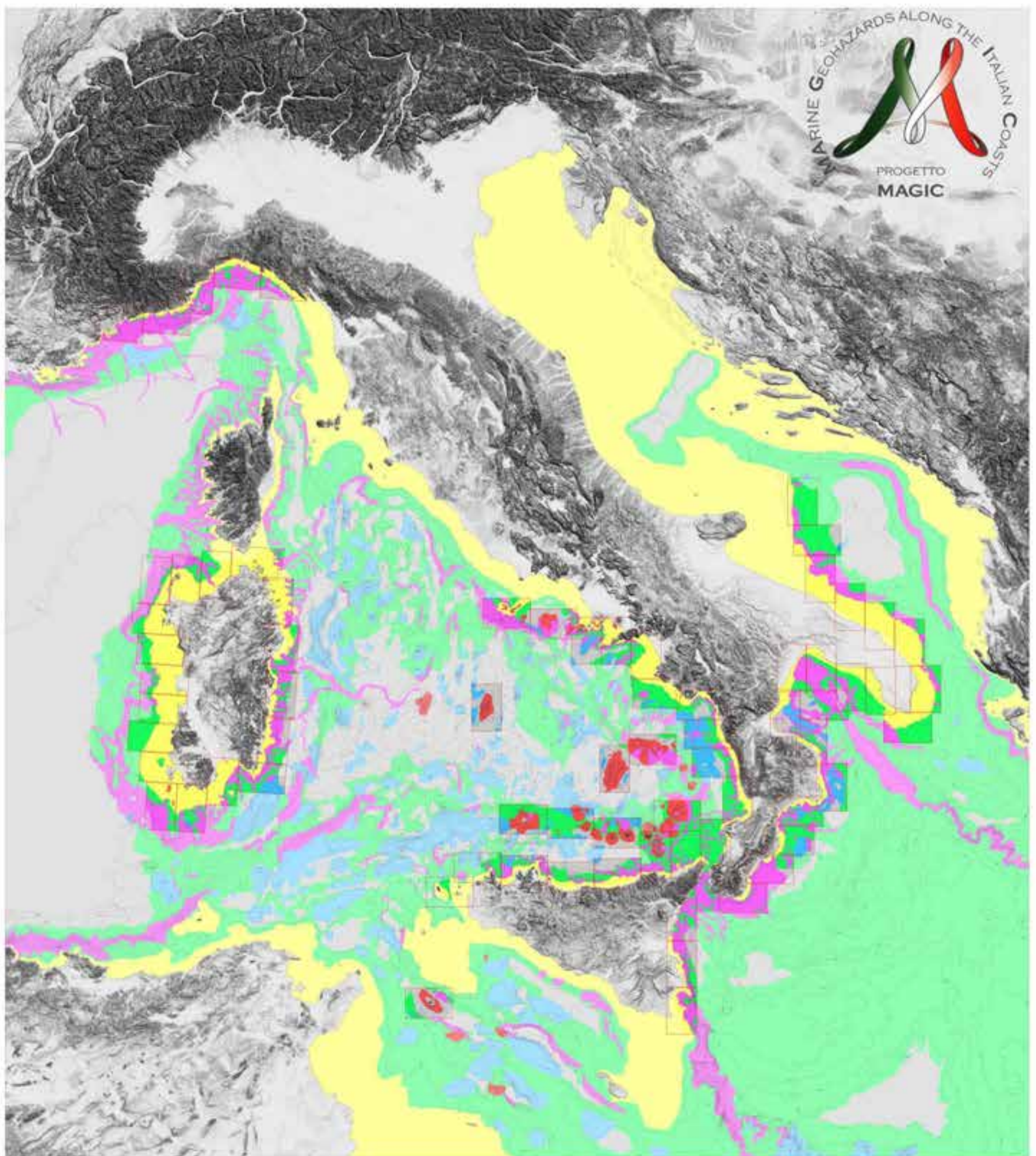


ATLANTE DEI LINEAMENTI  
DI PERICOLOSITA' GEOLOGICA DEI MARI ITALIANI  
RISULTATI DEL PROGETTO MAGIC





Si raccomanda di fare riferimento a tutto o parte di questo volume in uno dei seguenti modi /It is recommended that reference to all or part of this book should be made in one of the following ways:

F. L. Chiocci, F. Budillon, S. Ceramicola, F. Gamberi e P. Orrù (2021). *Atlante dei lineamenti di pericolosità geologica dei mari italiani- Risultati del progetto MaGIC*. CNR edizioni, Roma

D. Morelli, S. Migeon, N. Corradi, A. Savini, I. Balduzzi, D. Chisari, M. Coste, A. Cuppari, A. Darbo, E. Olivari, F. Fanucci-Tavola 1. Mar Ligure, pag. 20-41 in: F.L.Chiocci et al (2021) *Atlante dei lineamenti di pericolosità geologica dei mari italiani- Risultati del progetto*. CNR edizioni, Roma

D. Morelli, N. Corradi, S. Migeon, A. Savini, I. Balduzzi, D. Chisari, A. Darbo, E. Olivari, F. Fanucci-Foglio 1 Ventimiglia, pag. 22-25 in: F.L.Chiocci et al (2021) *Atlante dei lineamenti di pericolosità geologica dei mari italiani- Risultati del progetto MaGIC*. CNR edizioni, Roma

© Cnr Edizioni, 2021  
P. le Aldo Moro 7  
00185 Roma

ISBN 978-88-8080-457-4

In copertina è riportata la Carta dei domini fisiografici dei Mari Italiani. Questa carta è stata realizzata con il livello interpretativo 1 del Progetto MaGIC, esteso alle zone non coperte dai fogli MaGIC tramite analisi di dati di letteratura. Similmente alla rappresentazione utilizzata nelle tavole, le aree interpretate originariamente sono in colore pieno, le estrapolazioni basate su dati di letteratura sono in colore tenue.

A pagina 19 è riportata l'ubicazione, la numerazione e la denominazione delle tavole e dei fogli del progetto MaGIC.

In fondo al testo, in una pagina estensibile è riportata la legenda di tutta la cartografia prodotta, inclusa l'immagine di copertina.

*Cover page: Physiographic domains map of the Italian Seas. This map contains interpretative level 1 of the Magic Project, which was extended by analysis of literature data, to areas not covered by the MaGIC sheets. Similar to the representation used in the tables, the areas originally interpreted are in full color, whereas the extrapolations based on literature data are in light color.*

*At page 19 are present the location, the numbering, and the name of the Magic Project tables and sheets.*

*At the end of the text in a fold-out page is shown the legend of the whole produced cartography, encompassing the map in cover page.*



# ATLANTE DEI LINEAMENTI DI PERICOLOSITA' GEOLOGICA DEI MARI ITALIANI RISULTATI DEL PROGETTO MAGIC

A cura di F. L. Chiocci, F. Budillon, S. Ceramicola, F. Gamberi e P. Orrù

Roma 2021



Istituto di  
Geologia Ambientale  
e Geingegneria

Istituto di  
Scienze Marine

Istituto per  
l'Ambiente Marino Costiero\*

\* attualmente confluito in altri istituti CNR



CoNISMa

Consorzio Nazionale  
Interuniversitario  
per le Scienze del Mare

Università di Trieste  
Università di Genova  
Università di Milano-Bicocca  
Università di Roma-Sapienza  
Università del Sannio  
Università di Cagliari  
Università di Palermo



Istituto Nazionale di  
Oceanografia e di  
Geofisica Sperimentale



PROTEZIONE CIVILE

Presidenza del Consiglio dei Ministri  
Dipartimento della Protezione Civile



Stampato con fondi del Dipartimento Scienze del Sistema Terra e Tecnologie per l'Ambiente del Consiglio Nazionale delle Ricerche  
Allestimento (resp. F. G. Falese) e coordinamento a cura dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geingegneria del CNR





Dedicato alla memoria di Elisabetta Campiani,  
Francesco Fanucci e Giovanni Bortoluzzi, geologi marini e  
stimati colleghi.

*In memory of Elisabetta Campiani, Francesco Fanucci and  
Giovanni Bortoluzzi, marine geologists and  
esteemed colleagues.*



# PREFAZIONE

Francesco L. Chiocci (Coordinatore del progetto)

La struttura e gli scopi del Progetto MaGIC vengono descritti nelle pagine seguenti. Quello che ci preme evidenziare qui è come MaGIC sia stato un assoluto successo scientifico, organizzativo e culturale. Tutti gli obiettivi che ci si era preposti di raggiungere sono stati completati, nonostante importanti eventi avversi quali il raddoppio del prezzo del carburante e la perdita della nave oceanografica Tethys del CNR con la quale si era previsto di acquisire la maggior parte dei dati del Progetto MaGIC. Non solo sono stati realizzati tutti gli obiettivi prefissati, ma ne sono stati aggiunti di ulteriori non previsti dalla convenzione, quali 1) un foglio realizzato in acque territoriali francesi del centro di ricerca Géoazur, applicando la metodologia MaGIC e 2) un quarto livello interpretativo (punti di criticità) di particolare rilevanza per fini di Protezione Civile. Si ritiene che il lavoro fatto rappresenterà per i decenni a venire un elemento ineludibile per qualsiasi operazione di gestione delle emergenze geologiche a mare, offrirà una base per la pianificazione di approfondimenti laddove necessari e consentirà l'individuazione delle competenze e dei dati disponibili nelle diverse parti dei nostri mari. Dal punto di vista scientifico, un'enorme quantità di informazioni prima sconosciute sono state acquisite dalla comunità dei geologi marini, in primo luogo la sorprendente diffusione degli elementi erosivi e di instabilità gravitativa nella maggior parte dei margini continentali investigati dal Progetto MaGIC. Tale diffusione e indizi sull'inaspettata alta frequenza con la quale eventi di instabilità avvengono nelle poche zone in cui sono disponibili rilievi ripetuti, impone una nuova visione della pericolosità geologica per le coste e sull'evoluzione recente e la morfogenesi dei margini continentali in zone geologicamente attive. Questi temi sono stati l'oggetto di sessioni in congressi nazionali ed internazionali e di un convegno internazionale ad Ischia nel 2009 intitolato "Seafloor Mapping for Geohazard Assessment". Tra i risultati del Progetto MaGIC va citata la capacità dell'intera comunità scientifica nazionale che opera nel campo della geologia marina (tre istituti CNR, sette Università, l'Istituto OGS) di coagularsi attorno ad un'iniziativa di servizio e utilità sociale di grande respiro e produrre nei modi e nei tempi dovuti un prodotto che, dal punto di vista sia quantitativo sia qualitativo, ha pochi esempi nel mondo. Dell'iniziativa va dato merito a due dirigenti del Dipartimento di Protezione Civile (Bernardo de Bernardinis e Guido Bertolaso) che hanno concepito e realizzato un'iniziativa assolutamente non convenzionale per mettere in luce un tipo di rischio ambientale assolutamente poco conosciuto e per questo grandemente sottovalutato, ora come allora. A loro il merito di aver impegnato risorse ed energie in un'attività di Protezione Civile tanto poco appariscente quanto importante per il Paese.

Una ricaduta non involontaria del Progetto MaGIC riguarda le conseguenze che esso avrà nel campo della geologia marina e delle scienze del mare: la base di dati acquisita per fini di pericolosità geologica potrà essere utilizzata per ricerche scientifiche finalizzate alla definizione degli ambienti sommersi e alla comprensione dei processi endogeni (vulcanismo e faglie) ed esogeni (erosione e sedimentazione) che avvengono sui margini continentali italiani. Le ricadute saranno non solo in campo geologico ma anche ambientale (definizione degli habitat bentonici), di ritrovamento di relitti, perfino industriale, con la messa a disposizione di dati per desktop studies che facilitino la scelta di percorsi per cavi e condotte sottomarine o che meglio definiscono potenziali rischi per infrastrutture offshore.

Infine il gran numero di borse di studio, dottorati e assegni di ricerca che sono stati attivati per interpretare una mole di dati così grande, ha contribuito a costruire una generazione di giovani ricercatori "marini" che nel futuro potranno sviluppare ricerche e competenze per lo studio sempre più approfondito della parte sommersa dell'Italia che, nonostante rappresenti circa il doppio della superficie emersa del Paese, resta ancora in buona parte "Terra Incognita" per la gestione del territorio.

*Aims and structure of MaGIC Project will be described in the following pages. Here we want to stress the fact that the Project was an absolute success from scientific, organizational and cultural point of view. All the objectives that were foreseen at the beginnings have been accomplished, despite relevant adverse events, like the doubling of the price of the ship fuel and the lost of the R/V Tethys that was supposed to acquire most of the data for the MaGIC Project.*

*Not only all the objectives have been accomplished but others were added, not foreseen by the initial research contract, like: 1) an extra sheet realized in the Gulf of Lions by French colleagues from Géoazur, by using MaGIC methodology and 2) a fourth level of interpretation (Critical Points) specifically conceived for civil protection purposes.*

*We believe that what has been done in the MaGIC project would be for the decades to come an unavoidable knowledge for the management of any geological emergency at sea, will be the base to plan further studies where necessary and will allow to define competencies and data available in the different Italian seas.*

*From a scientific point of view, a huge amount of before unknown information have been gained by the marine geology community, above all the unexpected and astonishing diffusion of erosional features in most of the continental margins investigated by the MaGIC Project. Such diffusion and the unforeseen short time interval in which mass*

*wasting occurs in the few areas where repeated surveys are available, imposes a new view on coastal geohazard and on the recent evolution and morphogenesis of the continental margins in geologically active regions. These evidences have been presented in dedicated sessions in several national and international Congresses and Conferences, including a 2009 International Conferences on "Seafloor Mapping for Geohazard Assessment", organized within the MaGIC Project activity.*

*Among the result of the MaGIC project the capability of coordination of the whole national scientific marine geology community has to be included.*

*Three Institute of National Research Council, seven Universities and the OGS institute from Trieste joint their forces around a large project of societal relevance in order to produce a standardized cartography that is unparalleled worldwide both from quantitative and qualitative point of view.*

*The MaGIC project was promoted by two managers of the Italian Civil Protection Department (Bernardo de Bernardinis e Guido Bertolaso) that conceived and funded an initiative that was absolutely new, dealing with a new type of geohazard that was absolutely unknown and for this reason was and is largely underestimated. We acknowledge their courage in having invested resources and energy in a civil protection activity so little evident and conventional but so relevant for the safety of coastal areas and marine infrastructures.*

*A not-involuntary fallout of MaGIC project deals with the consequences that it will have in marine sciences: the large amount of data that was acquired for geohazard assessment will be used to realize other scientific researches such as the mapping of submarine environment, the better understanding of endogenous (volcanism and faulting) as well as exogenous (erosion and sedimentation) processes that occur in the Italian continental margins. The fallout will be also in not-strictly scientific fields such as planning of coastal infrastructures, support industrial activities with data available for desktop studies that may help in correct planning of cables and pipeline routes and other offshore infrastructures. Finally the large number of fellowships, PhDs and research contracts that have been activated to interpret such a large amount of data contributed to build a generation of young marine researcher that in the near future will carry on innovative researches and competencies for the study of the submarine part of the Italian territory that, despite the fact it accounts for almost the double of the Country emerged surface, still remains as "Terra Incognita" for land and infrastructure planning.*







# INDICE

<b>Prefazione</b> .....	pag. 5
<b>Approfondimenti tematici</b> .....	pag. 9
<b>Il Progetto MaGIC e la struttura dell'Atlante</b> .....	pag. 11
<b>Legenda e criteri interpretativi</b> .....	pag. 13
<b>Ubicazione delle Tavole e dei Fogli dell'Atlante MaGIC con indicazione degli Istituti responsabili della loro realizzazione</b> .....	pag. 19
<b>Tavola 1. Mar Ligure</b> , D. Morelli, S. Migeon, N. Corradi, A. Savini, I. Balduzzi, D. Chisari, M. Coste, A. Cuppari, A. Darbo, E. Olivari, F. Fanucci.....	pag. 20
Foglio 0, <b>Nizza</b> , S. Migeon, D. Morelli, M. Coste, F. Fanucci.....	pag. 22
Foglio 1, <b>Ventimiglia</b> , D. Morelli, N. Corradi, S. Migeon, A. Savini, I. Balduzzi, D. Chisari, A. Darbo, E. Olivari, F. Fanucci.....	pag. 26
Foglio 2, <b>Savona</b> , D. Morelli, N. Corradi, S. Migeon, A. Savini, E. Olivari, I. Balduzzi, F. Fanucci.....	pag. 30
Foglio 3, <b>Genova</b> , D. Morelli, N. Corradi, S. Migeon, A. Savini, I. E. Olivari, Balduzzi F. Fanucci.....	pag. 34
Foglio 4, <b>La Spezia</b> , D. Morelli, N. Corradi, A. Savini, I. Balduzzi, A. Cuppari, F. Fanucci.....	pag. 38
<b>Tavola 2. Golfo di Napoli e Isole Pontine</b> , F. Budillon, E. Martorelli, Conforti, G. De Falco, A. Bosman, G. Di Martino, M. Fieretto Carlino, M. Misuraca, S. Innangi, M. Pierdomenico, A. Sposato, R. Tonielli, D. Casalbore, R. Capperucci, A.M. Conte, F. Falese, M. Ingrassia, E. Marsella, C. Montanaro, E. Morelli, R. Sisinni, F.L. Chiocci.....	pag. 42
Foglio 5, <b>Isole Pontine</b> , E. Martorelli, A. Sposato, A.M. Conte, M. Ingrassia, A. Bosman, R. Capperucci, D. Casalbore, F. Falese, C. Montanaro, M. Pierdomenico, R. Sisinni, F.L. Chiocci.....	pag. 44
Foglio 6, <b>Ventotene</b> , M. Pierdomenico, E. Martorelli, D. Casalbore, A. Bosman, R. Capperucci, F. Falese, M. Ingrassia, C. Montanaro, E. Morelli, R. Sisinni, A. Sposato, F.L. Chiocci.....	pag. 48
Foglio 7, <b>Ischia</b> , G. De Falco, F. Budillon, A. Conforti, R. Tonielli, G. Di Martino, S. Innangi, M. Misuraca, E. Marsella.....	pag. 52
Foglio 8, <b>Napoli</b> , A. Conforti, F. Budillon, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, M. Fieretto Carlino, E. Marsella, R. Tonielli.....	pag. 56
Foglio 9, <b>Salerno</b> , F. Budillon, A. Conforti, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, E. Marsella, R. Tonielli.....	pag. 60
<b>Tavola 3. Calabria Tirrenica</b> , D. Casalbore, A. Conforti, F. Budillon, Martorelli E., E. Morelli, M. Pierdomenico, A. Bosman, G. De Falco, G. Di Martino, F. Falese, S. Innangi, R. Tonielli, C. Adami, I. Foderà, E. Lai, M.D. Lodi, V. Lo Presti, E. Marsella, C. Montanaro, A. Sposato, F. L. Chiocci.....	pag. 64
Foglio 10, <b>Acciaroli</b> , F. Budillon, A. Conforti, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, E. Marsella, R. Tonielli.....	pag. 66
Foglio 11, <b>Maratea</b> , A. Conforti, A. Bosman, F. Budillon, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, E. Marsella, R. Tonielli.....	pag. 70
Foglio 12, <b>Diamante</b> , D. Casalbore, E. Morelli, A. Bosman, C. Adami, F. Falese, E. Lai, E. Martorelli, A. Sposato, F. L. Chiocci.....	pag. 74
Foglio 13, <b>Paola</b> , M. Pierdomenico, E. Martorelli, D. Casalbore, A. Bosman, F. Falese, E. Lai, V. Lo Presti, C. Montanaro, E. Morelli, A. Sposato, F. L. Chiocci.....	pag. 78
Foglio 14, <b>Golfo di S. Eufemia</b> , A. Bosman, E. Martorelli, D. Casalbore, F. Falese, E. Lai, V. Lo Presti, C. Montanaro, E. Morelli, M. Pierdomenico, A. Sposato, F.L. Chiocci.....	pag. 82
Foglio 15, <b>Gioia Tauro</b> , E. Morelli, M. Pierdomenico, E. Martorelli, A. Bosman, D. Casalbore, F. Falese, I. Foderà, E. Lai, V. Lo Presti, M.D. Lodi, A. Sposato, F.L. Chiocci.....	pag. 86
<b>Tavola 4. Isole Eolie e Sicilia Nord-Orientale</b> , F. Gamberi, D. Casalbore, M. Marani, M. Rovere, A. Bosman, M. Calarco, G. Dalla Valle, E. Leidi, E. Martorelli, A. Mercorella, M. Pierdomenico, C. Romagnoli, C. Adami, F. Falese, A. Fascetti, V. Ferrante, M. Ingrassia, E. Lai, C. Montanaro, A. Sposato, F.L. Chiocci.....	pag. 90
Foglio 16, <b>Stromboli</b> , D. Casalbore, A. Bosman, C. Romagnoli, C. Adami, M. Calarco, F. Falese, A. Fascetti, E. Martorelli, A. Sposato, F.L. Chiocci.....	pag. 92
Foglio 17, <b>Milazzo</b> , M. Rovere, A. Mercorella, V. Ferrante, M. Marani, F. Gamberi, E. Leidi.....	pag. 96
Foglio 18, <b>Capo d'Orlando</b> , D. Casalbore, C. Montanaro, C. Romagnoli, A. Bosman, F. Falese, A. Fascetti, M. Ingrassia, E. Lai, M. Pierdomenico, F.L. Chiocci.....	pag. 100
Foglio 19, <b>Alicudi-Filicudi</b> , M. Marani, F. Gamberi, A. Mercorella, V. Ferrante, M. Rovere, E. Leidi.....	pag. 104
Foglio 20, <b>Sisifo-Enarete</b> , M. Rovere, M. Marani, V. Ferrante, E. Leidi, A. Mercorella, F. Gamberi.....	pag. 108
Foglio 23, <b>Sant'Agata di Militello</b> , F. Gamberi, E. Leidi, M. Rovere, M. Marani, A. Mercorella, G. Dalla Valle.....	pag. 112
<b>Tavola 5. Seamount Vulcanici del Tirreno Centro-Meridionale</b> , M. Marani, F. Gamberi, E. Leidi, A. Mercorella, M. Rovere, V. Ferrante.....	pag. 116
Foglio 21, <b>Marsili</b> , M. Marani, F. Gamberi, A. Mercorella, V. Ferrante, M. Rovere, E. Leidi.....	pag. 118
Foglio 22, <b>Vavilov</b> , M. Marani, F. Gamberi, A. Mercorella, V. Ferrante, M. Rovere, E. Leidi.....	pag. 122
Foglio 29, <b>Seamount Palinuro</b> , M. Marani, V. Ferrante, M. Rovere, F. Gamberi, A. Mercorella, E. Leidi.....	pag. 126
<b>Tavola 6. Sicilia Nord-Occidentale e Pantelleria</b> , A. Sulli, M. Calarco, M. Agate, L. Albano, A. Bosman, G. Di Grigoli, F. Gargano, V. Lo Presti, E. Martorelli, V. Pennino, A. Sposato, E. Zizzo, G. Anzelmo, A. Bonfardeci, D. Casalbore, G. Ciaccio, A.M. Conte, M. Ingrassia, S. Innangi, F. Interbartolo, E. Lai, C. Lo Iacono, C. Luzzu, P.E. Orrù, F. Pepe, M. Pierdomenico, C. Romagnoli, D. Spatola, F.L. Chiocci.....	pag. 130
Foglio 24, <b>Cefalù</b> , A. Sulli, M. Agate, F. Gargano, V. Lo Presti, V. Pennino, F. Interbartolo, F. Pepe, G. Di Grigoli, A. Bonfardeci, S. Innangi, P.E. Orrù.....	pag. 132
Foglio 25, <b>Palermo</b> , A. Sulli, M. Agate, V. Pennino, C. Lo Iacono, F. Gargano, V. Lo Presti, F. Interbartolo, D. Spatola, G. Di Grigoli, G. Ciaccio.....	pag. 136
Foglio 26, <b>Ustica</b> , A. Sulli, M. Agate, F. Gargano, G. Di Grigoli, V. Lo Presti, V. Pennino, F. Interbartolo, G. Ciaccio, F. Pepe, C. Lo Iacono.....	pag. 140
Foglio 27, <b>Capo San Vito</b> , A. Sulli, M. Agate, F. Gargano, V. Pennino, F. Interbartolo, A. Bonfardeci, G. Anzelmo, L. Albano, E. Zizzo, C. Luzzu, G. Ciaccio, E. Lai.....	pag. 144
Foglio 28, <b>Egadi</b> , A. Sulli, M. Agate, F. Gargano, V. Pennino, F. Interbartolo, A. Bonfardeci, G. Anzelmo, L. Albano, E. Zizzo, C. Luzzu, G. Ciaccio, E. Lai.....	pag. 148
Foglio 30, <b>Pantelleria</b> , M. Calarco, E. Martorelli, A. Sposato, A. Bosman, D. Casalbore, A.M. Conte, M. Ingrassia, E. Lai, V. Lo Presti, M. Pierdomenico, C. Romagnoli, F.L. Chiocci.....	pag. 152
<b>Tavola 7. Sicilia Orientale</b> , F.L. Chiocci, A. Argnani, L. Gasperini, E. Martorelli, A. Bosman, M. Ligi, D. Ridente, M. Marchetti, C. Adami, M. Calarco, D. Casalbore, D. Cavallaro, M. Coltelli, F. Del Bianco, F. Falese, A. Fascetti, V. Ferrante, M. Ingrassia, E. Lai, E. Leidi, M.D. Lodi, F. Maisto, A. Mercorella, E. Morelli, M. Pierdomenico, A. Polonia, A. Sposato.....	pag. 156
Foglio 31, <b>Capo Passero</b> , A. Argnani, E. Leidi, V. Ferrante, M. Ligi, A. Mercorella.....	pag. 158
Foglio 32, <b>Siracusa</b> , L. Gasperini, A. Polonia, V. Ferrante, F. Del Bianco, E. Leidi.....	pag. 162
Foglio 33, <b>Catania</b> , F.L. Chiocci, A. Bosman, D. Ridente, C. Adami, D. Casalbore, D. Cavallaro, M. Coltelli, M. Ingrassia, E. Lai, M.D. Lodi, F. Maisto, E. Morelli, M. Pierdomenico, A. Sposato.....	pag. 166
Foglio 34, <b>Messina</b> , F.L. Chiocci, E. Martorelli, D. Ridente, M. Marchetti, C. Adami, A. Bosman, M. Calarco, D. Casalbore, F. Falese, A. Fascetti, E. Lai, E. Morelli, M. Pierdomenico, A. Sposato.....	pag. 170
<b>Tavola 8. Calabria Ionica</b> , S. Ceramicola, F. Fanucci, C. Corselli, E. Colizza, D. Morelli, A. Cova, A. Savini, D. Praeg, M. Zecchin, A. Caburlotto, O. Candoni, D. Civile, M. Coste, D. Cotterle, S. Critelli, A. Cuppari, M. Deponete, R. Dominici, E. Forlin, E. Gordini, C. Tessarolo, F. Marchese, F. Muto, S. Palamara, R. Ramella, L. Facchin, R. Romeo.....	pag. 174
Foglio 35, <b>Capo Spartivento</b> , E. Colizza, D. Morelli, F. Fanucci, A. Cuppari, A. Savini.....	pag. 176
Foglio 36, <b>Siderno</b> , C. Corselli, A. Savini, C. Tessarolo, F. Marchese, S. Palamara.....	pag. 180
Foglio 37, <b>Punta Stilo</b> , S. Ceramicola, D. Morelli, E. Colizza, A. Cova, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, A. Caburlotto, O. Candoni, D. Civile, M. Coste, D. Cotterle, A. Cuppari, L. Facchin, R. Romeo, R. Ramella, F. Fanucci.....	pag. 184
Foglio 38, <b>Catanzaro</b> , S. Ceramicola, D. Morelli, E. Colizza, A. Cova, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, A. Caburlotto, O. Candoni, D. Civile, M. Coste, D. Cotterle, A. Cuppari, R. Ramella, F. Fanucci.....	pag. 188
Foglio 39, <b>Crotone</b> , S. Ceramicola, A. Cova, S. Critelli, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, A. Caburlotto, O. Candoni, D. Civile, M. Coste, D. Cotterle, M. Deponete, R. Dominici, E. Gordini, F. Muto, R. Ramella.....	pag. 192
<b>Tavola 9. Golfo di Taranto</b> , S. Ceramicola, M.R. Senatore, A. Cova, A. Meo, M. Zecchin, D. Praeg, D. Cotterle, S. Critelli, A. Caburlotto, D. Civile, M. Coste, R. Dominici, E. Forlin, F. Muto, A. Bosman, F.L. Chiocci, E. Lai, D. Casalbore, E. Morelli, O. Candoni, E. Gordini, M. Deponete, R. Ramella, L. Facchin, R. Romeo.....	pag. 196
Foglio 40, <b>Cirò</b> , S. Ceramicola, A. Cova, S. Critelli, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, A. Caburlotto, O. Candoni, D. Civile, M. Coste, D. Cotterle, M. Deponete, R. Dominici, E. Gordini, F. Muto, R. Ramella.....	pag. 198
Foglio 41, <b>Corigliano</b> , S. Ceramicola, A. Cova, S. Critelli, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, A. Caburlotto, O. Candoni, D. Civile, M. Coste, D. Cotterle, R. Dominici, L. Facchin, F. Muto, R. Romeo, R. Ramella.....	pag. 202
Foglio 42, <b>Metaponto</b> , M.R. Senatore, A. Meo, A. Bosman, F.L. Chiocci, E. Lai.....	pag. 206
Foglio 43, <b>Taranto</b> , M.R. Senatore, A. Meo, A. Bosman, D. Casalbore, F.L. Chiocci, E. Lai, E. Morelli.....	pag. 210
Foglio 44, <b>Manduria</b> , S. Ceramicola, A. Cova, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, O. Candoni, M. Coste, R. Ramella.....	pag. 214
Foglio 45, <b>Valle di Taranto</b> , S. Ceramicola, A. Cova, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, O. Candoni, M. Coste, A. Meo, M. R. Senatore, R. Ramella.....	pag. 218
Foglio 46, <b>Gallipoli</b> , S. Ceramicola, A. Cova, E. Forlin, D. Praeg, M. Zecchin, O. Candoni, M. Coste, R. Ramella.....	pag. 222
<b>Tavola 10. Puglia Meridionale</b> , E. Campiani, C. Corselli, A. Savini, F. Fogliani, G. Dalla Valle, K. Gariboldi, E. Grimoldi, E. Leidi, F. Marchese, A. Mercorella, L. Milan, S. Palamara, F. Trincardi.....	pag. 226
Foglio 47, <b>Santa Maria di Leuca</b> , C. Corselli, A. Savini, F. Marchese, S. Palamara, K. Gariboldi, E. Grimoldi, L. Milan.....	pag. 228
Foglio 48, <b>Castro</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 232
Foglio 49, <b>San Cataldo</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 236
Foglio 50, <b>Mesagne</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 240
<b>Tavola 11. Puglia Centrale</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 244
Foglio 51, <b>Ostuni</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 246
Foglio 52, <b>Mola di Bari</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 250
Foglio 53, <b>Bari</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 254
Foglio 54, <b>Vieste</b> , E. Campiani, F. Fogliani, G. Dalla Valle, E. Leidi, A. Mercorella, F. Trincardi.....	pag. 258
<b>Tavola 12. Sardegna Orientale</b> , F. Gamberi, M. Marani, G. Dalla Valle, M. Rovere, E. Leidi, A. Mercorella, V. Ferrante.....	pag. 262
Foglio 55, <b>Tavolara</b> , F. Gamberi, G. Dalla Valle, M. Rovere, E. Leidi, A. Mercorella, V. Ferrante.....	pag. 264
Foglio 56, <b>Orosei</b> , F. Gamberi, E. Leidi, G. Dalla Valle, M. Rovere, M. Marani, A. Mercorella.....	pag. 268
Foglio 57, <b>Arbatax</b> , G.F. Gamberi, E. Leidi, G. Dalla Valle, M. Rovere, M. Marani, A. Mercorella.....	pag. 272
Foglio 58, <b>Costa Rei</b> , F. Gamberi, E. Leidi, G. Dalla Valle, M. Rovere, M. Marani, A. Mercorella.....	pag. 276
<b>Tavola 13. Sardegna Meridionale</b> , P.E. Orrù, G. Deiana, L. Lecca, A. Meleddu, E. Paliaga, S. Todde.....	pag. 280
Foglio 59, <b>Capo Carbonara</b> , P.E. Orrù, S. Todde, G. Deiana, E. Paliaga, A. Meleddu.....	pag. 282
Foglio 60, <b>Cagliari</b> , P.E. Orrù, G. Deiana, A. Meleddu, S. Todde, E. Paliaga.....	pag. 286
Foglio 61, <b>Teulada</b> , P.E. Orrù, G. Deiana, E. Paliaga, S. Todde, A. Meleddu.....	pag. 290
Foglio 62, <b>Toro-Vacca</b> , P.E. Orrù, G. Deiana, S. Todde, A. Meleddu, E. Paliaga, L. Lecca.....	pag. 294
Foglio 63, <b>Sant'Antioco</b> , P.E. Orrù, G. Deiana, E. Paliaga, A. Meleddu.....	pag. 298
<b>Tavola 14. Sardegna Occidentale</b> , G. De Falco, A. Conforti, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli, F. Budillon.....	pag. 302
Foglio 64, <b>Buggerru</b> , R. Tonielli, F. Budillon, A. Conforti, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi.....	pag. 304
Foglio 65, <b>Piscinas</b> , G. De Falco, F. Budillon, A. Conforti, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli.....	pag. 308
Foglio 66, <b>Oristano</b> , G. De Falco, F. Budillon, A. Conforti, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli.....	pag. 312
Foglio 67, <b>Bosa</b> , F. Budillon, A. Conforti, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli.....	pag. 316
Foglio 68, <b>Alghero</b> , F. Budillon, A. Conforti, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli.....	pag. 320
<b>Tavola 15 Sardegna Settentrionale</b> , A. Conforti, F. Budillon, G. De Falco, G. Deiana, G. Di Martino, S. Innangi, A. Meleddu, P.E. Orrù, E. Paliaga, S. Todde, R. Tonielli.....	pag. 324
Foglio 69, <b>Asinara</b> , G. De Falco, F. Budillon, A. Conforti, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli.....	pag. 326
Foglio 70, <b>Porto Torres</b> , A. Conforti, F. Budillon, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli.....	pag. 330
Foglio 71, <b>Castelsardo</b> , A. Conforti, F. Budillon, G. De Falco, G. Di Martino, S. Innangi, R. Tonielli.....	pag. 334
Foglio 72, <b>La Maddalena</b> , P.E. Orrù, G. Deiana, E. Paliaga, S. Todde, A. Meleddu.....	pag. 338
<b>Ubicazione e lista dei punti di criticità (livello interpretativo 4)</b> .....	pag. 342
<b>Bibliografia</b> .....	pag. 345
<b>Elenco dei partecipanti al Progetto MaGIC</b> .....	pag. 351
<b>Carta dei domini fisiografici dei mari italiani derivata dalle ricerche del Progetto MaGIC</b> .....	pag. 353



# APPROFONDIMENTI TEMATICI

Per ogni foglio, oltre alla descrizione generale, si sono approfonditi specifici aspetti che meritavano di essere descritti in dettaglio per significatività, originalità o singolarità.

## Tavola 1. Mar Ligure

- Foglio 0, **Nizza**-Destabilizzazione della scarpata superiore della *Baie des Anges*; La Frana tsunamigenica di Nizza 1979; Il sistema di frane di "Cirque Marcel".  
Foglio 1, **Ventimiglia**-Canyon occidentali del margine alpino; Testate del Canyon di Roja e Bordighera; *Mega-slide* della scarpata inferiore.  
Foglio 2, **Savona**-Sistema di canyon confluenti all'interno della scarpata; Deformazioni compressive: La Dorsale di Imperia e altre strutturazioni associate.  
Foglio 3, **Genova**-Morfo-batimetria e sismicità; Canyon di Polcevera e Bisagno; Aree di risalite di fluidi: *Pockmark* giganti.  
Foglio 4, **La Spezia**-Canyon di Levante; La Frana di Portofino; Paleovalli messiniane.

## Tavola 2. Golfo di Napoli e Isole Pontine

- Foglio 5, **Isole Pontine**-Instabilità gravitativa a sud di Punta La Guardia; Depressioni associate ad attività di emissione idrotermale; Fenomeni d'instabilità gravitativa lungo la scarpata continentale prospiciente la Piana del Vavilov.  
Foglio 6, **Ventotene**-Terrazzi Deposizionali Sommersi; *Pockmark* nel Bacino di Ventotene; Caldera di Ventotene.  
Foglio 7, **Ischia**-I collassi gravitativi a nord e a ovest dell'Isola d'Ischia; I banchi vulcanici; Il Golfo Pozzuoli.  
Foglio 8, **Napoli**-I depositi dell'eruzione vesuviana del 79 DC in piattaforma e la Struttura del Banco della Montagna; Le biocostruzioni di mare profondo; La Frana di Poseidonia.  
Foglio 9, **Salerno**-Scarpata di faglia a fondo mare; Gas biogenico in settori di prodelta; Depositi da evento nel tardo Olocene.

## Tavola 3. Calabria Tirrenica

- Foglio 10, **Acciaroli**-Affioramento del substrato e forme di fondo; La Frana di Licosa; Emissioni di fluidi.  
Foglio 11, **Maratea**-Il sistema Canyon-Conoide del Bulgheria; La Secca di Mezzanotte; Elementi distintivi in ambiente neritico.  
Foglio 12, **Diamante**-Forme di fondo e *gully* in piattaforma; *Seamount* Vulcanici.  
Foglio 13, **Paola**-Lineamenti morfologici della piattaforma continentale; Il Bacino di Paola; Aree a *Pockmark*.  
Foglio 14, **Golfo di S. Eufemia**-Elementi morfologici distintivi della piattaforma continentale; Il Canyon Angitola; Processi di instabilità gravitativa.  
Foglio 15, **Gioia Tauro**-Instabilità gravitativa costiera nel settore meridionale; Il Sistema di Canyon Gioia-Mesima; Forme di fondo a nord dello Stretto di Messina.

## Tavola 4. Isole Eolie e Sicilia Nord-Orientale

- Foglio 16, **Stromboli**-Piattaforma insulare di Panarea e fuoriuscita di gas 2002-2003; Collapsi di settore nel fianco est di Stromboli; Frana tsunamigenica del 2002 e collapsi di settore nel fianco NO.  
Foglio 17, **Milazzo**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Milazzo; Stratigrafia del Bacino di Gioia; Stratigrafia ad alta risoluzione del margine continentale.  
Foglio 18, **Capo D'Orlando**-Frane traslazionali a Banco del Bagno; Caldera di La Fossa e *fan* vulcanoclastico.  
Foglio 19, **Alicudi-Filicudi**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Alicudi-Filicudi; Vulcano Eolo; Strutture tettoniche; Attività idrotermale e coralli sul Vulcano Eolo.  
Foglio 20, **Sisifo-Enarete**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Sisifo-Enarete; Colata lavica; Profili sparker; Coralli; Idrotermalismo sul Vulcano Enarete.  
Foglio 23, **Sant'Agata di Militello**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Sant'Agata di Militello; Faglie; Testate dei canyon.

## Tavola 5. Seamount Vulcanici del Tirreno Centro-Meridionale

- Foglio 21, **Marsili**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Marsili; *Rift* sommitale; Side Scan Sonar sul Marsili; I prodotti: lave e depositi.  
Foglio 22, **Vavilov**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Vavilov; Vulcaniti dell'Edificio Vavilov; Deposito di frana alla base dell'edificio; Sismostratigrafia del bacino circostante.  
Foglio 29, **Seamount Palinuro**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Seamount Palinuro; Attività idrotermale; Vermi a tubo.

## Tavola 6. Sicilia Nord-Occidentale e Pantelleria

- Foglio 24, **Cefalù**-Elementi morfologici distintivi del settore occidentale; Il Canyon Capo Plaia; Frane e *Pockmark* lungo la scarpata.  
Foglio 25, **Palermo**-Canyon sottomarini; Neotettonica e sismicità; Fuoriuscita di fluidi ed instabilità gravitativa.  
Foglio 26, **Ustica**-Rocce e sedimenti vulcano-clastici; Principali lineamenti morfologici; Morfologie vulcaniche ed instabilità gravitativa lungo la scarpata vulcanica sottomarina.  
Foglio 27, **Capo San Vito**-Il Sistema del Cofano; Due differenti tipi di piattaforma continentale; La Frana di Scopello.  
Foglio 28, **Egadi**-Neotettonica e strutture associate; Depositi progradanti al margine della piattaforma continentale; Forme di fondo.  
Foglio 30, **Pantelleria**-Frane sottomarine; Apparatii eruttivi sommersi nel settore nord-occidentale dell'edificio vulcanico; Biocostruzioni.

## Tavola 7. Sicilia Orientale

- Foglio 31, **Capo Passero**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Capo Passero; Anfiteatro settentrionale-sistema di drenaggio; Piattaforma meridionale-frana incipiente.  
Foglio 32, **Siracusa**-Morfologia; Stratigrafia; Il terremoto/tsunami del 1693.  
Foglio 33, **Catania**-Il Canyon di Fiumefreddo; Instabilità gravitativa del margine continentale e del fianco del vulcano.  
Foglio 34, **Messina**-Il Canyon di Messina; Il terremoto di Messina e Reggio Calabria del 1908; L'area di soglia.

For each sheet, beside the general description, specific highlights have been described, due to their significance, originality, or singularity.

## Table 1. Ligurian Sea

- Sheet 0, **Nizza**-Upper slope destabilization of the *Baie des Anges*; Tsunamigenic Landslide of Nizza 1979; Slides system of "Cirque Marcel".  
Sheet 1, **Ventimiglia**-Western canyons of the Alpine margin; Roja and Bordighera Canyon heads; *Mega-slide* of the lower slope.  
Sheet 2, **Savona**-Canyon system flowing into the continental slope; Compressive deformation: The Imperia Ridge and the associated structuring.  
Sheet 3, **Genova**-Morfo-bathymetry and seismicity; Polcevera and Bisagno Canyons; Fluid escape areas: Giant *pockmarks*.  
Sheet 4, **La Spezia**-Levante Canyon; Portofino Landslide; Messinian paleo-valleys.

## Table 2. Naples Gulf and Pontine Islands

- Sheet 5, **Isole Pontine**-Gravitational instability south of Punta La Guardia; Depressions associated with hydrothermal emission activity; Gravitational instability phenomena on the slope overlooking the Vavilov Plain.  
Sheet 6, **Ventotene**-Submerged Depositional Terraces; *Pockmarks* in the Ventotene Basin; The Caldera of Ventotene.  
Sheet 7, **Ischia**-The gravity collapses in the north west sectors of Ischia Island; Volcanic banks; The Pozzuoli Gulf.  
Sheet 8, **Napoli**-Shelf deposition of the Vesuvian 79 AD eruption and the Montagna Bank structure; Deep-water bioconstructions; The Poseidonia Slide.  
Sheet 9, **Salerno**-Seafloor fault scarp; Biogenic gas in prodelta sectors; Late Holocene event deposits.

## Table 3. Tyrrhenian Calabria

- Sheet 10, **Acciaroli**-Bedrock outcrop and bedforms; The Licosa Slide; Fluids escapes.  
Sheet 11, **Maratea**-The Bulgheria Canyon-Fan system; The Secca di Mezzanotte; Distinctive elements in neritic environment.  
Sheet 12, **Diamante**-Bedforms and gullies on the shelf; Volcanic seamounts.  
Sheet 13, **Paola**-Morphological lineaments of the continental shelf; Paola Basin; *Pockmark* areas.  
Sheet 14, **Golfo di S. Eufemia**-Distinctive morphological elements of the continental shelf; The Angitola Canyon; Gravitational instability processes.  
Sheet 15, **Gioia Tauro**-Coastal gravitational instability in the southern sector; The Gioia-Mesima Canyon system; Bedforms north of the Messina Strait.

## Table 4. Eolie Island and Sicilia NW

- Sheet 16, **Stromboli**-Panarea insular shelf and gas escapes 2002-2003; Collapses on the eastern flank of Stromboli; 2002 tsunamigenic landslide and sector collapses on the NW flank.  
Sheet 17, **Milazzo**-Distinctive morphological elements of the Sheet Milazzo; Stratigraphy of Gioia Basin; High-resolution stratigraphy of the continental margin.  
Sheet 18, **Capo D'Orlando**-Translational landslides at the Banco del Bagno; La Fossa Caldera and volcanoclastic fan.  
Sheet 19, **Alicudi-Filicudi**-Distinctive morphological elements of the Sheet Alicudi-Filicudi; Eolo Volcano; Tectonic structures; Hydrothermal activity and corals on the Eolo Volcano.  
Sheet 20, **Sisifo-Enarete**-Distinctive morphological elements of the Sheet Sisifo-Enarete; Lava flow; Sparker profiles; Corals; Hydrothermalism on the Enarete Volcano.  
Sheet 23, **Sant'Agata di Militello**-Distinctive morphological elements of the Sheet Sant'Agata di Militello; Faults; Canyon heads.

## Table 5. Seamount of the Central-Southern Tyrrhenian Sea

- Sheet 21, **Marsili**-Distinctive morphological elements of the Sheet Marsili; Summit rift; Side Scan Sonar on the Marsili Volcano; Products: lavas and deposits.  
Sheet 22, **Vavilov**-Distinctive morphological elements of the Sheet Vavilov; Vulcanites of the Vavilov Seamount; Landslide deposit at the base of the edifice; Sismo-stratigraphy of the surrounding basin.  
Sheet 29, **Seamount Palinuro**-Distinctive morphological elements of the Sheet Seamount Palinuro; Hydrothermal activity; Tubeworms.

## Table 6. North-Western Sicily and Pantelleria

- Sheet 24, **Cefalù**-Distinctive morphological elements of the western sector; The Capo Plaia Canyon; Submarine landslides and *pockmarks* along the slope.  
Sheet 25, **Palermo**-Submarine canyons; Neotectonic and seismicity; Fluid escapes and gravitational instability.  
Sheet 26, **Ustica**-Volcanoclastic rocks and sediments; Main morphostructural lineaments; Volcanic morphologies and gravitational instability along the submarine volcanic escarpment.  
Sheet 27, **Capo San Vito**-The Cofano System; Two different types of continental shelf; The Scopello Landslide.  
Sheet 28, **Egadi**-Neotectonic and associated structures; Prograding deposits on the continental shelf margin; Bedforms.  
Sheet 30, **Pantelleria**-Submarine landslide; Submarine eruptive centers in the north-western sector of the volcanic edifice; Bioherms.

## Table 7. Eastern Sicily

- Sheet 31, **Capo Passero**-Distinctive morphological elements of the Sheet Capo Passero; The northern amphiteater-drainage system; Southern shelf-incipient landslide.  
Sheet 32, **Siracusa**-Morphology; Stratigraphy; The 1693 earthquake/tsunami.  
Sheet 33, **Catania**-The Fiumefreddo Canyon; Gravitational instability of the continental margin and of the volcano flank.  
Sheet 34, **Messina**-The Messina Canyon; The 1908 Messina and Reggio Calabria earthquake; The sill area.

#### **Tavola 8. Calabria Ionica**

- Foglio 35, **Capo Spartivento**-Sistema di testate in arretramento; Risalite di fluidi nel settore nord-orientale; Risalite di fluidi nel settore sud-occidentale.
- Foglio 36, **Siderno**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Siderno; Prossimità alla costa delle testate dei canyon; Instabilità incipiente lungo i fianchi dei canyon.
- Foglio 37, **Punta Stilo**-La Frana di Assi; Ricostruzione della dinamica della Frana di Assi; Modellazione e propagazione dello Tsunami della Frana di Assi.
- Foglio 38, **Catanzaro**-Il Canyon di Squillace; I Vulcani di Fango Catanzaro e Venere; Le ondulazioni gravitative lungo la scarpata del Bacino di Spartivento.
- Foglio 39, **Crotone**-Movimenti di massa sottomarini; Il *Megaslide* di Crotone; Il Canyon dell'Esaro.

#### **Tavola 9. Golfo di Taranto.**

- Foglio 40, **Cirò**-Il Canyon di Alice e il Porto di Cirò; Morfometria dei canyon calabresi; Paleocanyon di Serramulara.
- Foglio 41, **Corigliano**-I Terrazzi sommersi calabresi; Il Delta del Crati; La paleoisola di Amendolara.
- Foglio 42, **Metaponto**-Testata del Canyon di Taranto; *Gully* lungo il margine.
- Foglio 43, **Taranto**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Taranto; La Frana di Taranto; Stratigrafia fisica della scarpata superiore.
- Foglio 44, **Manduria**-Le nicchie di frana sulla scarpata continentale Apula; Il Canyon di Manduria; Le onde di sedimento.
- Foglio 45, **Valle di Taranto**-Il margine calabro ionico e il margine apulo; Il Canyon di Taranto; I *mass transport complexes* (MTCs) nei bacini di intrascarpa dell'Amendolara.
- Foglio 46, **Gallipoli**-Il coralligeno; La piccola Frana di Gallipoli; Le Secche di Ugento.

#### **Tavola 10. Puglia Meridionale**

- Foglio 47, **Santa Maria di Leuca**-I depositi di frana del margine ionico nord-orientale; I *coral mound* del margine ionico settentrionale; Impatto antropico e morfologia dei fondali.
- Foglio 48, **Castro**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Castro; Stratigrafia del margine; Campi di dune in piattaforma.
- Foglio 49, **San Cataldo**-Elementi morfologici distintivi del Foglio San Cataldo; Strutture da emissioni di fluidi sul ciglio della piattaforma; Erosione e deposizione: dune in piattaforma esterna e solchi erosivi sul ciglio della piattaforma.
- Foglio 50, **Mesagne**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Mesagne; Morfologia della piattaforma interna e relitti erosivi sulla piattaforma esterna; Depositi conturritici sul ciglio della piattaforma e depositi di frana lungo la scarpata.

#### **Tavola 11. Puglia Centrale**

- Foglio 51, **Ostuni**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Ostuni; Morfologia della piattaforma e vulcani di sedimento; Forme erosive sul ciglio della piattaforma e morfologia della scarpata superiore.
- Foglio 52, **Mola di Bari**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Mola di Bari; Canyon di Bari; *sediment drift* e campi di dune; Forme di fondo erosivo-deposizionali e relitti erosivi in piattaforma.
- Foglio 53, **Bari**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Bari; La frana e la struttura deformativa di Gondola; Interazione tra correnti di fondo e morfologia.
- Foglio 54, **Vieste**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Vieste; Depositi conturritici; Solchi erosivi in piattaforma e frane in scarpata; Erosione/deposizione.

#### **Tavola 12. Sardegna Orientale**

- Foglio 55, **Tavolara**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Tavolara; Cordoni litorali relitti; Parco di Tavolara-Punta Coda Cavallo.
- Foglio 56, **Orosei**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Orosei; Apparato vulcanico in piattaforma; Canyon di Gonone; processi.
- Foglio 57, **Arbatax**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Arbatax; Canyon sottomarini sottocosta; Canyon sottomarini: evoluzione.
- Foglio 58, **Costa Rei**-Elementi morfologici distintivi del Foglio Costa Rei; La conoide profonda di San Lorenzo; Processi sedimentari nei canyon.

#### **Tavola 13. Sardegna Meridionale**

- Foglio 59, **Capo Carbonara**-Capo Carbonara; Versante di faglia; Testata del Canyon Sant'Elia-Foxi; Seamount Ichnusa e scarpata orientale.
- Foglio 60, **Cagliari**-Frana; Su Banghittu; *Debris avalanche*.
- Foglio 61, **Teulada**-Struttura della piattaforma continentale; Sezione sismo-stratigrafica della scarpata; Ciglio della piattaforma continentale; Processi gravitativi della scarpata intermedia; Depressioni lungo la scarpata intermedia.
- Foglio 62, **Toro-Vacca**-Struttura della piattaforma continentale; Principali elementi morfo-batimetrici; Sezione sismica multicanale; *Pockmark*.
- Foglio 63, **Sant'Antioco**-Piattaforma interna; Sezione sismica sparker; Morfologie vulcaniche; Frane rotazionali; Dragaggi; Datazioni isotopiche.

#### **Tavola 14. Sardegna Occidentale**

- Foglio 64, **Buggerru**-Morfologie del substrato lungo la scarpata continentale; *Pockmark*; Stratigrafia del margine di piattaforma.
- Foglio 65, **Piscinas**-Forme di fondo, Capo Frasca; Golfo di Oristano, barriere.
- Foglio 66, **Oristano**-Campo Vulcanico del Catalano (CVF); Campo Vulcanico del Catalano (CVF), morfologia e stratigrafia; Coralligeno su fondi duri.
- Foglio 67, **Bosa-Pockmark**; Strutture erosive al margine della piattaforma; Edifici vulcanici in scarpata; Coralligeno.
- Foglio 68, **Alghero**-Substrato roccioso; Forme di fondo; *Pockmark* e basamento.

#### **Tavola 15. Sardegna Settentrionale**

- Foglio 69, **Asinara**-Substrato roccioso; Morfologie e caratteristiche degli affioramenti del metamorfico (terra-mare); Aree di margine della piattaforma.
- Foglio 70, **Porto Torres**-Canyon di Castelsardo; Evoluzione delle aree di testata del Canyon; Paleomorfologie del Golfo dell'Asinara.
- Foglio 71, **Castelsardo**-Canyon di Castelsardo, i meandri del canale principale; Età e strutture del Bacino e del Canyon di Castelsardo; Morfologie del Canyon di Castelsardo.
- Foglio 72, **La Maddalena**-Il sistema di canyon de La Maddalena; Sezione sismica; Forme di fondo.

#### **Table 8. Ionian Calabria**

- Sheet 35, **Capo Spartivento**-Retrogressive canyon heads system; Fluid escapes in the north-eastern sector; Fluid escapes in the south-western sector.
- Sheet 36, **Siderno**-Distinctive morphological elements of the Sheet Siderno; Proximity to the coastline of the canyon heads; Incipient instability along the canyon flanks.
- Sheet 37, **Punta Stilo**-The Assi Slide; Reconstruction of the Assi Slide dynamics; Modelling and propagation of tsunami related to the Assi Slide.
- Sheet 38, **Catanzaro**-The Squillace Canyon; The Catanzaro and Venere mud volcanoes; Gravitational undulations along the Spartivento Basin.
- Sheet 39, **Crotone**-Mass movement submarine processes; The Crotone Megaslide; The Esaro Canyon.

#### **Table 9. Gulf of Taranto.**

- Sheet 40, **Cirò**-The Alice Canyon and the Cirò Port; Morphometry of the Calabrian canyons; The Serramulara Paleocanyon.
- Sheet 41, **Corigliano**-Submerged depositional terraces; The Crati Delta; The Amendolara paleo-island.
- Sheet 42, **Metaponto**-The Canyon head of Taranto; Gullies on the margin.
- Sheet 43, **Taranto**-Distinctive morphological elements of the Sheet Taranto; The Taranto Landslide; Physical stratigraphy of the upper slope.
- Sheet 44, **Manduria**-Slide scars of the Apulian continental slope; The Manduria Canyon; Sediment waves.
- Sheet 45, **Valle di Taranto**-Calabrian ionian margin and the Apulian margin; The Taranto Canyon; Mass transport complexes (MTCs) in the Amendolara intraslope basins.
- Sheet 46, **Gallipoli**-Coralligenous; The Gallipoli small slide; The Ugento Shoals.

#### **Table 10. Southern Apulia**

- Sheet 47, **Santa Maria di Leuca**-The landslide deposits of the north-eastern ionian margin; The coral mounds of the northern ionian margin; Anthropogenic impact and seafloor morphologies.
- Sheet 48, **Castro**-Distinctive morphological elements of the Sheet Castro; Stratigraphy of the continental margin; Dune fields on the shelf.
- Sheet 49, **San Cataldo**-Distinctive morphological elements of the Sheet San Cataldo; Fluid escape structures on the shelf edge; Erosion and deposition: dunes on the outer shelf and erosional scours on the shelf edge.
- Sheet 50, **Mesagne**-Distinctive morphological elements of the Sheet Mesagne; Morphology of the inner shelf and erosive relicts on the outer shelf; Conturitic deposits on the shelf edge and landslide deposits on the continental slope.

#### **Table 11. Central Apulia**

- Sheet 51, **Ostuni**-Distinctive morphological elements of the Sheet Ostuni; Shelf morphology and sediment volcanoes; Erosional scours on the shelf edge and morphology of the upper slope.
- Sheet 52, **Mola di Bari**-Distinctive morphological elements of the Sheet Mola di Bari; The Bari Canyon sediment drift and dune fields; Erosional-depositional bedforms and erosive relicts on the shelf.
- Sheet 53, **Bari**-Distinctive morphological elements of the Sheet Bari; The landslide and the deformative structure of Gondola; Interaction between bottom currents and morphology.
- Sheet 54, **Vieste**-Distinctive morphological elements of the Sheet Vieste; Conturitic deposits; Erosional scours on the shelf and landslide on the slope; Erosion/deposition.

#### **Table 12. Eastern Sardinia**

- Sheet 55, **Tavolara**-Distinctive morphological elements of the Sheet Tavolara; Relict sand spits; The Tavolara-Punta Coda Cavallo Park.
- Sheet 56, **Orosei**-Distinctive morphological elements of the Sheet Orosei; Volcanic system on the shelf; The Gonone Canyon: processes.
- Sheet 57, **Arbatax**-Distinctive morphological elements of the Sheet Arbatax; Submarine canyons next to the coastline; Submarine canyons: evolution.
- Sheet 58, **Costa Rei**-Distinctive morphological elements of the Sheet Costa Rei; The deep-sea fan of San Lorenzo; Sedimentary processes in the canyons.

#### **Table 13. Southern Sardinia**

- Sheet 59, **Cape Carbonara**-Cape Carbonara; Fault wall; Sant'Elia-Foxi Canyon head; Ichnusa Seamount and eastern continental slope.
- Sheet 60, **Cagliari**-Landslide; Su Banghittu; Debris avalanche.
- Sheet 61, **Teulada**-The continental shelf structure; Seismo-stratigraphic section of the slope; Continental shelf edge; Gravitational processes of the intermediate slope; Depression on the intermediate slope.
- Sheet 62, **Toro-Vacca**-The continental shelf structure; Main morpho-bathymetric elements; Multichannel seismic section; Pockmarks.
- Sheet 63, **Sant'Antioco**-Inner shelf; Sparker seismic section; Volcanic morphologies; Rotational landslides; Dredges; Isotopic dating.

#### **Table 14. Western Sardinia**

- Sheet 64, **Buggerru**-Bedrock morphologies along the continental slope; Pockmarks; Stratigraphy of the shelf margin.
- Sheet 65, **Piscinas**-Bedforms, Capo Frasca; Oristano Gulf, barriers.
- Sheet 66, **Oristano**-Catalano Volcanic Field (CVF); Catalano Volcanic Field (CVF), morphology and stratigraphy; Coralligenous on hard bottoms.
- Sheet 67, **Bosa**-Pockmarks; Erosional structures on the shelf margin; Volcanic cones on the slope; Coralligenous.
- Sheet 68, **Alghero**-Rocky bedrock; Bedforms; Pockmarks e basement.

#### **Table 15. Northern Sardinia**

- Sheet 69, **Asinara**-Bedrock; Morphologies and characteristics of metamorphic outcrops (land-sea); Shelf margin areas.
- Sheet 70, **Porto Torres**-Castelsardo Canyon; Evolution of the canyon head areas; Paleo-morphologies of the Asinara Gulf.
- Sheet 71, **Castelsardo**-Castelsardo Canyon, the meanders of the main channel; Age and structures of the Castelsardo Basin and Canyon; Morphologies of Castelsardo Canyon.
- Sheet 72, **La Maddalena**-La Maddalena Canyon system; Seismic section; Bedforms.

# IL PROGETTO MAGIC E LA STRUTTURA DELL'ATLANTE

Francesco L. Chiocci, Francesca Budillon, Silvia Ceramicola, Fabiano Gamberi e Paolo E. Orrù

Il Progetto MaGIC, (**Marine Geohazards along the Italian Coasts**) si è svolto all'interno di un accordo di programma tra il Dipartimento di Protezione Civile (DPC) e il Consiglio Nazionale delle Ricerche, in cui l'Istituto IGAG (Istituto per la Geologia Ambientale e la Geoingegneria) rappresenta per il DPC il centro di competenza per i rischi geologici in ambiente marino e costiero. In realtà il Progetto è stato svolto in maniera congiunta da tre istituti CNR, sette dipartimenti universitari riuniti nel CoNISMA (Consorzio Nazionale Inter-universitario per le Scienze del Mare) e l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) di Trieste (Fig. 1).

Il CNR-IGAG ha avuto il compito di coordinamento e supervisione delle attività, di realizzazione prodotti MaGIC nelle aree di propria competenza, di curare i rapporti con il Dipartimento di Protezione Civile, di sviluppare il sottoprogetto di raccolta e georeferenziazione della letteratura scientifica denominato Infor.Mare (vedi oltre).

Il Progetto MaGIC si è svolto dal dicembre 2007 a fine 2013, è stato incentrato sull'acquisizione di dati morfobatimetrici nelle aree di piattaforma esterna e scarpata superiore dei margini continentali italiani, al fine di definire la pericolosità geologica.

In particolare si sono definiti e rappresentati, sulla base dell'acquisizione e interpretazione di dati Ecoscandaglio Multi-Fascio (*Multibeam*), i principali lineamenti geomorfologici dei fondali marini, in particolar modo quelli derivanti da dinamiche morfo-sedimentarie che implicano mobilità e/o instabilità dei fondali e conseguenti situazioni di potenziale pericolosità per le infrastrutture a fondo mare e le aree costiere. Il principale risultato è la realizzazione di una "Carta degli Elementi di Pericolosità Geologica dei Mari Italiani", costituita da 73 Fogli (72 previsti inizialmente, uno aggiuntivo in acque francesi) a scala 1:50.000 (Fig. 2), ciascuno corredato da una "Nota a Compendio" che descrive ed integra le informazioni presenti sulla carta e da Schede Parametriche delle Unità Morfologiche, che quantificano gli elementi morfologici principali e ne permettono un'analisi statistica.



Figura 1. Organismi scientifici partecipanti al Progetto MaGIC.

Figure 1. Research Institutes participating to the MaGIC project.

The MaGIC Project, (**Marine Geohazards along the Italian Coasts**) was developed within the framework of a Program Agreement between the Department of Civil Protection (DPC) and the National Research Council of Italy. Actually the project was carried out jointly by three CNR institutes, by seven University Departments gathered in the CoNISMA (National Inter-university Consortium for Marine Sciences) and by the National Institute of Oceanography and Experimental Geophysics (OGS) of Trieste (Fig. 1).

The CNR-IGAG (competence centre for geological risks in the marine and coastal environment for the Civil Protection Department) was in charge of the coordination and supervision of the activities, of the realization of the interpretation in the areas of its competence, of managing relations with the Civil Protection Department, of developing the Infor.Mare sub-project for the collection and georeferencing of scientific literature on the geology of Italian seas (see below).

The MaGIC Project developed from December 2007 to the end of 2013, focusing on the acquisition of morphobatimetric data in outer shelf and upper slope of the Italian continental margins, in order to depict and classify the geological hazard features. In particular, on the basis of the acquisition and interpretation of Multi-Beam EchoSounder data (Multibeam, MBES), the main geomorphological features of the seabed have been defined and represented. Particular attention was paid to those features due to morpho-sedimentary dynamics that imply seafloor mobility and/or instability and therefore situations of potential hazard for seafloor infrastructures and the facing coastal areas.

The main result is the creation of a "Map of the Geohazard Features of the Italian Seas", consisting of 73 sheets (72 foreseen plus one that was added in French waters) at a scale of 1:50,000 (Fig. 2). Each sheet is accompanied by a "Compendium Note" which describes and integrates the information given on the sheet and by a Parametric

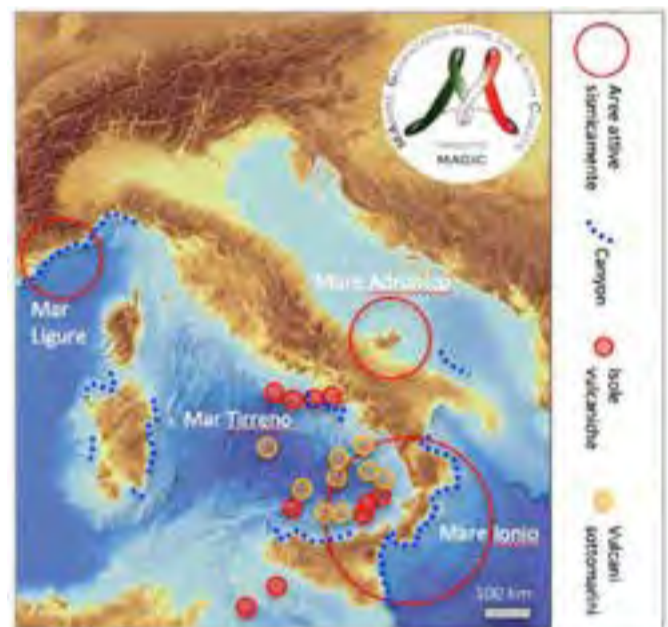


Figura 3. Distribuzione sul territorio nazionale dei principali elementi geologici e fisiografici che potenzialmente generano geohazard.

Figure 3. Distribution on the Italian territory of the main geological and physiographic elements potentially able to generate geohazard.



Figura 2. Esempio di Foglio della Carta degli Elementi di Pericolosità Geologica dei fondali marini italiani (Foglio 6 Ventotene, livello interpretativo 1 carta piccola a sinistra, scala 1:250.000, nel campo carta principale livelli interpretativi 2 e 3, scala 1:50.000).

Figure 2. Example of a sheet of the "Map of the Geohazard Features of the Italian Seas"; Sheet 6 Ventotene, interpretative level 1 on the left (scale 1:250.000), interpretative levels 2 and 3 in the main map (scale 1:50.000).

Tale Carta consente, in caso di emergenze dovute ad eventi o dinamiche sottomarine, di individuare i principali lineamenti e processi potenzialmente responsabili dell'evento e disporre di un esteso database digitale ad altissima risoluzione dei fondali marini in base al quale definire le variazioni occorse per la comprensione e caratterizzazione dell'evento. Inoltre la conoscenza del tipo e dell'entità delle pericolosità geologiche nei diversi tratti di costa potrebbe/dovrebbe permettere di predisporre interventi di prevenzione e mitigazione del rischio.

Date queste finalità, le aree di studio del Progetto ricoprono gran parte dei margini continentali italiani (oltre i 2/3 circa dei 7.500 km di costa), nell'intervallo batimetrico 50-1000 m di profondità (vedi oltre per dettagli). Le interpretazioni sono basate su oltre 40.000 miglia nautiche di dati ecometrici multifascio appositamente acquisiti, ad integrazione delle circa 20.000 miglia di dati pregressi recuperati ed integrati con le nuove acquisizioni.

Se le interpretazioni si basano solo su dati di morfologia del fondale derivati da rilievi multibeam (garantendo così un'omogeneità tra tutte le aree cartografate), allo stesso tempo un approfondimento delle conoscenze con dati di altra natura (in primis dati di sottosuperficie tramite profili sismici a riflessione) è stata assicurata da: 1) bassa velocità di acquisizione per la nave, in modo da permettere lo svolgimento contemporaneo di rilievi sismici e 2) attribuzione delle aree ai diversi gruppi di ricerca in base alle competenze e dati già acquisiti nelle stesse aree, in modo da garantire nell'interpretazione dei dati morfologici il trasferimento delle informazioni e conoscenze disponibili da studi precedenti.

Non sono stati investigati il Mar Adriatico centro-settentrionale, il Tirreno settentrionale e il Canale di Sicilia in quanto considerati relativamente meno pericolosi per la presenza di ampie piattaforme continentali e l'assenza di canyon, scarpate acclivi, elevata sismicità o vulcanismo (ad eccezione del Canale di Sicilia). In tale maniera si ritiene di aver coperto la stragrande maggioranza delle le aree sede dei più importanti processi geologici in grado di rappresentare pericolosità (hazard) per le popolazioni e le infrastrutture costiere e marittime (Fig. 3).

Oltre alla "Carta degli Elementi di Pericolosità Geologica dei Mari Italiani", è stato realizzato un database web GIS (Sottoprogetto Infor.Mare) che raccoglie tutta la cartografia esistente nella letteratura scientifica concernente la geologia marina. Il database permette di accedere in tempo reale allo stato delle conoscenze geologiche in un determinato tratto di mare, ai dati esistenti e alle competenze scientifiche potenzialmente a disposizione presso gli Enti di ricerca.



Figura 4. Macro-ripartizione delle spese nel Progetto MaGIC.

Figure 4. Macro distribution of funding in the MaGIC Project.

Il Progetto MaGIC è stato finanziato dal DPC con 5,25 milioni di euro nel quinquennio di attività. Il CNR ha co-finanziato il Progetto per ulteriori 1,5 milioni di euro circa in tempo nave ed anche Conisma e OGS hanno co-finanziato il Progetto in misura minore, mettendo a disposizione i propri mezzi navali OGS Explora ed Universitatis a prezzo di costo. Del finanziamento diretto (Fig. 4) circa la metà è stato speso per le acquisizioni (costo di tempo-nave) e la metà per le elaborazioni ed interpretazioni (contratti a personale a tempo determinato). Informazioni dettagliate sugli aspetti scientifici e realizzativi del progetto MaGIC sono riportate in Chiocci e Ridente (2011).

Benché il progetto MaGIC abbia avuto come obiettivo principale la pericolosità geologica marina, la cartografia prodotta ha evidenti interessi generali. Per questo motivo si è voluto produrre questo Atlante che renda facilmente disponibili alle autorità territoriali, agli enti preposti, alle realtà produttive e alla comunità scientifica l'ingente sforzo che è stato realizzato a fini di Protezione Civile.

L'Atlante è organizzato in tavole e fogli (pag. 19).

Ogni Tavola contiene più fogli ed in essa è riportato il livello interpretativo 1 (Dominii Fisiografici), esteso anche alle aree non coperte dai fogli in base a dati di letteratura (rappresentate in colore più tenue). La legenda dei domini fisiografici è riportata nella pagina apribile a fondo volume e descritta nel capitolo "Legenda e principi interpretativi". La Tavola è correlata da un breve testo a fronte che fornisce l'inquadramento regionale e le principali caratteristiche dell'area.

Ogni Foglio è presentato sia come rilievo ombreggiato sia come carta in cui sono riportati il livello interpretativo 2 (unità morfologiche, aree in colore) ed il livello interpretativo 3 (elementi morfo-batimetrici, linee e simboli). Anche per questi livelli la legenda è riportata nella pagina apribile a fondo volume e descritta nell'apposito capitolo. Il rilievo ombreggiato si basa su dati ecometrici multifascio, con grid a passo variabile (50 m entro 150 m di profondità, 100 m da 150 a 600 m di profondità, 200 m a profondità maggiori; Fig. 5). La copertura non arriva sino a costa in quanto i rilievi avrebbero dovuto essere limitati a 50 m di profondità. Tuttavia, laddove esistenti sono stati comunque inseriti dati a profondità minori. Le isobate riportate sia nel rilievo ombreggiato sia nella carta interpretativa sono invece state prodotte a partire da grid alla massima risoluzione possibile e sono quindi idonee per studi applicativi.

Ogni foglio è accompagnato da un testo descrittivo generale seguito da riquadri che illustrano alcuni lineamenti presenti nella zona, ritenuti particolarmente interessanti per novità, rilievo o specificità. Infine l'ultimo livello interpretativo 4 - "Punti di Criticità" individua, senza pretesa di completezza, situazioni meritorie di approfondimenti conoscitivi perché ritenuti particolarmente rilevanti.

L'allestimento grafico e l'editing sono stati curati da: F. G. Falese, D. Casalbore, M. Ingrassia, M. Pierdomenico, C. Adami, E. Sané Schepisi, V. Lo Presti, F. Argiolas, M. Biancone, F. Bonaventura, Ionela Pintilie e F. L. Chiocci. L'impaginazione è stata concepita da P. Siliotti.

Spreadsheet of the Morphological Units, which quantifies the main morphological elements and allows statistical analysis.

The availability of such cartography allows, in case of emergencies due to submarine events, to identify the main processes and features potentially responsible and to have an extensive high resolution digital terrain model of the seafloor, on that can be used to reconstruct the changes that occurred, in order to understand and characterize the event.

Furthermore, the knowledge of the type and extent of the geological hazards in the different coasts could/should allow the implementation of land planning for risk prevention and mitigation measures.

Given these purposes, the Project covers most of the Italian continental margins (over 2/3 of the 7,500 km of coastline), in the bathymetric range between 50 and 1,000 meters (see below for details). The interpretation is based on more than 40,000 nautical miles of on purpose acquired multi-beam echometric data, to complement the approximately 20,000 miles of previous data, retrieved and integrated with the new acquisitions.

The interpretations are based only on superficial morphology data, derived from multibeam surveys, thus guaranteeing the homogeneity between all the cartographic areas; however, a deepening of the knowledge with other data (primarily with subsurface data derived from seismic reflection surveys) was ensured by: 1) a low survey speed of the ship, so as to allow simultaneous acquisition of seismic data and 2) the allocation of the areas to the different research groups based on the studies they already carried out and the data already acquired in the same areas, so as to ensure the transfer of all information and knowledge available in the interpretation of morphological data.

The Central-Northern Adriatic Sea, the Northern Tyrrhenian Sea and the Sicily Channel have not been investigated as they are considered relatively less dangerous due to the presence of wide continental shelves and the absence of canyons, steep slopes, high seismicity or volcanism (with the exception of Sicily Channel). All the areas where the most important geological processes are able to represent hazard (hazard) for coastal and maritime populations and infrastructures (Fig. 3) have therefore been almost completely covered. In addition to the "Map of the Geohazard Features of the Italian Seas", a web-GIS database (Infor.Mare sub-project) has been created, which collects all the existing maps in the scientific literature on marine geology of the Italian Seas. The database allows real-time access to the state of geological knowledge in a given marine area, and the knowledge of all the existing data and scientific competences potentially available.

The MaGIC Project was funded by the Civil Protection Department with 5.25 million euros in the five year period of activity. The CNR co-funded the project for an additional 1.5 million euros in ship time and also Conisma and OGS have co-funded the Project to a lesser extent, making their own OGS Explora and Universitatis vessels available at cost price. About half of the funding was spent for acquisitions (cost of time-ship) and half for research contracts to process and interpret the data (Fig. 4). Detailed information on the scientific aspects of the MaGIC project and its achievements are described in Chiocci and Ridente (2011).

Although the main objective of the MaGIC project was the marine geohazard, the cartography produced has an evident general interests. For this reason this Atlas has been produced, to let available to the territorial authorities, the industry and to the scientific community the enormous effort that has been made for purposes of Civil Protection.

The Atlas is organized into tables and sheets (pag. 19). Each table encompasses several sheets and shows the interpretative level 1 (Physiographic domains), also extended to the areas not covered by the surveys on the basis of literature data (represented in a lighter colour). The legend of the physiographic domains is shown in the fold-out page and described in the chapter "key and principles of interpretation". The table is described in a short text in the front page that provides the regional framework and describes the main features of the area. After the table and its description, each sheet is presented both as a shaded relief and as a chart in which the interpretative level 2 (morphological units, areas in colour) and the interpretative level 3 (morphobathymetric elements, lines and symbols) are presented. Also for these levels the legend is shown in the fold-out page and described in the appropriate chapter "key and principles of interpretation". Finally Level 4 "Critical Points" depicts, without being complete, situations that deserve special attention as they are considered particularly relevant.

The shaded relief map is based on multi-beam echo-sounder data, with variable grid size (50 m within 150 m depth, 100 m from 150 to 600 m depth, 200 m deeper, Fig. 5). The usual coverage does not reach the coast as the reliefs were limited to 50 m depth. However, where existing, data at shallower depths have been included. The isobaths reported both in the shaded relief and in the interpretative maps have instead been produced arising from the grid at the highest possible resolution and are therefore useful for application studies. Each sheet is accompanied by a general descriptive text, followed by boxes illustrating some of the key features present in the area, considered particularly interesting for novelty, relevance or specificity.

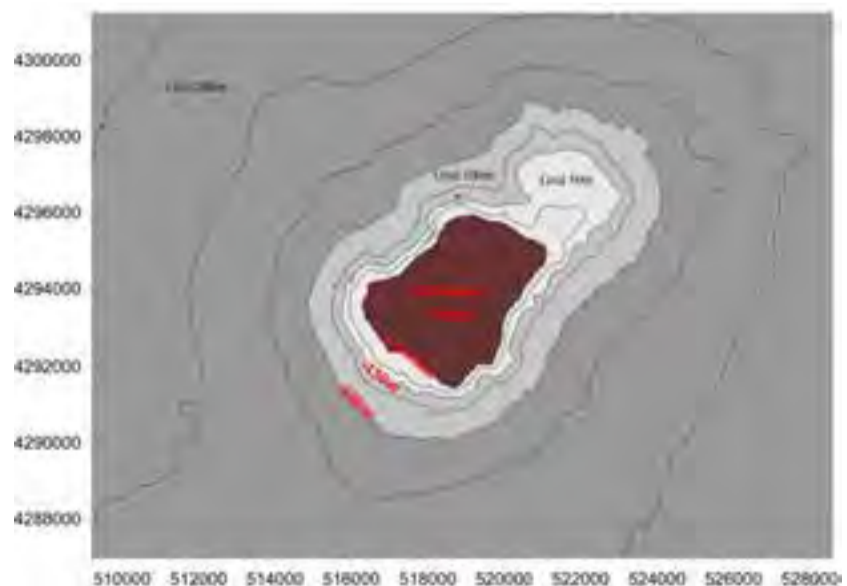


Figura 5. Passo dei grid utilizzati per il rilievo ombreggiato, suddivisi per intervalli di profondità.

Figure 5. Grid used for shaded relief, divided by depth ranges.

# LEGENDA E CRITERI INTERPRETATIVI

Domenico Ridente e Francesco L. Chiocci

## Premessa

Il fine del progetto MaGIC è l'individuazione e la definizione degli elementi di pericolosità geologica dei Mari Italiani, dove per "pericolosità geologica" si intende qualunque evidenza (su base morfo-batimetrica) di dinamicità del fondale marino, nell'ipotesi che i processi (deformativi, erosivi o deposizionali) responsabili di tale dinamicità possano interagire direttamente o indirettamente con strutture antropiche e/o attività umane.

L'elaborazione dei criteri per la definizione, classificazione e rappresentazione cartografica degli elementi di pericolosità dei fondali marini è stata attuata dal Consiglio Scientifico (CS) del progetto MaGIC e costituisce uno dei principali risultati.

Fin dalle prime discussioni avute in seno al CS, è stata evidenziata la necessità di un compromesso tra le esigenze pratiche e quelle concettuali, le prime dettate da vincoli cartografici e dall'utilizzo specifico della cartografia relativamente alle finalità della Protezione Civile; le seconde derivanti dalla necessità di preservare la specificità di concetti geologici incorporati in simboli cartografici e definizioni da applicare a larga scala e in contesti eterogenei. In particolare, ci si è trovati di fronte alla necessità di:

- utilizzare un elevato numero di simboli per esprimere tutte le informazioni disponibili e utili ai fini della caratterizzazione morfo-batimetrica dei fondali senza compromettere la leggibilità della cartografia risultante;
- gerarchizzare le informazioni attraverso l'utilizzo di più livelli di rappresentazione e predisporre una simbologia adeguata per ogni livello;
- rendere il più possibile omogenea sia l'interpretazione, sia la rappresentazione degli elementi di pericolosità (nonostante l'eterogeneità dei contesti geologici, la diversa densità di dati pregressi nelle diverse aree e il gran numero di interpretatori coinvolti) separando l'aspetto morfologico (oggettivo) da quello genetico (soggettivo/interpretativo);
- operare classificazioni che, anche attraverso semplificazione di problematiche geologiche complesse, consentissero una rappresentazione cartografica univoca.

L'analisi reiterata di queste problematiche, nel corso di diverse riunioni del CS (almeno una riunione prima o dopo ogni consegna semestrale), ha portato, come risultato, alla stesura del presente documento, che rappresenta una guida sia per l'interpretazione e la rappresentazione cartografica, sia per la lettura dei Fogli e dei prodotti cartografici realizzati.

È importante sottolineare come i Fogli della "Carta degli Elementi di Pericolosità dei Mari Italiani", ancorché elaborati con il massimo rigore scientifico e dai migliori esperti della geologia delle diverse aree di lavoro, non hanno come prerogativa la definizione e la risoluzione di problematiche geologiche inerenti ai rischi sottomarini, ma, piuttosto, vogliono essere una cartografia tecnica di ausilio al Dipartimento della Protezione Civile per l'individuazione e il monitoraggio di tutti gli elementi morfo-batimetrici, complessi e molteplici, la cui espressione possa essere direttamente o indirettamente riconducibile a processi geologici sottomarini potenzialmente pericolosi per l'uomo e/o per l'ambiente stesso. Per tale motivo, l'approccio cartografico privilegia la rappresentazione basata su dati morfo-batimetrici indipendentemente da aspetti geologici legati ad evidenze non direttamente collegabili all'espressione morfo-batimetrica, anche a costo di lasciare indefinite alcune situazioni o problematiche geologiche. Per questo motivo, dati di sottosuperficie o di campionamento, necessari per un'esauriva interpretazione di processi e lineamenti geologici, sono stati utilizzati per approfondimenti specifici riportati nei Documenti a Corredo che accompagnano i Fogli e, in particolare, per la definizione dei Punti di Criticità del Livello 4, non inclusi in questo volume.

## Livelli di Rappresentazione

### 1 Gerarchia dei Livelli Cartografici

Sono stati definiti quattro livelli gerarchici di rappresentazione cartografica, ad ognuno dei quali competono specifici criteri di rappresentazione in funzione della scala e delle caratteristiche morfo-batimetriche che si vogliono evidenziare:

Livello 1: Domini Fisiografici (DF)

Livello 2: Unità Morfologiche (UM)

Livello 3: Elementi Morfobatimetrici (EM)

Livello 4: Punti di Criticità (PC), non rappresentati in questo volume

Ogni livello ha una propria scala e modalità di rappresentazione, riassunti in Tabella 1 e descritti nei paragrafi che seguono. Fa eccezione il Livello 4 (PC), il quale non rappresenta in realtà un vero e proprio Livello cartografico ma, piuttosto, un "sottolivello" del Livello 3 che permette di evidenziare, con un'apposita simbologia, situazioni di particolare pericolosità tra quelle già mappate secondo i canoni del Livello 3, e per questo definiti "Punti di Criticità". La lista dei Punti di Criticità è riportata a pag. 343.

Livello	Scala	Carta	Simbologia	Documenti descrittivi
1 - Domini Fisiografici (DF)	1:250.000	Riquadro A4 a margine carta principale	Aree in colore	
2 - Unità Morfologiche (UM)	1:50.000	Carta principale A0	Aree in colore trasparente	Schede parametriche delle UM
3 - Elementi Morfobatimetrici (EM)	1:50.000	Carta principale A0	Linee con tratti e icone	Note a Compendio (impiego di tutti i dati disponibili)
4 - Punti di Criticità (PC)	1:50.000	Carta principale A0	Rettangolo rosso attorno a EM considerato PC	Note a Compendio (impiego di tutti i dati disponibili)

## Introduction

The aim of the MaGIC project is to identify and define the morphological features representative of geological hazards in the Italian Seas, with "geological hazard" meaning any evidence (on a morpho-bathymetric basis) of the dynamism of the seafloor in the hypothesis that the processes (deformational, erosive or depositional) responsible for such dynamism can interact directly or indirectly with human structures and/or human activities. The establishment of the criteria for the definition, classification and mapping of seafloor morphological features representative of geological hazard was undertaken by the Scientific Council (SC) of the MaGIC project and is by itself one of the major achievements of the overall project.

Since the first discussions in SC, the need of a compromise between practical and conceptual needs emerged. Practical needs refer to the cartographic constraints and the usefulness of cartography for the purpose of Civil Protection. Conceptual needs reflect the need to preserve a correct use of geological symbols and definitions which had however to be applied on a different cartographic scales and in very heterogeneous contexts.

In particular, we faced the need to:

- create a classification scheme and a semantics that would allow for the representation of geohazard features in a unique map, through the simplification of complex geological problems;
- use a high number of symbols to express all available and useful information for the morpho-bathymetric characterization of the sea bottom, without compromising the comprehensibility of the resulting cartography;
- hierarchize information through the use of multiple levels of representation and provide suitable symbols for each level;
- make the interpretation and representation of the morphological features representative of geological hazards as homogeneous as possible, despite the heterogeneity of the geological contexts, the diverse availability of data other than bathymetry and the large number of final users of the map;
- separate the morphological characteristic of the mapped features (actual data, objective) from their genetic processes (interpretative and subjective).

The outcome of the iterative analysis of these issues at several SC meetings (at least one meeting every six months for three years) resulted in the preparation of this document, which is a guideline for both interpretation and cartographic representation, and was conceived to help map-readers as well as cartographers. It is important to emphasize that the "Maps of the Geo-Hazard Features of the Italian Seas" were compiled with the utmost scientific rigor and by the best experts in different areas of the geological topics relevant to the work. Despite this fact, the Maps do not intend to precisely define and solve geological problems related to marine geological hazards. They are thought instead as a technical cartographic aid to the Department of Civil Protection for the identification and monitoring of the complex and multiple morpho-bathymetric features whose expression can be directly or indirectly attributable to marine geological processes that may potentially be dangerous to humans and/or the environment. To insure homogeneity of maps, the interpretation of geohazard features relies only on morpho-bathymetric data and does not consider possible subsurface geological features that are not directly evident from the morphological data. This approach may sometimes leave unexplained geological situations or problems (e.g. faults). However if sub-surface sampling or geophysical data exist in certain areas and are useful for an exhaustive interpretation of geological processes and features, these were used to produce specific insights on the geological features described in Critical Points (Level 4), which are not included in this volume.

## Representation Levels

### 1 Cartographic Levels Hierarchy

Four hierarchical mapping levels were defined, each of them referring to a specific representation criteria based on the scale and the morpho-bathymetric characteristics that are to be highlighted:

Level 1: Physiographic Domains (PD)

Level 2: Morphological Units (MU)

Level 3: Morpho-bathymetric Elements (ME)

Level 4: Critical Points (CPs), not represented in this volume

Each level has its own scale and representation mode, summarized in Table 1 and described in the following sections. The exception is Level 4 (CP), which is not a real map level, but rather a sub-level of Level 3 meant to highlight specific critical situations of potential danger among those already mapped in Level 3, and therefore defined as "Critical Points". Level 3 (ME) is the main mapping level and the more detailed one to depict the seafloor features. The list of Critical Points is at pag. 343.

Level	Scale	Map Format	Symbology	Descriptive Documents
Level 1: Physiographic Domains (PD)	1:250,000	A4	Coloured polygons	
Level 2: Morphological Units (MU)	1:50,000	A0	Transparent coloured polygons	MUs morphometric spreadsheet
Level 3: Morpho-bathymetric Elements (ME)	1:50,000	A0	Lines, polygons and icons	Compendium Notes
Level 4: Critical Points (CPs)	1:50,000	A0	Red boxes pointing out ME(s) as CP	Compendium Notes



Tabella 1. Livelli cartografici e loro modalità di rappresentazione.

Il Livello 3 (EM), infatti, costituisce il Livello cartografico principale e di maggior dettaglio per quanto riguarda le caratteristiche dei fondali marini.

## 2 Strumenti interpretativi

La rappresentazione cartografica è stata eseguita con una versione appositamente implementata (versione "MaGIC Project") del software Global Mapper, utilizzando illuminazione azimutale, esagerazione verticale 2x (per aree a morfologia accidentata) e rappresentazione in slope shader. I simboli grafici della versione implementata sono tutti relativi agli EM del Livello 3, cioè quello di maggior dettaglio cartografico. La Legenda completa degli EM del Livello 3 (vedi Sezione 6) è riportata come pieghevole alla fine del volume.

## 3 Prodotti aggiuntivi alla Carta degli Elementi di Pericolosità Mari Italiani

Benché non inclusi in questo volume, esistono prodotti aggiuntivi del Progetto MaGIC derivati dall'interpretazione dei dati morfobatimetrici. Essi sono:

**3.1 Carte tematiche.** Oltre ai Fogli della Carta degli Elementi di Pericolosità dei Mari Italiani, si prevede di produrre la seguente cartografia in scala 1:50.000.

- Carta in rilievo ombreggiato (azimutale) derivata da un grid con passo di 50 m in aree di piattaforma (<150 m), di 100 m in aree di scarpata superiore (tra 150 e 600 m), di 200 m per profondità >600 m.
- Carta delle isobate con equidistanza di 10 m per le aree di piattaforma (<150 m) e di 50 m per quelle di scarpata (>150 m).

**3.2 Note a Compendio.** Per ciascun Foglio sono state prodotte delle "Note a Compendio", sussidiarie alla rappresentazione cartografica e utilizzabili anche per segnalare e descrivere elementi di pericolosità non rappresentabili attraverso i dati morfo-batimetrici o desumibili da dati diversi rispetto ai dati morfo-batimetrici (ad es. linee sismiche, campionamenti, dati side scan sonar, ecc.). Le Note a Compendio comprendono anche un capitolo dedicato alla descrizione dei Punti di Criticità.

**3.3 Schede delle Unità Morfologiche.** Ogni UM è stata classificata mediante la compilazione di una scheda parametrica che riporta caratteristiche geometriche e dimensionali utili ai fini della valutazione della pericolosità. In alcuni casi (ad es. canyon e frane sottomarine), proprio per consentire di specificare elementi dimensionali utili a desumere la pericolosità inerente alle UM rappresentate, sono state definite separatamente UM multiple dello stesso tipo anche se adiacenti e fisicamente continui (ad es. frane contigue, canyon diversi ma affiancati lungo lo stesso tratto di scarpata, ecc.).

## 4 Livello 1: Dominii Fisiografici (DF)

Sono rappresentati in base alle modalità e i criteri riportati nella Tabella 2, utilizzando aree chiuse colorate, in scala 1:250.000.

**Oggetto.** Rappresentano il contesto geologico e fisiografico entro cui ciascun Foglio (o porzioni di esso) ricade.  
**Dimensioni.** Le dimensioni dei DF sono da sub-regionali a regionali, tali cioè per cui un Foglio può anche ricadere interamente all'interno di un solo DF.  
**Rappresentazione.** I DF vengono rappresentati in scala 1:250.000 in un apposito spazio cartografico. La rappresentazione dei DF include isobate con equidistanza analoga a quella riportata in Sezione 3.

Sono stati definiti i seguenti DF:







Piattaforma Continentale	
Scarpata Continentale	
Bacino Intrascarpata e Piana Batiale	
Rilievo Intrascarpata e Seamount	
Apparato Vulcanico	
Aree Erosive	

Tabella 2. Definizione e modalità di rappresentazione dei Dominii Fisiografici.

Di seguito è riportata la definizione, per ciascun DF, a cui si è fatto riferimento in fase di interpretazione per la realizzazione dei Fogli:

- **Piattaforma Continentale:** area contigua alla linea di costa, caratterizzata da basso gradiente (tipicamente >1°) e morfologia piuttosto regolare, estesa fino a profondità variabile ma, in genere, non superiore a 200 m, e delimitata da un ciglio che può avere natura sia erosiva che deposizionale. Il ciglio della piattaforma costituisce una rottura di pendenza oltre la quale il gradiente aumenta significativamente.
- **Scarpata Continentale:** area oltre il ciglio della piattaforma continentale caratterizzata da pendio più elevato (da qualche grado a oltre 10°). La Scarpata Continentale è spesso sede di instabilità gravitativa e trasporto canalizzato. Alla base della scarpata, e a profondità variabile da zona a zona, il gradiente diminuisce nuovamente e si passa più o meno gradualmente ad una zona pianeggiante caratterizzata dalle massime profondità locali (Bacino Intrascarpata o Piana Batiale).
- **Bacino Intrascarpata e Piana Batiale:** area pianeggiante o debolmente inclinata, delimitata da nette rotture del pendio regionale della Scarpata Continentale (Bacino Intrascarpata) o dal piede di essa (Piana Batiale). Il Bacino di Intrascarpata e la Piana Batiale sono caratterizzati dalla minore frequenza di morfologie canalizzate e dal prevalere di accumulo di sedimenti provenienti da zone meno profonde.
- **Rilievo Intrascarpata e Seamount:** rilievo isolato di genesi non vulcanica, cioè non riferibile ad un apparato vulcanico (ma che può essere anche costituito da accumulo/affioramento di rocce vulcaniche o intrusive), ben distinto strutturalmente ed elevato rispetto ai fondali circostanti.
- **Apparato Vulcanico:** pendici di isola vulcanica o vulcano sottomarino. La struttura viene rappresentata anche se non effettivamente affiorante, cioè indipendentemente dalla presenza o meno di copertura sedimentaria di altra natura.
- **Aree Erosive:** aree estese a scala regionale che includono tutte le UM del Livello 2 (vedi Sezione 5) definite come "Canyon e Canali Erosivi", "Frana Significativa" e "Area ad Erosione Diffusa". Esse, pur costituendo UM distinte nel Livello 2 (vedi Sezione 5), vengono rappresentate come singolo DF

Table 1. Cartographic Levels representation mode.

## 2 Interpretation mode

The interpretation of seafloor features and cartography was performed with a dedicated version of the Global Mapper® software ("MaGIC Project" version), using the following standards: azimuthal lighting, 2x vertical exaggeration, slope shade representation and 1:20,000 scale on screen. The graphic symbols used for map design were all related to Level 3 MEs, which is the most detailed level of mapping of the Magic Project. The full Legend of Level 3 ME is included as fold-out at the end of the volume.

## 3 Supplementary products to the "Atlas of the Geo-Hazard Features of the Italian Seas"

Although not reported in this article, further MaGIC Project products were derived from the interpretation of morpho-bathymetric data. They include:

**3.1 Thematic maps.** In addition to the Maps of the "Atlas of the Geo-Hazard Features of the Italian Seas", the following cartography was generated, at a scale of 1:50,000.

- Shaded relief map (azimuth) derived from a bathymetric grid with a 50 m size in continental shelf areas (<150 m depth), 100 m grid size on the upper continental slope areas (between 150 and 600 m depth), and 200 m grid size at depths >600 m.
- Contour map with a grid size of 10 m in continental shelf areas (<150 m) and 50 m for slope areas (>150 m).

**3.2 Compendium Notes.** For each Sheet, a "Compendium Notes" document was produced, which is auxiliary to the cartography and can also be used to describe non-representable geo-hazards identified through morpho-bathymetric data or other data (e.g. seismic lines, seafloor sampling, side scan sonar data, etc.). The Compendium Notes also include a chapter dedicated to the description of Critical Points.

**3.3 Morphological Units Morphometric Spreadsheet.** Each MU was classified by compiling a parametric spreadsheet; it summarizes geometric and dimensional characters of the MU, potentially useful for assessing the related geo-hazard. In some cases (e.g. canyon and submarine landslides), the geometric characters were computed by subdividing the MU in sub-unit, in order to describe features originated by different geological events even if contiguous to each other.







## 4 Level 1: Physiographic Domains (PD)

PDs were identified using methods and criteria listed in Table 2, and were mapped as coloured polygons at a scale 1:250,000.

Outside the 72 Sheets of the Magic "Map of Geohazard features of the Italian

**Object.** PDs represent the main geological and physiographic frame of each portions of Sheet.  
**Dimensions.** The size of PDs is sub-regional to regional, so that a Sheet may sometimes be covered by one PD or, more commonly, by a few PDs.  
**Representation.** PDs are represented as coloured areas at a scale 1:250,000 in a small inset of the main map. PD representation includes bathymetric contours with intervals described in Section 3.

The following PDs were defined:

Continental Shelf	
Continental Slope	
Intraslope Basin and Abyssal Plain	
Intraslope Relief and Seamount	
Volcanic Systems	
Erosive Areas	

Seas", Physiographic Domains of all the Seas surrounding Italy have been defined, based on public available data, such as Emodnet data and multibeam bathymetry after Marani et al. (2004). Those PDs, where present, are represented by lighter tone of the same colours used in the 72 Magic Sheets.

Table 2. Physiographic Domains definition and representation mode.

Below is the definition of each PD, as it was considered on the mapping of Level 1:

- **Continental Shelf:** area adjacent to the coast, characterized by a low gradient (typically >1°) and quite regular morphology, extending to a variable depth but generally not exceeding 200 m. It is delimited by a shelf edge that may have erosive or depositional nature and bounds the shelf prior to a slope with a significant gradient increase.
- **Continental Slope:** area beyond the continental shelf characterized by higher slope (from some degrees to more than 10°). The Continental Slope often hosts gravitational instability and channelized transport. At the base of the slope and at variable depth, the seafloor gradient decreases down to nearly flat areas belonging to intraslope Basin or Abyssal Plain.
- **Intraslope Basin and Abyssal Plain:** flat or nearly flat area, bounded by evident slope-breaks of the Continental Slope (Intraslope Basin) or lying at the foot of the Continental Slope (Abyssal Plain). The Intraslope Basin and the Abyssal Plain are characterized by the lowest frequency of channelized features and sediment deposition prevails.
- **Intraslope Reliefs and Seamount:** isolated reliefs of non-volcanic genesis, i.e. not directly related to a volcanic process (but which may also consist of volcanic or intrusive rock accumulation/outcrop), structurally and morphologically well diverse from the surrounding seafloor.
- **Volcanic Structure:** slope of volcanic island or submarine volcano. The structure is represented even if it does not actually outcrop on the seafloor, i.e. regardless of the presence or absence of sedimentary cover (unless extremely thick).
- **Erosive Areas:** regional areas encompassing Level 2 MUs (see Section 5) defined as "Erosive Canyons and Channels", "Significant Landslides" and "Area with widespread Erosion". Whilst forming separate MUs in Level 2 (see Section 5), erosive areas are represented as single PDs characterized by

caratterizzato da erosione ed incisione dei fondali nel Livello 1.

### 5 Livello 2: Unità Morfologiche (UM)

Sono rappresentate utilizzando aree chiuse in colore trasparente, in scala 1:50.000, utilizzando i metodi e i criteri riportati in Tabella 3.














<b>Oggetto.</b> Rappresentano grandi unità all'interno delle quali si raggruppano tratti morfologici (EM) anche diversi che però definiscono un settore caratterizzato dalla predominanza di determinati processi o fenomeni geologici.	
<b>Dimensioni.</b> Le dimensioni delle UM sono variabili, ma in genere comprendono un'area vasta (decine di km <sup>2</sup> ), in funzione anche della concentrazione/estensione di EM ritenuta talmente significativa da essere caratterizzante rispetto ad aree adiacenti.	
<b>Rappresentazione.</b> Le UM sono rappresentate nel campo principale della carta come aree con colore trasparente.	
Sono state definite le seguenti UM:	
Canyon e Canali (CAN)	
Frana Significativa (FRS)	
Area ad Erosione Diffusa (ERD)	
Area a Forme di Fondo (FOF)	
Area a Fuoriuscita di Fluidi (FUF)	
Area a Depressioni Prevalenti (DEP)	
Area a Flussi non Canalizzati (FNC)	
Area a Depositi di Frana Prevalenti (FRA)	
Area a Depositi da Flussi Torbiditici Prevalenti (FTO)	
Area a Depositi Conturritici Prevalenti (CON)	
Affioramento Vulcanico (AFV)	
Affioramento di Substrato Litoide (ASL)	
Lineamento Tettonico (LIT)	

Tabella 3. Definizione e modalità di rappresentazione delle Unità Morfologiche.

Di seguito è riportata la definizione, per ciascun UM, a cui si è fatto riferimento in fase di interpretazione per la realizzazione dei Fogli:

- **Canyon e Canali (CAN):** comprende canyon e canali minori (vedi Sezione 6.2), sia insieme che separati (in questo caso i canali minori devono costituire un reticolo sufficientemente esteso da avere dignità di UM). Se in vicinanza di un canyon, ad esempio vicino alla testata, vi sono solchi erosivi (vedi Sezione 6.3), anche questi possono essere inglobati nell'UM "CAN". All'interno dell'UM "CAN", particolarmente in corrispondenza di versanti molto elevati e/o con alti gradienti, possono essere presenti Frane Significative (FRS), che vengono distinte e rappresentate come tali (vedi oltre).
- **Frana Significativa (FRS):** è composta da una nicchia di distacco (o da più nicchie di distacco adiacenti e geneticamente relazionate, cioè fisicamente continue e costituenti una nicchia composita) in genere di grandi dimensioni (larghezza >1-2 km) la cui genesi non è da attribuire a frequenti e piccoli eventi di instabilità in un contesto caratterizzato da estesa franosità, ma a uno o più eventi significativi per scala dimensionale. Vengono mappate come UM "FRS" le frane per le quali sono definibili oltre alla nicchia di distacco anche il deposito di frana (ed eventualmente l'interposta area di traslazione). Tuttavia, talvolta viene evidenziata come FRS la sola nicchia (o più nicchie adiacenti) di frana. Nei casi in cui si hanno depositi di frana troppo distanti dalla nicchia o non chiaramente riferibili ad una particolare nicchia di frana tra quelle presenti, questi possono essere cartografati come Area a Depositi di Frana Prevalenti (FRA, vedi più avanti).
- **Area ad Erosione Diffusa (ERD):** settore diffusamente interessato da fenomeni erosivi che non danno però luogo a unità ben definite, come ad esempio un Canyon o una Frana Significativa, ma che possono comprendere al loro interno numerose incisioni canalizzate e anche scarpate erosive e nicchie di frana di dimensioni variabili ma prevalentemente piccole. L'ERD comprende anche zone generalmente piatte caratterizzate da transito di sedimenti trasportati da flussi gravitativi canalizzati e non. Queste zone drenano spesso ampi anfiteatri erosivi, anche questi rappresentabili come parte dell'ERD, e sono interpretati come omologhi del letto di canale di canyon.
- **Area a Forme di Fondo (FOF):** area diffusamente interessata dalla presenza di forme di fondo dovute a erosione, deposizione o entrambi i processi (vedi descrizione delle singole forme di fondo in Sezione 6.3).
- **Area a Fuoriuscita di Fluidi (FUF):** area caratterizzata dalla diffusa presenza di pockmark e altre strutture nei sedimenti indicative di emissione di fluidi. Sia i pockmark che le altre strutture dovute all'espulsione di fluidi possono avere dimensioni al di sotto dei limiti di cartografabilità, ancorché individuabili con batimetria ad alta risoluzione.
- **Area a Depressioni Prevalenti (DEP):** zona ampia almeno decine di km<sup>2</sup> caratterizzata dalla presenza di depressioni chiuse, tipo sinkholes, di significativa profondità (una decina di metri).
- **Area a Flussi non Canalizzati (FNC):** ampia zona di scarpata o di piana batiale/base di scarpata interessata dalla presenza di depositi sparsi e discontinui derivanti da flussi gravitativi non canalizzati "a treccia", solitamente con debole espressione morfologica. Singolarmente questi depositi possono essere cartografati come EM del Livello 3 (vedi Sezione 6.4), sebbene a causa della debole espressione morfologica dei singoli depositi sia spesso difficile definire i limiti di ciascuno di essi.
- **Area a Depositi di Frana prevalenti (FRA):** zona con prevalente presenza di depositi da instabilità gravitativa, anche di diversa natura e origine, difficili da delimitare individualmente e non chiaramente riferibili ad una particolare nicchia di frana tra quelle presenti. Il limite di FRA può non coincidere con il limite di "Deposito di Frana" del Livello 3, dato che è implicito nel concetto di FRA l'impossibilità di contornare singoli depositi. Al contrario, FRA può contenere l'involuppo di più depositi di frana del Livello 3 nel caso in cui questi non siano associabili ad una nicchia in modo da costituire una FRS.
- **Area a Depositi da Flussi Torbiditici Prevalenti (FTO):** zona con prevalente presenza di depositi da flussi di tracimazione o di lobi torbiditici. Contrariamente a FNC, sono sempre associati e contigui all'UM CAN (se il limite tra i FNC e FTO non è ben definibile, come ad esempio nel caso dei lobi, possono essere utilizzate aree di transizione a bande alternate). FTO può comprendere anche aree (più o meno vaste) caratterizzate dalla presenza di depositi di argine di canale, solitamente nel tratto terminale di canyon.

erosion and seafloor incision in Level 1.

### 5 Level 2: Morphological Units (MU)

MU were mapped as semi-transparent coloured polygons at a scale of 1:50,000, using methods and criteria listed in Table 3.














<b>Object.</b> MUs are large geomorphological regions which contain smaller geomorphological features (MEs, Level 3, see later). MUs define areas characterized by the predominance of specific geological processes or phenomena.	
<b>Dimensions.</b> MU dimensions are variable, but generally include large areas (tens of km <sup>2</sup> ), depending also on ME abundance/extension considered of sufficient significance to allow differentiation from adjacent areas.	
<b>Representation.</b> MUs are represented in the main field of the maps using polygons of transparent colour.	
The following MUs were defined:	
Canyon and Channels (CAN)	
Significant Landslide (FRS)	
Area with Widespread Erosion (ERD)	
Area with Bedforms (FOF)	
Fluid Emission Area (FUF)	
Area with Diffused Depressions (DEP)	
Non-Channelized Flow Area (FNC)	
Area with Diffuse Landslide Deposits (FRA)	
Area with Diffused Turbiditic Flow Deposits (FTO)	
Area with Diffused Contouritic Deposits (CON)	
Outcrop of Volcanic Bedrock (AFV)	
Outcrop of Rocky Bedrock (ASL)	
Linear Tectonic Feature (LIT)	

Table 3. Morphological Units (Level 2) definition and representation mode.

Hereafter the definition of each MU is reported, as it was considered for the mapping of Level 2:

- **Canyon and Channels (CAN):** includes canyons and less incised channels (see section 6.2), both as individual and as set of features (in this case the network of small channels must be of sufficient extent to be a MUs). For example, if near a canyon head, there are erosive gullies (see section 6.3), these may also be incorporated into the "CAN" MU. Often, within the "CAN" MU, particularly in very high gradient areas, Significant Landslides (FRS) are found; they are not included in the CAN area but may be considered as a separate MU (see hereafter).
- **Significant Landslide (FRS):** it consists of a landslide scar (or of several and genetically related adjacent scars, physically continuous and constituting a composite scar) generally large (width >1-2 km). Its origin is likely not to be produced by frequent and small instability, but linked to one or several large scale events. Landslides showing also an associated landslide deposits (and sometimes a translation area) are mapped as FRS. However, FRS consisting of scar only (or only by adjacent scars) can be also mapped, if these are part of a landslide system. In cases where landslide deposits are too far apart from the scar or are not clearly related to a particular landslide scar, those can be mapped as a deposit area (FRA, see below).
- **Area with Widespread Erosion (ERD):** a sector widely affected by erosive phenomena that do not result in well-defined units, such as a Canyons, but can include numerous channel-like and erosive scours as well as landslide scars of predominantly small dimensions. ERD also includes generally flat areas characterized by sediment transport through gravity flows.
- **Area with Bedforms (FOF):** area with abundant bedforms due to erosion, deposition or both processes (see description of the individual bedforms in Section 6.3).
- **Fluid Emission Area (FUF):** area characterized by the diffuse presence of pockmarks and other sediment structures indicative of fluid escape. Both pockmarks and other structures have dimensions too small to be represented individually (such as in 6.4), even though they can be detected with high resolution bathymetric data.
- **Area with Diffused Depressions (DEP):** a wide area of at least 10 km<sup>2</sup>, characterized by the presence of closed depression (sinkhole-like) of significant depths respect to the surroundings (some 10 m).
- **Non-Channelized Flow Area (FNC):** large slope/abyssal plain/slope base area with scattered and discontinuous deposits resulting from non-channelized "braided" gravity flows, usually with poorly delineated morphological features. Individually, these deposits can be mapped as ME in Level 3 (see Section 6.4) although, due to the poor morphological expression of individual deposits, it is often difficult to define the limits of each of them.
- **Area with Diffused Landslide Deposits (FRA):** an area with predominant deposits due to gravitational instability, of different nature and origin, difficult to map individually and not clearly related to a specific landslide scar. The "FRA" limit may not coincide with the Level 3 "Landslide Deposit" limit, as it is implicit in the concept of FRA that it is impossible to count individual deposits. Oppositely FRA may contain the envelope of several Level 3 landslide deposits when those are not associated with their scar that would represent a FRS.
- **Area with Diffused Turbiditic Flow Deposits (FTOs):** area dominated by the presence of deposits resulting from turbiditic over spilling or lobes. Oppositely to FNC, FTOs are always associated and contiguous with the CAN (Canyons and channels). FTOs can also include areas characterized by the presence of channel-like deposits, usually in the distal reach of canyons.
- **Area with Diffused Contouritic Deposits (CON):** areas with active sedimentation, including deposition of sediment reworked by bottom currents from pre-existing morphological features of the continental slope. Such currents may generate erosive and depressed seafloor features due to sediment erosion and reworking followed downstream or laterally by depositional features.
- **Outcrop of Volcanic Bedrock (AFV):** Seafloor sector with outcropping or sub-superficial volcanic units.
- **Outcrop of Rocky Bedrock (ASL):** Seafloor area with outcropping or sub-superficial lithological units of diverse (often unknown) nature.
- **Linear Tectonic Feature (LIT):** structural element of regional extent, at

- Area a Depositi Contouritici Prevalenti (CON): area con sedimenti prevalentemente rielaborati dall'azione di correnti di fondo in zone ove queste interagiscono con morfologie del fondale pre-esistenti, generando forme di fondo erosive e depresse (moat) in zone di accelerazione della corrente e forme di fondo rilevate in adiacenti zone di rallentamento della corrente e accumulo di sedimenti (mound o drift).
- Affioramento di Substrato Vulcanico (AFV): settore di fondale marino in cui affiorano o subaffiorano unità litoidi vulcaniche.
- Affioramento di Substrato Litoide (ASL): settore di fondale in cui affiorano o subaffiorano unità litoidi differenti dai sedimenti del fondale circostante e di natura non definita.
- Lineamento Tettonico (LIT): elemento strutturale di importanza regionale, coincidente o meno con lineamenti morfologici a fondo mare. È possibile che singoli segmenti di faglia cartografabili come tali nel Livello 3 siano l'espressione discontinua di un LIT. In questo caso la presenza del LIT è un'inferenza (si desume cioè che singole faglie debbano essere tra loro relazionate in quanto espressione di un singolo lineamento) e può anche essere basata su dati geologici disponibili di qualunque natura che consentano di approssimare meglio possibile la reale estensione e l'andamento del LIT.

### 6 Livello 3: Elementi Morfobatimetrici (EM)

Sono rappresentati in base alle modalità e i criteri riportati nella Tabella 4, utilizzando vettori, retini e simboli in scala 1:50.000, riportati nel pieghevole a fine volume.

**Oggetto.** Rappresentano elementi morfologici individuali, fisicamente distinti, associabili in modo specifico ad un preciso processo geologico o, in certi casi, a processi indeterminabili su base esclusivamente morfobatimetrica. In questo caso la genesi dell'EM rimane indefinita.

**Dimensioni.** Le dimensioni possono essere variabili, tenendo presente che la risoluzione minima a scala 1:50.000 è di 100 m (es. 2 mm).

**Rappresentazione.** Gli EM sono rappresentati nel campo principale della carta con un tratto a cui è abbinato un colore per distinguere EM simili ma derivanti da processi differenti o indeterminabili. Nel caso di EM importanti ma al di sotto dei limiti di leggibilità cartografica vengono utilizzati simboli adimensionali (vedi Sezione 6.6) oppure areali per circoscrivere aree dove si concentrano tali EM.

Tabella 4. Definizione degli Elementi Morfobatimetrici.

6.1 Criteri di rappresentazione degli EM. I tratti morfologici rappresentati nel Livello 3 possono essere quasi tutti raggruppati nelle seguenti 4 principali categorie, che richiamano il tipo di espressione morfobatimetrica e/o il contesto genetico:

- 1) Rottura di Pendenza: morfologie definite da un "ciglio" e da una "base" di scarpata;
- 2) Forme di Fondo: morfologie dovute a erosione e/o rimobilizzazione di sedimento ad opera di correnti e moto ondoso;
- 3) Deposito da Evento: morfologie dovute all'accumulo di sedimento ad opera di processi di messa in posto rapidi (es. frana, colata lavica, corrente di torbida) in aree confinate (es. canyon e canali) e non;
- 4) Irregolarità e Deformazioni del Fondo: morfologie sia positive che negative legate a svariati processi, quali ad esempio: deformazione (gravitativa – tipo creep, per compattazione/densità differenziale, ecc.), attività biologica (biocostruzioni), attività vulcanica (substrati resistenti), risalita di fluidi (vulcani/diapiri di fango), ecc.

Gli EM vengono rappresentati con un simbolo grafico che ne descrive la morfologia e con un colore che ne interpreta la genesi e i processi ad essi correlati (quando possibile). Ad esempio, le rotture di pendenza, morfologicamente simili indipendentemente dal processo che le ha generate, vengono appunto rappresentate con un unico simbolo grafico ma di colore diverso a seconda della genesi.

Nella suddivisione in categorie sono state operate alcune scelte arbitrarie per morfologie difficilmente riconducibili ad una categoria specifica tra quelle sopraelencate, come ad esempio la forma della sezione di un canale, la presenza o assenza di un thalweg al suo interno, oppure la formazione di un'area di traslazione al piede di una nicchia di frana.

### 6.2 Rotture di Pendenza

**Scarpata di Erosione Generica** (codice legenda 04-05-06): rottura di pendenza determinata da asporto di materiale con modalità non definibili e/o non chiaramente attribuibili a instabilità gravitativa. Il concetto di erosione generica sottintende quindi che l'elemento morfobatimetrico ha un'origine incerta che però ricade nell'ambito dei processi erosivi, tra cui anche quelli legati ad instabilità gravitativa. Non viene preclusa quindi la possibilità che la morfologia in questione sia stata generata da una frana, ma piuttosto si evidenzia come non sia possibile attribuirne univocamente la genesi a tale processo piuttosto che ad altri.

**Scarpata di Nicchia di Frana Semplice** (codice legenda 40-41): rottura di pendenza generata da un singolo evento di instabilità gravitativa. Essa è generalmente rappresentata da un'unica scarpata di larghezza superiore a 1 km (possibilmente non inferiore a 500 m) oppure, a seconda della dinamica con cui è avvenuto il distacco dei sedimenti, da più (due o tre) scarpate fisicamente correlate. Nell'area immediatamente a monte della scarpata ("nicchia") di frana possono essere presenti zone con Fessure di Trazione (codice legenda 49). Nell'area a valle può essere presente una **Zona di Traslazione di Frana** (codice legenda 51), rappresentata da vettori che uniscono il ciglio della nicchia (o la base della scarpata di nicchia, laddove definibile) con il limite superiore del deposito.

**Scarpata di Nicchia di Frana Complessa** (codice legenda 42-43): involuppo di più nicchie di frana, generalmente in assetto retrogressivo e tra loro coassiali.

**Scarpata di Nicchia di Frana Intracanalale** (codice legenda 44): nicchia di frane generalmente piccole presenti all'interno di canali (facenti parte del reticolo di canyon oppure no). Le nicchie sono trasversali al flusso e riflettono l'attività erosiva svolta dai flussi canalizzati. Si differenziano dalle frane vere e proprie (codice legenda 40), quindi, in quanto la loro genesi non è univocamente indicativa di instabilità gravitativa. Esse si differenziano anche dai gradini intracanalale (codice legenda 23) in quanto non sono confinate al letto del canale, ma possono interessare anche i fianchi e costituire esse stesse il bordo del canale, indicando appunto che questo si è formato per evoluzione retrogressiva di nicchie di frana intracanalale.

**Scarpata (Bordo) di Canyon/Canale** (codice legenda 13-14-15): è la rottura di pendenza più elevata che delimita un canyon, al cui interno possono essere presenti cigli

times coincident with seafloor geomorphological features. Singular features mapped as fault in Level 3 could be considered and grouped as discontinuous segments of a LIT. In this case, the presence of a LIT is only interpretative as it is assumed that individual faults must be related to each other as an expression of a single tectonic feature. Such interpretation can also be based on other available geological data of any nature, allowing for a better definition of length and orientation of the LIT.

### 6 Level 3: Morpho-bathymetric Elements (MEs)

MEs were identified using methods and criteria listed in Table 4, and were mapped as vectors, polygons and symbols at a scale of 1:50,000, shown in the fold-out page at the end of the volume.

**Object.** ME consists of individual, physically distinct morphological elements, specifically associated with a precise geological process or event. However in some cases, as their identification is based solely on the bathymetry, their origin remains indefinite.

**Dimensions.** The dimensions can be variable, bearing in mind that the minimum resolution at scale 1:50,000 is 100 m (i.e. 2 mm).

**Representation.** MEs are represented in the main field of the map with a coloured vector line (or symbol). As a general rule, line styles indicate the morphology, whilst the colour of the line is used to distinguish among similar MEs but resulting from different processes. Non-dimensional symbols are used for MEs that are too small to be individually defined. Polygons (unfilled) can also be used to define areas where small MEs are very dense.

Table 4. Morpho-bathymetric Elements (Level 3) definition.

6.1 Representation of MEs. For description, the morphological features represented in Level 3 can be grouped into the following four main categories, depending on the type of morpho-bathymetric expression and/or the genetic context:

- 1) *Break in Slope:* morphologies defined by a slope "edge" and a "base";
- 2) *Bedforms:* morphologies due to sediment erosion and/or reworking bottom currents and waves;
- 3) *Event Deposits:* morphologies due to rapid deposition of sediment (e.g. landslide, lava flow, turbidity current) both in confined (i.e. canyons and channels) and unconfined areas;
- 4) *Seafloor Irregularities and Deformations:* positive and negative morphologies due to various processes such as: deformation (for instance gravity - creep type), biological activity (biocostruction), volcanic activity, fluid escape, etc.

MEs are represented by a vector line or symbol describing morphology and a colour that indicates the genesis and related processes (whenever possible). For example, slope changes are morphologically similar regardless of the process that generated them and are represented by a specific line symbol but with different colour depending on the origin (canyon, landslide, bedrock etc.).

It is worth to point out that when defining MEs, arbitrary choices have to be made by the interpreter for morphologies that are not immediately attributable to specific categories, such as the shape of a channel, the presence or absence of a channel thalweg, or a translation area at the foot of a landslide scar. Therefore it is advisable that the same interpreter would interpret a given area, possibly the whole sheet, for homogeneity.

For a quick search of MEs, hereafter we provide an index to correlate legend code with subdivision in the following paragraphs (Table 5).

Table 5. Correlation between Legend Code and paragraphs hereafter .

Legend code	Paragraph (hereafter)	Legend code	Paragraph (hereafter)	Legend code	Paragraph (hereafter)
01-24	6.2	49	6.5	81-82	6.5
25	6.5	50-51	6.2	83	6.3
30-32	6.2	52	6.5	84-93	6.5
33	6.5	60-61	6.2	94	6.4
40-44	6.2	62-78	6.3	95-97	6.5
45-48	6.4	19-80	6.4	101-108	6.6

### 6.2 Slope Breaks

**Undefined Erosional Scarp** (legend code 04-05-06): slope break due to erosion with unknown causes and/or not clearly due to gravitational instability. The concept of "non-specific erosion" therefore implies that the morpho-bathymetric element has an uncertain origin but is due to erosive processes, that may also include gravitational instability. It is not precluded therefore that the morphology is generated by, for instance, a landslide, but rather it is shown that it is not possible to uniquely attribute its genesis to that process rather than to others.

**Landslide Scar** (legend code 40-41) and **Landslide Translational Trail** (legend code 51): slope breaks generated by a single gravitational instability event. It generally consists of a scarp more than 1 km wide (possibly not less than 500 m, or, depending on the dynamics of the event, by multiple (two or three) physically-related scar scarps. In the area immediately above the head-scarp ("scar") of the landslide there may be traction cracks areas (legend code 49). In the area below the scarp there may be a Landslide Translational Trail (code 51), represented by vectors joining the scar (or the base of the scarp, where applicable) with the upper limit of the landslide deposit.

**Complex Landslide Scar** (legend code 42-43): envelope of several landslides, generally arranged in retrogressive and coaxial scars.

**Intra-channel Landslide Scar** (legend code 44): scar of small landslides visible in the channels (part of a canyon or not). The scars are transversal to the flow and reflect the erosive activity carried out by the gravity flows. They differ from the actual landslides scars (legend code 40), therefore, since their genesis is not uniquely indicative of gravitational instability. They also differ from the intra-channel steps (legend code 23) as they are not confined to the channel bed but may also affect the sides and form themselves the edge of the channel, thus indicating that the channel formed by retrogressive evolution of scars as intra-channel landslides.

**Canyon/Channel Scarp** (legend code 13-14-15): it is the main slope break bounding a canyon; secondary slope breaks will be mapped as unspecified scarp (legend code 01-02), undefined erosional scarp (legend code 04-05) or landslide scar (legend code 40-42-44). A canyon is an erosive channelized feature, well carved with respect to



blocchi sparsi che possono essere anche rappresentati individualmente (codice legenda 105-106).

**Corpo di Frana da Flusso** (codice legenda 48): deposito prodotto da una frana con caratteristiche reologiche da colata di fango o di detrito.

**Colata Lavica** (codice legenda 94): deposito da emissione vulcanica in genere caratterizzato da morfologia irregolare.

### 6.5 Irregolarità e Deformazioni del Fondo

**Rilievo di Origine Incerta** (codice legenda 81): irregolarità positiva del fondale di genesi non definita.

**Dorsale di Piega** (codice legenda 33): cresta o sommità di un rilievo variamente allungato prodotto da un'anticlinale.

**Depressione di Origine Incerta** (codice legenda 82): irregolarità negativa del fondale di genesi non definita.

**Area a Pockmark** (codice legenda 70): area interessata da depressioni più o meno circolari dovute a espulsione di fluidi in sovrappressione accompagnata da fluidificazione del sedimento. I singoli pockmark possono essere rappresentati anche come elementi a sé stanti se hanno dimensioni tali da poter essere cartografati (codice legenda 101).

**Area a Vulcani di Fango** (codice legenda 71): area con strutture rilevate dovute alla risalita di fluidi e sedimento fangoso. I singoli vulcani di fango possono essere rappresentati anche come elementi a sé stanti se hanno dimensioni tali da poter essere cartografati (codice legenda 104).

**Area con Fessure di Trazione** (codice legenda 49): area a monte di nicchie di frana in cui si sviluppano fessurazioni, talvolta associate a "gradonatura" del fondale, di dimensioni tali da non poter essere cartografate ma importanti in quanto indicano destabilizzano del sedimento entro cui si sviluppano.

**Cresta di Piega di Compressione** (codice legenda 52): cresta di ondulazioni al piede di un deposito di frana; nel caso in cui le creste non siano rappresentabili lo stesso simbolo circonda l'area in cui si ritiene che tali strutture siano presenti.

**Area con Deformazioni da Creep** (codice legenda 50): ondulazioni del fondo marino parallele al pendio, dovute a deformazione gravitativa visco-plastica di sedimenti pelitici. In genere presente su scarpate di prodelta o su fondali profondi a basso gradiente.

**Cresta** (codice legenda 25): asse di rilievo allungato dovuto a erosione delle aree adiacenti, spesso canalizzate. La cresta può avere profilo arrotondato o a lama e passa lateralmente ad altri tipi di ciglio.

**Substrato Litoide Affiorante** (codice legenda 85): affioramento di litologie rocciose, di natura diversa rispetto a quella dei sedimenti che ricoprono il fondale nelle aree circostanti.

**Substrato Vulcanico Affiorante** (codice legenda 84): affioramento di litologie vulcaniche, spesso con morfologia più articolata rispetto ai fondali circostanti coperti da sedimento.

**Biocostruzione** (codice legenda 86): rilievo dovuto ad accrescimento di organismi e/ o all'accumulo e cementazione dei loro resti.

**Centro Eruttivo** (codice legenda 92): bordo di una struttura a morfologia positiva o negativa creata da emissione lungo bocche minori rispetto ad un edificio principale o singoli punti di emissioni nell'ambito di un'area vulcanica.

**Cratere Vulcanico** (codice legenda 90): ciglio di scarpata della zona depressa generalmente subcircolare che costituisce le bocche di emissione di un edificio principale o di centri eruttivi all'interno di un'area vulcanica.

**Caldera** (codice legenda 91): ciglio di scarpata dell'area depressa generata dal collasso di un edificio vulcanico in seguito allo svuotamento della camera magmatica.

**Fessura di Alimentazione** (codice legenda 93): punto di emissione vulcanica a sviluppo lineare, costituito da una frattura di emissione o da punti di emissione allineati e ravvicinati.

**Dicco o Allineamento Vulcanico** (codice legenda 95): corpo roccioso anche di grandi dimensioni dovuto all'intrusione di magma in fratture con giacitura subverticale. I dicchi propriamente detti hanno dimensioni al di sotto delle rappresentabilità a scala 1:50.000; con questo simbolo si vogliono tuttavia rappresentare elementi lineari di natura vulcanica anche rielaborati da processi erosivi o di instabilità.

**Edificio Vulcanico a "Testa Piatta"** (codice legenda 96): rilievo di origine vulcanica la cui sommità appare spianata dall'erosione. Viene rappresentata la base dell'edificio mentre il centro di emissione può essere indicato con il simbolo di "Centro eruttivo" (codice legenda 92).

**Area a "Hummocky" Vulcanici** (codice legenda 97): affioramento lavico caratterizzato da morfologia gibbosa.

### 6.6 Icone

In aggiunta ai tratti grafici degli EM elencati sopra, è possibile rappresentare tramite "icone" i seguenti EM a carattere "puntuale" o di estensione limitata:

**Pockmark** (codice legenda 101)

**Vulcano di Fango** (codice legenda 102)

**Centro Eruttivo** (codice legenda 103)

**Diapir di Fango** (codice legenda 104)

**Blocco Stratificato** (codice legenda 105)

**Blocco** (codice legenda 106)

**Emissione di Fluidi** (codice legenda 107)

**Emissioni Idrotermali** (codice legenda 108)

È da tenere presente che, in quanto adimensionali, le Icone non forniscono alcuna indicazione sulla reale forma e dimensione degli EM che rappresentano.

### 6.5 Irregularities and Deformation of the seafloor

**Relief of Unknown Origin** (legend code 81): genetically unspecified positive relief.

**Anticline Ridge** (legend code 33): ridge or top of an elongated morphological high produced by an anticline.

**Depression of Unknown Origin** (legend code 82): genetically unspecified negative relief.

**Pockmark Area** (legend code 70): area affected by sub-circular depressions due to emission of subsurface fluids causing fluidification of sediment. If large enough to be mapped, pockmarks may be represented as individual elements by specific icon (legend code 101).

**Mud Volcano Area** (legend code 71): area with positive relieves due to the outflow of fluid and muddy sediment. If large enough to be mapped, mud volcanoes may be represented as individual elements by specific icon (legend code 104).

**Traction Crack Area** (legend code 49): area upslope of landslide scars or unstable mass in which cracks develop, sometimes associated with step-like morphology. They cannot be mapped individually but their presence indicates potential hazard of sediment instability.

**Pressure Ridge Crest** (Legend Code 52): crest of a wavy landform at the foot of an unstable area; in case that the ridges could not be represented individually, the symbol may encircle the area where these structures are present.

**Creep Deformation Area** (legend code 50): ridges parallel to the slope due to viscoplastic gravitational deformation of pelitic sediments. Typically they are present on prodelta slope or in deep gentle slopes.

**Crest** (legend code 25): elongated elevated area due to erosion of surrounding areas often interested by channels. The crest may have a smooth rounded top or a sharp edge and may change laterally to other types of slope-break.

**Undefined Substrate** (code 85): outcrop of a rocky substratum, different in nature respect to the surrounding areas, often with morphology more uneven than surrounding sediment-floored seafloor.

**Volcanic Substrate** (legend code 84): outcrop of volcanic rocks, often with morphology more uneven than surrounding sediment-floored seafloor.

**Bioherm** (legend code 86): mound due to growth of organism and/or accumulation and cementation of their remains.

**Eruptive Center** (legend code 92): the edge of a positive or negative morphology created by emission of lava from a singular small vent (or group of vents) within a volcanic area.

**Volcanic Crater** (legend code 90): the edge of a generally sub-circular depression constituting the mouth of a main eruptive vent within a volcanic area.

**Caldera** (legend code 91): the edge of a depressed area caused by the collapse of a volcanic edifice due to the emptying of the magma chamber.

**Eruptive Fissure** (legend code 93): linear volcanic emission feature, due to the emission along a fracture or on aligned small vents close to each other.

**Dike or Volcanic Ridge** (legend code 95): large rocky body due to intrusion of magma into sub-vertical fractures. Dimension of actual dikes are below the representation at 1:50,000 scale; this symbol, however, represent linear volcanic features (possibly cluster of dikes), often exhumed and reworked by erosive processes or instability.

**Flat-Topped Volcanic Cone** (legend code 96): volcanic relief whose summit appears flattened, possibly but not always by erosion. The base of the cone is represented while the eruptive cone can be indicated by the eruptive cone symbol (legend code 92).

**Volcanic Hummocks** (legend code 97): lava flows or mobilised blocks, characterized by uneven and hummocky mound-like morphologies.

### 6.6 Icons

In addition to the vector lines representing MEs listed above, the following MEs can be represented by "icons" as they are punctual or with limited extension. They are:

**Pockmark** (legend code 101)

**Mud Volcano** (legend code 102)

**Eruptive Center** (legend code 103)

**Mud Diapir** (legend code 104)

**Layered Block** (legend code 105)

**Block** (legend code 106)

**Fluids Emission** (legend code 107)

**Hydrothermal Venting** (legend code 108)

It should be kept in mind that, as they are non-dimensional, the icons provide no indication of the actual shape and size of the MEs they represent.

# UBICAZIONE DELLE TAVOLE E DEI FOGLI DELL'ATLANTE MAGIC CON INDICAZIONE DEGLI ISTITUTI RESPONSABILI DELLA LORO REALIZZAZIONE



**Tavola 1. Mar Ligure**  
Foglio 0, Nizza  
Foglio 1, Ventimiglia  
Foglio 2, Savona  
Foglio 3, Genova  
Foglio 4, La Spezia

**Tavola 2. Golfo di Napoli e Isole Pontine**  
Foglio 5, Isole Pontine  
Foglio 6, Ventotene  
Foglio 7, Ischia  
Foglio 8, Napoli  
Foglio 9, Salerno

**Tavola 11. Puglia Centrale**  
Foglio 51, Ostuni  
Foglio 52, Mola di Bari  
Foglio 53, Bari  
Foglio 54, Vieste

**Tavola 10. Puglia Meridionale**  
Foglio 47, Santa Maria di Leuca  
Foglio 48, Castro  
Foglio 49, San Cataldo  
Foglio 50, Mesagne

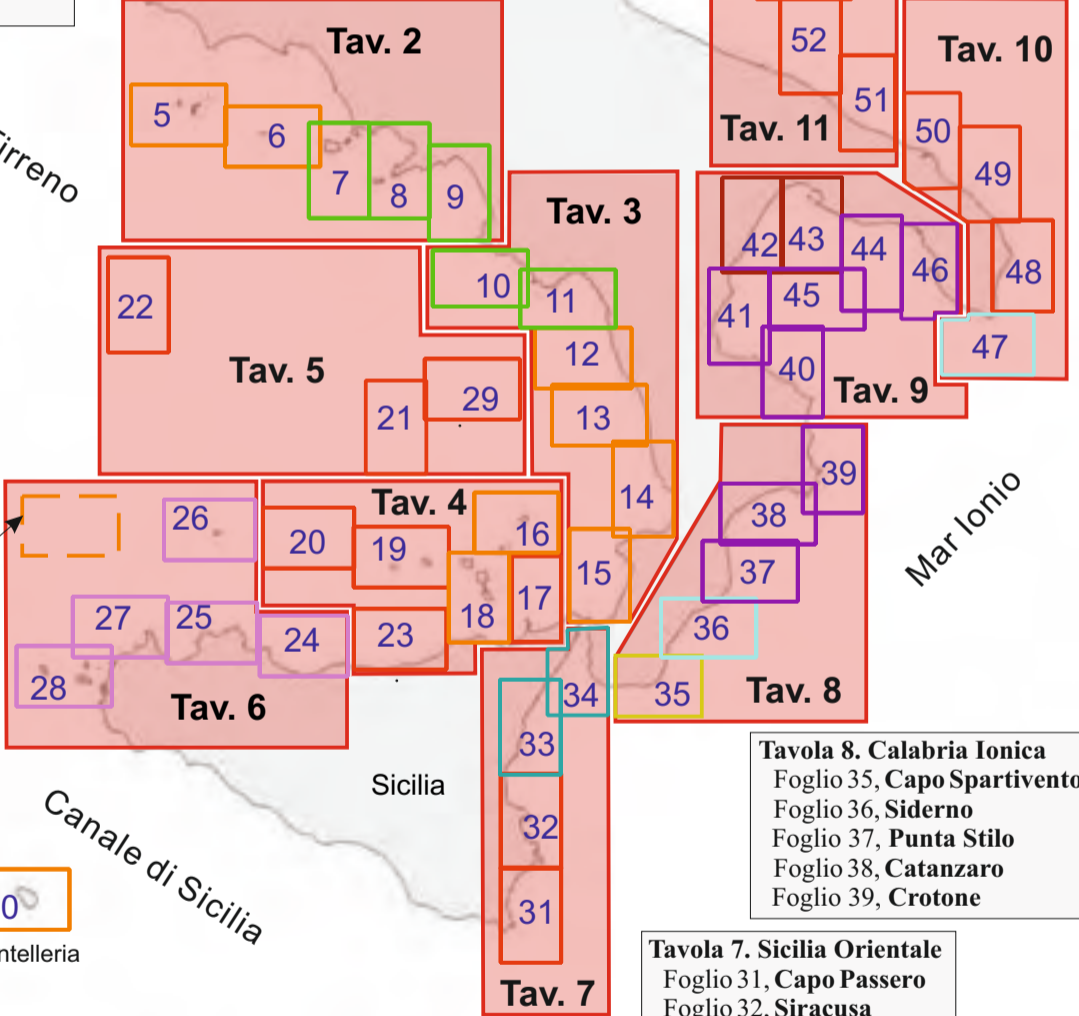
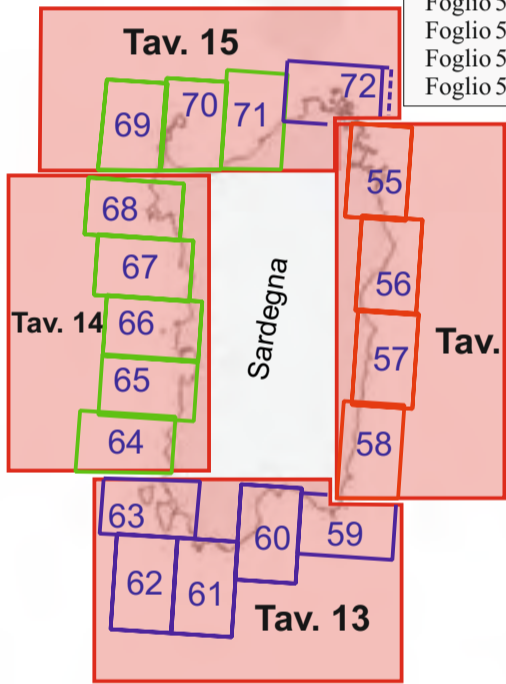
**Tavola 3. Calabria Tirrenica**  
Foglio 10, Acciaroli  
Foglio 11, Maratea  
Foglio 12, Diamante  
Foglio 13, Paola  
Foglio 14, Golfo di S. Eufemia  
Foglio 15, Gioia Tauro

**Tavola 9. Golfo di Taranto.**  
Foglio 40, Cirò  
Foglio 41, Corigliano  
Foglio 42, Metaponto  
Foglio 43, Taranto  
Foglio 44, Manduria  
Foglio 45, Valle di Taranto  
Foglio 46, Gallipoli

**Tavola 4. Isole Eolie e Sicilia Nord-Orientale**  
Foglio 16, Stromboli  
Foglio 17, Milazzo  
Foglio 18, Capo D'Orlando  
Foglio 19, Alicudi-Filicudi  
Foglio 20, Sisifo-Enarete  
Foglio 23, Sant'Agata di Militello

**Tavola 12. Sardegna Orientale**  
Foglio 55, Tavolara  
Foglio 56, Orosei  
Foglio 57, Arbatax  
Foglio 58, Costa Rei

**Tavola 15. Sardegna Settentrionale**  
Foglio 69, Asinara  
Foglio 70, Porto Torres  
Foglio 71, Castelsardo  
Foglio 72, La Maddalena



**Tavola 14. Sardegna Occidentale**  
Foglio 64, Buggerru  
Foglio 65, Piscinas  
Foglio 66, Oristano  
Foglio 67, Bosa  
Foglio 68, Alghero

**Tavola 13. Sardegna Meridionale**  
Foglio 59, Capo Carbonara  
Foglio 60, Cagliari  
Foglio 61, Teulada  
Foglio 62, Toro-Vacca  
Foglio 63, Sant'Antioco

**Tavola 5. Seamount Vulcanici del Tirreno Centro-Meridionale**  
Foglio 21, Marsili  
Foglio 22, Vavilov  
Foglio 29, Seamount Palinuro

**Tavola 6. Sicilia Nord-Occidentale e Pantelleria**  
Foglio 24, Cefalù  
Foglio 25, Palermo  
Foglio 26, Ustica  
Foglio 27, Capo San Vito  
Foglio 28, Egadi  
Foglio 30, Pantelleria

**Tavola 7. Sicilia Orientale**  
Foglio 31, Capo Passero  
Foglio 32, Siracusa  
Foglio 33, Catania  
Foglio 34, Messina

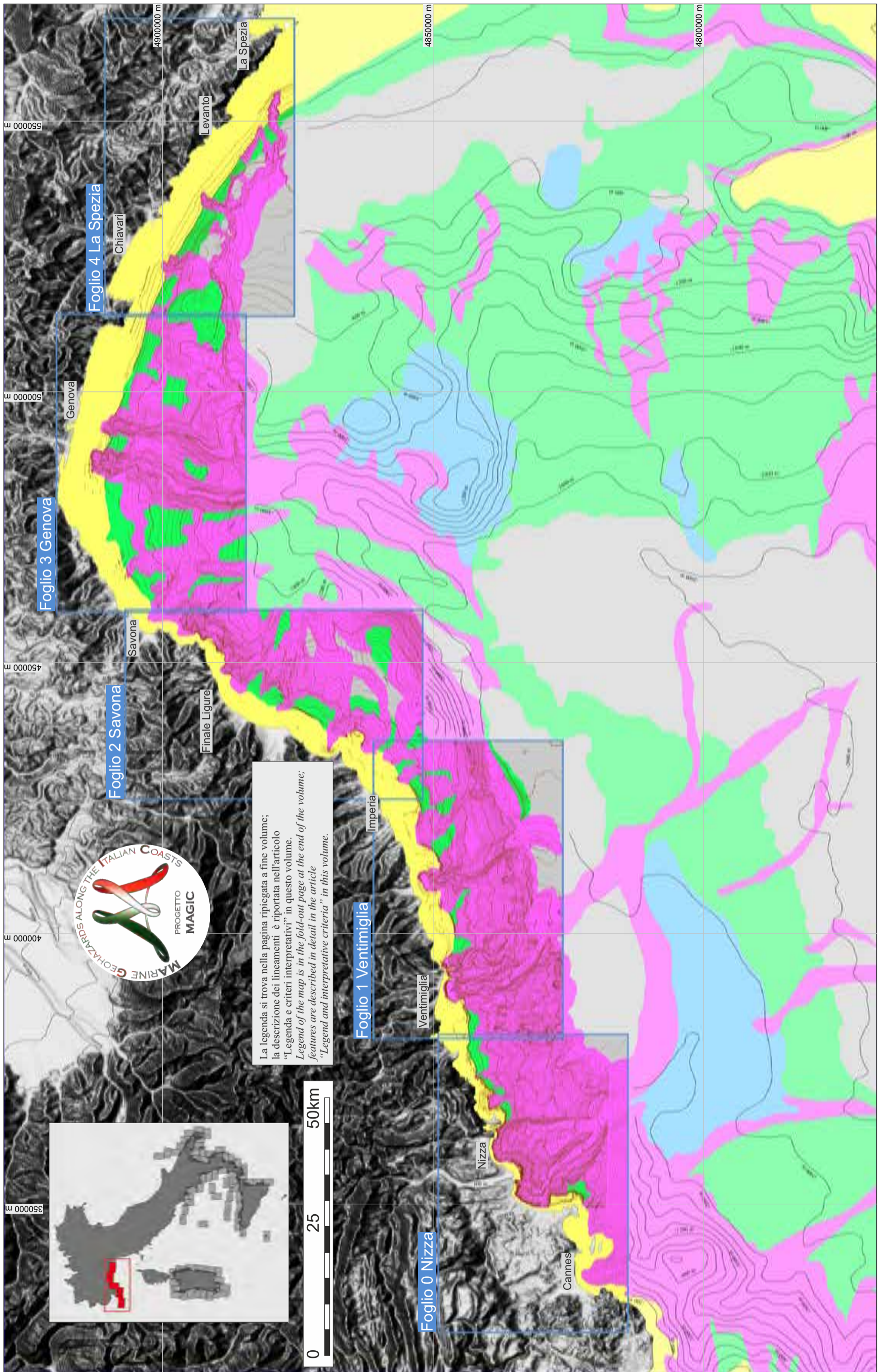
**Tavola 8. Calabria Ionica**  
Foglio 35, Capo Spartivento  
Foglio 36, Siderno  
Foglio 37, Punta Stilo  
Foglio 38, Catanzaro  
Foglio 39, Crotone

200 km

Istituti responsabili della realizzazione dei Fogli

<span style="color: red;">—</span> ISMAR CNR	<span style="color: orange;">—</span> Géoazur-Univ. Trieste CoNISMa	<span style="color: cyan;">—</span> Univ. Bicocca CoNISMa	<span style="color: purple;">—</span> Univ. Cagliari CoNISMa
<span style="color: brown;">—</span> IGAG CNR	<span style="color: yellow;">—</span> Univ. Trieste-Univ. Genova CoNISMa	<span style="color: teal;">—</span> Univ. Sapienza CoNISMa	<span style="color: pink;">—</span> Univ. Palermo CoNISMa
<span style="color: green;">—</span> IAMC CNR	<span style="color: lightgreen;">—</span> Univ. Trieste CoNISMa	<span style="color: darkred;">—</span> Univ. Sannio CoNISMa	<span style="color: blueviolet;">—</span> OGS

# TAVOLA 1 MAR LIGURE



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
"Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
features are described in detail in the article  
"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

# TAVOLA 1 MAR LIGURE

D. Morelli<sup>o</sup>, S. Migeon<sup>^</sup>, N. Corradi<sup>\*</sup>, A. Savini<sup>o</sup>, I. Balduzzi<sup>\*</sup>, D. Chisari<sup>o</sup>, M. Coste<sup>^</sup>, A. Cuppari<sup>o</sup>, A. Darbo<sup>o</sup>, E. Olivari<sup>\*</sup>, F. Fanucci<sup>o</sup>  
(il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

<sup>^</sup>Géoazur-Université Nice; CoNISMa; <sup>o</sup>DMG UniTS, <sup>\*</sup>DISTAV UniGe, <sup>o</sup>DISAT UniMiB

Il Mar Ligure rappresenta la porzione geografica del Mediterraneo nord-occidentale compresa tra la Corsica e le catene delle Alpi Marittime e dell'Appennino settentrionale. La particolare collocazione rende ragione della sua evoluzione geologica complessa e della marcata distinzione tra i suoi principali settori alpino e appenninico, separati fisiograficamente dalla Valle di Genova.

Il margine continentale alpino borda la propaggine nord-orientale del Bacino Sardo-Balearico che si struttura a seguito della roto-traslazione del Blocco Corso, connessa alla tettonogenesi dell'Appennino (Oligocene sup.-Miocene inf.; Fanucci e Morelli, 2001; Fig. 1).

Il margine appenninico si sviluppa prevalentemente a partire dal Miocene superiore, smembrando una porzione di catena neofornata (fase tirrenica). L'evoluzione dei due margini, prevalentemente controllata da una tettonica estensionale polifasica, è interrotta da riattivazioni compressive e/o transpressive. Tali processi associati al sollevamento della fascia costiera di ponente durante il Quaternario si inquadrano nella dinamica di un margine passivo, la cui tendenza episodica alla riattivazione in compressione ha riguardato ambedue i margini.

La propagazione verso sud della tettonica compressiva plio-pleistocenica delle Alpi Marittime Nizzarde (Bigot-Cormier et al., 2004), giustifica pienamente le vistose deformazioni compressive del margine alpino (i.e. Dorsale di Imperia) ma solo parzialmente le recenti riattivazioni in compressione dell'intera area bacinale (i.e. strutture compressive dei settori orientali entro il Golfo di Genova, sul bordo occidentale ed orientale dei *seamount* e lungo la Scarpata di La Spezia; Fanucci e Morelli, 2013; Fig. 2). Il diverso assetto ed evoluzione tettonica dei due principali settori ha prodotto delle marcate differenze dei loro caratteri morfologici, mentre il margine alpino mostra una morfologia estremamente articolata, quello orientale presenta un assetto meno complesso (Fig. 2). Tuttavia, è evidente che in entrambi i settori la morfo-dinamica ha svolto un ruolo molto importante durante il Quaternario. Questo è da imputare all'alto apporto di sedimenti, all'erosione e instabilità dei fondali e all'attività sismo-tettonica (Corradi et al., 2002). Il margine alpino è dominato da *step-fault*, di notevole rigetto ed estensione laterale, corrispondenti ai tratti più acclivi della scarpata. Altre importanti linee tettoniche sono ortogonali allo sviluppo del margine, quali prosecuzioni nella scarpata di faglie trascorrenti e *graben* presenti lungo la costa e nell'entroterra. L'alta sismicità del margine si associa anche ad eventi di notevole magnitudo con meccanismi focali prevalentemente compressivi e transpressivi (Sage et al., 2011; Fanucci e Morelli, 2013; Fig. 2). Faglie normali che separano il margine dalla catena alpina si concentrano lungo la parte più alta della scarpata. Questa si collega alla costa attraverso una stretta piattaforma continentale di costruzione principalmente sedimentaria. Gran parte degli imponenti apporti sedimentari si accumula lungo ripide scarpate o è dispersa all'interno di sistemi di canyon dando origine a diffuse forme erosive e a masse inconsolidate e instabili (Migeon et al., 2011; Sage et al., 2011; Fanucci e Morelli, 2013). Nel margine appenninico la sismicità bassa o assente è interpretata come interruzione dei processi tettonici plio-pleistocenici, responsabili dell'impostazione strutturale del *Graben* di La Spezia, allungato in direzione NO-SE (Fanucci e Morelli, 2006). Nella stessa area processi erosivi e di instabilità di massa delle scarpate più ripide appaiono più attenuate o con caratteri particolari (Frana di Portofino). La piattaforma maggiormente estesa è intaccata da piccole testate di canyon che confluiscono nel Canyon Levante, presente lungo la base della scarpata sino alla Valle di Genova.

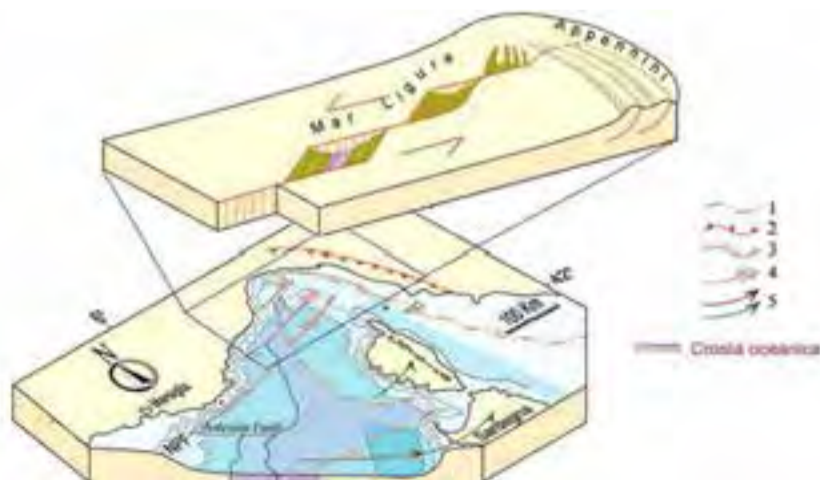


Figura 1. Meccanismi di apertura del Mediterraneo nord-occidentale. 1) Limiti Blocco Corso; 2) Fronte compressivo; 3) Faglia normale; 4) Faglia trascorrente; 5) Roto-traslazione blocco (da Fanucci e Morelli, 2001, modificato).

Figure 1. Opening mechanisms of the north-western Mediterranean Sea 1) Corsica Block edges; 2) Compressive front; 3) Normal fault; 4) Strike-slip fault; 5) Roto-translation of the block (by Fanucci and Morelli, 2001, modified).

The Ligurian Sea is the portion of the north-western Mediterranean Sea between Corsica and the chains of the Maritime Alps and northern Apennines. The particular location leads to its complex geological evolution and the distinction between its main sectors (Alpine and Apennine sectors), which are physiographically separated by the Valley of Genoa.

The Alpine continental margin limits the north-eastern appendix of the Sardinian-Balearic Basin, which is consequent to the roto-translation of the Corsica-Sardinia Block and connected to the Apennine orogenic dynamics (upper Oligocene-Miocene; Fanucci and Morelli, 2001; Fig. 1).

The Apennine margin mainly develops since the upper Miocene by the rifting of a portion of the newly formed chain (Tyrrhenian stage). The tectonic evolution of the two margins was mainly controlled by a polyphasic extensional tectonic process, and interrupted by compressive and/or transpressive reactivations. These processes and the lifting of the western coastal area during the Quaternary are part of the dynamic of a passive margin, whose episodic tendency to the compressive reactivation involved both margins. The compressional tectonics of the Maritime Alps of Nice during the Plio-Pleistocene (Bigot-Cormier et al., 2004) justify the huge compressive deformations of the Alpine margin (i.e. Imperia Ridge). However, the same process only partially explains the recent reactivation of the compressive processes of the entire basin area (i.e. compressive structures of the eastern sector of Genoa Gulf, in the western and eastern edge of the seamounts and along the La Spezia Slope; Fanucci and Morelli, 2013; Fig. 2). The different asset and tectonic evolution of the two main sectors brought to distinct and accentuated morphological characters. While the western margin (Alpine) has a high articulated morphology, the eastern one (Apennine) presents a less complex setting (Fig. 2). However, in both sectors, the morphodynamic processes played a very important role during the Quaternary and several processes had been strictly connected to each other: the high sediment input, the retrogressive submarine erosion and the tectonic activity (Corradi et al., 2002). The Alpine margin presents *step-faults* with huge throw structural pattern and lateral extension. Numerous tectonic lines are orthogonal to the margin, as they are located in prosecution of strike-slip faults and grabens, both occurring along the coast and the inland. The high-frequency and high-magnitudo earthquakes of the margin show focal mechanisms mainly compressive and transpressive (Sage et al., 2011; Fanucci and Morelli, 2013; Fig. 2). The extensional tectonic processes, which separate the margin from the Alpine chain, are located along the upper slope. This, in turn, is connected to the coast by a narrow continental shelf with a prevailing sedimentary construction. Most of the massive sedimentary input is scattered along the slope or inside the canyon system giving origin to unconsolidated and unstable masses (Migeon et al., 2011; Sage et al., 2011; Fanucci and Morelli, 2013). In the Apennine areas, a low or absent seismicity is generally interpreted as a slowing-down or interruption of the plio-pleistocene tectonic processes, responsible for the structural setting of the NW-SE La Spezia Graben (Fanucci and Morelli, 2006). In these sectors, erosive and active mass wasting processes of the steep areas are generally more attenuated and show different characteristics (e.g. the giant Portofino Slide). In the lower slope, few smaller canyons and channels merge into the Levante Canyon, which then is present along the base of the slope up to the Valley of Genoa.



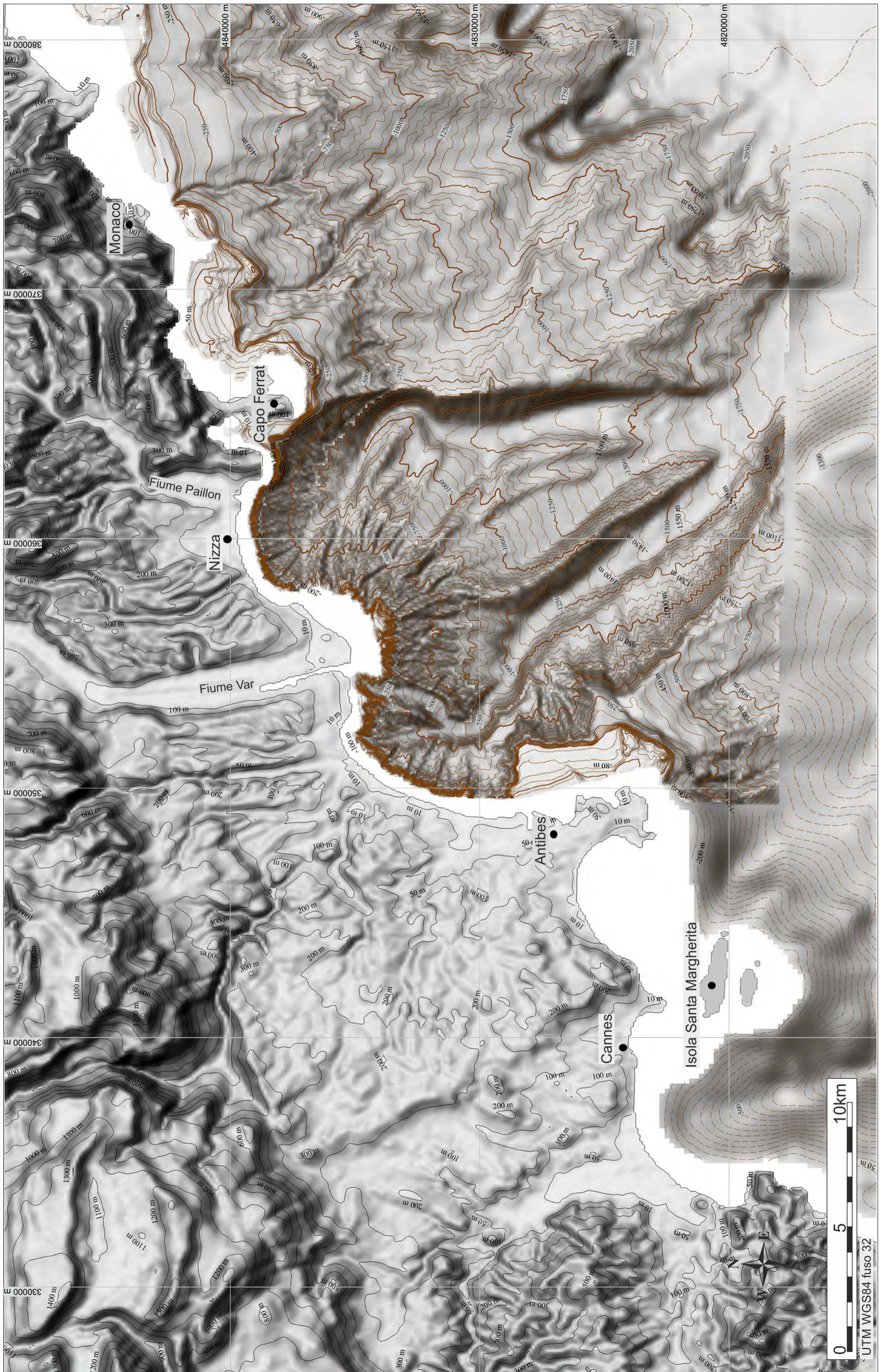
Figura 2. Morfologia dei fondali del Mar Ligure sovrapposta al "Structural Model of Italy" (1983). Le linee in rosso indicano le principali strutture compressive e trascorrenti rilevate (da Fanucci e Morelli 2013, modificato).

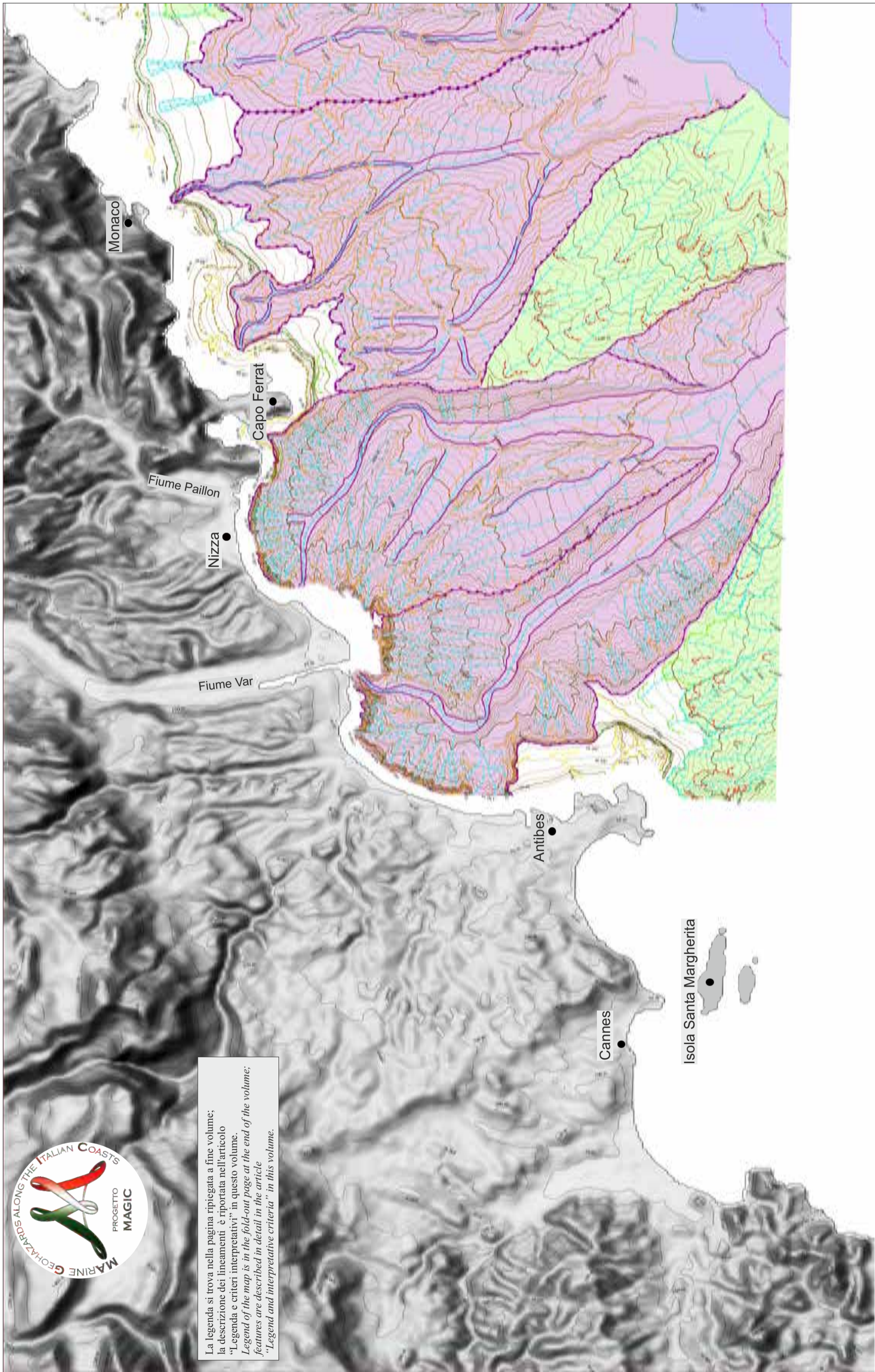
Figure 2. Morpho-bathymetry of the the Ligurian Sea superimposed on the "Structural Model of Italy" (1983). Red lines indicate the main compressive and strike-slip structures identified (by Fanucci and Morelli 2013, modified).





FOGLIO O NIZZA



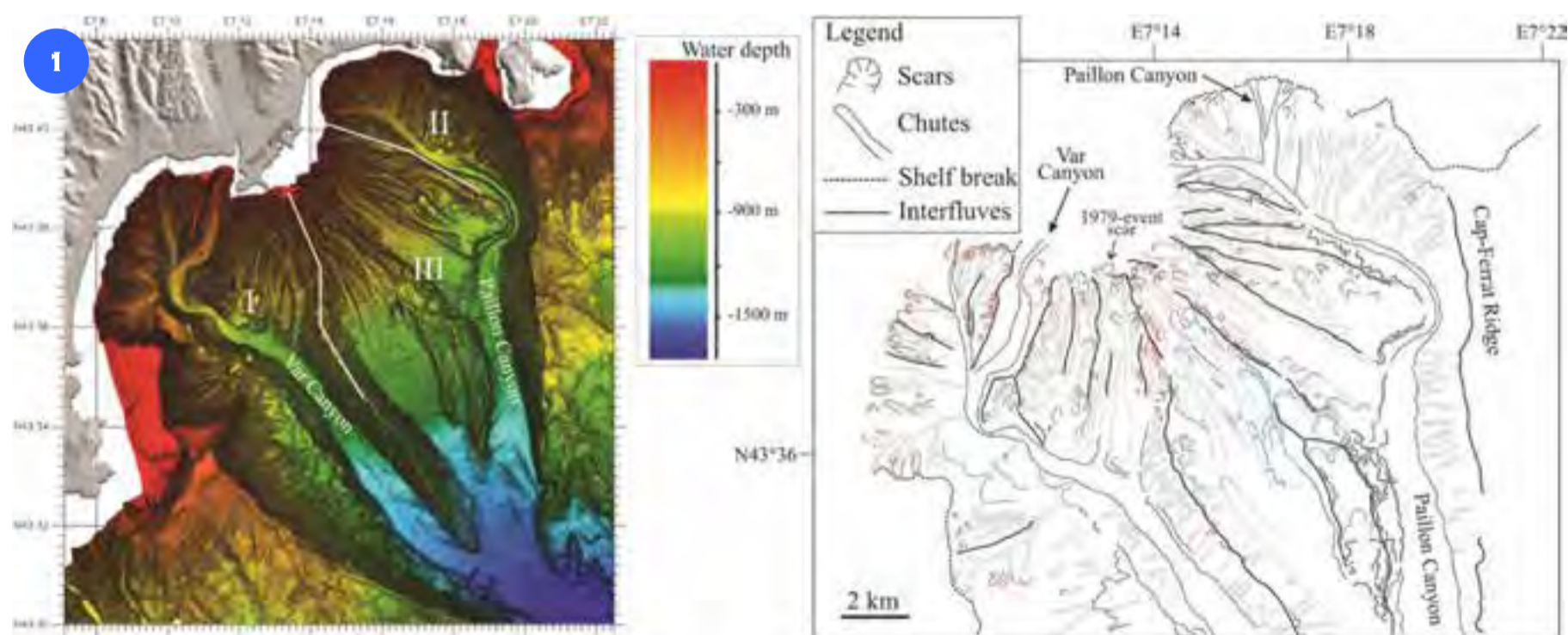


La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "I leggendari e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

Il Foglio 0 “Nizza” è un’estensione del progetto MaGIC in quanto realizzato nelle acque territoriali francesi, comprese tra la cittadina di Antibes ed il confine italiano. Lungo questo segmento di margine, la piattaforma continentale è stretta (larghezza variabile da 1 km di fronte a Cap Ferrat a circa 2,2 km fuori Monaco) o totalmente assente (*Baie des Anges*, dove è presente l’abitato di Nizza). Il ciglio della piattaforma continentale è comunemente ubicato tra 50 e 100 m di profondità. La scarpata continentale è ripida e si estende per oltre 20 km fino a 2000 m di profondità, con una pendenza media di circa 11°. La transizione tra la scarpata continentale ed il bacino è caratterizzata da un brusco decremento della pendenza a valori minori di 3°. Questo tratto di margine è alimentato dai fiumi Var e Paillon, che si originano dalle Alpi meridionali e drenano aree di 2822 km<sup>2</sup> e 236 km<sup>2</sup> rispettivamente. Ogni anno, i due fiumi sono soggetti a violenti episodi di alluvionamento, che comunemente avvengono durante l’autunno e la primavera. Il deflusso medio del Fiume Var è stimato nell’ordine dei 50 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, ma può decuplicare durante tali eventi di piena, dove la concentrazione del materiale in sospensione può raggiungere valori di decine di kg m<sup>-3</sup> (Mulder et al., 1998). A seguito di tali eventi si possono generare flussi iperpicniali, con un periodo di ritorno stimato tra i 2 e 5 anni. Tra le città di Antibes e Nizza, la scarpata continentale è incisa dai canyon Var e Paillon, i quali sono in diretta connessione con le relative foci fluviali. I due canyon coalescono a circa 1600 m di profondità, formando la valle sottomarina del Var, che è lunga circa 170 km ed alimenta un lobo torbiditico ubicato nella porzione NO della scarpata continentale della Corsica (Migeon et al., 2006). In aggiunta, oltre 250 nicchie di distacco e canali erosivi sono stati identificati in questo settore tra i 30 e 1000 m di profondità (Migeon et al., 2012). In particolare, un ampio sistema di nicchie di distacco (*Cirque Marcel*) con forma ad anfiteatro, che interessa la base della scarpata tra 1700 e 2200 m di profondità tra *Cap Ferrat* ed il confine italiano. Le nicchie di distacco sono larghe 2-4 km e lunghe 4-6 km ed hanno mobilitato un volume di materiale dell’ordine di 1,1 e 2,5 x 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> in media (Migeon et al., 2011). La base della scarpata continentale è fortemente interessata da faglie inquadrabili nel più ampio sistema di faglie liguri (Larroque et al., 2011). In dettaglio, la Faglia Marcel presenta un’attività recente arrivando a dislocare il fondale marino. Quest’area è caratterizzata da numerosi terremoti di media ed alta magnitudine, avvenuti in epoca storica (1564, 1644, 1887) e recente (1963, 1995, 2001). Sembra ci sia una correlazione tra l’epicentro di questi terremoti e le faglie identificate in questo settore (Courboulex et al., 1998; Larroque et al., 2011).

The Sheet 0 “Nizza” is an extension of the Project MaGIC within the French territorial waters. It covers an area comprised, along the coastline, between the city of Antibes and the Italian border. Along this margin segment, the continental shelf is narrow (width ranging between 1 km offshore Cap Ferrat to about 2.2 km offshore Monaco) or almost absent, like in the *Baie des Anges* area offshore Nice. The shelf break is thus located close to the coastline, on average at 50-100 m depth. The continental slope is steep and extends along 20 km reaching the depth of 2000 m, with a mean slope of 11°. The transition between the continental slope and the basin is characterised by a sharp decrease of the slope angle, to less than 3°. This margin segment is fed by two main rivers, the Var and Paillon, that transport particles West of the Nice airport and in the *Baie des Anges*, respectively. Both rivers form in the southern Alps, and drain areas of 2822 km<sup>2</sup> and 236 km<sup>2</sup>, respectively. Both the Var and the Paillon are small mountain-supplied rivers that experience violent flash floods every year, during fall and spring. The average water discharge of the Var River is about 50 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>; during floods, it can increase tenfold and suspended sediment concentration can reach values of tens of kg m<sup>-3</sup> (Mulder et al., 1998). Hyperpycnal currents can be generated during river floods, with a return period of about 2 to 5 years. Between the cities of Antibes and Nice, the continental slope is eroded by the Var and Paillon canyons, which are directly connected to river mouths. In this sector, between 30 and 1000 m depth, more than 250 failure-related scars and erosive chutes were also identified (Migeon et al., 2012). The two canyons coalesce at 1600 m depth to form the Var submarine valley, which is about 170-km-long and feeds a lobe lying at the base of the north-western continental slope of the Corsica Island (Migeon et al., 2006). Between Cap Ferrat and the Italian border, large scars, like the so-called “*Cirque Marcel*”, affect the base of the slope between 1700 and 2200 m depth. They are 2-4-km-wide, 4-6-km-long, and they represent remobilized volumes of 1.1 to 2.5 x 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> on average. In plan view, they exhibit a complex amphitheatre-like morphology resulting from several imbricated scars (Migeon et al., 2011). The base of the continental slope is also strongly affected by faults belonging to the Ligurian faults network (Larroque et al., 2011). Here, the Marcel Fault affects the present-day seafloor, evidencing a recent activity. This area experiments a recurrent seismic activity characterised by several moderate to strong historical (1564, 1644, 1887) and recent (1963, 1995, 2001) earthquakes. Their epicentres are probably correlated with the location of these faults (Courboulex et al., 1998; Larroque et al., 2011).

#### DESTABILIZZAZIONE DELLA SCARPATA SUPERIORE DELLA BAIE DES ANGES



Al di fuori della *Baie des Anges*, la morfologia del fondale è principalmente caratterizzata da numerose nicchie di distacco e canali erosivi, che interessano il 90-95% della scarpata continentale superiore (Fig. 1; Migeon et al., 2012). Circa 250 nicchie di distacco sono state identificate in settori di scarpata caratterizzati da pendenze di 10-15°.

Sulla base dell’analisi morfo-batimetrica e del loro volume, tre tipologie di nicchie di distacco possono essere distinte: piccole, medie e grandi. Nelle zone I e II (Fig. 1), l’80% delle nicchie sono piccole, il 15% medie ed il restante 5% grandi. La frana tsunamigenica del 1979 a Nizza rientra negli eventi medi (Fig. 1), con un volume di 7 x 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup>. Nella zona III, il 20% delle nicchie sono piccole, il 45% medie

ed il 35% larghe. I volumi di sedimento mobilitati sono dell’ordine di 8 x 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>. Nelle tre aree, le nicchie di distacco mostrano una morfologia semicircolare e proseguono lungo pendio come canali erosivi. Dato che le nicchie di distacco interessano solo la copertura olocenica, può essere stimata una frequenza di una frana ogni 50 anni durante l’Olocene.

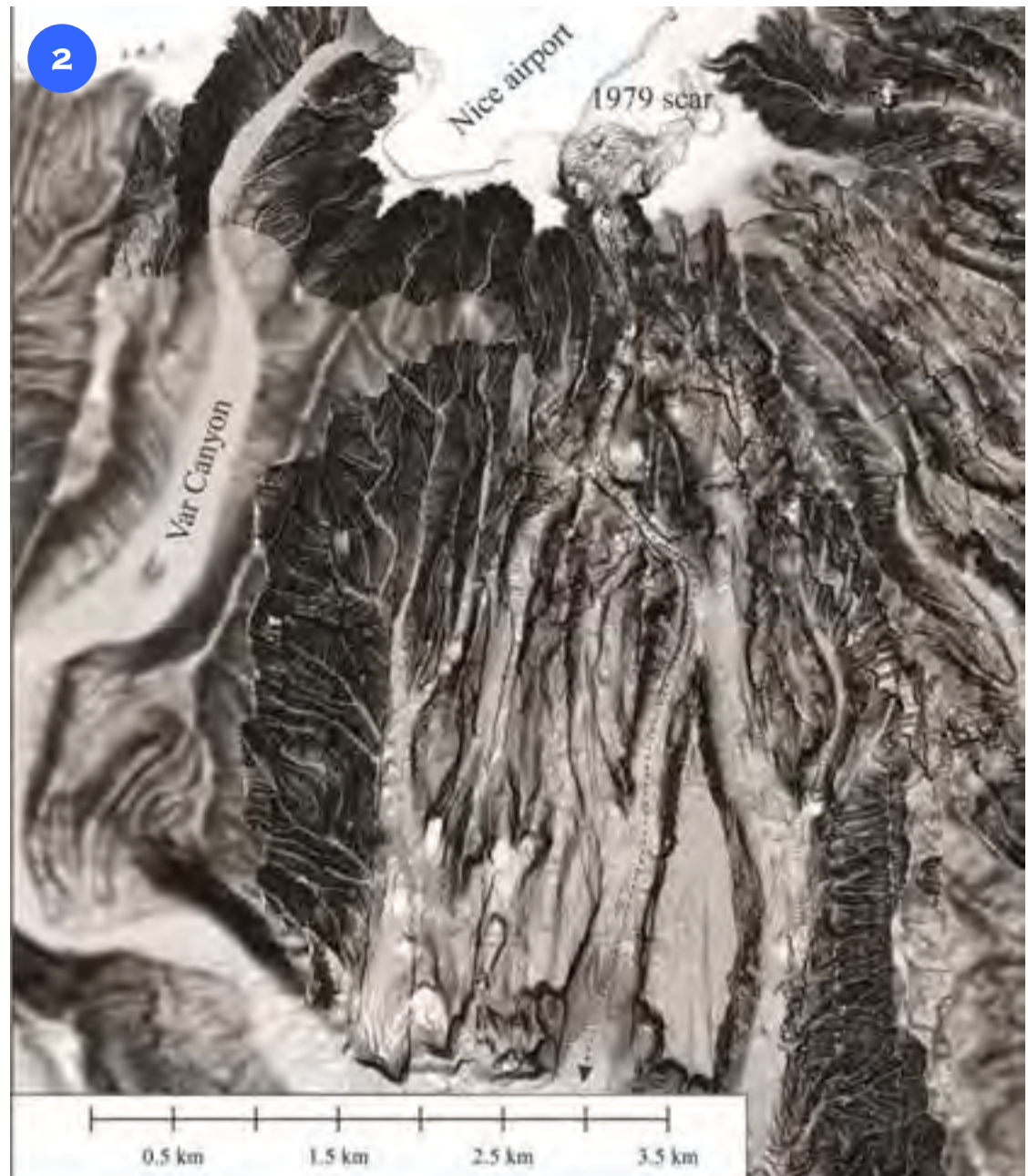
Offshore the *Baie des Anges*, the morphology of the seafloor is mainly characterized by failure-induced scars and chutes that represent 90-95% of the total surface of the upper slope (Fig. 1; Migeon et al., 2012). About 250 scars were identified with slope ranging between 10 and 15°.

Based on morpho-bathymetric analysis, three groups of scars were identified depending on their volumes: small, medium and large. In Zones I and II, 80% of scars are small, 15% are medium and only 5% are large. The scar of 1979 represents a medium event (Fig. 1). Within scars, missing sediment has, on average, a volume lower than 7 x 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup>. In Zone III, 20% of the scars are small, 45% are medium and 35% are large; volumes of missing sediment are, on average, lower than 8 x 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>. In the three areas, scars mainly exhibit a semi-circular morphology prolonged downslope by an erosive chute. As the scars only affected the Holocene drape, the mean return frequency during the Holocene is estimated as 50 yrs.

## LA FRANA TSUNAMIGENICA DI NIZZA 1979

Dal 1975 al 1979, oltre  $25 \times 10^6 \text{ m}^3$  di materiale sono stati scaricati al di sopra della stretta piattaforma continentale antistante Nizza tra 10 e 15 m di profondità al fine di aumentare la superficie dell'aeroporto di Nizza e costruire un nuovo porto. Il 16 ottobre 1979 alle 14:00, si è verificata una frana sottomarina che ha portato al collasso del porto in mare. Otto minuti più tardi, tre successive onde con altezza di 2-3 m, secondo la ricostruzione dei presenti, ha colpito la costa tra Nizza e Antibes. La frana ed associati tsunami hanno causato gravi danni e portato alla perdita di 10 vite umane. La comparazione tra le batimetrie effettuate prima e dopo la frana hanno permesso di ricostruire un volume di  $8,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Lo scenario ufficiale indicava l'accadimento di un terremoto che ha innescato una frana profonda in grado di generare onde di tsunami che hanno distrutto il porto in costruzione, ma nessun terremoto è stato registrato in quel periodo e la ricostruzione della sequenza di eventi ha mostrato che lo tsunami è stato generato a seguito di una frana a bassa profondità (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000). Sulla base di un recente *dataset*, che include anche misure CPTU *in situ* e carotaggi mirati, Dan et al. (2007) hanno proposto un nuovo scenario, considerando come fattore predisponente per la rottura il carico della struttura portuale in costruzione e la presenza di livelli sabbiosi ad alta permeabilità che hanno favorito la fuoriuscita di acqua di falda. La recente acquisizione di dati batimetrici tramite AUV ha mostrato per la prima volta con notevole dettaglio la morfologia della nicchia del 1979 e la sua evoluzione lungo pendio (Migeon et al., 2012). Quest'ultima ha comportato una forte erosione del fondale, con un'espansione del flusso gravitativo di circa 20 volte in volume rispetto a quello iniziale, in meno di 6 km.

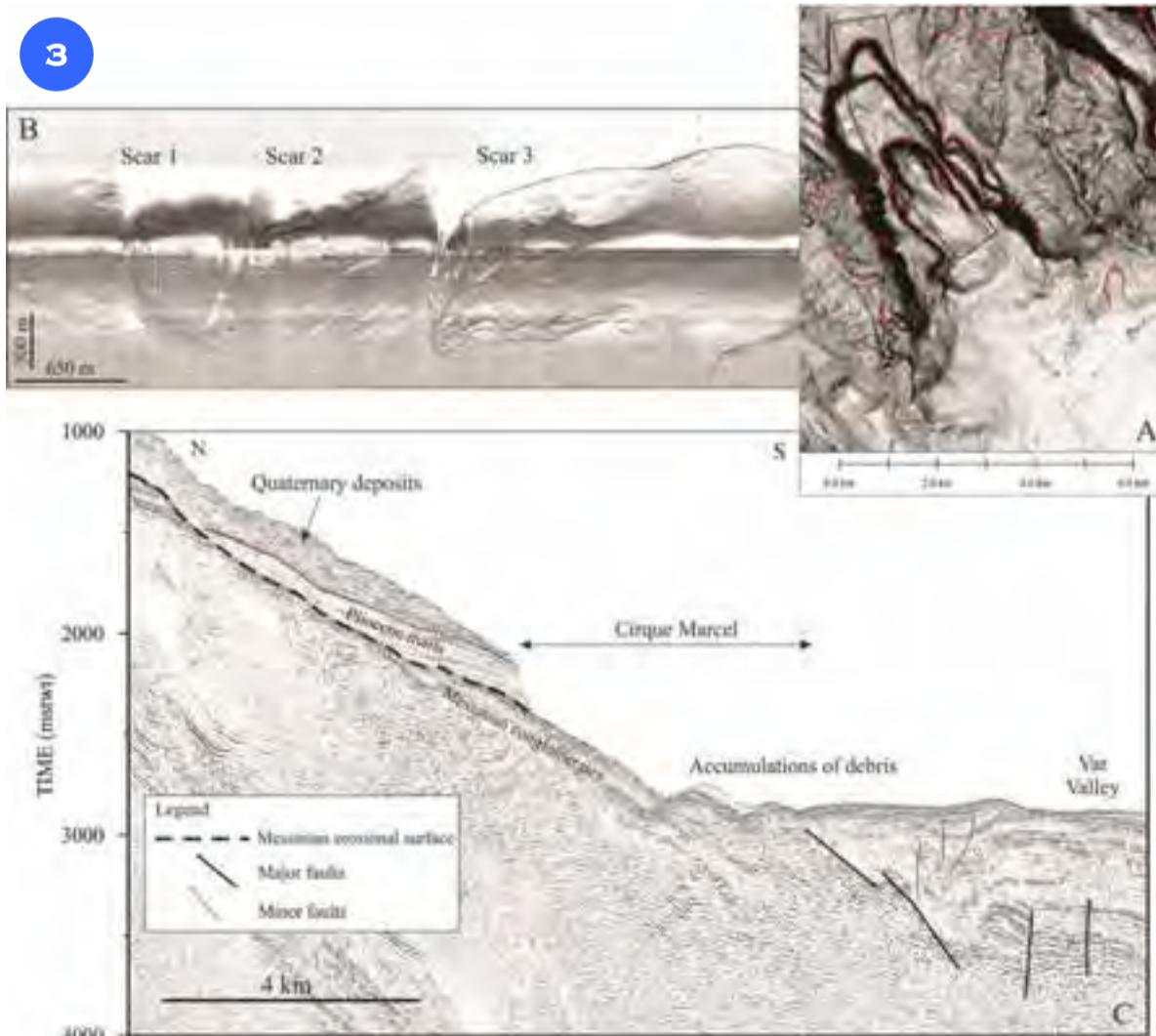
*From 1975 to 1979, more than  $25 \times 10^6 \text{ m}^3$  of aggregates were dumped on the narrow shelf offshore Nice, between 10 and 15 m depth, in order to increase the surface of the Nice airport and to build a new harbour. On October 16<sup>th</sup> 1979, at about 2 pm, a failure occurred at shallow water depth during the infilling operations and a part of the new harbour collapsed into the sea. Eight minutes later, three successive waves, 2-3-m-high, broke along the coastline between Nice and Antibes. Both the landslide and the tsunami caused 10 victims and lots of structural damages. Comparisons between bathymetric surveys before and after the failure provided a first estimation of the reworked volume of about  $8.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ . From the official scenario provided after the catastrophe, an earthquake triggered a large landslide at deeper water depth on the continental slope, which generated the tsunami that destroyed the em-*



*bankments. No earthquake was recorded and from the reconstruction of the sequence of the events, the tsunami was probably generated after the triggering of the landslide (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000). Based on a recent dataset, including CPTU in-situ measurements and cores collected in the failure area, Dan et al. (2007) proposed a new probable scenario considering as a predisposing factor for failure the loading of the embankments*

*and the presence of high-permeability sand layers that favoured fresh-water escape. Recent acquisition of high-resolution shallow and AUV bathymetry revealed for the first time the morphology of the 1979 scar and its erosive pathway (Migeon et al., 2012). Comparisons between the initial volume in the scar area and the eroded volume along the pathway suggest that the mass flow increased its volume 20 times along less than 6 km.*

## IL SISTEMA DI FRANE DI "CIRQUE MARCEL"



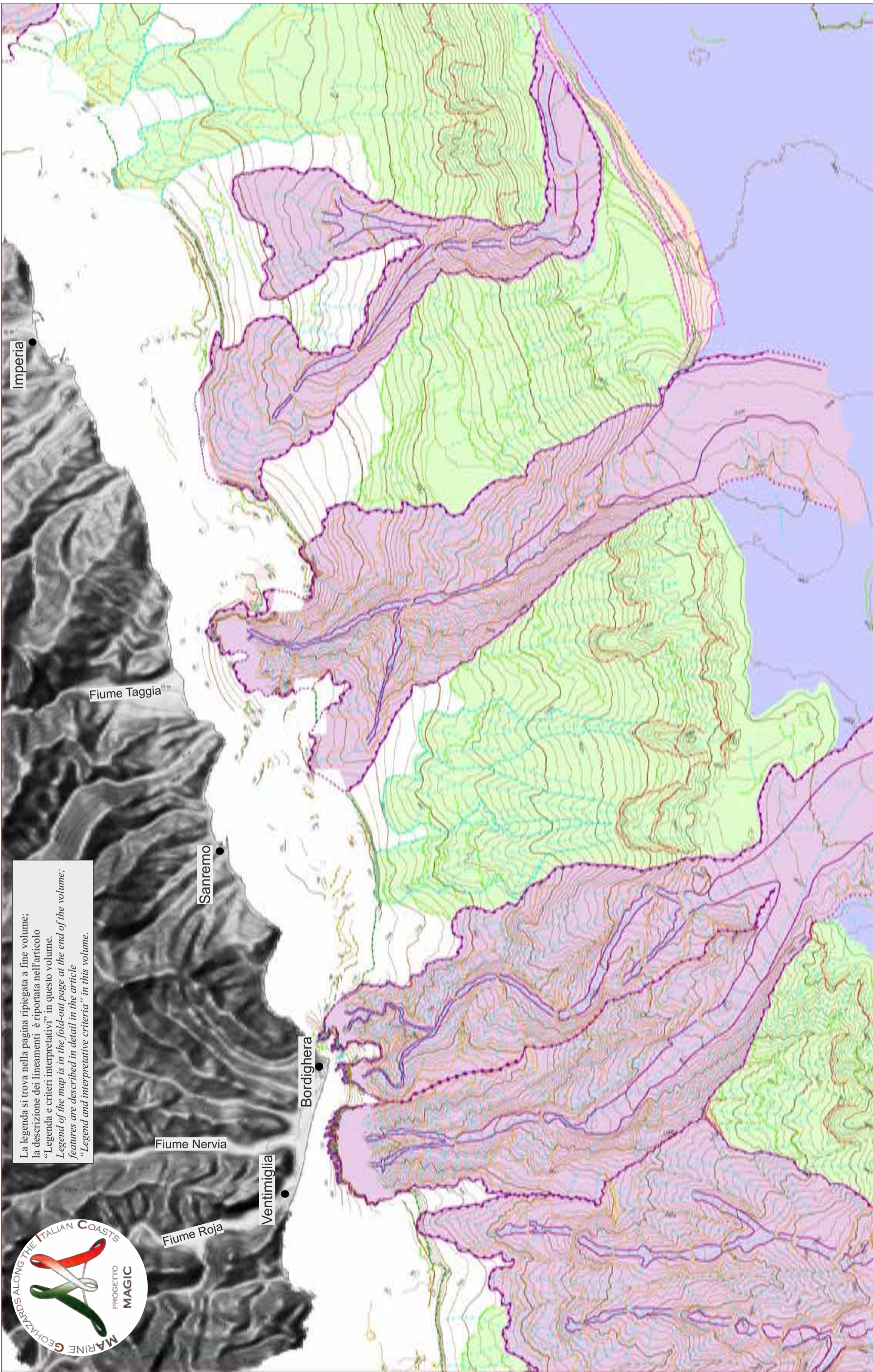
Il "Cirque Marcel" è un ampio sistema di nicchie di distacco (Figg. 3A e B) con forma ad anfiteatro, che interessa un'area larga 4 km e lunga 6 km, con un volume di depositi mancanti stimabile in  $2,5 \times 10^9 \text{ m}^3$ . Dal top alla base, si riconoscono 4 nicchie di distacco con altezze di 100-300 m separate da aree sub-orizzontali larghe 1-2 km. Nicchie di distacco e forme erosive di minori dimensioni sono diffuse in queste aree, evidenziando la presenza di forti processi erosivi. Profili di sismica a riflessione mostrano che le nicchie di distacco interessano i depositi plio-quadernari con spessori variabili da 300 a 500 m e gli associati piani di scivolamento sono ubicati in corrispondenza dei conglomerati del messiniano (Fig. 3C). I depositi di frana si osservano alla base delle nicchie di distacco, presentando altezze di 20-80 m e lunghezza di 5 m. Il volume totale dei depositi è tuttavia circa 20 volte più basso rispetto a quello mancante dalle nicchie di distacco.

*The "Cirque Marcel" is a 4-km-wide and 6-km-long failure-related scar with missing deposits of  $2.5 \times 10^9 \text{ m}^3$ . In plan view, it exhibits an amphitheatre-like morphology with several imbricated scars (Figs. 3A and B). From the top to the base, four scars with heights ranging from 100 to 300 m (Figs. 3A and B) are separated by flat areas 1-2-km-wide. Small-scale scars and scours are common in these areas, evidencing strong erosional processes (Figs. 3A and B). Seismic-reflection profiles show that the scar affected the whole Plio-Quaternary deposits (300-500-m-thick) and that the slip plan correlates with the messinian conglomerates (Fig. 3C). Accumulations of destabilized deposits are found at the foot of the scar. They are 20-80-m-high, and 5-km-long. Their total volume is 20 times lower than the volume of missing deposits in the scar.*



FOGLIO 1 VENTIMIGLIA





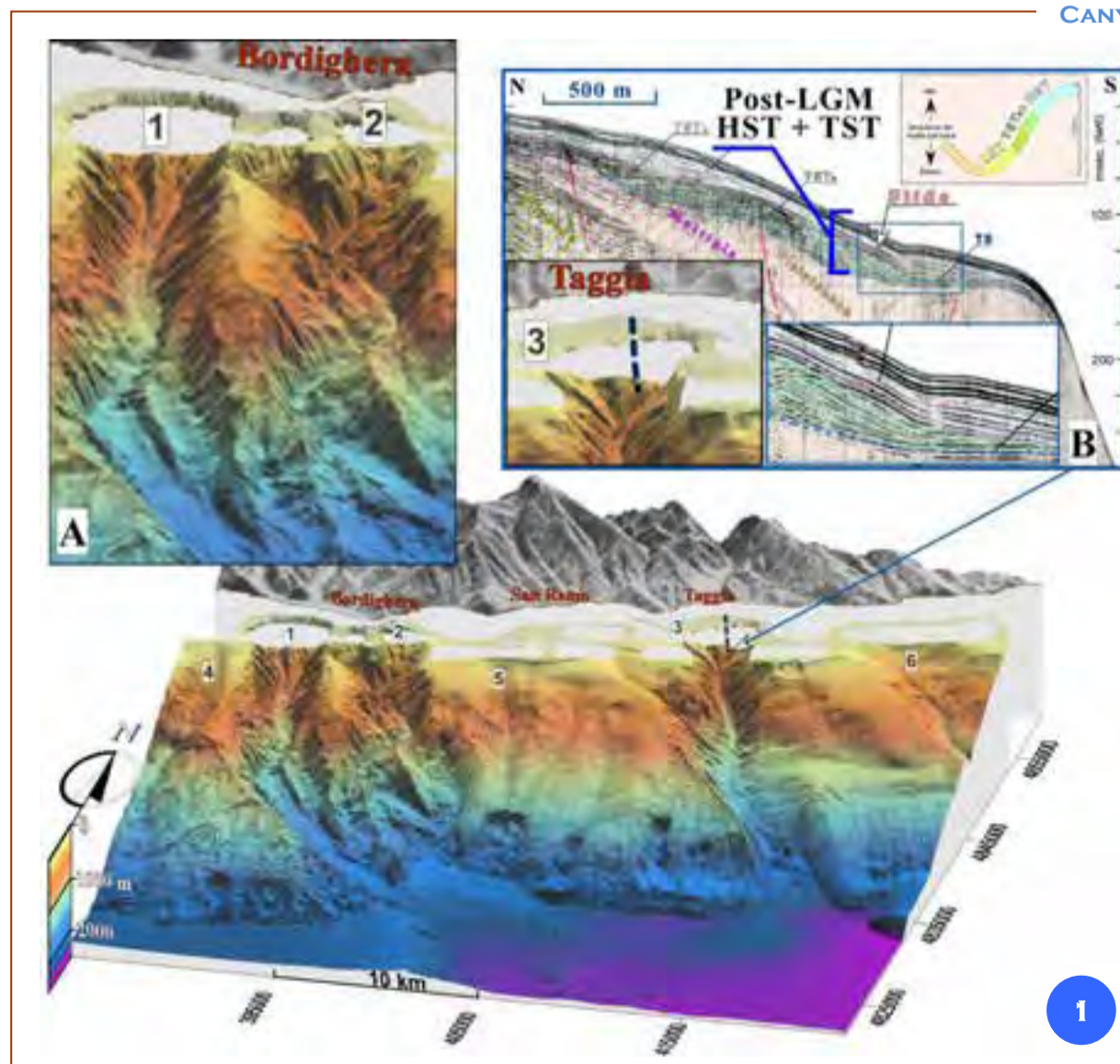
Il Foglio 1 “Ventimiglia” copre una delle zone più significative del Mediterraneo sia per l’attività sismo-tettonica, che per la ricorrenza di frane sottomarine ingenti, generatrici di tsunami locali (e.g. Terremoto di Bussana del 1887, Frana di Nizza del 1979; Corradi et al., 2002; Migeon et al., 2011; Kelner et al., 2014). L’area del foglio racchiude tutta la parte del margine continentale delle Alpi Marittime e Liguri compreso tra il confine italo-francese e Capo Mimosa. Questa porzione del margine del Mar Ligure si compone di una piattaforma continentale di costruzione sedimentaria, assai poco estesa, e di una scarpata ripida con ingenti masse sedimentarie in condizioni di forte instabilità. Canyon profondamente incisi e in rapida evoluzione minano ulteriormente la stabilità dei versanti, in modo che tutti i fenomeni sono in retrogressione e tendono ad aggredire ulteriormente le parti alte della scarpata e la piattaforma (Figg. 1 e 2). Importanti strutture tettoniche attive al piede della scarpata stessa danno luogo a eventi sismici a prevalente meccanismo compressivo e trascorrente, con magnitudo relativamente elevata, che contribuiscono ulteriormente all’instabilità (Giammarino et al., 2010; Larroque et al., 2011; Fig. 3).

Le masse sedimentarie mobili appartengono alla copertura plio-quadernaria, alla cui base, sulla scarpata inferiore, si rilevano i livelli sommitali della sequenza evaporitica del messiniano (Miocene superiore). Detti livelli fungono spesso da superfici di scollamento per ingenti frane che destabilizzano a loro volta masse poste sulla media e alta scarpata, propagando i fenomeni di instabilità verso l’alto. Le aree in erosione attiva sono rappresentate sia da insiemi di canyon e canali associati, sia da vasti tratti di scarpata interessati da erosione e dissesti diffusi. Praticamente tutta l’area di scarpata è interessata da erosione diffusa e da imponenti canalizzazioni. Un importante insieme di canyon e canali domina la zona ad ovest di Bordighera, mentre altrove sono più comuni le aree ad erosione diffusa. La canalizzazione si riduce da ovest ad est sia come frequenza che come importanza e grado di evoluzione dei canali stessi. La situazione di tale settore evidenzia l’importanza e l’energia della morfodinamica dell’intero margine alpino. Le principali aree in cui si rilevano le condizioni di maggiore instabilità vengono individuate nelle ampie zone di frana che dal piede della scarpata si estendono verso l’alto, nelle testate dei canyon. Queste aggrediscono e scanzano la piattaforma continentale (i.e. importanti nicchie di frana nell’alta scarpata e lungo il ciglio della piattaforma), sino ad interagire con la zona litoranea (caso del Canyon di Bordighera; Figg. 1 e 2). Il rischio che altri processi gravitativi si attivino, anche in base alla elevata sismicità dell’area, interessa quasi tutta la zona del foglio, eccezion fatta per l’estrema parte orientale.

*The Sheet 1 “Ventimiglia” covers one of the most significant areas of the Mediterranean Sea due to the seismo-tectonic activity and the occurrence of large submarine landslides, which generate local tsunamis (1887 Bussana earthquake, 1979 Nice landslide; Corradi et al., 2002; Migeon et al., 2011; Kelner et al., 2014). The area of the sheet contains the entire continental margin of the Maritime and Ligurian Alps between the French-Italian border and Capo Mimosa. This part of the Ligurian Sea margin consists of a narrow, sedimentary constructed, continental shelf and a steep slope with large sedimentary unstable masses. Deeply incised canyons with a fast evolution further undermine the stability of the sedimentary bodies, so that all phenomena are in retrogression and tend to further attack the upper parts of the slope and the shelf (Figs. 1 and 2). Important active tectonic structures at the foot of the slope give rise to seismic events with a prevailing compressive and strike-slip mechanism, with relatively high magnitude, which significantly contribute to the general instability (Giammarino et al., 2010; Larroque et al., 2011; Fig. 3).*

*The sedimentary mobile masses belong to the Plio-Quaternary cover. At its basis, on the lower slope, upper levels of the messinian evaporitic sequence are evident (Upper Miocene). These levels often serve as detachment surfaces for massive landslides that destabilize sedimentary bodies on the middle and upper slope, propagating the instability upwards. Sets of canyons with associated channels and large areas of the slope affected by erosion and landslides represent surfaces of active erosion. The entire area of the slope is practically affected by widespread erosion and is characterized by a relevant system of channels. An important set of canyons and channels dominates the area West of Bordighera, whereas the most common widespread areas affected by erosion or gravitational processes are located elsewhere. The developed system of channels reduces from West to East in frequency, relevance and degree of evolution of the channels themselves. The situation of this sector highlights the importance and the energy of the morphodynamics of the entire Alpine margin. The main areas which present the greater instability conditions, are located in close proximity to wide landslides that extend from the foot to the top of the slope, until reaching canyon heads. Canyon heads attack and undermine the continental shelf (i.e. important landslide niches in the upper part of the slope and the shelf break), up to interact with the coastal zone (case of the Bordighera Canyon; Figs. 1 and 2). The risk that other gravitational processes get active, also according to the high seismicity of the area, affects almost the entire sheet, except for the extreme eastern part.*

## CANYON OCCIDENTALI DEL MARGINE ALPINO



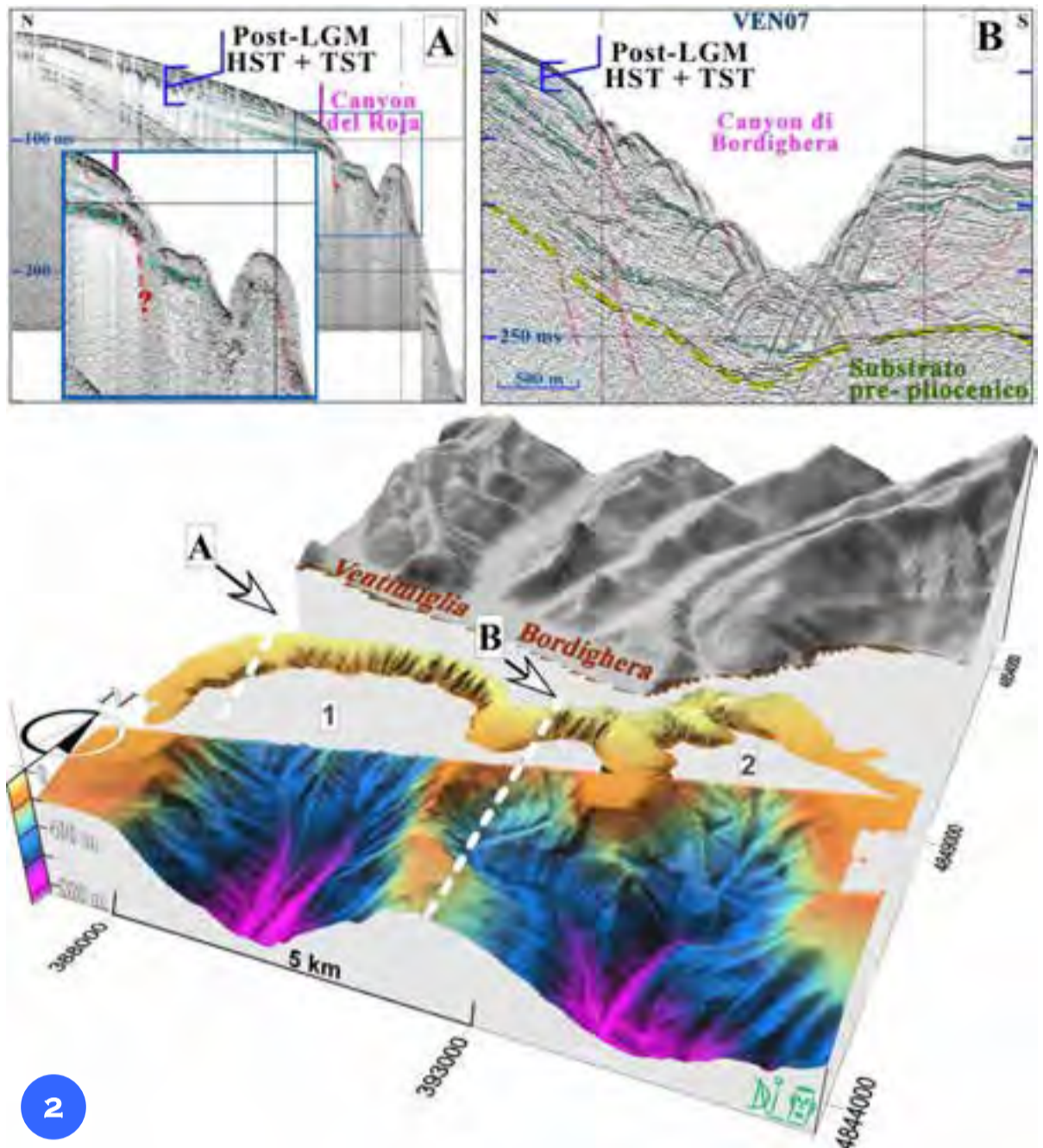
La morfo-batimetria del margine alpino del Mar Ligure (Fig. 1) è dominata dalle incisioni dei canyon del Roja (1), di Bordighera (2), di Taggia (3) e dei canali minori che comunque interessano con continuità ampi settori della Scarpata di Hambury (4), di San Remo (5) e di S. Lorenzo (6). I canyon, caratterizzati da incisioni ben marcate con fianchi molto ripidi e instabili, mostrano un andamento prevalentemente rettilineo o tratti curvilinei a largo raggio (Bordighera; inset A). Molto comune per gli stessi canyon appare la relazione con le foci dei fiumi del Roja, Nervia e Taggia con l’eccezione del Canyon di Bordighera. La sezione sparker mostra i caratteri degli ingenti accumuli tardo-quadernari del tratto di piattaforma in corrispondenza della “Fiumara” di Taggia e a ridosso della testata dell’omonimo canyon (inset B, 3). Verso sud, la sezione taglia una porzione residua della piattaforma, compresa tra i due lobi della testata, con evidenze di instabilità dei depositi del ciglio.

*The morpho-bathymetry of the Alpine margin of the Ligurian Sea (Fig. 1) is dominated by the incisions of the Roja (1), Bordighera (2) and Taggia (3) canyons and by minor channels, which affect large areas of the continental Slope of Hambury (4), San Remo (5) and S. Lorenzo (6). Canyons are characterized by well-marked incisions with very steep and unstable flanks. Their trend is mainly straight or presents curvilinear outreach sections (Bordighera, inset A). The relationship between the same canyons and the mouths of the Roja, Nervia and Taggia rivers are very similar, with the exception of the Bordighera Canyon. The sparker profile shows the characters of the huge Late-Quaternary bodies of the shelf, in correspondence of the Taggia “Fiumara” (torrent), and close to the head of the homonymous canyon (inset B, 3). The profile cuts southward a remaining portion of the continental shelf between the two lobes of the head, with evidence of the instability of the deposits of the shelf-edge.*

## TESTATE DEL CANYON DI ROJA E BORDIGHERA

La testata del Canyon del Roja (1) ha un'ampiezza di circa 4 km e si spinge a 500 m dalla costa con una batimetria minima di 20-30 m (Fig. 2). La batimetria di dettaglio realizzata sul ciglio, mostra una morfologia in corso di rapida modificazione per erosione retrogressiva. La testata mantiene la stessa ampiezza dei settori più profondi del canyon, inserendosi in una piattaforma poco estesa e determinandone l'ingente smantellamento. Una "frangia" di numerosi canali secondari ben incisi si protende verso terra, testimoniando la vivacità dell'erosione, propiziata dalle imponenti portate solide del Roja e del Nervia. La sezione chirp (inset A) mostra alcune nicchie di frana concentrate sul bordo della testata, interpretabili come effetti superficiali di dislocazioni (attività sismo-tettonica del margine). La presenza di zone di *blinking* sismico e *bright-spot* all'interno della copertura testimoniano la presenza di risalite di fluidi che possono contribuire ulteriormente all'instabilità dei depositi. La testata del Canyon di Bordighera (2) è bipartita con andamento tortuoso e con apici acuti e sfrangiati che investono i residui lembi di piattaforma. La parte orientale mostra canali più sviluppati e prossimi alla costa che interagiscono con la zona sublitoranea (ampiezza ~2 km con digitazioni sino a ~200 m dalla riva a 20 m di profondità). Anche il canale occidentale, ampio circa 1 km, spinge un canalico sino a 200 m dalla costa (profondità minima 20-30 m). La particolare morfologia indica una forte erosione retrogressiva associata ad instabilità di grandi masse di sedimenti. Il piccolo lembo di piattaforma compreso tra il ramo occidentale della testata in questione e il Canyon del Roja mostra condizioni di instabilità in atto ed incipienti piuttosto marcate. La sezione *Air-gun* (inset B) mostra come l'instabilità coinvolga notevoli spessori di sedimento (gran parte della sequenza plio-quadernaria) interessati da piani di scivolamento rotazionale.

*The head of the Roja Canyon (1) is about 4-km-wide and is located at about 500 m from the coastline, at 20-30 m depth (Fig. 2). The detailed bathymetry of the shelf-break shows a rapidly changing morphology related to retrogressive erosion. The head presents the same width of the deeper areas of the canyon, entering into a narrow shelf and determining its substantial erosion. A set of numerous well-incised secondary channels extends towards the coastline, attesting the vitality of the erosive process, propitiated by the massive solid discharges of the Nervia and Roja rivers. The chirp profile (inset A) shows some landslide niches concentrated on the edge of the head. They represent the superficial effects of failures due to the seismo-tectonic activity of the margin. The identification of zones of seismic blanking and bright spots within the sedimentary deposits evidences the presence of seep-*



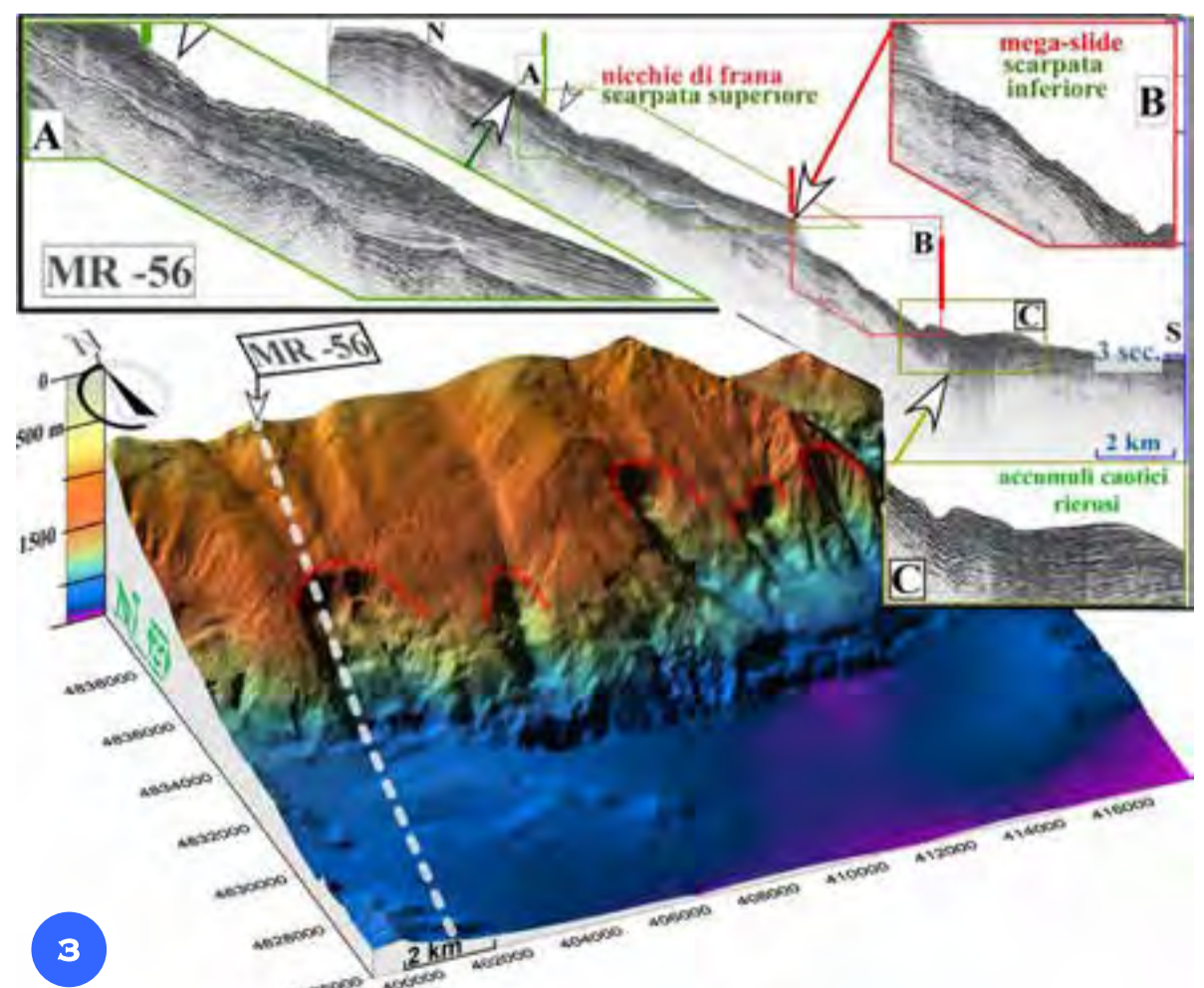
*ing fluids that can further contribute to the instability of the deposits. The head of the Bordighera Canyon (2) is bipartite with a tortuous trend, acute apices and frayed edges, which gradually erode the remaining part of the continental shelf. The eastern sector shows more developed channels close to the coast interacting with the sublittoral zone (about 2-km-wide with digitated lobes up to about 200 m from the shore, at 20 m depth). The western channel, about 1-km-wide, extends up to 200 m from the*

*coast (minimum depth of 20-30 m). The particular morphology indicates a strong retrogressive erosion associated with instability of large masses of sediment. The small area of the shelf between the western branch of the head and the Roja Canyon shows instability conditions and quite evident initial gravitative phenomena. The Air-gun profile (inset B) shows that the instability involves a considerable thickness of sediment (almost the entire Plio-Quaternary sequence) affected by rotational slip planes.*

## MEGA-SLIDE DELLA SCARPATA INFERIORE

Dati morfo-batimetrici (*Digital Terrain Model 3D*) e sismici (sezione sismica Malisar 56) illustrati in Figura 3 evidenziano la presenza di frane di notevole dimensione lungo zone della scarpata inferiore caratterizzate da elevata sismicità. Queste frane interessano tutti i livelli plio-pleistocenici, causando il denudamento delle evaporiti superiori (inset B e C della sezione MR56). Tale destabilizzazione si propaga verso l'alto, interessando masse a minore profondità (inset B). La nicchia più ampia ha dimensioni di 2 km x 4 km, e si trova a 1300 m di profondità e a 14 km di distanza dalla costa. Le notevoli dimensioni delle masse coinvolte, nonché la possibilità di un loro collasso improvviso, possono determinare onde di ritorno di una certa importanza (Migeon et al., 2011).

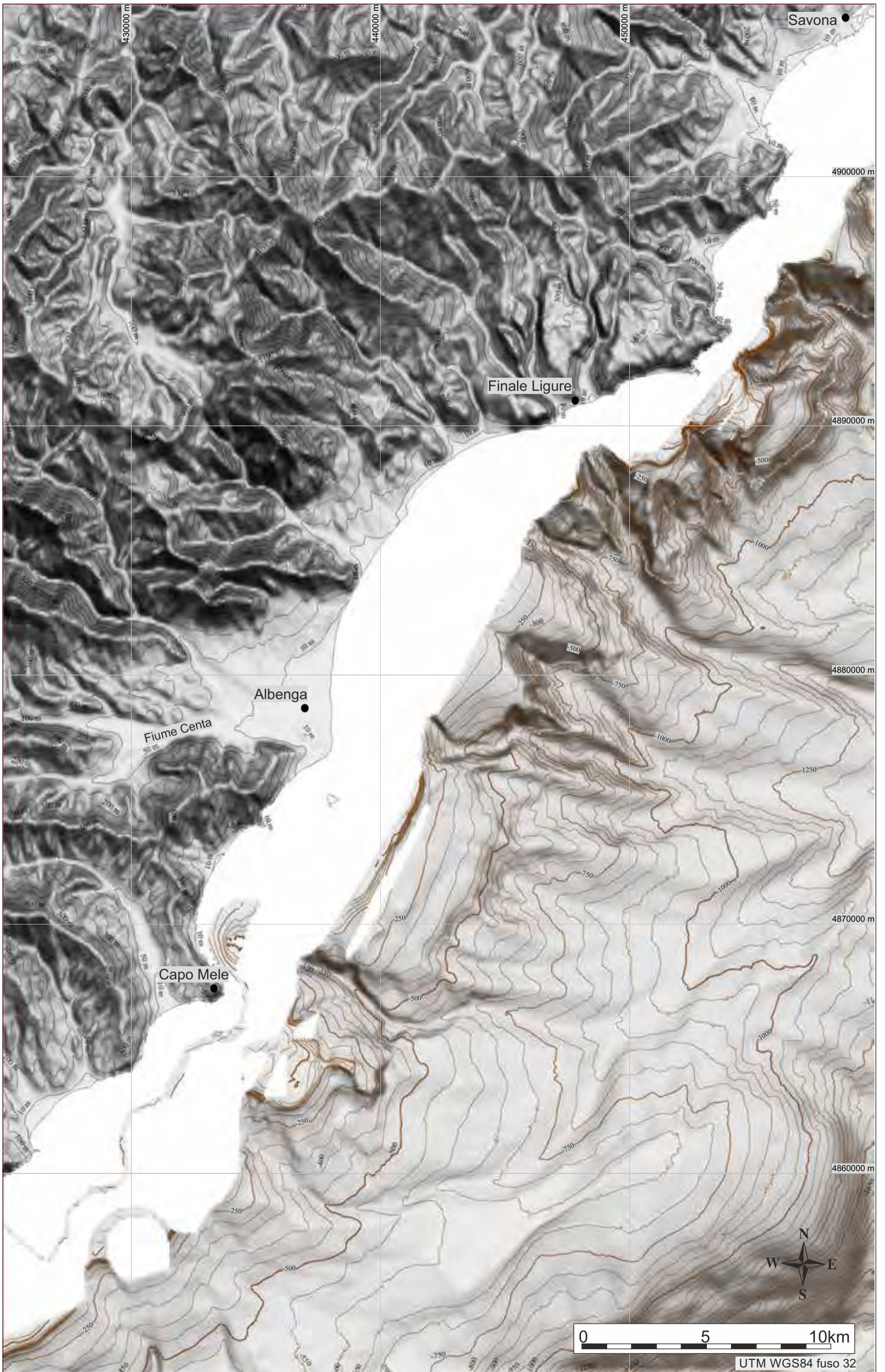
*Morpho-bathymetric (3D Digital Terrain Model) and seismic (Malisar 56 profile) data shown in Figure 3 highlight the presence of large landslides in the area of the lower slope characterized by high seismicity. These landslides involve all the Plio-Pleistocene sediments leading to the denudation of the upper evaporites (MR56 profile: insets B and C). Such destabilization tends to propagate upwards, affecting shallower masses (inset B). The biggest niche is 2 km x 4 km wide, and is located at 1.300 m depth, at a distance of 14 km from the coastline. The considerable size of the involved masses and the possibility of their sudden collapse, can determine abnormal return waves (Migeon et al., 2011).*





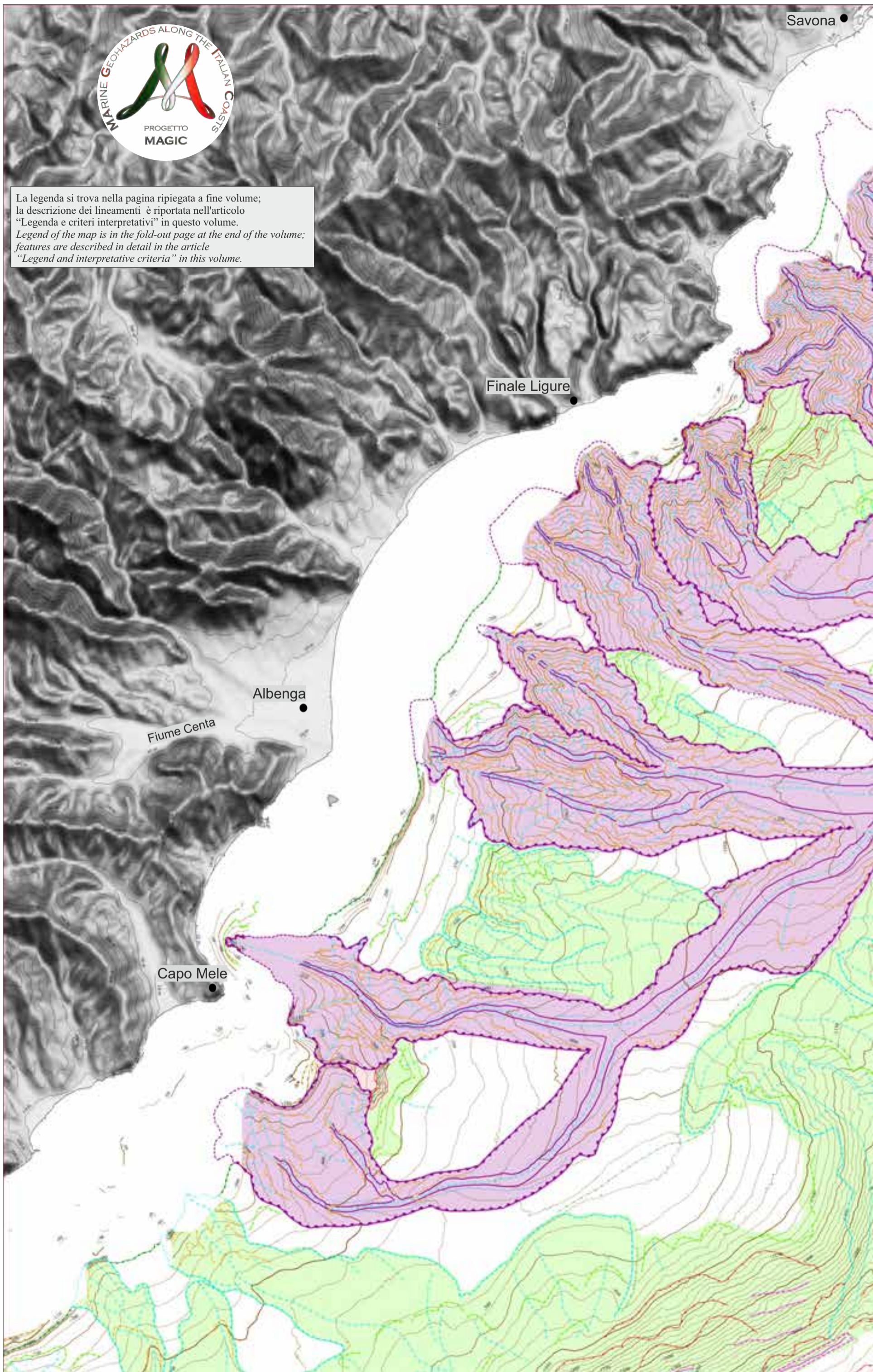


FOGLIO 2 SAVONA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
"Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
features are described in detail in the article  
"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



D. MORELLI<sup>1,0A</sup>, N. CORRADI<sup>A</sup>, S. MIGEON<sup>\*\*A</sup>, A. SAVINI<sup>\*</sup>, E. OLIVARI<sup>\*</sup>, I. BALDUZZI<sup>A</sup>, F. FANUCCI<sup>1,0A</sup>

<sup>1</sup> RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup> INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup> ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup> STESURA TESTO DESCRITTIVO

Nel Foglio 2 “Savona” la piattaforma continentale è mediamente poco sviluppata (5-6 km max) e si riduce gradualmente di ampiezza da SO a NE. Vi è generalmente una parte interna dove spesso affiora il substrato e una parte frontale di costruzione sedimentaria.

La piattaforma è suddivisibile in compartimenti a diversa tendenza evolutiva, principalmente controllati dalla tettonica del margine che in questo settore vede il prevalere dei condizionamenti connessi alla tettonica compressiva regionale, che riattiva in inversione anche originarie faglie dirette assai prossime alla costa (Fig. 1, inset B). La scarpata superiore è intaccata da numerosi canyon le cui testate arretrano vistosamente all’interno della piattaforma, talvolta a breve distanza dalla linea di costa. Nelle aree in cui si dispone di dati ecometrici di dettaglio tali testate risultano ad una distanza minima di ~1 km per il Canyon di Laigueglia e 700 m per quella meridionale di Spotorno.

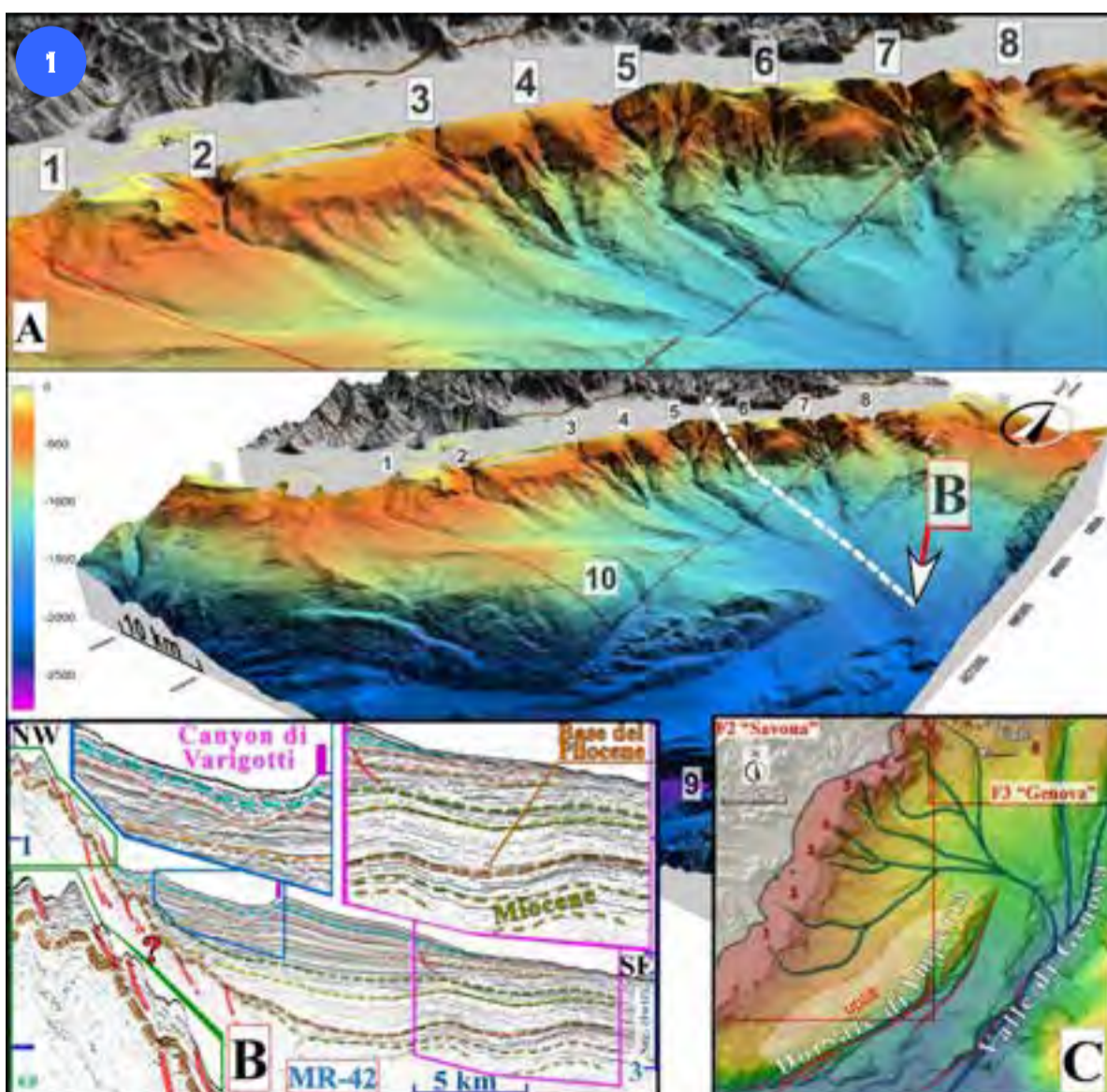
Dati di letteratura (batimetrie *singlebeam* e registrazioni sismiche; Corradi et al., 1984) relativi alle altre testate di canyon confermano l’estensione dei fenomeni di erosione retrogressiva molto accentuati nella piattaforma e la diffusione di fenomeni di frana intra-canale ben evidenti (e.g. testate dei canyon di Pietra Ligure, di Spotorno e di Vado). I numerosi canali e canyon confluiscono tutti in un unico canale che scorre lungo l’asse di un bacino intra-scarpata, compreso tra piattaforma e Dorsale di Imperia (Fig. 1, inset A e C). Più a nord, fuori foglio, quest’ultimo confluisce a sua volta nel Canyon di Vado, tributario della Valle di Genova (Fig. 1, inset C). Il crinale della dorsale (~ 650 m di profondità) ha un andamento circa OSO-ENE lievemente curvo che delimita verso sud-est una scarpata inferiore estremamente ripida ed articolata in stretti terrazzamenti e scarpate minori generate da una serie di *step-fault* sub verticali. A nord di detta zona, la “Dorsale” è interrotta trasversalmente da un canale ben inciso, per poi deviare in direzione NNE-SSO ed, infine, gradualmente scomparire sotto la copertura sedimentaria del Bacino di Savona (blande pieghe dei livelli evaporitici; Fig. 1, inset B). In questa zona settentrionale del foglio la scarpata si compone di una sola parte, abrupta, strutturata da *step-fault* e ricca di masse sedimentarie pensili ed instabili (Fig. 1, inset B). Le faglie più importanti e attive si rilevano al piede della scarpata inferiore a ridosso della “Dorsale” e compaiono nel foglio solo in un piccolo tratto dell’angolo sudorientale (Fig. 2).

*The continental shelf of the Sheet 2 “Savona” is on average slightly extended (it has a maximum width of 5-6 km) and gradually decreases in width from SW to NE. An internal part where the substrate often outcrops and an outer shelf, characterized by a sedimentary construction, are generally present.*

*The continental shelf is divided into compartments with different evolutionary trend, mainly controlled by the tectonic of the margin. In this sector, regional tectonic compressions are prevalent, which reversely reactivate the original normal faults, also very near to the coast (Fig. 1, inset B). The upper slope is affected by numerous canyons whose heads sometimes dramatically recede within the continental shelf until a short distance from the coastline.*

*In areas where bathymetric detailed data are available, the edge of such heads is at a minimum distance from the coastline of about 1 km, such as for the Laigueglia Canyon, and 700 m for the southern head of the Spotorno Canyon. Previous studies (single-beam bathymetry and seismic records; Corradi et al., 1984), relative to the other heads of other canyons, confirm the extent of a very marked landwards erosion in the continental shelf and the widespread of evident intra-channel landslides (e.g. heads of the canyons of Pietra Ligure, Spotorno and Vado). The numerous channels and canyons bring together all in one, which runs along the axis of an intra-slope basin between the continental shelf and the Imperia Ridge (Fig. 1, insets A and C). Further north, outside the sheet, this basin joins the Vado Canyon, a tributary of the Valley of Genoa (Fig. 1, inset C). The crest of the ridge (~ 650 m depth) approximately proceeds WSW-ENE with a slightly curved trend. It borders to the southeast a lower and extremely steep slope composed by narrow terraces and small slopes generated by a set of sub-vertical step-faults. Further north, a deep transverse channel interrupts the “ridge”, then turns in the NNE-SSW direction and, finally, it gradually disappears beneath the sedimentary cover of the Savona Basin (gentle folds of the Evaporites levels; Fig. 1, inset B). In the northern area of the sheet, the slope only consists of one abrupt portion, structured by step-faults and plenty of hanging unstable sedimentary masses (Fig. 1, inset B). The most important and active faults are detected at the foot of the lower slope, close to the “ridge”. They appear in the sheet only in a small portion of the south-eastern edge (Fig. 2).*

## SISTEMA DI CANYON CONFLUENTI ALL’INTERNO DELLA SCARPATA



Il DTM mostra l’assetto morfo-batimetrico generale dell’area dominato dalla Dorsale di Imperia e dai suoi condizionamenti su un sistema di canali erosivi e sull’instabilità della scarpata (Fig. 1).

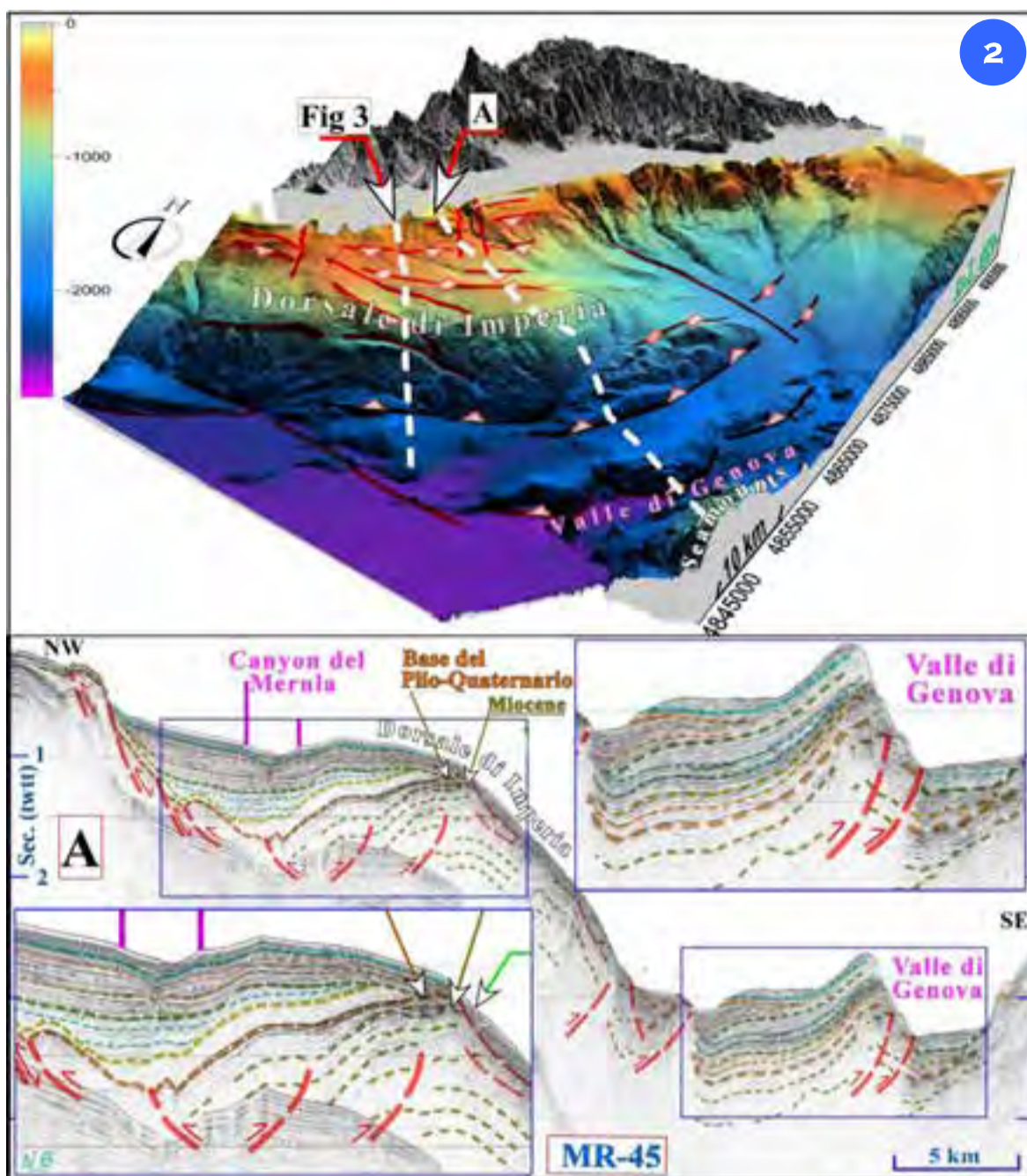
Nel settore meridionale del foglio una serie di canyon (1) del Merula; (2) di Laigueglia; (3) di Albenga; (inset A e C) confluiscono in un’unica incisione all’interno del bacino intra-scarpata, delimitato dalla “Dorsale” (10).

Nei settori più settentrionali del Foglio 2 “Savona”, dove l’effetto di terrazzamento morfologico della dorsale si attenua sino ad annullarsi, la scarpata superiore appare notevolmente più acclive (inset B) e le testate dei canyon sono maggiormente incise ed arretrate all’interno della piattaforma (inset A e C, Canyon di: (4) Ceriale; (5) Pietra Ligure; (6) Varigotti; (7) Spotorno; (8) Vado; (9) Valle di Genova.

*The DTM shows the general morpho-bathymetric setting of the area, where the Imperia Ridge conditions the characters of the erosive channels and the instability of large sectors of the slope (Fig. 1). In the southern sector of the sheet, a set of canyons: (1) Merula; (2) Laigueglia; (3) Albenga; (insets A and C) merges into a main channel inside the intra-slope basin, bounded by the “ridge” (10). In the northern sectors of the Sheet 2 “Savona”, where the effect of the morphological terracing of the ridge fades up until disappearing, the upper slope appears considerably steeper (inset B).*

*The heads of the canyons are the deepest ones and they erode landwards (insets A and C; canyons: (4) Ceriale; (5) Pietra Ligure; (6) Varigotti; (7) Spotorno; (8) Vado); (9) Valley of Genoa.*

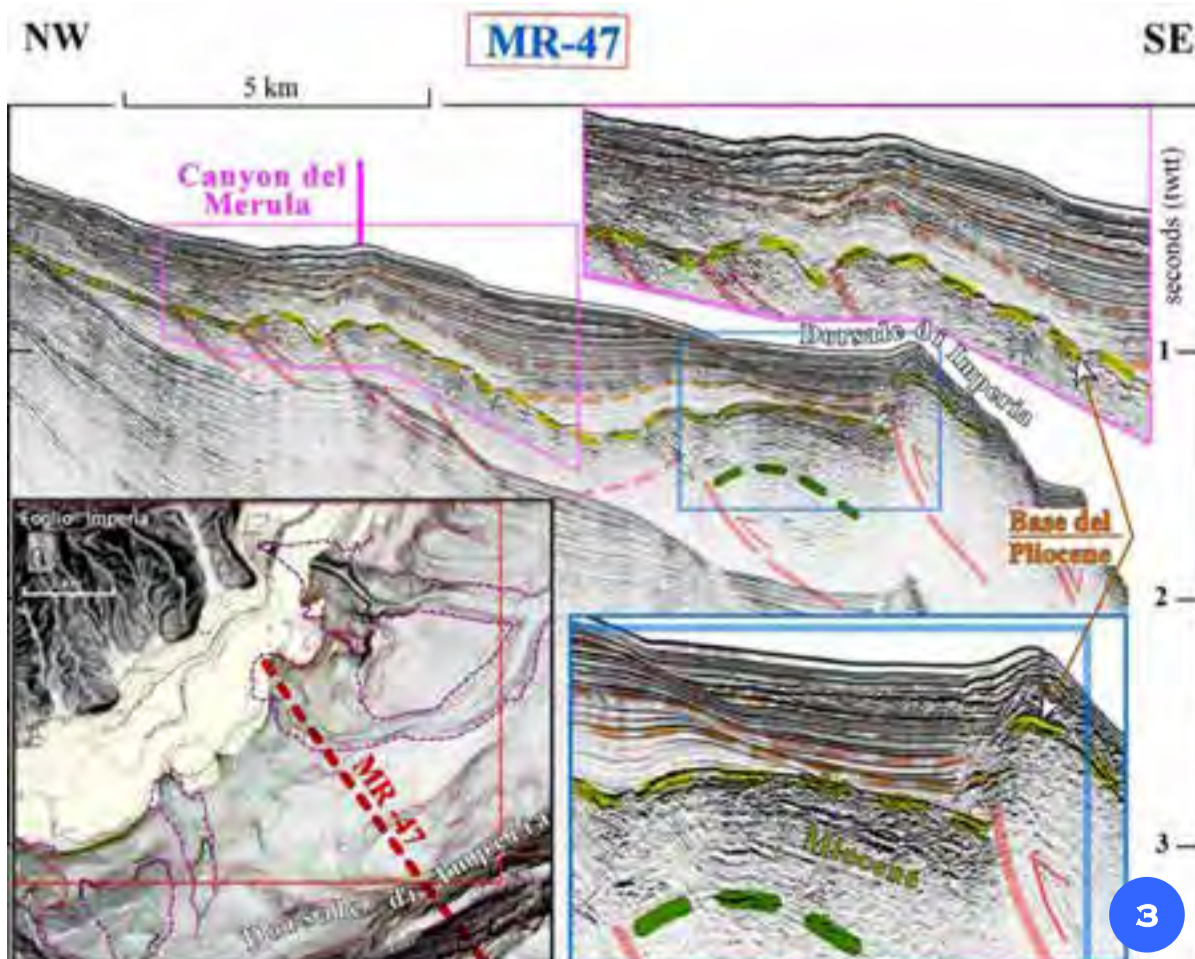
Il DTM mostra come l'unità morfostrutturale dominante in questo settore del margine alpino sia la Dorsale di Imperia (Figg. 1, 2 e 3). Essa si rende già evidente nella porzione sud-orientale del Foglio 1 "Ventimiglia", e si sviluppa verso ENE nell'area del Foglio "Savona", dove compare estesamente per tutto il suo bordo meridionale, superando i confini nord-orientali dello stesso foglio. La dorsale posta all'interno di un ampio settore del margine Alpino allungato in direzione OSO-ENE e di lunghezza complessiva di circa 50-60 km, si presenta a ridosso di Imperia come un ampio anticlinorio con fianco meridionale fortemente acclive ("Scarpata di Imperia"). Registrazioni sismiche mostrano come la strutturazione di tale settore sia da imputare agli effetti di deformazioni compressive associate alla riattivazione polifasica di linee tettoniche regionali. Alcune rappresentano la continuazione orientale di lineamenti responsabili della morfologia della bassa scarpata del foglio prima e dopo Ventimiglia e al largo di Nizza. Nel Foglio "Savona" queste acquistano una decisa e costante valenza compressiva e transpressiva, dando luogo ad una sorta di prisma di accrezione, strutturando in unità embricate le formazioni del Miocene superiore. La struttura si è andata accrescendo dal Messiniano superiore sino al Pleistocene, soprattutto a spese delle formazioni evaporitiche. Accrescendosi strutturalmente dal basso e sollevandosi progressivamente, ha isolato un bacino compreso tra il suo asse e la costa, che i cospicui apporti terrigeni della catena alpina hanno a più riprese quasi colmato, ma che è stato costantemente "ringiovanito" dagli effetti degli sforzi compressivi generatori della "Dorsale". Il bacino intra-scarpata appare come propaggine occidentale del Bacino di Savona, quest'ultimo situato al centro del Golfo Ligure, del quale non ne condivide l'evoluzione (riattivazioni compressive). La continua crescita della dorsale, alla lunga, non ha consentito, ai flussi sedimentari di by-passare il bacino per raggiungere il piede della scarpata (canyon confluenti verso NE; Fig. 1, inset A e C).



The DTM shows the Imperia Ridge as the dominant morpho-structural unit of this sector of the Alpine Margin (Figs. 1, 2 and 3). This is already evident in the south-eastern sector of the Sheet No 1 "Ventimiglia", and it develops towards ENE in the Sheet "Savona", where it extensively appears throughout its southern edge, and beyond its north-eastern edges. The ridge is located inside the Alpine Margin with a WSW-ENE direction and it is about 50-60-km-long. It is close to Imperia as a large anticlinorium with a strongly steep southern flank ("Imperia Slope"). Seismic surveys show the

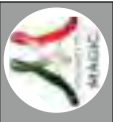
structural setting of this area and its relation with the effects of compressive deformations generated by the main tectonic lines responsible for the morphology of the lower slope in the Sheet "Ventimiglia" and outward Nice. In this sheet, these tectonic lines acquire a constant compressive and transpressive valence, giving rise to a kind of accretionary prism and structuring some imbricate units in the Upper Miocene formations. This structure has increased from the Upper Messinian until the Pleistocene, affecting, in particular, the evaporitic formations. Because of its structural

growing from the bottom and its progressive rising, a basin between its axis and the coast has been isolated. The high terrigenous inputs from the Alps almost filled the basin, but it has been constantly "rejuvenated" by the compressive efforts of the ridge. The intra-slope basin appears as a western offshoot of the Savona Basin, which is located in a central part of the Ligurian Gulf, even if it has not the same evolution. The continuous growth of the ridge did not allow sediments to by-pass the basin until reaching the foot of the slope (e.g. confluent canyons towards the NE, Fig. 1, insets A and C).

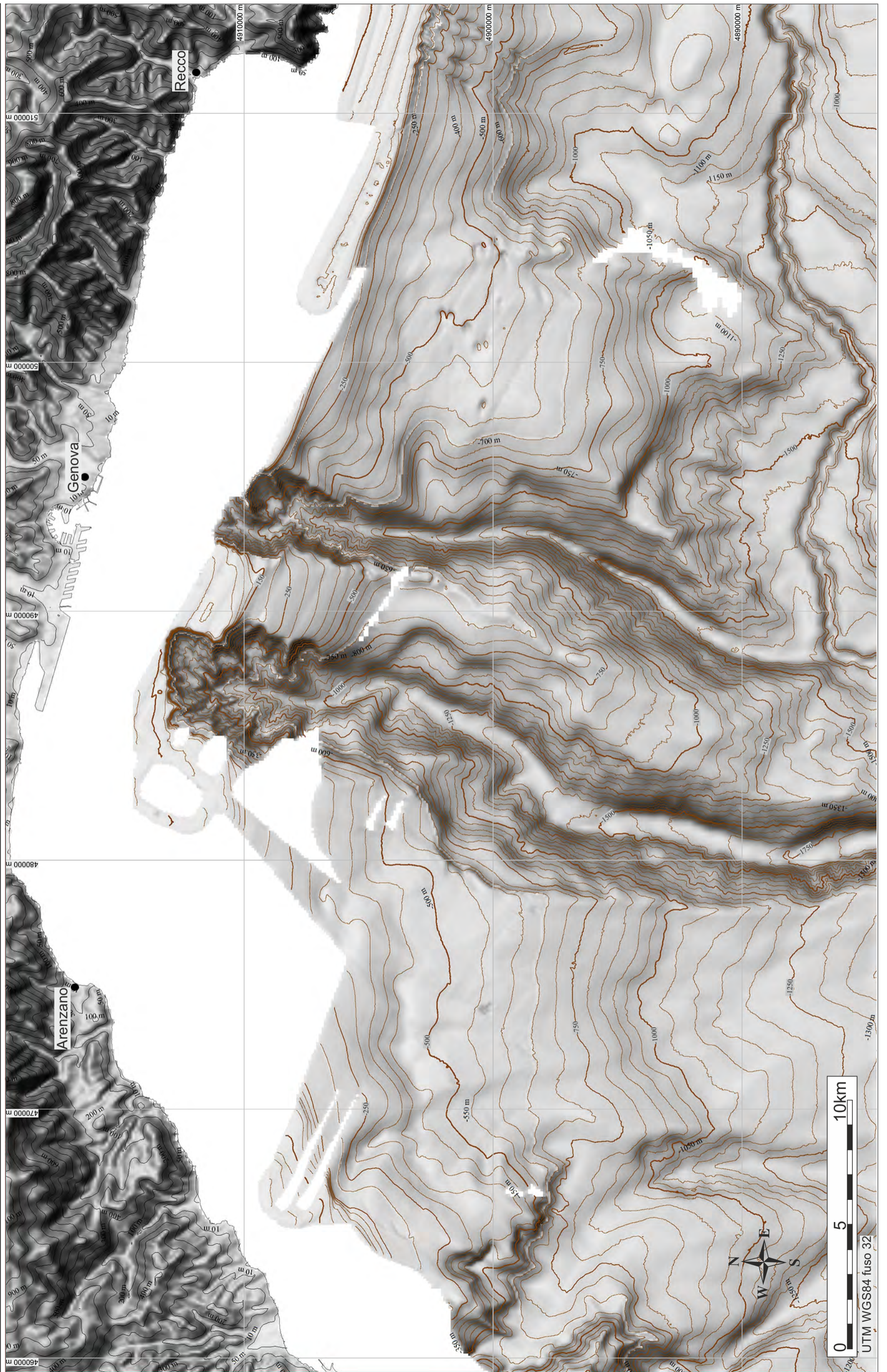


Esempi di riattivazioni in compressione di lineamenti tettonici del margine (inversione tettonica positiva) sono evidenti all'interno del bacino intra-scarpata come anche in prossimità della scarpata superiore (Fig. 2 e 3). Questi, paralleli alla direzione della dorsale, sono spesso segmentati ed interrotti da linee di transfer NNO-SSE le cui propaggini settentrionali interessano la scarpata superiore e parte della piattaforma e lungo i quali sembra si impostino alcune delle principali testate di canyon (e.g. Laigueglia, Merula; Fig. 2, inset A e Fig. 3). Altre linee in compressione esterne all'area del foglio interessano il basamento del Mar Ligure verso SE, ma in uno stadio di evoluzione meno avanzato, spingendosi sino al solco della Valle di Genova e al piede dei seamount (Fig. 1 e 2).

Examples of tectonic reactivations with clear margin compression (i.e. positive tectonic inversion) are detectable within the intra-slope basin as well as near to the upper slope (Figs. 2 and 3). These structures, parallel to the direction of the ridge, are often segmented and broken off by NNW-SSE transfer-lines. The northern offshoots of the transfer-lines involve the upper slope and the shelf, where the major canyon heads seem to be set (e.g. Laigueglia, Merula; Fig. 2, inset A; Fig. 3). Other (tectonic) compression lines in the area are external to the sheet and affect the Ligurian Sea bedrock towards SE. They are in a less advanced stage of evolution, going up to the channel of the Valley of Genova and at the foot of the seamounts (Figs. 1 and 2).

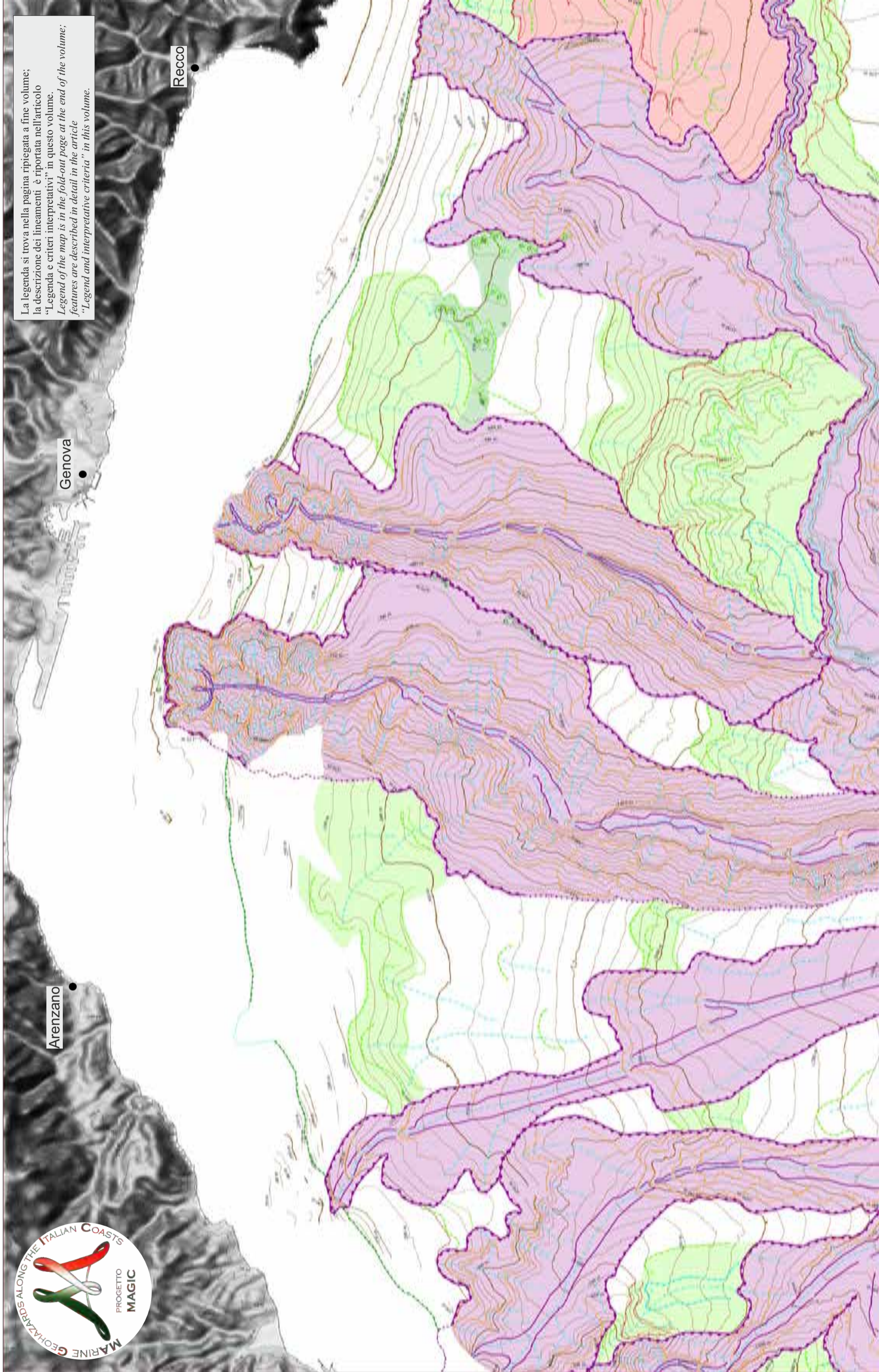


FOGLIO 3 GENOVA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
"Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
features are described in detail in the article  
"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



D. MORELLI<sup>1,0A</sup>, N. CORRADI<sup>^</sup>, S. MIGEON<sup>\*A</sup>, A. SAVINI<sup>\*</sup>, E. OLIVARI<sup>\*</sup>, I. BALDUZZI<sup>^</sup>, F. FANUCCI<sup>1,0A</sup>

<sup>1</sup> RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup> INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup> ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup> STESURA TESTO DESCRITTIVO

Nel Foglio 3 “Genova” la piattaforma continentale, costituita da un prisma sedimentario progradante, è più estesa (6-8 km) di fronte a Genova e in progressiva riduzione verso ovest (Fig. 1). Al suo interno si osservano paleo-cordoni litoranei della fase di trasgressione postglaciale (TST) e tracce di cicli glacioeustatici più antichi. Ad est di Genova il prisma progradante è di dimensioni ridotte e la piattaforma, ristretta a ridosso del Promontorio di Portofino (4-5 km), mostra caratteri morfo-stratigrafici analoghi a quelli della più estesa piattaforma del Foglio 4 “La Spezia” (sino a 9 km). Il prisma sedimentario, costituito da una potente successione di livelli plio-pleistocenici, si prolunga ad est ed ovest di Genova lungo una scarpata caratterizzata da un tipico profilo sigmoidale, interrotto nei tratti più acclivi da estese nicchie di frana o da campi di *pock-mark* anche di notevole dimensione (Fig. 1).

Le scarpate, intersecate da un sistema di canyon e canali, confluiscono verso il Bacino Sardo-Provenzale attraverso la Valle di Genova, stretta depressione tettonica che separa il Bacino di Savona da quello di La Spezia (Abbate et al., 2005).

Questi sono delimitati, rispettivamente, verso sud-est e sud-ovest dai *seamount* liguri. Tali rilievi costituiscono un massiccio continuo bordato da scarpate abrupte, con coperture plio-pleistoceniche discontinue e sottili e affioramenti di vulcaniti e metamorfiti. In tale area, considerata come estrema propaggine del Blocco (Structural Model of Italy, 1983), si localizza un *cluster* di sismi ad energia non trascurabile (3-4 M.), considerati come possibili fattori d’innesco delle grandi frane antistanti (e.g. Frana di Portofino). La morfo-batimetria del foglio è dominata da forme erosive o di instabilità dei versanti. Nel settore occidentale sono presenti i tratti distali dei Canyon di Varigotti e di Spotorno prima della loro confluenza con il Canyon di Vado Ligure, collettore principale dei canyon da Imperia a Savona. Verso Genova, oltre all’incisione embrionale del Canale di Albisola, appaiono imponenti quelle dei canyon del Polcevera e Bisagno. Quest’ultimo intercetta alla base della scarpata il *thalweg* del Canyon di Levante che, deviando di 90°, converge in profondità nella Valle di Genova, dove si incanalano anche i canyon di Polcevera e di Vado.

Nella piattaforma continentale le presunte condizioni di pericolosità suggerite dall’evidente arretramento delle testate di canyon non sono completamente supportate da dati di dettaglio. Nella scarpata continentale, i nuovi dati confermano le condizioni di instabilità incipiente per la Frana di Portofino come anche per le testate dell’omonimo canale, favorite della sismicità e dalla risalita di fluidi (*giant pockmark field*).

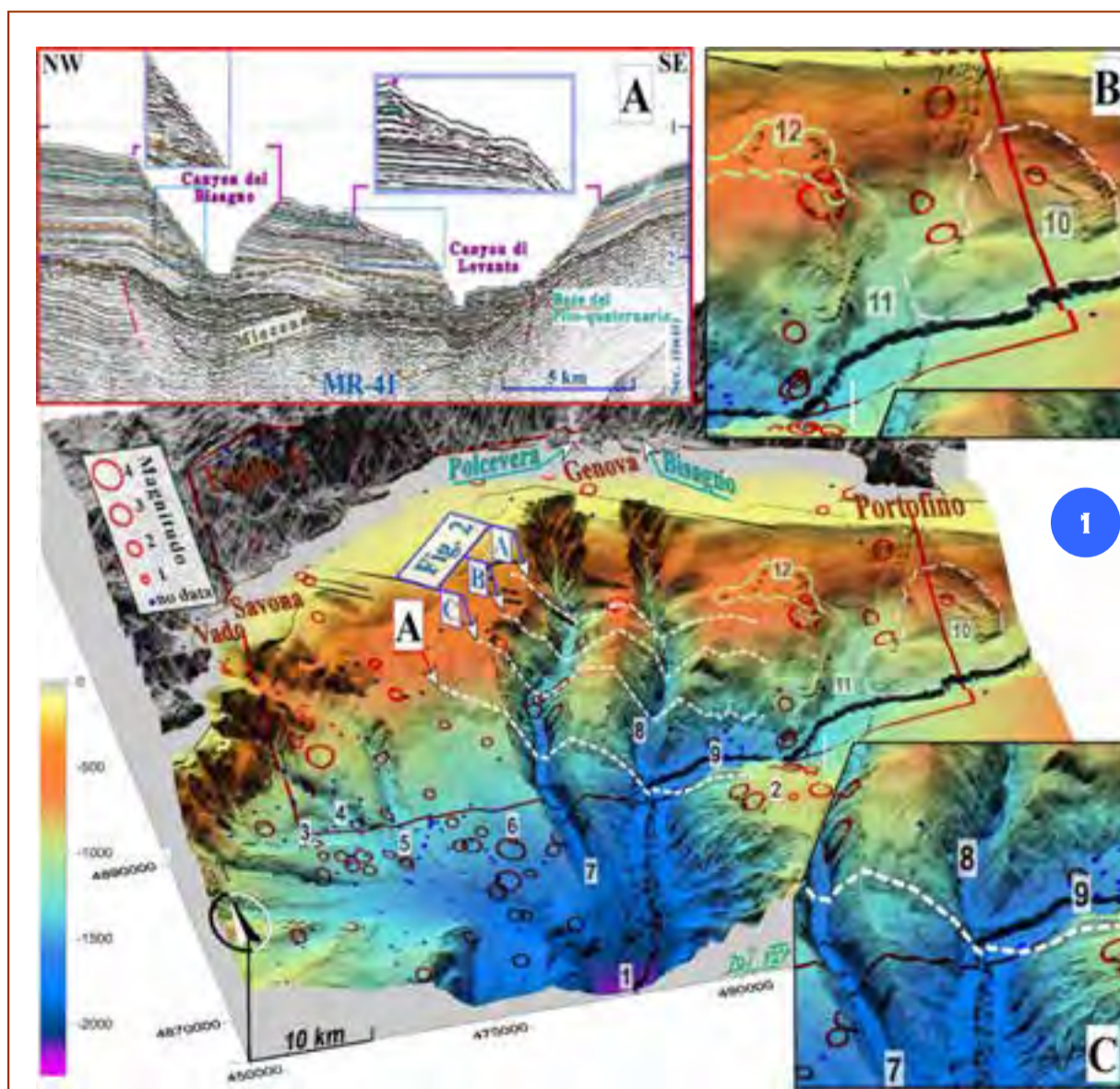
*In the Sheet 3 “Genova”, the continental shelf, which consists of a portion of the prograding sedimentary prism, shows a wide continental shelf (6-8-km-wide) in front of Genova. The shelf progressively reduces towards west (Fig. 1). Paleo barrier-island systems related to the post-glacial transgression (TST) and traces of oldest glacio-eustatic cycles are observed. To the east of Genova, the prograding prism is smaller and the shelf is very narrow near the Promontory of Portofino (4-5-km-wide), showing a morpho-stratigraphic setting similar to that of the wider shelf of Sheet 4 (up to 9-km-wide). The sedimentary prism, formed by a thick succession of Plio-Pleistocene deposits, extends to the east and west of Genova along the slope. A typical sigmoidal profile, interrupted in the steepest niches by extensive landslide or by fields of pockmarks with a considerable size, characterizes the slope (Fig. 1).*

*The slopes, intersected by a system of canyons and channels, converge towards the Corsican-Provençal Basin through the Valley of Genova, which is a narrow tectonic depression that separates the Basin of La Spezia from that one of Savona (Abbate et al., 2005).*

*The Ligurian seamounts bounded them to the south-east and the south-west, respectively. These submarine highs constitute a continuous massif system bounded by steep scarps with thin and discontinuous plio-pleistocene covers and volcanic or metamorphic outcrops. In this area, considered as the extreme offshoot of the Corsican Block (Structural Model of Italy, 1983), a cluster of earthquake epicenters (up to 3-4 M.) is localized, which are considered as possible triggering events of large landslides (e. g. Portofino Landslide). Erosive or mass-wasting features dominate the morpho-bathymetry of the entire area. The distal traits of Varigotti and Spotorno canyons are localized in the western sector before their confluence with the Vado Ligure Canyon (i.e. the main collector of all canyons between Imperia and Savona). Towards Genova, in addition to the embryonal incision of the Albisola Channel, two deep engravings of the Polcevera and Bisagno canyons appear impressive. The latter intercepts at the base of the slope the thalweg of the Levante Canyon, which converges in the deeper area with a sharp deviation (about 90°), where even the Polcevera and Vado canyons flow into the Valley of Genova.*

*In the shelf and coastal areas, the presumed hazard conditions suggested by the evidence of head retreats of several canyons, are not fully supported by detailed data. In the slope, new datasets confirm the critical hazard conditions of the Portofino Slide as well as for the heads of the homonymous channel, further favoured by the seismicity and the fluid escape processes (i.e. giant pockmark fields).*

## MORFO-BATIMETRIA E SISMICITÀ



Il DTM in Figura 1 mostra l’assetto morfo-batimetrico generale dell’area del Foglio 3 “Genova”, la sismicità strumentale dal 1982-2009 (Catalogo INGV-CNT CSI 1.1; Tinti et al., 2004) e il posizionamento delle sezioni mostrate in Figura 2 (Fig. 1).

(1) Valle di Genova; (2) *Seamount* liguri; (10) Frana di Portofino; (12) Area con risalita di fluidi e *pock-mark* giganti (inset B). Canyon di: (3) Varigotti; (4) Spotorno; (5) Vado; (6) Albisola; (7) Bisagno; (8) Polcevera; (9) Levante; (11) Portofino.

Nei riquadri A e C si evidenzia la presenza di masse instabili sui fianchi dei canyon principali (7, 8 e 9) e l’erosione attiva dei *thalweg* (molto inciso e continuo nel Canyon di Levante). In B si evidenziano le estensioni delle aree interessate dalla Frana di Portofino (~ 120 km<sup>2</sup>) e dalle risalite di fluidi (*giant pockmark*; 12) e la loro vicinanza con dei recenti *cluster* sismici del margine appenninico.

*The DTM in Figure 1 shows the general morpho-bathymetric setting and the seismicity of the area of Sheet 3 “Genova” (Database 1982-2009; INGV-CNT CSI 1.1; Tinti et al., 2004) and the location of the seismic profiles of Figure 2 (Fig. 1).*

*(1) Valley of Genova; (2) Ligurian Seamounts; (10) Portofino Slide; (12) Area with fluid escapes and giant pockmark fields (inset B). Canyon of: (3) Varigotti; (4) Spotorno; (5) Vado; (6) Albisola; (7) Bisagno; (8) Polcevera; (9) Levante; (11) Portofino. Insets A and C show the presence of unstable masses along the canyon flanks (7, 8 and 9) and the active erosion of their thalweg (very engraved and continuous in the Levante Canyon).*

*Inset B shows the extension of the deposits affected by the Portofino Slide (~ 120 km<sup>2</sup>) and by the fluid escapes (giant pockmark; 12), and their proximity to the recent cluster of earthquakes within the Apennines Margin.*

## CANYON DI POLCEVERA E BISAGNO

I profili sismici in Figura 2 (Malisar 39, 38 e 37) tagliano trasversalmente i due canyon di Genova, considerati tra i più noti e sviluppati del Mediterraneo occidentale e che prendono nome dai corsi d'acqua che sboccano di fronte alle loro testate: ad ovest il Canyon del Polcevera, ad est il Canyon del Bisagno (Fig. 1). Queste profonde, ampie e lunghe incisioni della scarpata mostrano andamenti, a grandi linee, rettilinei e paralleli tra loro, per circa 40 km, sino a convergere, in profondità, nella depressione tettonica della Valle di Genova (Fig. 1). I canyon risultano entrambi lineamenti di pura natura erosiva (cioè, non si rilevano condizionamenti tettonici sull'evoluzione recente dei canali).

Le incisioni interessano quasi interamente una potente successione plio-pleistocenica (fino 1 sec. TWTT) alla cui base si individuano dei livelli evaporitici del messiniano, trasgressivi su un substrato miocenico indifferenziato.

Lungo la scarpata i due canyon si presentano abbastanza simili con fianchi ripidi e interessati da movimenti gravitativi diffusi: il Bisagno è più stretto e con un deciso profilo trasversale a "V", mentre il Polcevera è ampio, a fondo piatto.

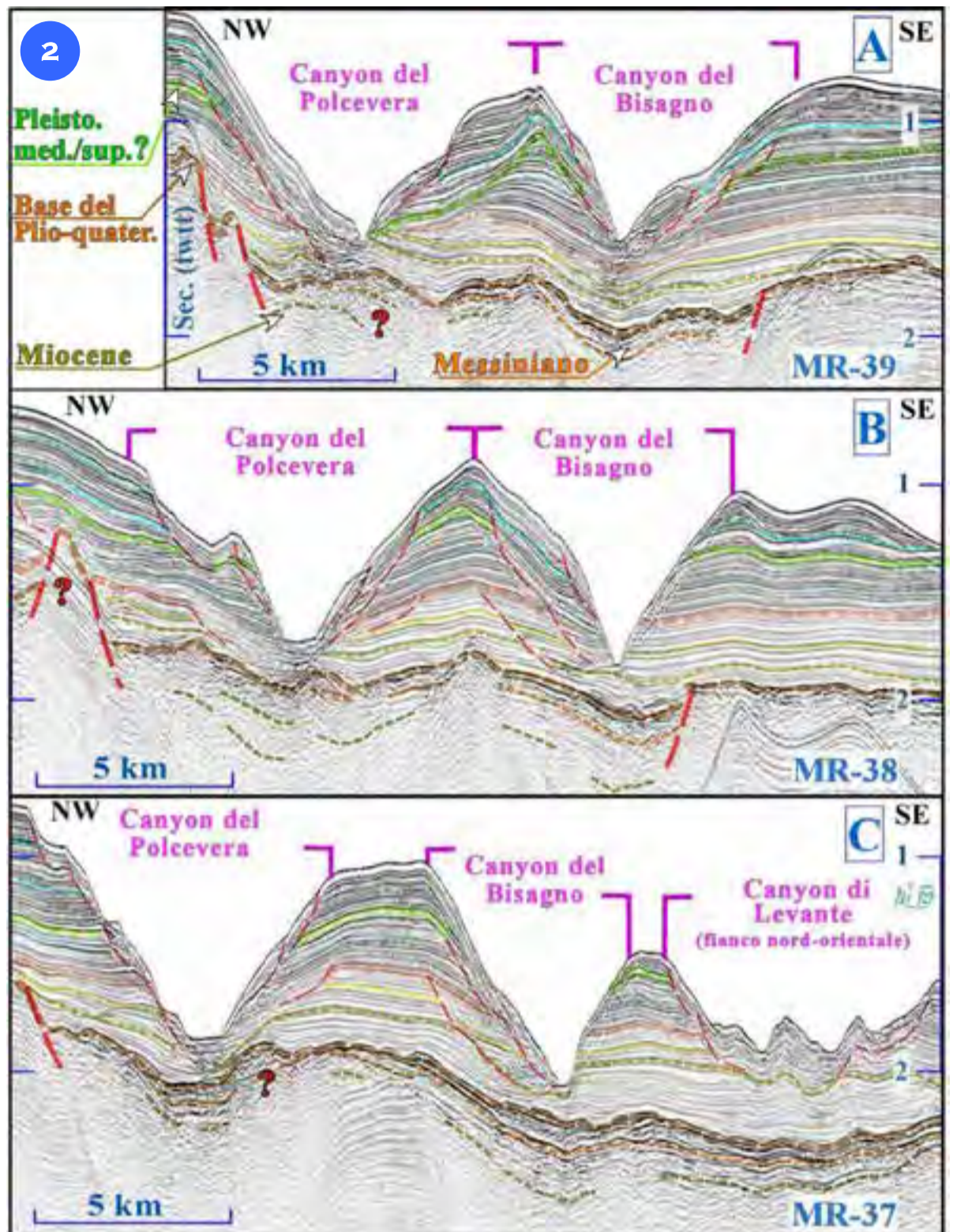
Il Canyon del Bisagno dopo la confluenza del Canyon di Levante, appare meno inciso e si riduce ad una ampia e piatta depressione con uno stretto solco del confluyente che corre al piede della scarpata occidentale dei *seamount*. La spessa copertura plio-pleistocenica del rilievo che separa i due canyon mostra forti discordanze interne. La stessa successione appare costituita da una porzione inferiore, incisa profondamente da entrambi i canyon e una superiore (Pleistocene medio-sup.), re-incisa di recente dopo un certo periodo di quiescenza o attenuazione dei processi erosivi. Risalendo la scarpata le caratteristiche dette si accentuano e anche il Polcevera mostra un *thalweg* ben inciso a "V" (inset A).

Non è nota nei dettagli la situazione in corrispondenza delle testate che, comunque, non paiono molto ampie rispetto all'importanza dei canyon (dati di letteratura; Fig. 1).

*The seismic profiles in Figure 2 (Malisar 39, 38 and 37 lines) cut across the two canyons of Genova, the best known and most developed of the western Mediterranean Sea. Their names origin from the rivers that flow in front of their heads: the Polcevera to the West, and the Bisagno to the East (Fig. 1). These deep, wide and long incisions of the slope show a generally straight trend; they are parallel to each other for about 40 km until converging into the tectonic depression of the Valley of Genoa (Fig. 1). Both canyons present an erosive nature (i.e. there were no tectonic constraints on their recent development).*

*The incisions affect almost entirely a thick Plio-Pleistocene sequence (up 1 sec TWTT), which covers transgressive messinian evaporites levels on a Miocene undifferentiated bedrock.*

*Along the slope, the two canyons appear quite similar: they present steep sides and widespread mass movements affect them. The Bisagno Canyon has a marked "V"-shaped transversal profile, whereas the Polcevera Canyon is wide and has a flat bottom.*



*The Bisagno Canyon, after the confluence of the Levante Canyon, appears less engraved and becomes a larger and flatter depression with a narrow trough that runs at the base of the seamounts' western slope. The thick Plio-Pleistocene sedimentary cover of the relief that separates the two canyons shows several and well evident unconformities. The cover is constituted by a lower portion, which is deeply engraved by the two canyons, and by an upper portion (Middle-Upper Pleistocene?), which*

*was recently re-engraved after a period of quiescence or attenuation of erosive processes. In the upper slope, these erosive characters are emphasized and also the Polcevera *thalweg* shows a well-engraved "V"-shaped profile (inset A). Despite the absence of a complete and detailed morphobathymetry of the canyon heads, their extension and retreat in the shelf do not appear particularly developed, if compared to the large dimensions of the two canyons themselves (literature data; Fig. 1).*

## AREE DI RISALITE DI FLUIDI: POCKMARK GIGANTI

Il DTM illustrato in Figura 3 mostra con maggior dettaglio il settore orientale del Foglio 3 "Genova", dove si individuano le condizioni di pericolosità geo-ambientali maggiormente critiche.

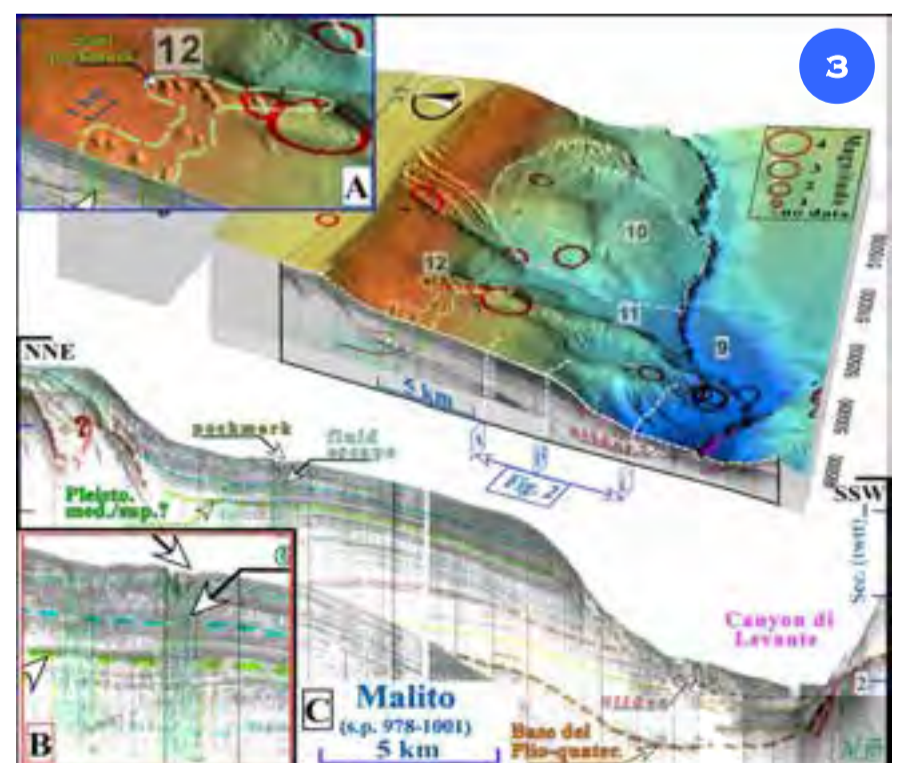
Le imponenti nicchie di distacco e fronti di accumulo della Frana di Portofino si associano ad altre forme erosive e di instabilità di varie dimensioni e natura (erosione retrogressiva del Canale di Portofino, instabilità dei fianchi del Canyon di Levante; inset A e C in Fig. 3).

Nel diagramma tridimensionale e nella sezione sismica (inset C in Fig. 3) si evidenziano vari fattori di innesco/predisposizione per potenziali frane di notevole dimensione (erosione al piede della scarpata, sismicità) con particolare risalto agli imponenti ed estesi fenomeni di risalite di fluidi (*pockmark* giganti; fino a 500 m di diametro; inset A e B in Fig. 3). Per numeri e simboli riferirsi alla Figura 1.

*The DTM shown in Figure 3 highlights with more detail the eastern sector of the Sheet 3 "Genova", where the most critical potential geo-hazards can be identified.*

*The very large scours and sediment accumulations of the Portofino Slide are associated with other erosional and mass movement features of various sizes and characters (i.e. retrogressive erosion of the Portofino Channel, slides along the flanks of the Levante Canyon; insets A and C in Fig. 3).*

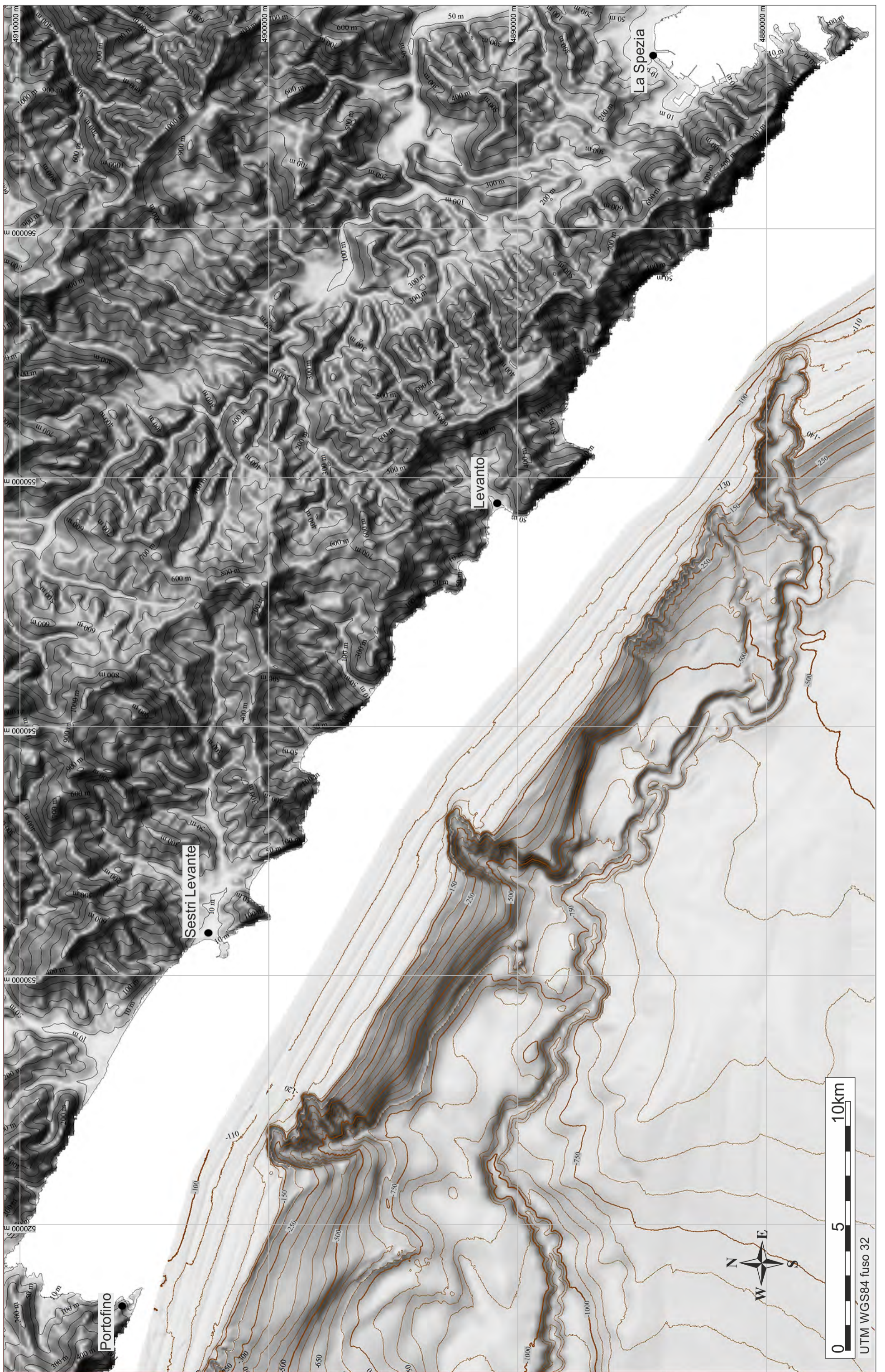
*In the 3D diagram and in the seismic section (inset C in Fig. 3), several triggering/predisposing factors for potential large landslides are highlighted (e.g. erosion at the foot of the slope and relevant seismicity), with special emphasis to the large and widespread phenomena of fluid escapes (giant *pockmark* fields, up to 500 m in diameter; insets A and B in Fig. 3). For numbers and symbols, see Figure 1.*

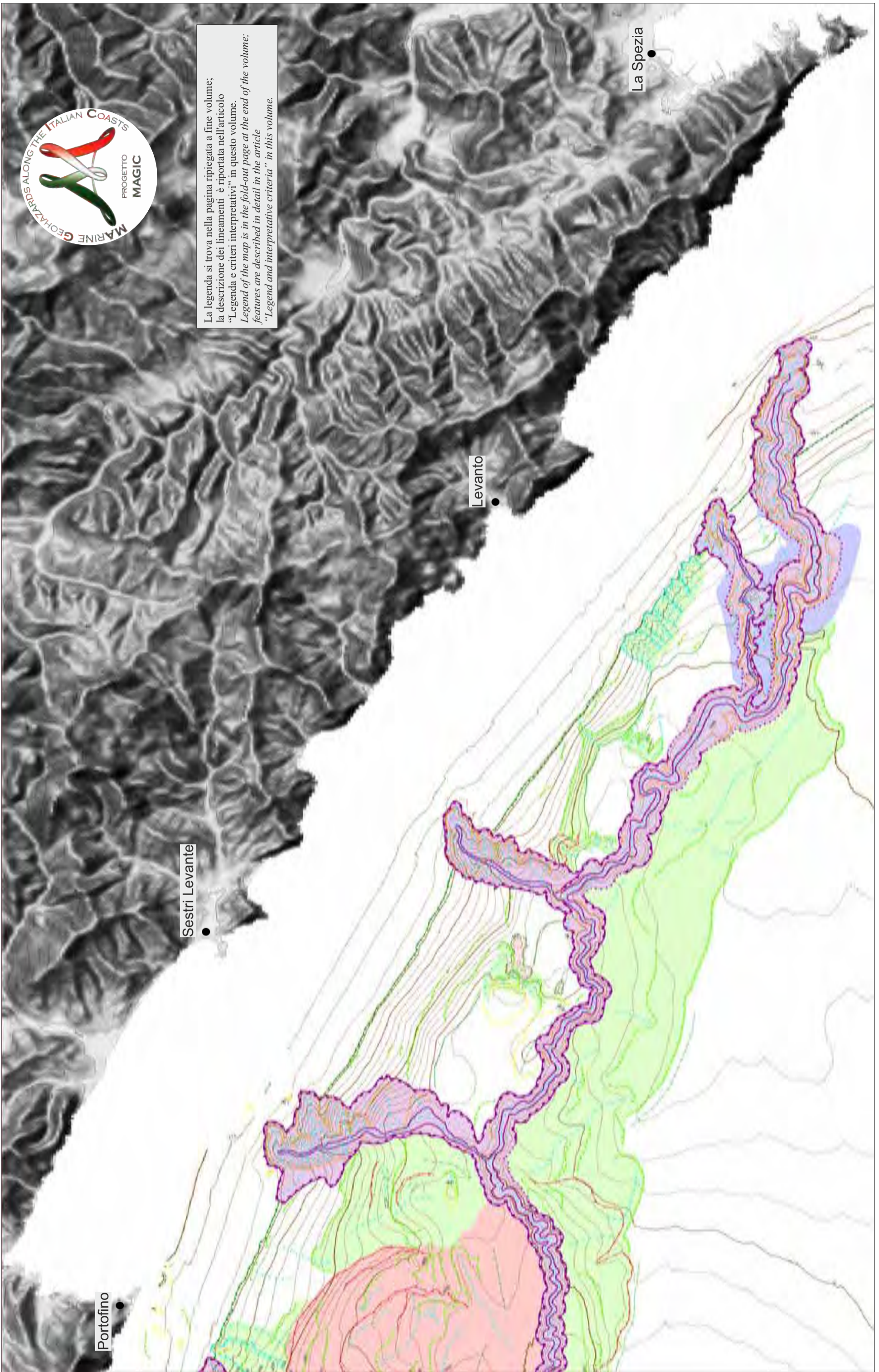






FOGLIO 4 LA SPEZIA





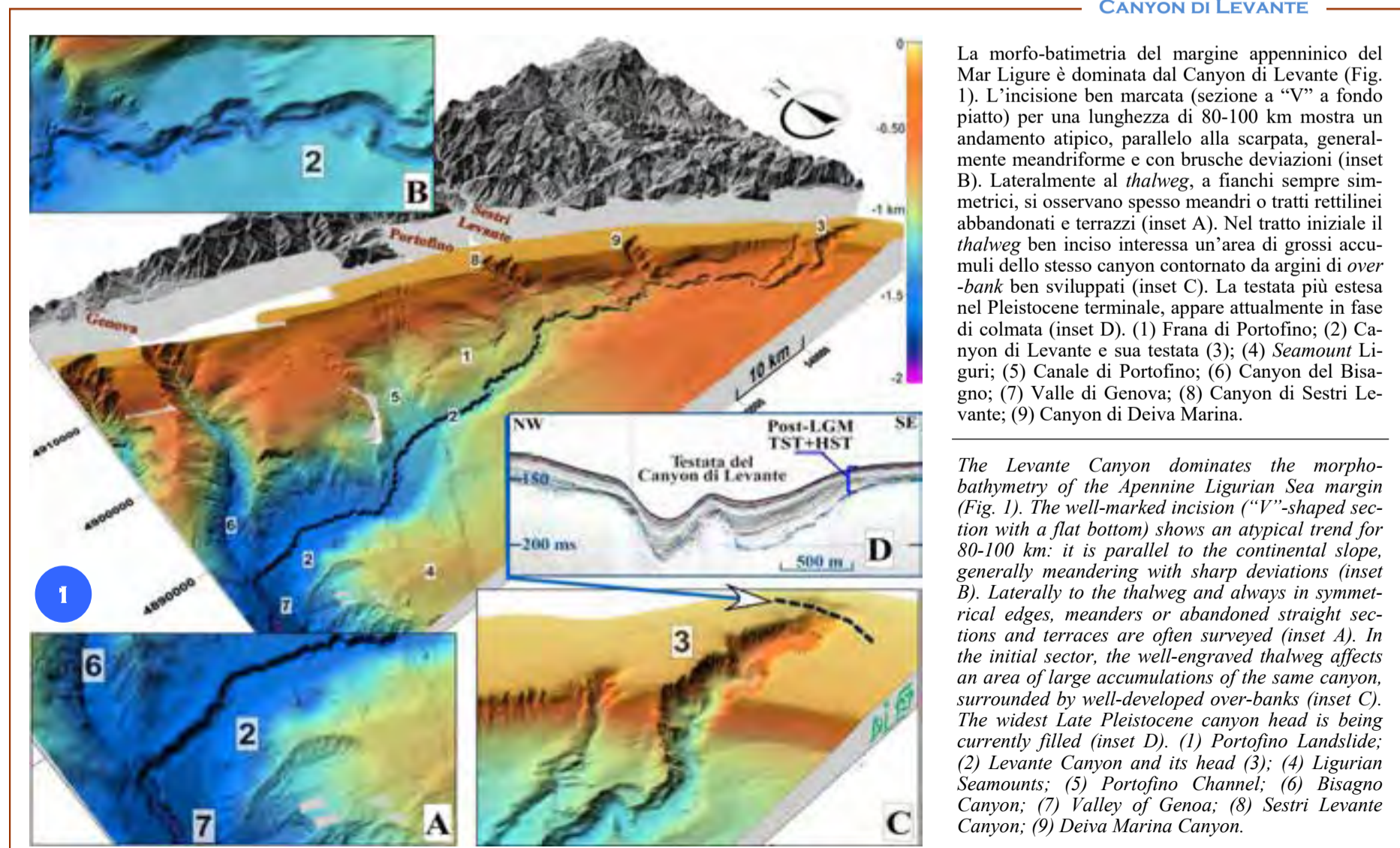
D. MORELLI<sup>10\*\*^</sup>, N. CORRADI<sup>^</sup>, A. SAVINI<sup>\*</sup>, I. BALDUZZI<sup>^</sup>, A. CUPPARI<sup>\*\*^</sup>, F. FANUCCI<sup>10^A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>2</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 4 "La Spezia" include una piattaforma continentale relativamente ampia e livellata, senza importanti rientranze né protendimenti (Fig. 1). Il ciglio si situa mediamente sino ai 120 m di profondità ed è evidenziato sia da rotture di pendio brusche sia da passaggi più graduali, ma sempre ben delineato. La morfologia superficiale della piattaforma non mostra, se si eccettuano le prossimità alle testate dei canyon, particolarità di rilievo. Le sole variazioni locali di batimetria sono imputabili all'andamento dei corpi sedimentari tardo pleistocenici (TST) e olocenici (HST). La stessa scarpata è suddivisa in varie zone. Di fronte al Promontorio di Portofino è caratterizzata dagli imponenti processi gravitativi dell'omonima frana, erosi alla base dal Canyon di Levante (Figg. 1 e 2). Nell'area di Sestri Levante la piattaforma continentale si estende da 140 m ad oltre 800 m di profondità ed ha morfologia regolare tranne in prossimità delle testate dei canali tributari del Canyon di Levante. Verso il settore orientale la scarpata si riduce progressivamente sino ad una stretta fascia a pendenza poco accentuata compresa tra il ciglio e i 360-320 m di profondità. Il fondale presenta alcune piccole incisioni erosive che affiancano la testata del Canyon di Levante (Fig. 1). La scarpata descritta rappresenta il fianco nord-orientale di un'ampia vallata compresa tra la piattaforma e i *seamount* liguri di originaria impostazione strutturale (Bacino di La Spezia; Abbate et al., 2005; Fanucci et al., 2005). La stessa depressione intra-scarpata allungata in direzione NO-SE mostra un progressivo approfondimento verso NO ed è interessata, per un lungo tratto del suo settore assiale, dall'azione erosiva del Canyon di Levante. Questo, procedendo verso nord, devia bruscamente più volte in direzione OSO-ENE, in corrispondenza della Frana di Portofino e della confluenza con il Canale di Portofino e del Canyon del Bisagno, prima di deviare in direzione NNE-SSO nella Valle di Genova (Figg. 1 e 3). Nel tratto iniziale del Canyon di Levante, al suo *thalweg* di direzione circa NO-SE, posto al piede della scarpata, confluiscono altri due piccoli canyon dai caratteri tra loro simili e peculiari. Questi sono il Canyon di Sestri Levante che delimita ad E la Frana di Portofino e verso SE il Canyon di Deiva Marina. Entrambi i canyon hanno fianchi occidentali a "taglio netto", molto ripidi e regolari, mentre i fianchi orientali sono meno ripidi e più movimentati. La testata del Canyon di Sestri ha un ramo secondario, mentre quella del Canyon di Deiva Marina si mantiene unitaria (Fig. 1). Nel settore nord-occidentale del foglio si individua una piccola testata del Canale di Portofino caratterizzato da una serie di strette incisioni parallele tra loro che condizionano solo la porzione più esterna della piattaforma. Tutte le testate dei canyon superano di poco il ciglio della piattaforma e giungono ad interessare la batimetria dei 120 m di profondità; solo la testata del Canyon di Levante si spinge a batimetrie inferiori (100 m di profondità), arrestandosi comunque sulla piattaforma esterna (Fig. 1, inset C e D).

*The Sheet 4 "La Spezia" includes a relatively wide and leveled continental shelf, without major indentations or stretches (Fig. 1). The shelf-edge reaches on average 120 m depth and is broken by abrupt slopes and gradual passages, always well defined. The surface morphology of the shelf does not show special features, except in the proximity of the heads of the canyons. The only local variations in bathymetry depend on the trend of the Late Pleistocene (TST) and Holocene (HST) sedimentary bodies. The continental slope is divided into several zones. In front of the Promontory of Portofino, the slope is characterized by massive gravitational processes of the homonymous landslide, which are eroded at the base of the Levante Canyon (Figs. 1 and 2). In the area of Sestri Levante, the continental slope extends from 140 to more than 800 m depth and it presents a regular morphology, except near to the channel heads of the Levante Canyon. Towards the eastern sector, the continental slope progressively reduces to a light hanging narrow band between the edge and 360-320 m depth. Some small erosional incisions flanking the head of the Levante Canyon characterize the sea-bottom (Fig. 1). The slope represents the north-eastern flank of a broad valley included between the continental shelf and the Ligurian Seamounts, which, at their origin, presented a structural setting (Basin of La Spezia; Abbate et al., 2005; Fanucci et al., 2005). The same intra-scarp depression, elongated in the NW-SE direction, shows a gradual deepening towards the NW and is affected by the erosion of the Levante Canyon for a long stretch of its axial sector. Going northwards, it sharply deviates several times to WSW-ENE, in correspondence of the Landslide of Portofino and of the confluence with the Channel of Portofino and the Bisagno Canyon, before turning in the NNE-SSW direction and flowing in the Valley of Genoa (Figs. 1 and 3). Two small canyons with similar characteristics flow into the initial part of the NW-SE *thalweg* of the Levante Canyon, located at the foot of the slope. These are the Canyon of Sestri Levante, which bounds eastward the Landslide of Portofino, and south-eastward the Canyon of Deiva Marina. Both canyons have western side-cut flanks, very steep and regular, while the eastern flanks are less steep and rugged. The head of the Sestri Levante Canyon has a secondary branch, while that one of the Canyon of Deiva Marina remains undivided (Fig. 1). In the north-western part of the sheet, a small head of the Portofino Channel is detected, characterized by a series of narrow parallel grooves that affect only the outer continental shelf. All the canyon heads are just over the edge of the continental shelf reaching 120 m depth; only the head of the Levante Canyon reaches shallower depths (100 m depth), although it only slightly indents the outer-shelf (Fig. 1, insets C and D).*

## CANYON DI LEVANTE



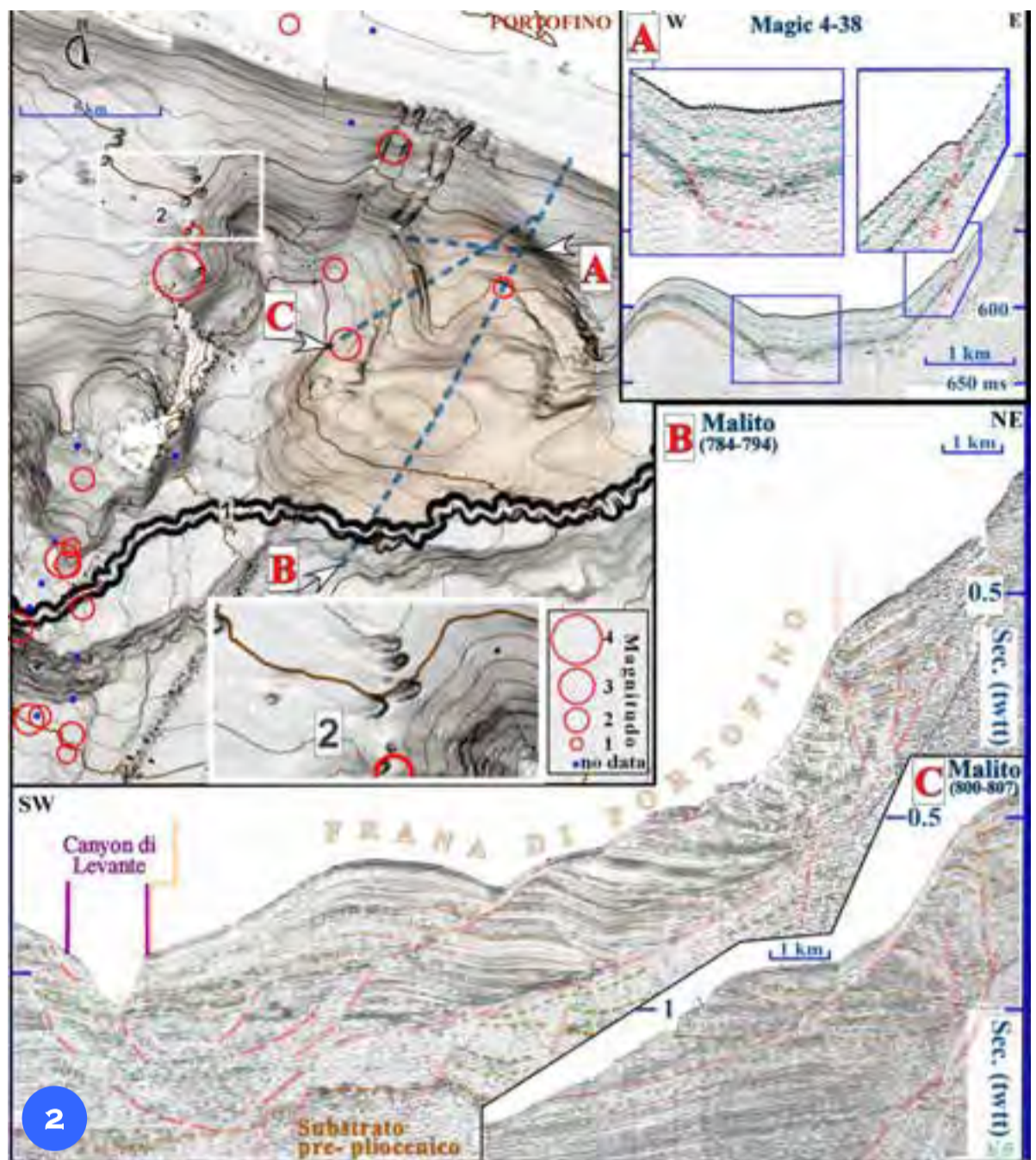
## LA FRANA DI PORTOFINO

La Frana di Portofino (Fig. 2) rappresenta un sistema di dissesti gravitativi di insolita dimensione, avvenuti principalmente per scivolamenti rotazionali. Non si hanno notizie storiche di tsunami indotti, ma l'aspetto fresco delle nicchie e la presenza di superfici rotazionali incipienti rendono plausibile la possibilità di imminenti fenomeni (inset A, B e C in Fig. 2; sezioni chirp e sparker). I dissesti riguardano un'ampia zona di forma pseudo-circolare (larghezza 13 km, lunghezza 10 km, superficie 119 km<sup>2</sup>). I depositi coinvolti raggiungono un volume totale di circa 8 km<sup>3</sup>, posti nella scarpata media-inferiore (tra 450 e 1000 m di profondità) e a una distanza minima di 5-6 km dalla costa. La mobilitazione dei depositi si realizza su piani di scivolamento listrici che dalla scarpata superiore proseguono a basso angolo verso il fronte di accumulo della frana.

Le sezioni sparker (inset B e C in Fig. 2) evidenziano come gli scivolamenti rotazionali si attivino a più livelli e in più riprese (rimobilizzazioni degli accumuli) con movimenti recenti di masse minori superficiali (inset A in Fig. 2). Singolare è il fatto che la frana non abbia ancora seriamente intaccato la piattaforma considerando la dimensione delle cospicue masse sedimentarie pensili coinvolte.

La particolare distribuzione ed entità di tali masse instabili associate alle diffuse forme di erosione presenti nell'area suggerisce una loro possibile relazione causale o interazione con l'attività di correnti di fondo (*contour current*), notoriamente molto intense a ridosso di promontori costieri (Martorelli et al., 2009) come quello di Portofino. La scarpata molto protesa all'interno del bacino per la presenza di questi grandi accumuli, verosimilmente conturritici, è stata oltremodo resa instabile alla base dall'incisione del Canyon di Levante (1).

Tempi e meccanismi di innesco della frana restano da chiarire ma è evidente che altri fattori come la sismicità (di modesta magnitudo ma frequente; Catalogo CSI 1.1 1981-2002; Tinti et al., 2004) ed anche la presenza e risalita di fluidi nei sedimenti debbano essere considerati. Questi ultimi, intensi e frequenti nelle scarpate attigue, sono evidenziati da gigantesche morfologie del fondale come quelle illustrate in Figura 2 (2; *giant pockmark*) e associati a movimentazioni di massa di notevole dimensione.



*The Portofino Landslide (Fig. 2) is a system of landslide instabilities of unusual size, occurred mainly due to rotational slips. There is no historical information about induced-tsunami, but the fresh appearance of the niches and the presence of incipient rotational surfaces make plausible the possibility of impending failures (A, B and C insets; chirp and sparker lines). The phenomena cover a wide area of pseudo-circular shape (13 km in width, 10 km in length, 119 km<sup>2</sup> of surface). The involved deposits reach a total volume of about 8 km<sup>3</sup>, placed in the middle-lower slope (between 450 and 1000 m depth) and a minimum distance of 5-6 km from the coast. The mobilization of deposits is carried on listric slipping planes that continue, with a low angle, from the upper slope towards the front of the landslide accumulation.*

*The seismic sparker lines (insets B and C in Fig. 2) show that the rotational slips are activated at multiple levels and in different moments (remobilization of the accumulated bodies), with recent movements of smaller surface masses (inset A in Fig. 2).*

*Considering the conspicuous size of the hanging sedimentary masses involved along the slope, it is interesting the fact that the landslide did not affect yet the continental shelf seriously. The particular distribution and extent of such unstable masses associated with the diffused erosional features of the area suggests their genesis to be strongly controlled by the action of bottom currents (i.e. contour currents), notoriously very intense by the sheltering of coastal headlands (Martorelli et al., 2009), such as the Portofino Promontory. The*

*slope is very stretched into the basin due to the presence of large sedimentary bodies, probably due to contourite drifts. In addition, the slope is extremely unstable at its base, due to the erosion of the Levante Canyon (1).*

*Timing and triggering mechanisms of the landslides already have to be defined, but it is clear that other factors such as seismicity (of low magnitude, but rather frequent; Catalogue CSI 1.1 1981-2002; Tinti et al., 2004) and the presence and the upwelling of fluids in sediments should be considered.*

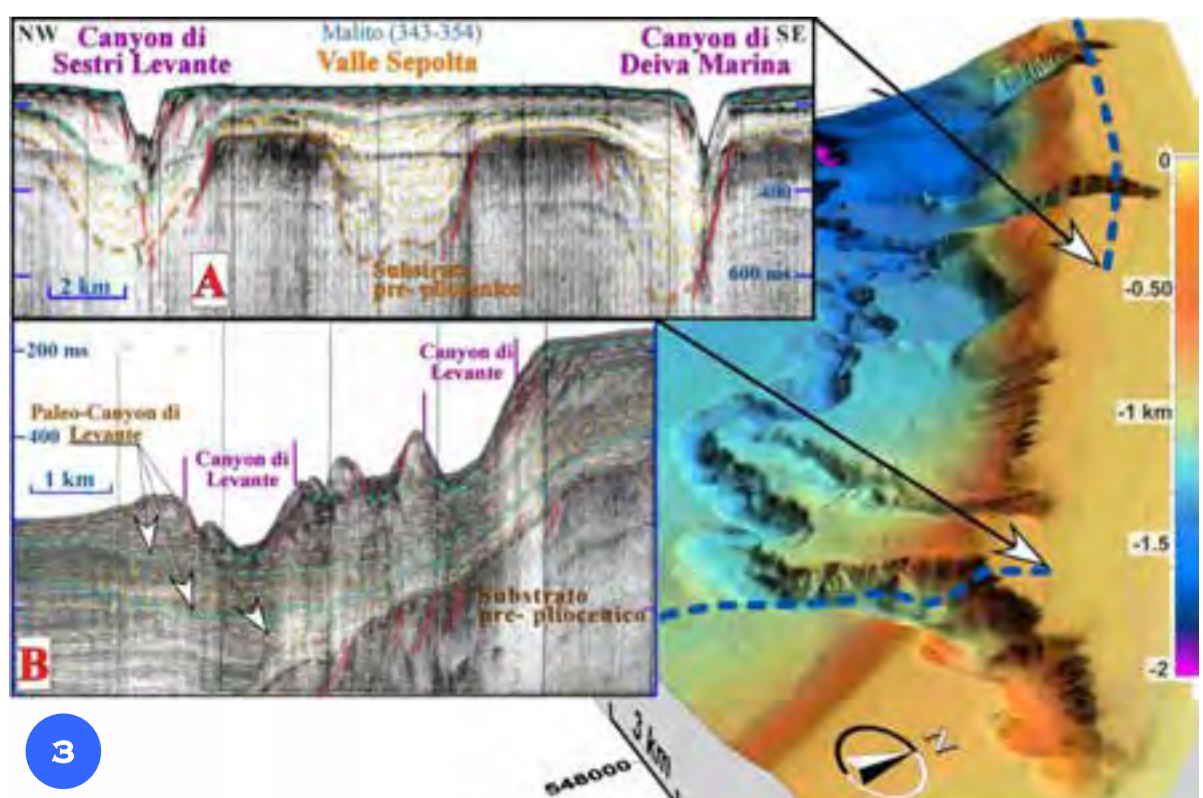
*These last processes, very active in the adjacent slopes, are typically marked by giant morphologies of the seabed, such as those illustrated in Figure 2 (2; giant pockmark) and associated to mass movements of considerable size.*

## PALEOVALLI MESSINIANE

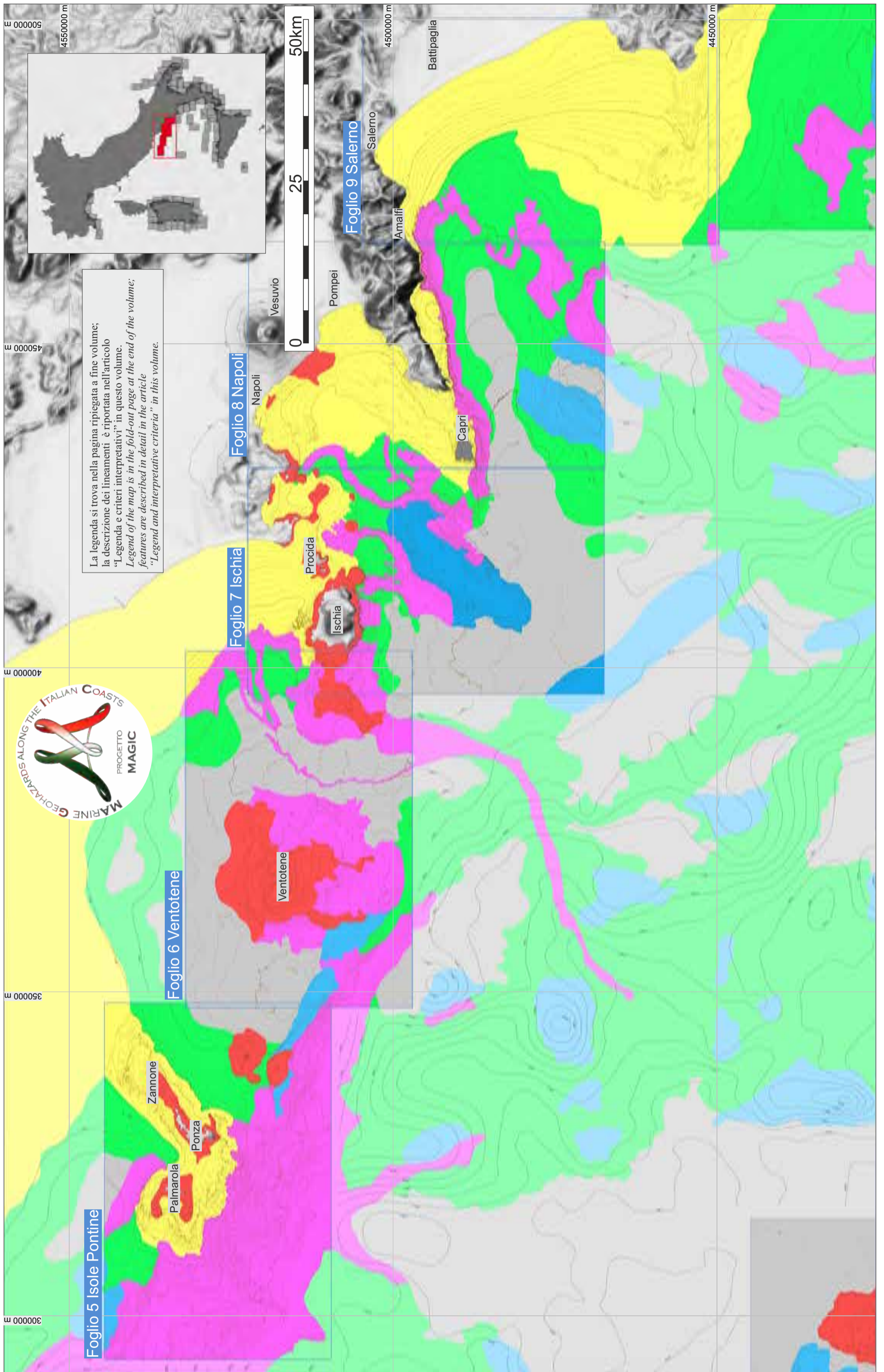
Il DTM in Figura 3 mostra in dettaglio un settore del margine in cui alcune testate dei canyon, poco estese e arretrate nella piattaforma attuale, coincidono, in profondità, con più ampie e ben evidenti paleovalli messiniane (inset A in Fig. 3). Queste, in alcuni casi sepolti dai sedimenti plio-quadernari, tagliavano in più punti la piattaforma di abrasione post-messiniana.

Il carattere polifasico di tali sistemi erosivi può aver riguardato anche la loro evoluzione plio-quadernaria, come suggerito dalle evidenze di colmate di un ben più ampio paleo Canyon di Levante, a loro volta re-incise più volte (inset B in Fig. 3).

*The DTM in Figure 3 shows in detail the area of the margin where some canyon heads, not very extended and retreating towards the actual continental shelf, coincide in depth with wider and well-defined Messinian paleo-valleys (inset A in Fig. 3). These valleys, in some cases buried by Plio-Quaternary sediments, cut the post-Messinian erosional shelf in several areas, following the Late Miocene regression. The polyphasic character of these erosional features may have also affected their Plio-Quaternary evolution, as suggested by the evidence of sediment fillings of a much wider Levante paleo-canyon, which has been engraved several times (inset B in Fig. 3).*



# TAVOLA 2 GOLFO DI NAPOLI E ISOLE PONTINE



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume. Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.

## TAVOLA 2 GOLFO DI NAPOLI E ISOLE PONTINE

F. Budillon\*, E. Martorelli\*, A. Conforti\*, G. De Falco\*, A. Bosman\*, G. Di Martino\*, M. Firetto Carlino\*, M. Misuraca\*, S. Innangi\*, M. Pierdomenico\*, A. Sposato\*, R. Tonielli\*, D. Casalbore\*, R. Capperucci\*, A.M. Conte\*, F. Falese\*, M. Ingrassia\*, E. Marsella\*, C. Montanaro\*, E. Morelli\*, R. Sisinni\*, F.L. Chiocci\*<sup>o</sup> (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CoNISMa: <sup>o</sup>DST UniRoma1; CNR: \*IGAG, \*IAMC; \*INGV

Il margine continentale campano-laziale mostra caratteristiche tipiche di un dominio estensionale di retroarco, con assottigliamento crostale, elevati flussi di calore ed emissione di imponenti volumi di depositi ignimbritici (Ferrucci et al., 1989; Della Vedova et al., 2001). La strutturazione orogenica di questo settore è avvenuta durante il Neogene, in risposta alla migrazione verso est di una zona di subduzione ovest-immersa (Patacca et al., 1990; Patacca e Scandone, 2007).

A partire dal Miocene superiore la migrazione del prisma di accrezione verso l'avampese adriatico è stata accompagnata da un regime estensionale nel settore interno che ha dato origine al Bacino Tirrenico (Malinverno e Ryan, 1986; Patacca et al., 1990; Doglioni, 1991), e dal Pliocene, da attività vulcanica (Fig. 1). Ad una prima fase estensionale orientata circa E-W che ha generato faglie ad orientazione appenninica e strutture attualmente poco evidenti (Caiazza et al., 2006) nel Golfo di Gaeta e nella Piana Campana (Milia et al., 2013), segue un regime estensionale NW-SE, contemporaneo alle fasi di oceanizzazione del Tirreno meridionale, che ha generato faglie a basso angolo, SE-immersa e orientate NE-SO, e faglie transtensive sinistre (Hyppolite et al., 1995; Cinque et al., 1993; Casciello et al., 2006). L'attività combinata di queste strutture ha definito la morfologia del margine, con settori fortemente subsidenti, in cui si sono aggregate successioni epi- e vulcano-clastiche spesse fino a 3000 m, e promontori rocciosi in sollevamento (Ippolito et al., 1973; Brancaccio et al., 1991).

Dal Pleistocene medio, un nuovo regime tettonico, tuttora attivo, caratterizzato da estensione in direzione NE-SO (Cinque et al., 1993), ha generato faglie ad orientazione appenninica ribassanti verso il Tirreno (Caiazza et al., 2006; Casciello et al., 2006), con rigetti verticali dell'ordine delle decine di metri (Amato et al., 1991; Romano et al., 1994) e faglie transtensive (Milia et al., 2013).

La cinematica trascorrente è stata associata alla disgiunzione tettonica tra l'Arco Calabro, in arretramento verso SE, e gli Appennini meridionali (Knott e Turco, 1991; Doglioni et al., 1996) o alla nucleazione e propagazione di una faglia STEP al limite settentrionale dello slab ionico (Milia et al., 2017).

Nel Golfo di Napoli le strutture tettoniche NE-SO e NO-SE (Milia e Torrente, 2011; Vitale e Isaia, 2014) hanno controllato la deposizione di imponenti corpi piroclastici, tra cui il Tufo Grigio Campano (CGT) e il Tufo Giallo Napoletano (NYT), vincolati rispettivamente a 39 ka (De Vivo et al., 2001) e 15 ka (Deino et al., 2004). L'intensa e duratura attività vulcanica di questo settore è registrata dalle successioni vulcaniche delle Isole Pontine e Isole Flegree e nei settori *offshore*, dove sono stati identificati numerosi corpi vulcanici pleistocenici (Torrente e Milia, 2013; Cuffaro et al., 2016) (Fig. 2). Il gruppo occidentale delle Isole Pontine presenta anche un ciclo vulcanico molto antico, con rioliti calco-alcaline di età pliocenica (Peccerillo, 2005).

*The continental margin off Lazio-Campania regions shows the typical features of a back-arc extensional domain, i.e. crustal thinning, high rates of heat flows and large volumes of ignimbrites (Ferrucci et al., 1989; Della Vedova et al., 2001). In Neogene times, the Tyrrhenian side of Southern Apennines was affected by the eastward migration and retreating of a W-dipping subduction zone (Patacca et al., 1990; Patacca and Scandone, 2007).*

*Since upper Miocene, the migration of the accretionary prism was accompanied by extension in the back arc area, originating the Tyrrhenian Basin (Malinverno and Ryan, 1986; Patacca et al., 1990; Doglioni, 1991) and, since Pliocene, by volcanic activity (Fig. 1). An initial E-W oriented rifting episode created major Apenninic normal faults and structures poorly traceable due to subsequent tectonic overprinting (Caiazza et al., 2006), in particular in the Gaeta Gulf and Campana Plain (Milia et al., 2013). Then, a renewed NW-SE oriented stretching phase, coeval to the spreading of the Tyrrhenian area, featured low-angle normal faults, striking NE-SW and dipping toward the SE and NE striking left-lateral transtensive faults (Hyppolite et al., 1995; Cinque et al., 1993, Casciello et al., 2006). The combined activity of such structures outlined the morphology of the south-eastern Tyrrhenian margin, with strongly-subsiding half-grabens and uplifting rocky promontories. Epi- and volcano-clastic deposits accommodated in the morpho-structural depressions, locally reaching 3000 m of thickness (Ippolito et al., 1973; Brancaccio et al., 1991).*

*The onset of a later NE-SW striking extensional phase in the Middle Pleistocene, defined major NW-SE normal faults, SW-dipping (Caiazza et al., 2006, Casciello et al., 2006), with displacements of a few tens of meters (Romano et al., 1994; Amato et al., 1991) and transtensional faults (Milia et al., 2013). The strike-slip activity on such planes has been ascribed to the tectonic disjunction between Southern Apennines and the Calabrian arc (Knott and Turco, 1991; Doglioni et al., 1996) or, in the view of a broader geodynamical context, to the onset and development of a Subduction-Transform-Edge-Propagator fault along the northern margin of the Ionian slab (Milia et al., 2017). In the Gulf of Naples, tectonic discontinuities NW- and NE-oriented (Milia and Torrente, 2011; Vitale and Isaia, 2014) controlled the sedimentation of the ignimbrite deposits, as the Campanian Grey Tuff (CGT) and Neapolitan Yellow Tuff (NYT), aged 39 kyr (De Vivo et al., 2001) and 15 kyr (Deino et al., 2004), respectively. The intense and long lasting volcanic activity is evidenced by the volcanic successions of the Pontine and Phlegrean Islands, besides the numerous buried or submerged Pleistocene volcanic edifices in the offshore (Torrente and Milia, 2013; Cuffaro et al., 2016) (Fig. 2). The western group of the Pontine Islands also recorded the occurrence of an older volcanic cycle, testified by the presence of Pliocene calc-alkaline rhyolites (Peccerillo, 2005).*

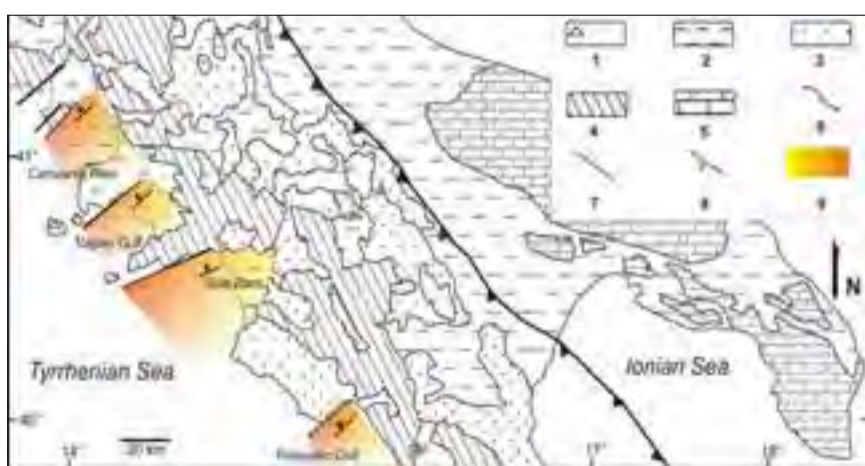


Figura 1. Schema strutturale sintetico (modificato da Caiazza et al., 2006). 1) Vulcaniti quaternarie; 2) Depositi plio-pleistocenici; 3) Falde interne; 4) Unità di piattaforma appenninica e depositi flyschoidi; 5) Unità apule di piattaforma; 6) Fronte compressivo appenninico sepolto; 7) Faglie principali; 8) Immersione del piano; 9) Bacini peri-tirrenici.

Figure 1. Synthetic structural sketch (redrawn from Caiazza et al., 2006). 1) Quaternary volcanics; 2) Plio-Quaternary sedimentary deposits; 3) Internal nappes; 4) Apenninic platform units and related flysch deposits; 5) Apulian platform units; 6) Buried Apenninic thrust front; 7) Main faults; 8) Tilting of the plane; 9) Peri-Tyrrhenian grabens.

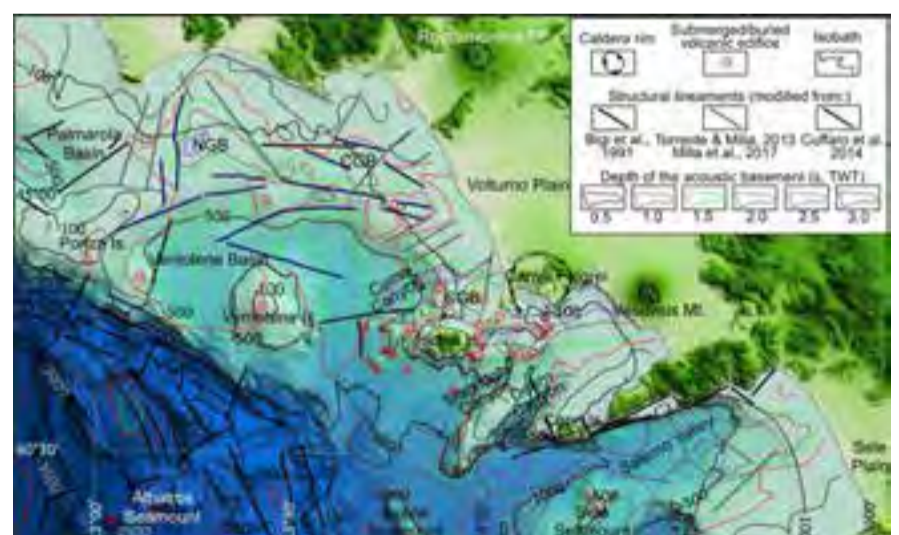
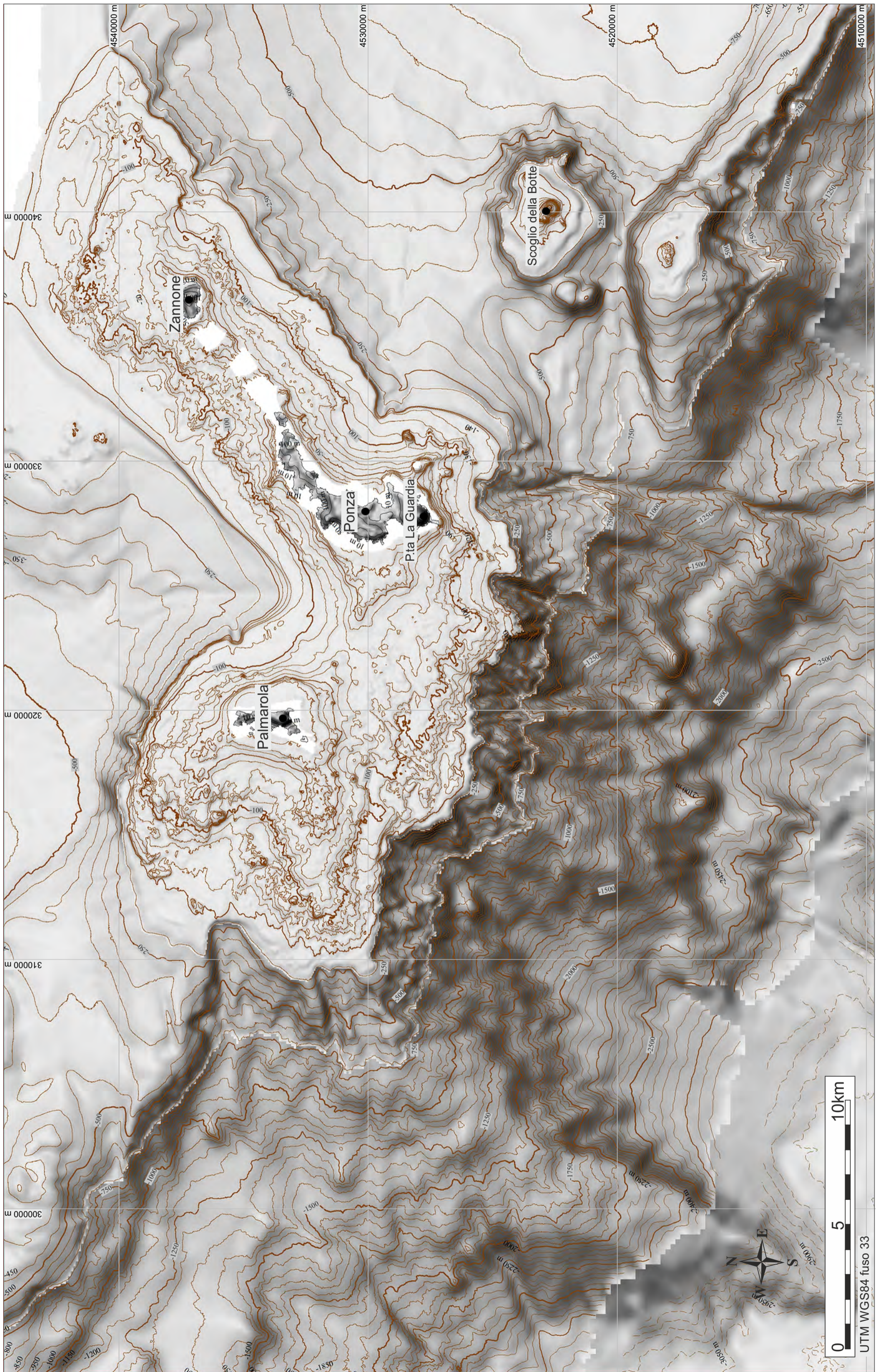


Figura 2. Batimetria, principali lineamenti strutturali e edifici vulcanici del margine continentale Campano-Laziale. Le isocrone del basamento acustico sono compilate da Bigi et al., 1991, Cuffaro et al., 2016 e Milia et al., 2017, la batimetria da dati di IAMC-CNR e dal portale Emodnet.

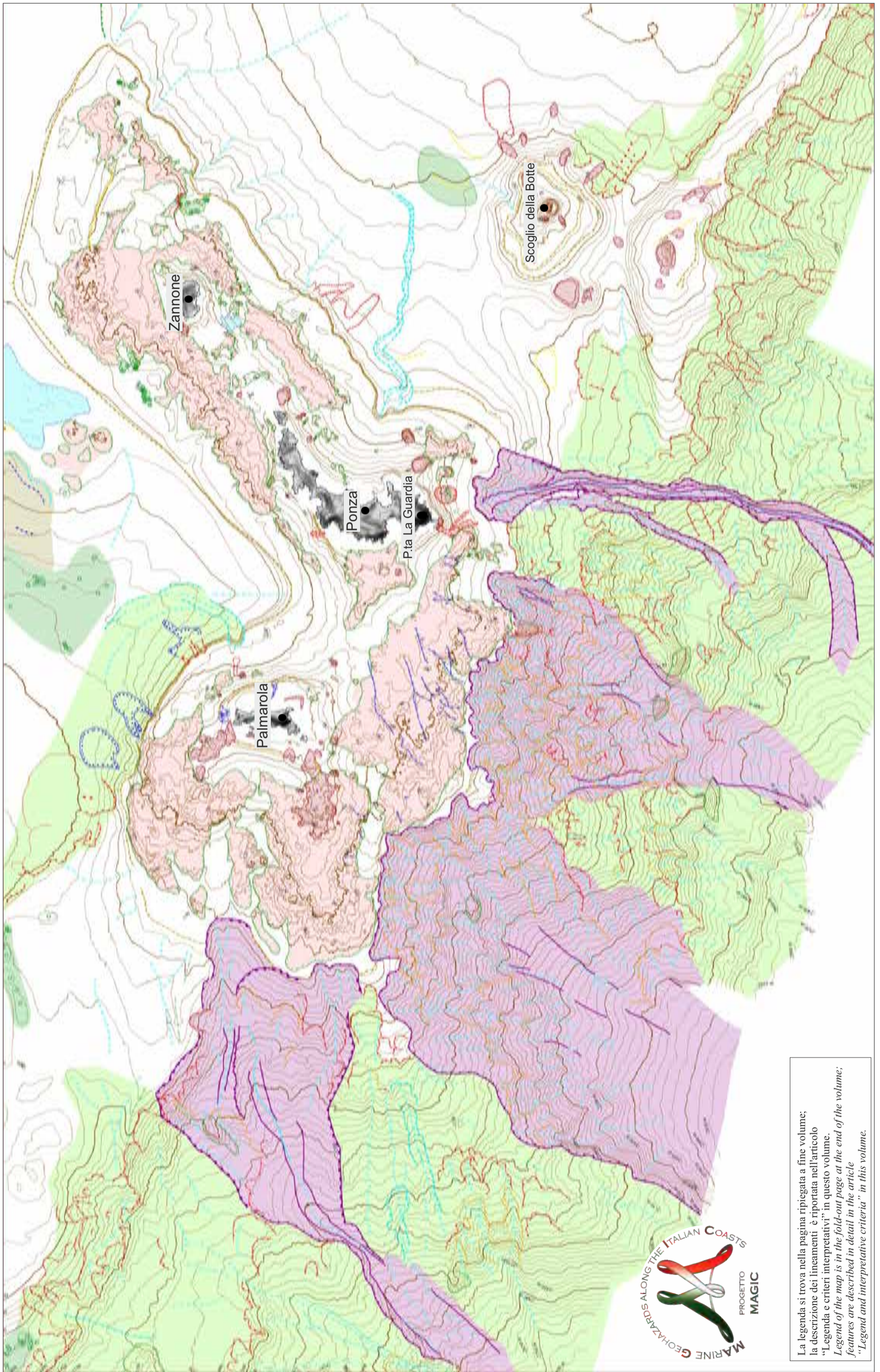
Figure 2. Bathymetry (compiled from IAMC-CNR and Emodnet data-set), main structural lineaments and volcanic edifices of the Lazio-Campania continental margin. The isochrons (s, TWT) of the acoustic basement have been compiled according to Bigi et al., 1991, Cuffaro et al., 2016 and Milia et al., 2017.



FOGLIO 5 ISOLE PONTINE



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



Il Foglio 5 “Isole Pontine” è localizzato lungo il margine continentale del Lazio meridionale (Tirreno centrale) e comprende le isole dell’Arcipelago Pontino occidentale (Ponza, Palmarola e Zannone). Il foglio include i fondali della piattaforma circostante le isole e quelli della scarpata continentale, articolata in tre settori principali prospicienti il Bacino di Ventotene, di Palmarola e del Vavilov (Fig. 1). Le tre isole rappresentano la parte emersa di un alto morfo-strutturale articolato in due settori principali orientati in direzione NO-SE e NE-SO.

Quest’ultimo settore (Alto Ponza-Zannone) separa due aree fortemente subsidenti a partire dal Pliocene inferiore (i bacini di *intra-slope* di Palmarola e Ventotene; Zitellini et al., 1984). L’arcipelago è costituito principalmente da unità vulcaniche plio-pleistoceniche con caratteri petrografici variabili da rioliti a trachiti. L’attività vulcanica è terminata circa 0.9 Ma con l’emissione di prodotti trachitici a sud di Ponza (e.g., Conte e Dolfi, 2002). Le isole sono circondate da una piattaforma stretta (minimo di 1.5 km nel settore a sud di Ponza, fino ad un massimo di 8 km nel tratto Ponza-Palmarola). Il ciglio della piattaforma è ben definito e situato tra 95 e 160 m di profondità. In piattaforma, la morfologia dei fondali è molto articolata per la diffusa presenza di affioramenti rocciosi, che in prossimità del settore costiero sono generalmente riferibili alle vulcaniti plio-pleistoceniche (Martorelli et al., 2003). Il deposito sedimentario principale è il terrazzo deposizionale sommerso dell’ultimo ciclo glacio-eustatico (Chiocci e Orlando, 2004), situato in prossimità del ciglio della piattaforma. Il settore di piattaforma esterna-ciglio è localmente interessato da instabilità gravitativa ed emissione di fluidi. Le strutture associate ad emissione di fluidi (Fig. 2) sono rappresentate da depressioni di grande dimensione (max. 0.5 km<sup>2</sup>) e forma irregolare, bordate da scarpate con dislivello variabile da 1 a 20 m (Martorelli et al., 2016). I principali lineamenti prodotti da instabilità gravitativa sono le frane ubicate a sud di Ponza, in prossimità di Punta La Guardia e le numerose incisioni e/o testate di canyon che interessano il terrazzo deposizionale sommerso nel settore a sud di Ponza e Palmarola.

La scarpata continentale presenta caratteristiche morfologiche marcatamente differenti in relazione alla presenza di lineamenti tettonici/strutturali. I settori di scarpata adiacenti ai bacini di Palmarola e Ventotene presentano debole acclività e morfologia piuttosto regolare, mentre la scarpata prospiciente la Piana del Vavilov è caratterizzata da gradienti elevati (localmente fino a 30°) e morfologia molto articolata. In questo settore sono presenti ingenti processi di erosione/instabilità gravitativa (Fig. 3), comprensivi di numerose frane e di un fitto reticolo di canyon e canali erosivi, il cui sviluppo quasi pervasivo è stato favorito dalle alte pendenze della scarpata (Chiocci et al., 2003) prodotte da faglie distensive orientate NO-SE (Conti et al., 2017).

*The Sheet 5 “Isole Pontine” is located on the southern sector of the Latium continental margin (central Tyrrhenian Sea) and includes the western islands of the Pontine Archipelago (Ponza, Palmarola and Zannone). The Sheet 5 “Ponza” includes both the seafloor surrounding the three islands and the continental slope. The continental slope can be differentiated in three sectors: the sectors adjacent to the Palmarola and Ventotene basins and the sector adjacent to the Vavilov Basin. The three islands represent the emerged portion of a morpho-structural high, mainly elongated in the NE-SW and NW-SE direction. The NE-SW high (i.e., the Ponza-Zannone High) separates two strongly subsiding areas during the Plio-Pleistocene (i.e., the intra-slope basins of Palmarola and Ventotene; Zitellini et al., 1984). The western islands of the Pontine Archipelago are mostly composed of volcanic units (rhyolites and trachytes) emplaced during the Plio-Pleistocene. The volcanic activity ended about 0.9 Ma with emplacement of trachytic products south to Ponza Island (e.g., Conte and Dolfi, 2002). The three islands are surrounded by a shelf characterized by variable width (min. width of 1.5 km south to Ponza Island, max. width of 8 km in the Ponza-Palmarola saddle). The shelf break is well defined and located between 95 and 160 m depth. On the continental shelf, the seafloor morphology is largely irregular due to the occurrence of several rock outcrops that close to the coastal sector are composed of plio-pleistocene volcanic units (Martorelli et al., 2003). The main sedimentary deposit is located at the shelf break and is the submerged depositional terrace formed during the last eustatic cycle (Chiocci and Orlando, 2004). The outer-shelf/shelf break sector is locally characterized by instability and fluid emission morphological elements. Morphological elements related to seafloor fluid emissions (Fig. 2) are represented by wide depressions (max. 0.5 km<sup>2</sup>) with irregular shape, bounded by sharp escarpments 1-20-m-high (Martorelli et al., 2016). The main morphological elements related to instability phenomena are two submarine slides located south to Ponza Island, close to Punta La Guardia and several gullies and canyon heads that locally produce a marked shelf retreat.*

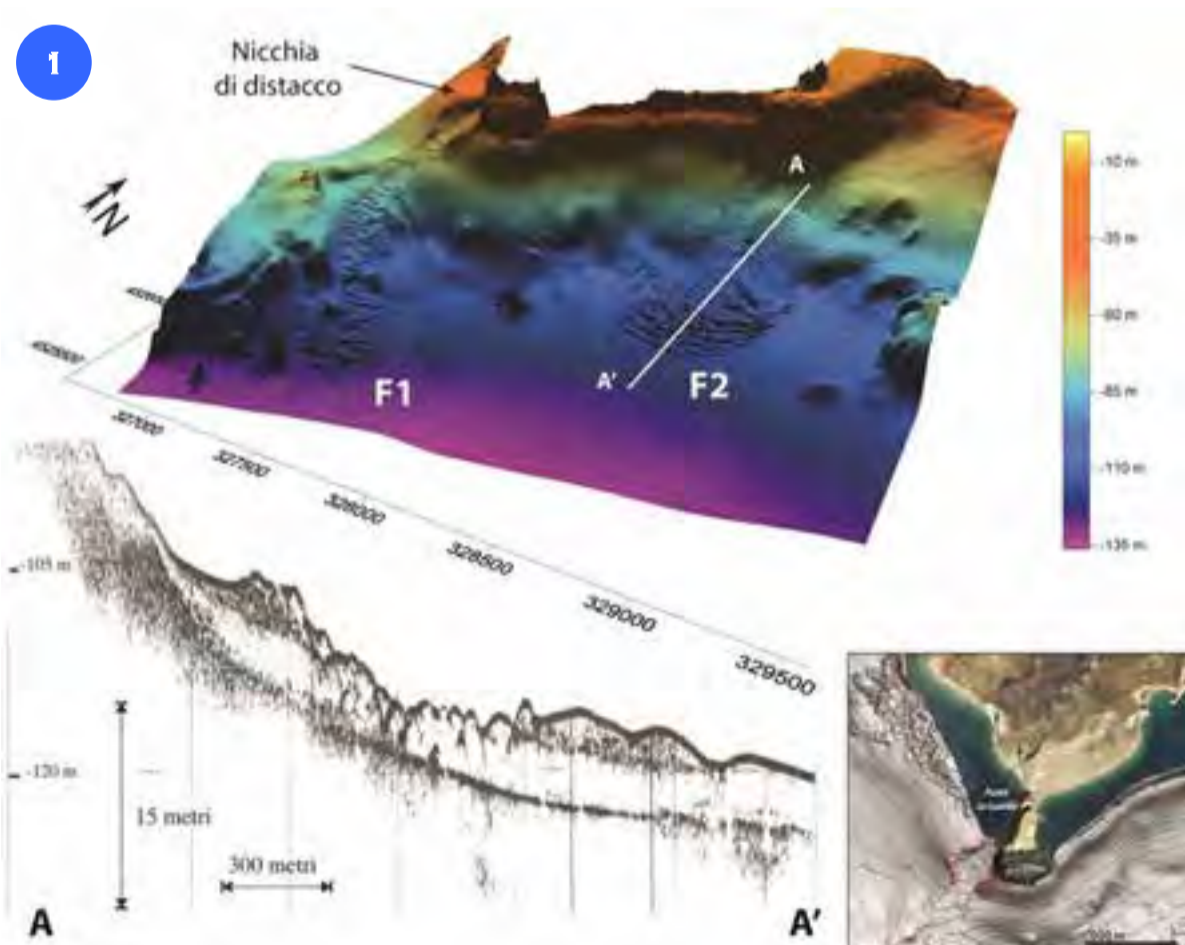
*The continental slope has different morphological characteristics in response to structural/tectonic lineaments. The slope facing the Palmarola and Ventotene basins has a regular morphology and gentle slope gradients, whereas the slope facing the Vavilov Basin is extremely steep (locally up to 30°) and has an irregular morphology. In this sector, several morphological elements related to erosional and instability processes occur, such as: slide scars, erosional channels and canyons. These elements pervasively affect the continental slope (Fig. 3) in response to high slope gradients (Chiocci et al., 2003) related to NW-SE extensional faults (Conti et al., 2017).*

## INSTABILITÀ GRAVITATIVA A SUD DI PUNTA LA GUARDIA

Due frane sottomarine (F1 e F2 in Fig. 1) sono presenti in prossimità di Punta La Guardia, nel settore meridionale dell’Isola di Ponza. La frana F1 ha una nicchia di distacco di forma sub-circolare, ampia fino a 260 m e profonda circa 15 m, situata a meno di 20 m di distanza dalla costa. Il corpo di frana si estende per circa 1500 m, terminando a 130 m di profondità, ed è caratterizzato dalla presenza di una serie di gradini alti 1-2 m, trasversali alla massima pendenza; sul lato sinistro della frana, a circa 80 m di profondità, è presente una forma simile, ma di dimensioni minori, che termina a circa 130 m di profondità. La frana F2 si sviluppa tra 100 e 120 m di profondità e, diversamente dalla frana F1, è caratterizzata da un deposito scarsamente allungato con *ridge* arcuati, alti da alcuni decimetri ad alcuni metri. Inoltre, sui dati batimetrici multibeam non è riconoscibile una nicchia di distacco ben definita. Benché la presenza di forme di fondo suggerisca una parziale rielaborazione dei depositi di frana ad opera delle correnti, la morfologia fresca e la mancanza di copertura sedimentaria suggeriscono un’origine recente dei lineamenti d’instabilità.

*Two submarine slides (F1 and F2) are present close to Punta La Guardia, in the southern sector of Ponza Island. The F1 slide has a sub-circular scar, up to 260-m-wide and about 15-m-deep, located less than 20 m away from the coast. The landslide deposit extends for about 1500 m, ending at 130 m depth. It is characterized by the presence of a series of steps, 1-2-m-high and oriented transversal to the maximum slope. On the left side of the slide, at about 80 m depth, there is a similar morphology that ends at about 130 m depth.*

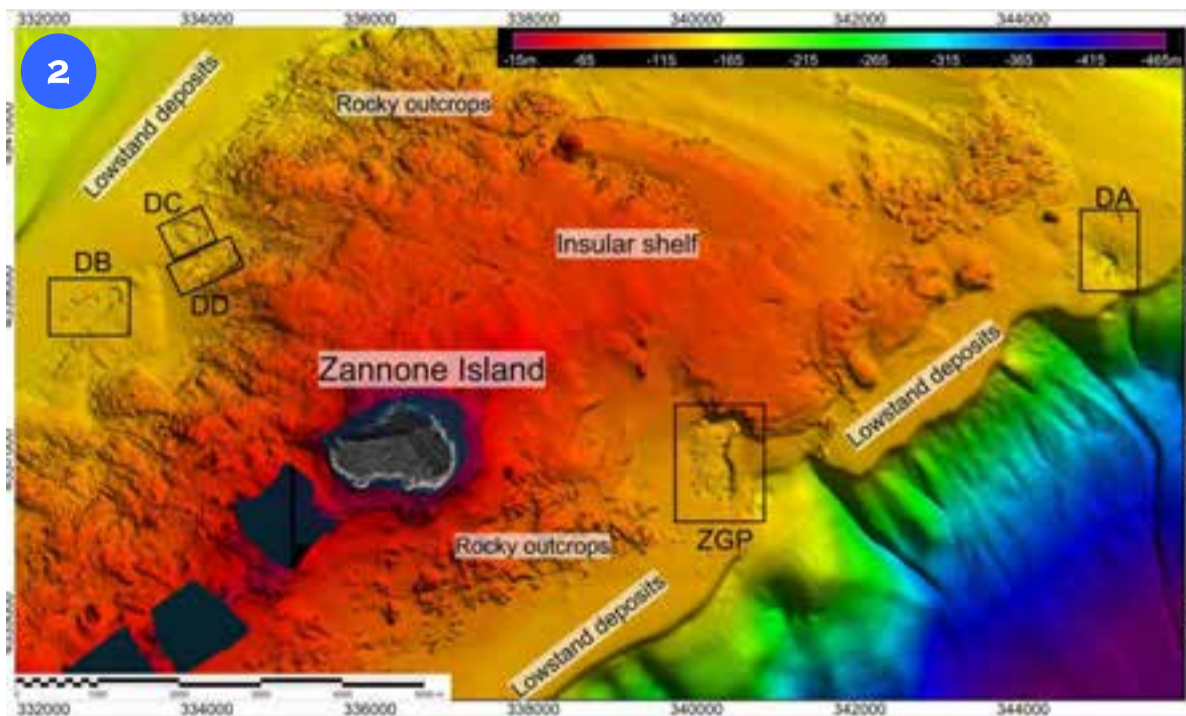
*The F2 slide develops between 100 and 120 m depth and, unlike the F1 slide, it is characterized by a*



*scarcely elongated deposit with arched ridges, from a few decimeters to a few meters high. In addition, the slide scar is not recognizable on the multibeam bathymetry.*

*Although the presence of background forms suggests a partial reworking of landslide deposits by currents, fresh morphology and lack of sedimentary cover suggest their recent origin.*

## DEPRESSIONI ASSOCIATE AD ATTIVITÀ DI EMISSIONE IDROTERMALE



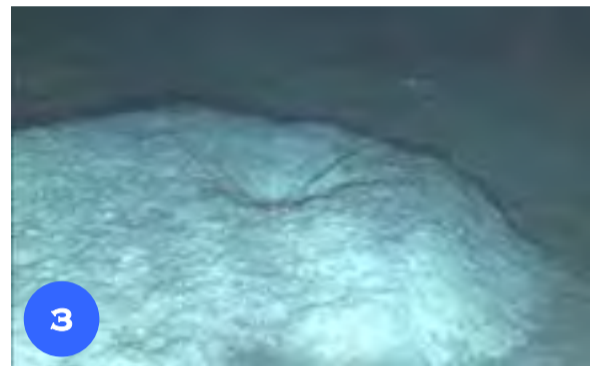
Offshore Zannone Island, the shelf is characterized by five giant depressions (length > 250 m) that have been interpreted as depressions related to hydrothermal fluid emissions, based on morphological characteristics, occurrence of active fluid emissions enriched in CO<sub>2</sub> and of authigenic mineralization including native sulfur (Martorelli et al., 2016). The giant depressions host several features related both to vigorous-explosive events and steady seepage, such as pockmarks, mounds, small cones, bacterial mattes and active fluid-vent structures shown in Figure 3.

The main fluid emissions have been observed within the depression located east to Zannone Island (i.e., the Zannone Giant Pockmark, ZGP; Ingrassia et al., 2015).

The spatial distribution of the depressions suggests that the upward migration of hydrothermal fluids is controlled by extensional faults bounding the Ponz-Zannone structural high.

The geochemical signature of the vented fluids indicates active CO<sub>2</sub>-dominated degassing with a significant contribution of mantle volatiles (He<sup>3</sup>/He<sup>4</sup> values > 3.0 Ra; Martorelli et al., 2016).

Sulla piattaforma circostante l'Isola di Zannone sono presenti cinque depressioni di grandi dimensioni (lunghezza > 250 m) che in base alle caratteristiche morfologiche, alla presenza di attività di emissioni di fluidi arricchiti in CO<sub>2</sub> e di precipitati autigeni costituiti da zolfo elementare sono state interpretate come depressioni associate all'emissione di fluidi idrotermali (Martorelli et al., 2016). All'interno delle depressioni sono presenti pockmark, mound autigeni, matte batteriche, strutture coniche e strutture di vent (Fig. 3) associati a manifestazioni idrotermali, comprensive sia di attività persistente che di eventi vigorosi/esplosivi. La depressione ove sono state identificate le emissioni principali è situata ad est di Zannone (i.e. Zannone Giant Pockmark, ZGP; Ingrassia et al., 2015). La distribuzione spaziale delle depressioni suggerisce un controllo tettonico/strutturale sulla migrazione dei fluidi idrotermali da parte delle faglie distensive che bordano l'alto strutturale. La presenza di fluidi arricchiti in CO<sub>2</sub> con valori He<sup>3</sup>/He<sup>4</sup> > 3,0 Ra indica un contributo significativo di fluidi del mantello (Martorelli et al., 2016).



## FENOMENI D'INSTABILITÀ GRAVITATIVA LUNGO LA SCARPATA CONTINENTALE PROSPICIENTE LA PIANA DEL VAVILOV

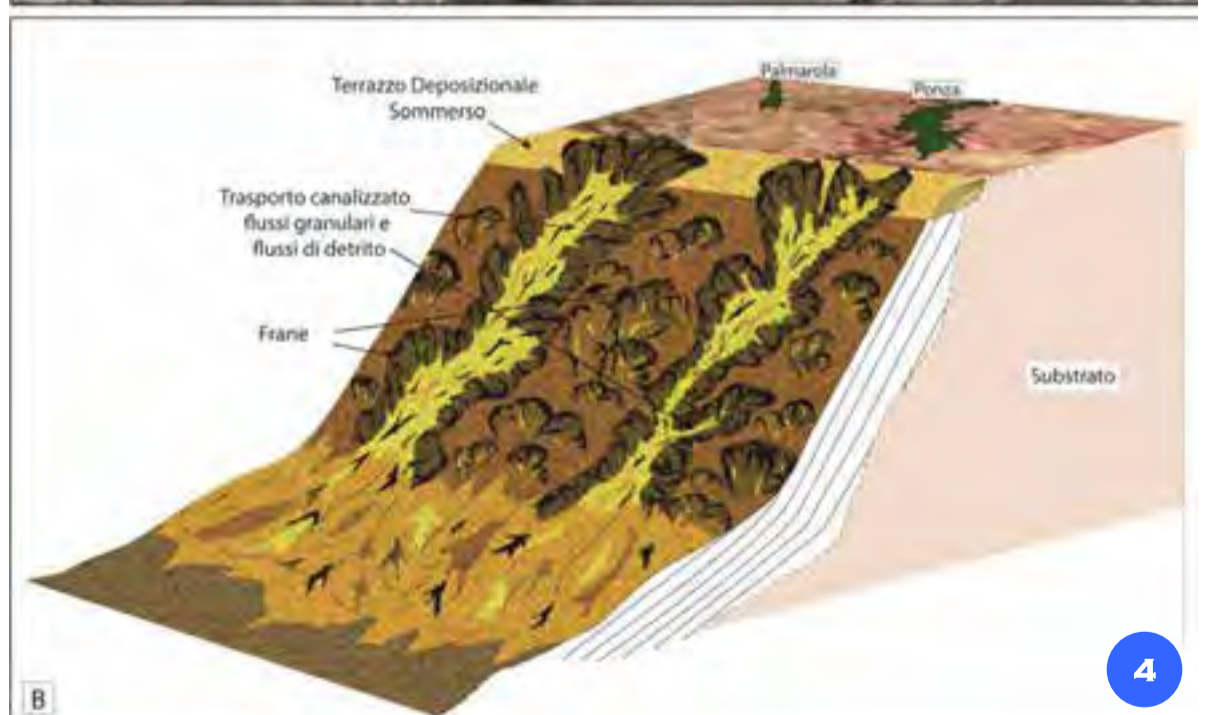
La scarpata continentale che raccorda l'alto pontino e il Bacino del Vavilov è caratterizzata da ingenti fenomeni di instabilità gravitativa osservabili sia sulla batimetria multibeam che sui dati di backscatter. Il mosaico dei dati di backscatter TOBI (Towed Ocean Bottom Instrument) drappeggiato sul DEM mostra tre canyon-canali principali (ampi da 2 a 5 km, lunghi da 20 a 40 km, profondi circa 400-600 m) orientati trasversalmente alla scarpata all'interno dei quali sono presenti flussi gravitativi e lineamenti erosivi (Fig. 4A; il basso backscatter è rappresentato dalle gradazioni più scure dei toni di grigio). La quasi totalità (98%) dei fondali situati oltre il ciglio della piattaforma è interessata in qualche misura da erosione e/o instabilità, attraverso lo sviluppo di frane e canali erosivi di dimensione molto variabile (da meno di 1 km<sup>2</sup> a diverse decine di km<sup>2</sup>), distribuiti preferenzialmente lungo i fianchi dei canyon principali.

In particolare, i tre canyon principali sono caratterizzati alla testata da forme canalizzate tributarie (gully) che incidono il fondale per profondità variabili da poche decine ad alcune centinaia di metri.

In linea generale le aree più acclivi (scarpata superiore, testate e fianchi dei canyon principali) sono smantellate da frane e canali erosivi, mentre le aree meno pendenti (scarpata inferiore e fondo dei canyon) sono interessate da depositi gravitativi riferibili a flussi granulari e di detrito (Fig. 4A).

A meno del settore prossimo alla base della scarpata continentale, il Bacino del Vavilov è invece caratterizzato da una morfologia regolare e sedimentazione emipelagica. Una schematizzazione dei principali processi sedimentari che caratterizzano la scarpata è illustrata in Figura 4B.

The continental slope between the pontine high and the Vavilov Basin is characterized by huge erosive and instability phenomena, observed on both multibeam bathymetry and backscattered data. The mosaic of TOBI (Towed Ocean Bottom Instrument) backscatter data draped over the multibeam DEM shows three main channels-canyons (2-5-km-wide, 20-40-km-long, about 400-600-m-deep) elongated transverse to the continental slope, as well as pervasive erosive processes and coarse-grained gravity flow deposits (Fig. 4A; high backscatter values are represented by dark grey tones). Almost all (98%) the seafloor of the continental slope is affected by some sort of erosion/instability, through development of slides and erosive channels characterized by a wide range of dimensions (from < 1 km<sup>2</sup> to several tens of km<sup>2</sup>), mainly distributed



along the flanks of the main canyons.

More in detail, the head of the main canyons is characterized by small tributary channels (gullies) that are from some tens to some hundred meters deep.

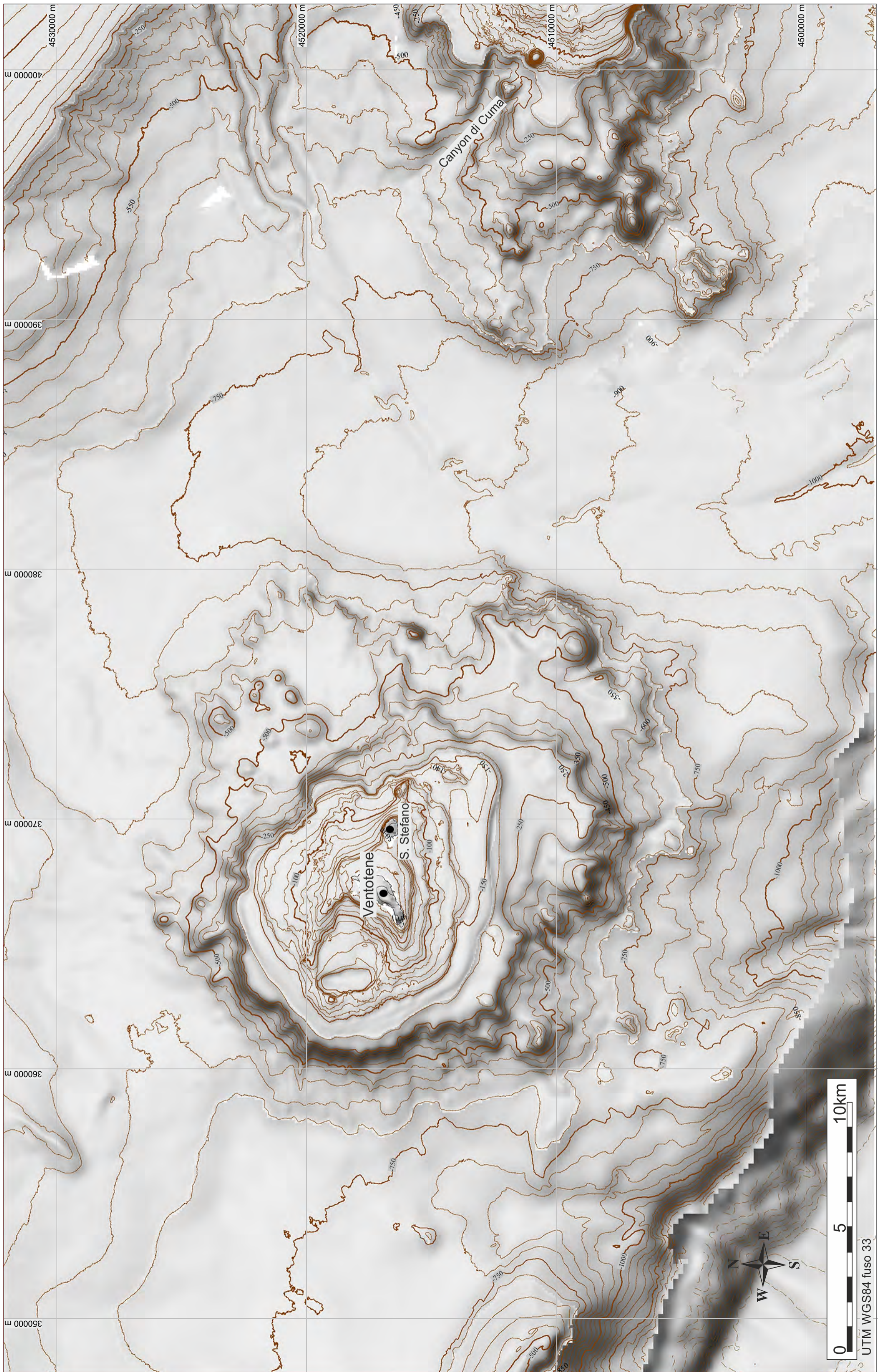
Generally, the steepest sectors (upper part of the continental slope, head and flanks of main canyons) are dismantled by a large number of slides and erosive channels, whereas the sectors characterized by more gentle slope gradients

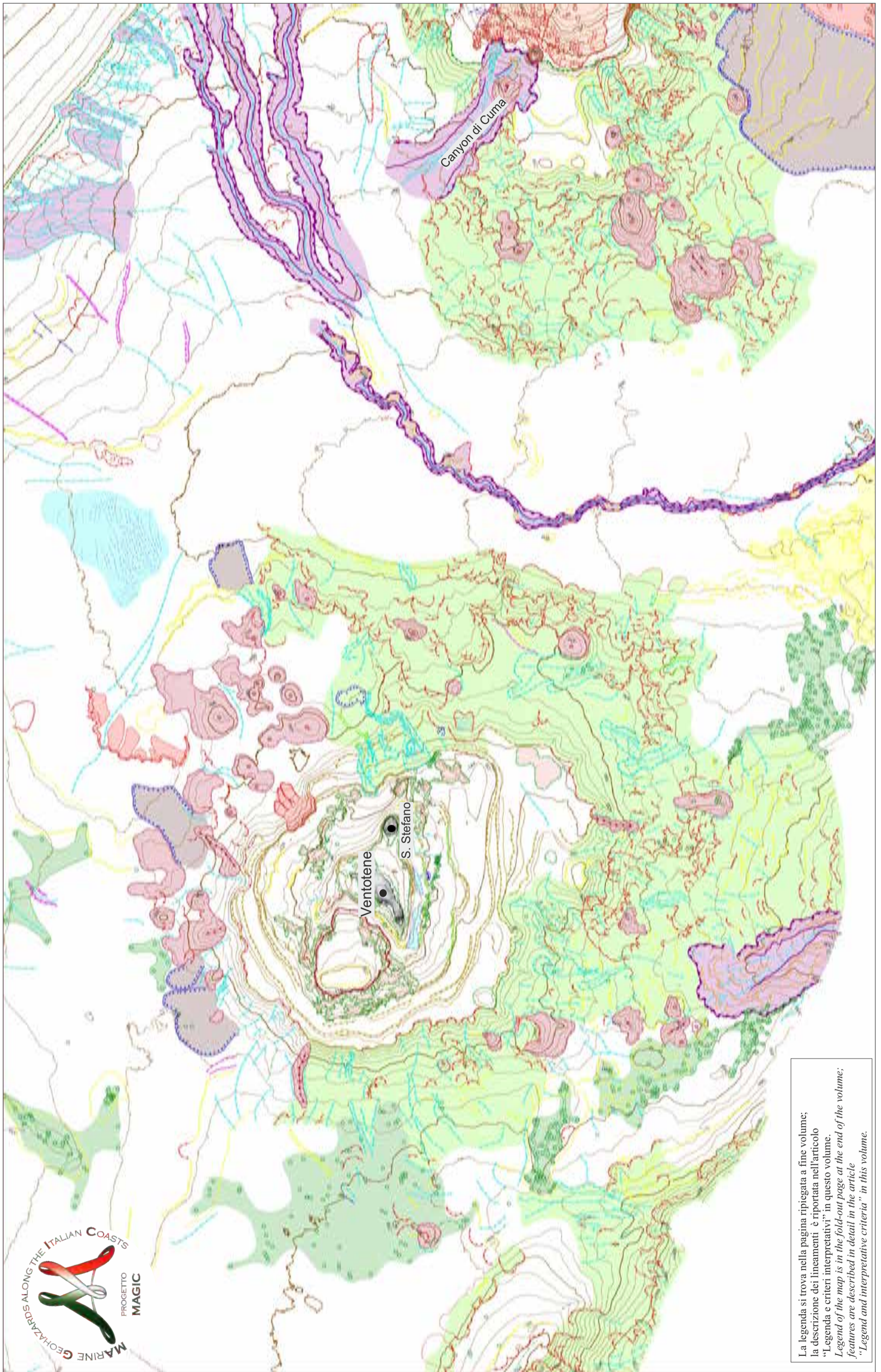
(lower part of the continental slope, and canyon floor) are affected by gravitative deposits related to grain flows and debris flows (Fig. 4A).

Apart from the sector adjacent to the base of the continental slope, the seafloor of the Vavilov Basin is characterized by a smooth morphology and dominance of hemipelagic sedimentation. A sketch of the main sedimentary processes occurring on the southern sector of the western Pontine Archipelago is shown in Figure 4B.



FOGLIO 6 VENTOTENE





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



**M. PIERDOMENICO<sup>0\*\*</sup>, E. MARTORELLI<sup>0\*\*</sup>, D. CASALBORE<sup>0^</sup>, A. BOSMAN<sup>0\*\*</sup>, R. CAPPERUCCI<sup>\*</sup>, F. FALESE<sup>\*</sup>, M. INGRASSIA<sup>\*\*^</sup>, C. MONTANARO<sup>\*</sup>, E. MORELLI<sup>\*</sup>, R. SISINNI<sup>\*</sup>, A. SPOSATO<sup>0\*\*</sup>, F.L. CHIOCCI<sup>1^</sup>**  
<sup>1</sup> RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 6 “Ventotene” comprende i fondali circostanti le isole di Ventotene e Santo Stefano, che compongono l’Arcipelago Pontino orientale. Le due isole, localizzate circa 50 km a largo del Golfo di Gaeta, costituiscono la parte emersa di un importante edificio vulcanico oggi estinto. Il Vulcano Ventotene è uno strato-vulcano pleistocenico (1.2-1.7 Ma, Bergomi et al., 1969) dalla morfologia tronco-conica la cui base, dal diametro di circa 20-25 km, si trova a circa 700 m di profondità. Il collasso calderico dell’edificio associato all’eruzione più recente di tipo esplosivo (Tufo di Parata Grande, datato tra 0,15 e 0,3 Ma, Perrotta et al., 1996) è testimoniato dalla presenza di una struttura depressa di forma sub-circolare, situata ad ovest dell’Isola di Ventotene. Alla sommità del vulcano è presente una piattaforma insulare caratterizzata da affioramenti di substrato, spesso ricoperto da biocostruzioni e con estese praterie di *Posidonia oceanica*. I margini della piattaforma insulare mostrano una serie di rotture di pendio dovute alla presenza di terrazzi deposizionali sommersi (TDS, Chiocci e Orlando, 2004).

Lungo i fianchi predominano i lineamenti di natura vulcanica (coni e centri avventizi, dicchi e/o fessure di alimentazione, ecc.) e le forme erosive che ne determinano lo smantellamento; morfologie erosive come nicchie di frana e testate di canali giungono ad interessare il ciglio dei TDS, determinandone l’arretramento per evoluzione retrogressiva lungo tutto il perimetro dell’edificio ad eccezione del settore sud-orientale, dove la piattaforma insulare presenta maggiore estensione. L’edificio vulcanico è localizzato al centro di un’area fortemente subsidente, il Bacino di Ventotene, la cui formazione è imputabile ai movimenti tettonici distensivi correlati all’apertura e strutturazione del Tirreno nel Pliocene inferiore (Zitellini et al., 1984). Il bacino, orientato circa E-O con una geometria in parte anulare, è limitato a NO dall’alto strutturale Ponza-Zannone, a SO dalla dorsale adiacente lo Scoglio La Botte, a N e NE dalla scarpata superiore del margine campano-laziale, ad E dai rilievi dell’edificio di Ischia, mentre il settore meridionale è in continuità con i fondali della scarpata inferiore. Esso presenta elevati spessori di sedimenti plio-quadernari (circa 1000 m) e raggiunge la profondità massima di circa 950 m nel settore orientale. I fondali del bacino presentano nel complesso una morfologia piuttosto regolare, con l’eccezione di forme di fondo e blande deformazioni tettoniche nei sedimenti recenti. I lineamenti principali sono rappresentati da alcuni alti morfologici di probabile origine tettonica nei settori N, N-O e S del bacino, e da numerose depressioni di piccole dimensioni interpretate come *pockmark*.

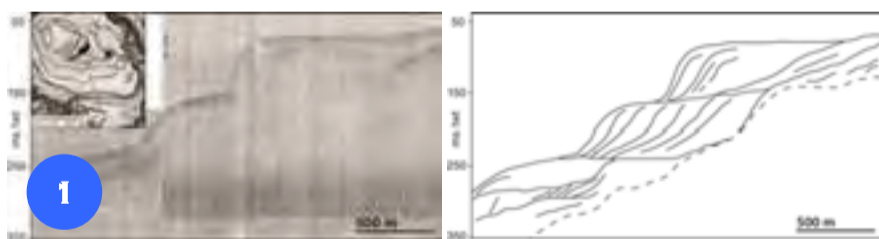
Altri importanti lineamenti morfologici sono rappresentati dal sistema del Canyon di Cuma, costituito da tre incisioni principali che si sviluppano per circa 18 km lungo la scarpata dove scompaiono perché obliterati da flussi gravitativi provenienti dall’Isola di Ischia e da una serie di canali erosivi che si originano dal settore di piattaforma-scarpata superiore antistante la Foce del Volturno e si sviluppano su tutta la scarpata superiore, fino a circa 500 m di profondità. Essi sono probabilmente stati generati dallo smaltimento di materiale piroclastico proveniente dal Vulcano Campi Flegrei (Chiocci e Casalbore, 2011).

The Sheet 6 “Ventotene” includes the seafloor around Ventotene and Santo Stefano islands, which belong to the eastern Pontine Archipelago. These islands, located at about 50 km off the coasts of the Gaeta Gulf, represent the emergent part of a large volcanic edifice, that is inactive at present. Ventotene Volcano is a truncated-cone-shaped Pleistocenian strato-volcano (1.2-1.7 Ma, Bergomi et al., 1969), whose base, showing a diameter of 20-25 km, lies at about 700 m water depth. The most recent volcanic activity was explosive (Parata Grande Tuff, dated around 0.15 and 0.3 Ma, Perrotta et al., 1996) and was associated with a calderic collapse. Such event is testified by the presence of a sub-circular depression located west of Ventotene Island. A well-developed insular shelf is present at the top of the volcano, which is characterized by widespread rock outcrops, often covered by biogenic build-up and *Posidonia oceanica* meadows. Insular shelf margins display several slope breaks, related to the presence of overlying submerged depositional terraces (TDS, Chiocci and Orlando, 2004).

Volcanic-related features (i.e. cones and secondary eruptive centers, dikes and/or eruptive fissures), and erosive and mass-wasting features characterize the flanks of the edifice. Erosive features, such as landslide scars and channel heads, incise the edge of the TDS, causing its retreat through retrogressive erosion along the whole margin of the volcanic edifice. Conversely, in the south-eastern sector, the insular shelf displays the largest width. Ventotene Volcano is located in the center of a subsiding area, the Ventotene intra-slope basin, whose evolution is related to the extensional tectonics associated with the opening of the Tyrrhenian Sea during low Pliocene (Zitellini et al., 1984). The basin is E-W oriented and has a sub-circular geometry. It is bordered by a structural high represented by Ponza and Zannone islands to the NW, by a submarine ridge adjacent to La Botte Islet to the SW, by the continental slope of the central Tyrrhenian margin to the N and NE, and by the volcanic edifice of Ischia to the E. The southern sector gently merges to the lower continental slope. The basin reaches the maximum depth of about 950 m in the eastern part and is filled with Plio-Quaternary sediments that can be up to 1000-m-thick. The morphology of the seafloor in the basin is quite smooth, apart from some bedform fields and low relief fault scarps. The main features of the basin are represented by some morphological high, likely related to tectonic deformations, located in the N, NW and S sectors, and by several small-scale depressions, interpreted as *pockmarks*.

Other relevant features of the sheet are: 1) the Cuma Canyon system, that is composed by three main branches extending for about 18 km along the continental slope and then disappearing as they are erased by gravity flows originating from Ischia Island, and 2) by a series of erosive channels, that originate from the shelf break offshore the Volturno river mouth and carve the upper slope, down to about 500 m water depth. They are probably related to the erosional activity of hyperpycnal flows generated by the dismantling of volcanoclastic material from the nearby Campi Flegrei Volcano (Chiocci and Casalbore, 2011).

## TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI



I fianchi sommersi del Vulcano Ventotene presentano una struttura a gradoni prodotta da una serie di corpi sedimentari che si sviluppano lungo tutto il perimetro dell’edificio (Fig. 1).

Si tratta di Terrazzi Deposizionali Sommersi (TDS), depositi a geometria cuneiforme, struttura interna clinostatificata e accrescimento frontale, presenti lungo i fianchi di isole vulcaniche e/o margini continentali particolarmente acclivi.

I TDS identificati a Ventotene hanno una buona continuità laterale, interrotta localmente solo da canyon e nicchie di frana. Sono stati identificati tre ordini principali di terrazzi con ciglio rispettivamente a 220-300 m, 190-200 m e 130-170 m di profondità. Il profilo sparker in Figura 1 mostra la presenza di almeno tre differenti corpi deposizionali in assetto retrogradazionale, riferibili a differenti cicli di deposizione.

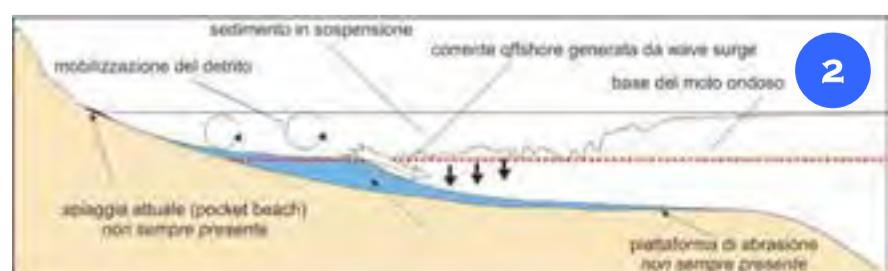
I TDS sono stati interpretati come corpi sedimentari formati al di sotto del livello base delle onde di tempesta a causa di correnti di *downwelling* generate dal *set-up* costiero durante le mareggiate (Chiocci e Romagnoli, 2004, Fig. 2). Il loro ciglio si trova quindi ad una ventina di metri di profondità rispetto al livello del mare al momento della loro formazione. I TDS presenti in piattaforma esterna si sono formati durante le fasi di basso stazionamento del livello del mare e successivamente sono stati abbandonati dalla risalita eustatica. Tipicamente, i depositi dei diversi cicli eustatici si sovrappongono ed amalgamano tra loro. Le profondità più elevate alle quali si trovano i TDS di Ventotene rispetto ai minimi eustatici raggiunti nel Quaternario e la molteplicità dei cicli deposizionali preservati, possono essere ascritti ad una forte subsidenza dell’apparato vulcanico (Chiocci e Orlando, 2004).

The submerged flanks of Ventotene Volcano display a step-like profile, due to the presence of a series of sedimentary bodies occurring along the whole perimeter of the volcanic edifice (Fig. 1).

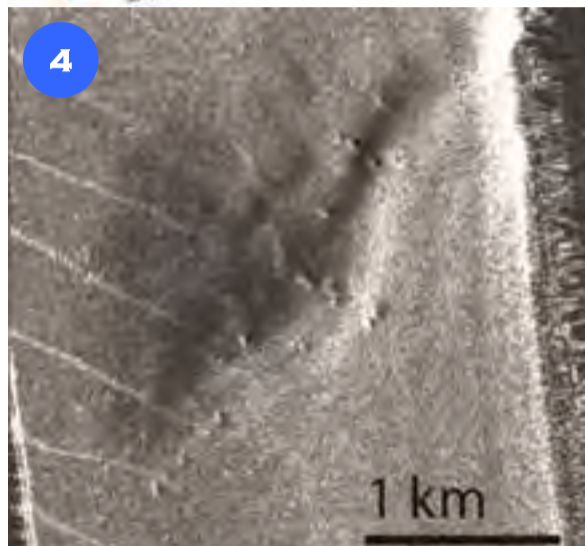
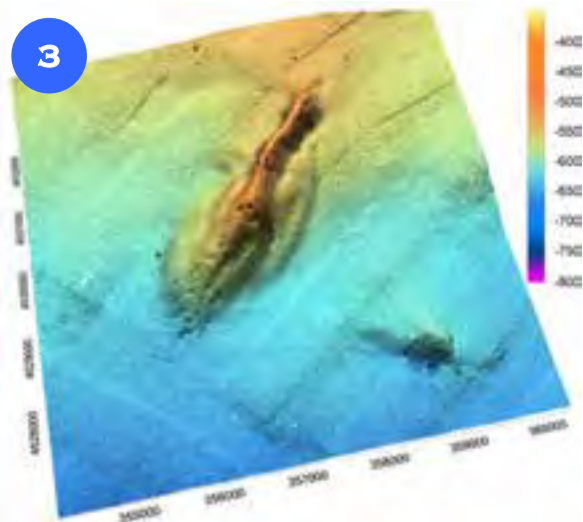
They are Submerged Depositional Terraces (TDS), deposits characterized by a wedge geometry and clinostatified internal structure. TDSs commonly develop around volcanic islands and/or steep continental margins.

The TDSs around Ventotene show good lateral extension, locally interrupted by canyons and landslide scars. The sparker profile in Figure 1 highlights the presence of at least three sedimentary bodies, arranged in a retrogradational setting, associated to multiple depositional cycles. Three main orders of TDSs were identified, whose edges lie at 220-300 m, 190-200 m and 130-170 m water depth, respectively.

The TDSs are interpreted as sedimentary bodies that were deposited below the storm wave base by downwelling due to coastal set-up during storms (Chiocci and Romagnoli, 2004, Fig. 2). Their slope break is therefore found some twenty meters water depth at the moment of their formation. Outer shelf TDSs were formed during sea level lowstands, and were then abandoned during sea level rises. Usually, TDSs of different cycles overlap and amalgamate each other. A great subsidence of the volcanic edifice should therefore be inferred because of the depth of the TDS edges, always higher than the Quaternary eustatic minima, and by the preservation of several order of the terraces formed during multiple cycles (Chiocci and Orlando, 2004).



### POCKMARK NEL BACINO DI VENTOTENE



The western and southern part of the Ventotene Basin, between 500 and 900 m water depth, is characterized by the occurrence of several fields of features related to fluid or gas escape. They are pockmarks, small depressions formed by collapse of sediment, due to the rapid expulsion of gas or fluid from the sub-seafloor (Judd and Hovland, 2007). The pockmarks in the Ventotene Basin have a circular shape, they are 50-100-m-wide and 2 to 10 m deeper than the

Numerosi campi con lineamenti correlati all'emissione di fluidi dal sottofondo sono presenti nel settore occidentale e meridionale del Bacino di Ventotene, tra 500 e 900 m di profondità. Si tratta di *pockmark*, piccole depressioni prodotte da fenomeni di collasso e dalla liquefazione di sedimenti, causate dalla repentina espulsione di fluidi (Judd e Hovland, 2007).

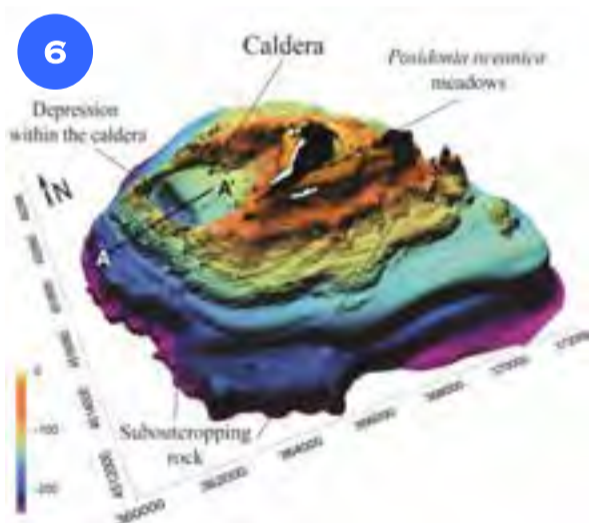
I *pockmark* del Bacino di Ventotene presentano una forma circolare, con diametri di 50-100 m e sono profondi da 2 m a 10 m rispetto al fondale circostante. Tali lineamenti, spesso associati a coppie, sono concentrati soprattutto sulla sommità di alcuni alti morfologici isolati presenti nel bacino, che si elevano fino a 100 m rispetto al fondale circostante (Figg. 3, 4 e 5). Ad esempio,



surrounding seafloor. They are often paired and they are mostly distributed at the top of morphological highs that rise up to 100 m from the basin seafloor (Figs. 3, 4 and 5). For instance, the morphological high on the NW corner of the sheet is characterized by a seismic stratified facies (Fig. 5), with medium amplitude and high lateral continuity reflectors. At the base of the morphological high, the stratification is masked by acoustic turbidity, likely

l'alto morfologico al limite nord-occidentale del foglio appare caratterizzato da una facies sismica ben stratificata (Fig. 5), con riflettori di media ampiezza ed alta continuità laterale. Ai lati dell'alto morfologico vi è torbidità acustica, verosimilmente connessa alla presenza di gas nel sedimento. Una situazione analoga a quella appena descritta è stata osservata anche per altre aree presenti nel Bacino di Ventotene in cui gli alti morfologici tipicamente mostrano facies sismiche ben stratificate, differenti dalle facies sorde presso la loro base, indicando la presenza diffusa di gas all'interno del sottofondo marino. L'origine e la natura del gas, se biogenico legato alla sedimentazione nel bacino oppure termogenico legato a sorgenti profonde oppure ancora se correlato al vulcanismo, è tuttora oggetto di studio.

### CALDERA DI VENTOTENE

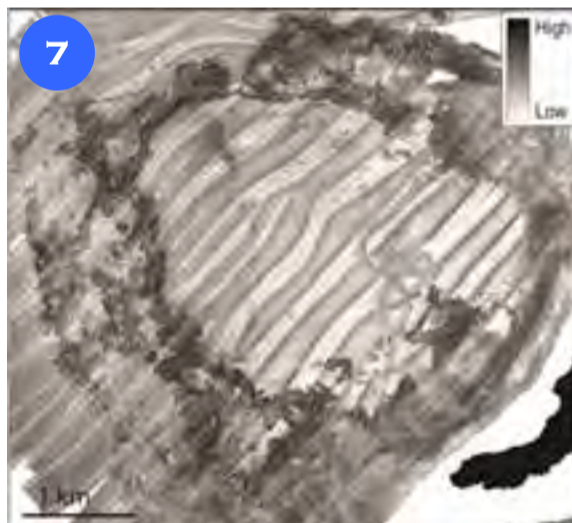


La piattaforma insulare dell'edificio vulcanico di Ventotene presenta una struttura depressa, localizzata ad ovest dell'Isola di Ventotene, di forma sub-circolare con un diametro medio di circa 5 km, attribuibile ad un collasso calderico.

La porzione interna dell'area calderica, che occupa una superficie di circa 8 km<sup>2</sup>, ha una morfologia regolare ed è ribassata di oltre 50 m rispetto ai bordi; nella parte occidentale il fondale è caratterizzato da una depressione più pronunciata, orientata in direzione N-S, profonda oltre 30 m rispetto al fondale adiacente.

I dati batimetrici evidenziano una morfologia articolata del fondale in corrispondenza dei bordi calderici e di alcune aree rilevate lungo il settore orientale della piattaforma, attribuibile alla presenza di substrato vulcanico affiorante o sub-affiorante, diffusamente ricoperto da biocostruzioni e sedimento bioclastico (Fig. 6).

Questa interpretazione sembra essere confermata dal dato di intensità di *backscatter* (Fig. 7), che mostra la presenza di una facies ad elevato *backscatter* lungo tutto il bordo calderico, in contrasto con la facies a basso *backscatter*, indicativa di sedimento fine, che caratterizza la porzione interna della depressione (Fig. 7). Il profilo sparker trasversale



alla caldera (Fig. 8) ne mostra il riempimento sedimentario (in giallo) ed evidenzia la presenza al di sopra di esso di una serie di depositi progradanti (in verde), il cui limite coincide con l'area più depressa della caldera.

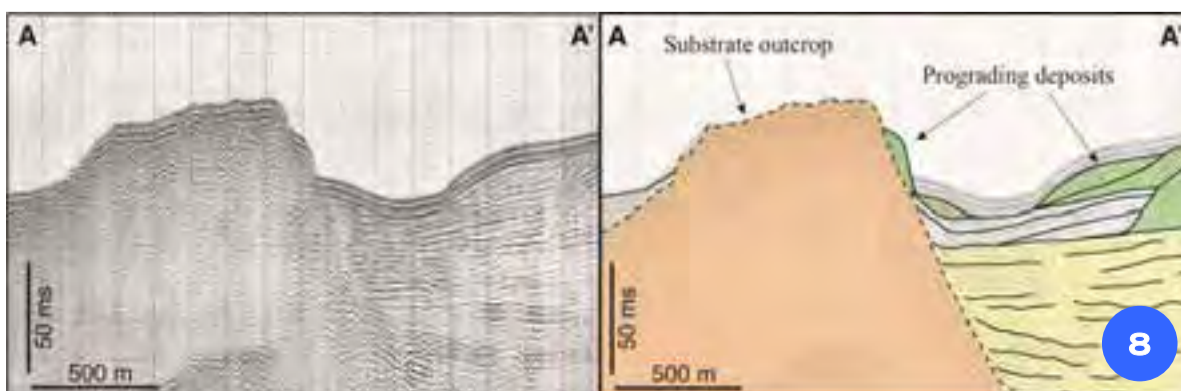
Tali depositi mostrano una configurazione interna e forma esterna riconducibili a quelle dei terrazzi deposizionali sommersi (TDS, vedi box nella pagina affianco) in cui la profondità del ciglio del TDS più superficiale (variabile da 140 a 160 m) ne fa ipotizzare la formazione durante il massimo glaciale dell'ultimo ciclo, circa 20000 anni fa.

The insular shelf of Ventotene volcanic edifice is characterized by a sub-circular depression about 5 km wide, located West of the island, that was produced by a calderic collapse.

The caldera depression occupies an area of about 8 km<sup>2</sup>, has a smooth morphology and has a rim-to-floor relief 50-m-high; on the western sector of the caldera there is a smaller depression, N-S oriented, about 30 m deeper than the surrounding seafloor. Bathymetric data reveal a rough morphology of the caldera rims, due to the presence of sub-outcropping and outcropping volcanic rocks, that are widely covered by biogenic build-up and bioclastic sediment (Fig. 6). This seafloor type is associated to a very high backscatter facies along the whole caldera rim, in contrast with the low backscatter intensities recorded within the caldera, associated with fine sediment (Fig. 7).

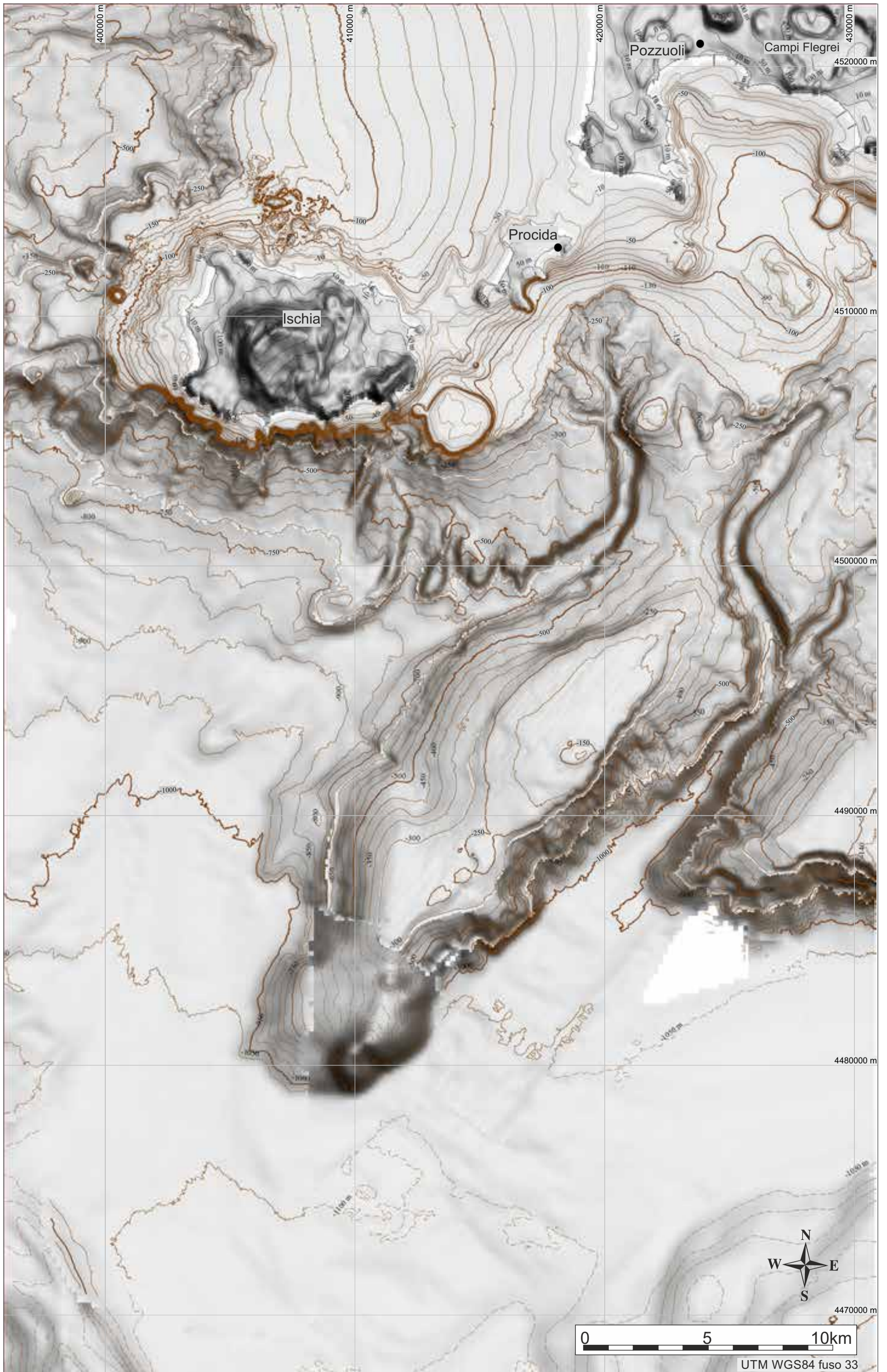
The sparker profile crossing the caldera (Fig. 8, location in Fig. 6) shows a very thick sedimentary filling (yellow) and the presence of overlying prograding deposits (green). Several of such deposits are present; the external shape of the recentmost one coincides with the small depression within the caldera. The deposits have an internal geometry similar to the submerged depositional terraces (TDS, see box in previous page).

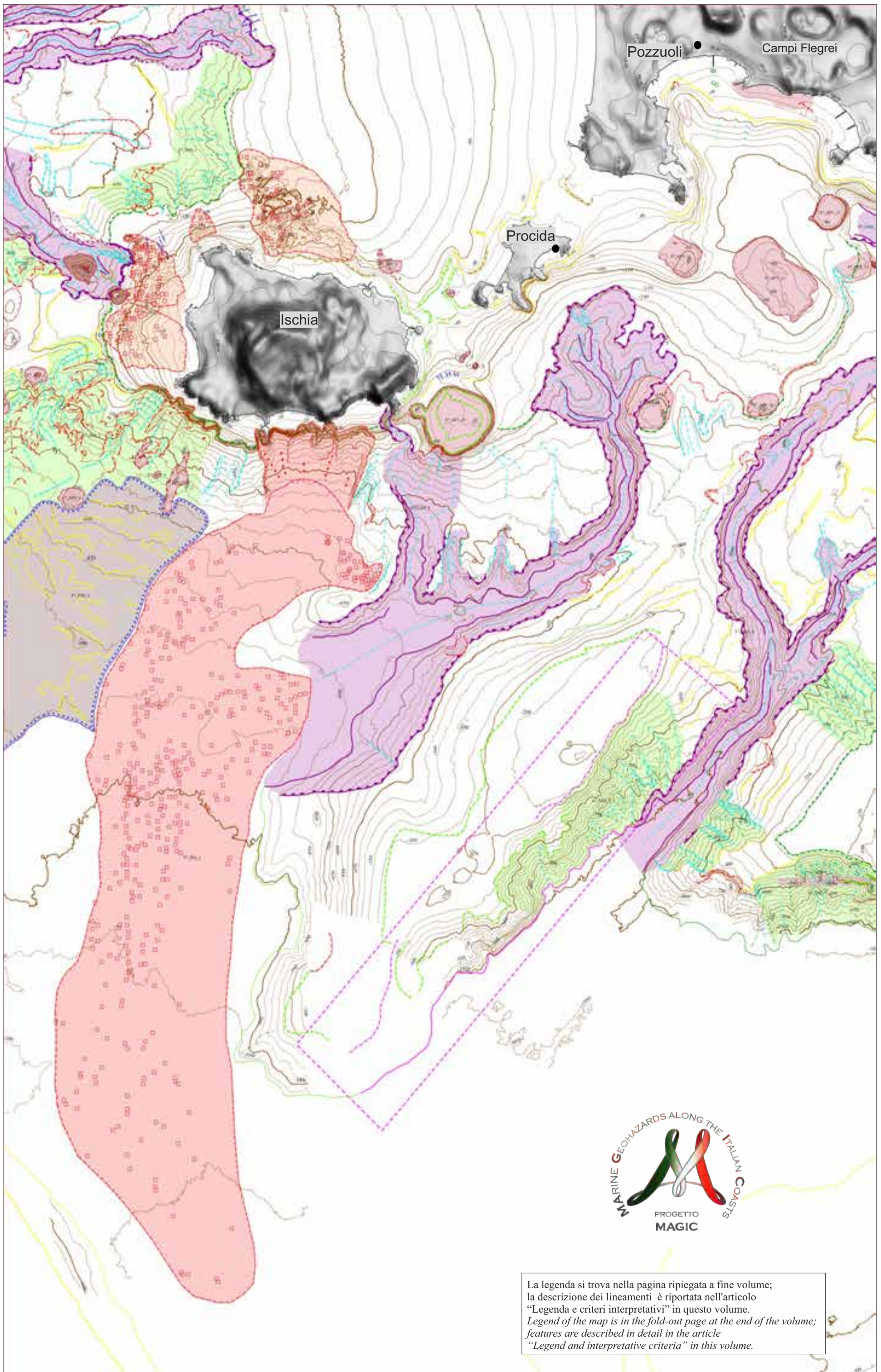
The depth of the edge of the recentmost TDS (between 140 and 160 m water depth) suggests that they formed during the maximum of the last glacial-eustatic cycle, about 20000 years ago.





FOGLIO 7 ISCHIA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

G. DE FALCO<sup>10^A</sup>, F. BUDILLON<sup>0^A</sup>, A. CONFORTI<sup>0^A</sup>, R. TONIELLI<sup>\*A</sup>, G. DI MARTINO<sup>\*\*A</sup>, S. INNANGI<sup>\*\*A</sup>, M. MISURACA<sup>^</sup>, E. MARSELLA<sup>^</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOLLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

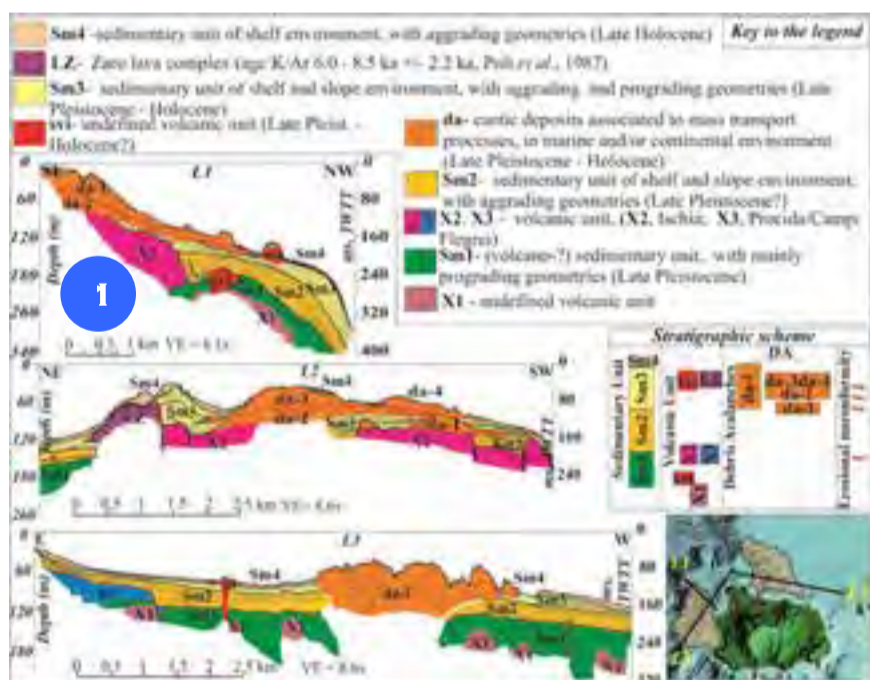


Il Foglio 7 “Ischia” comprende le Isole Flegree, la Baia di Pozzuoli, le aree di scarpata a sud di Ischia, il rilievo carbonatico intra-scarpata “Banco di Fuori” e le porzioni distali dei canyon Magnaghi e Dohrn, del margine continentale della Campania. Questo tratto di margine continentale mostra le caratteristiche tipiche di un dominio estensionale di retroarco (Malinverno e Ryan, 1986), con faglie normali, elevati flussi di calore, imponenti volumi di formazioni ignimbriche (Ferrucci et al., 1989; Della Vedova et al., 2001; Bellucci et al., 2006) ed elevati tassi di subsidenza (Milia e Torrente, 2007; Milia et al., 2006). Ischia e i Campi Flegrei sono centri vulcanici attivi con intensa attività idrotermale (Chiodini et al., 2004), sismicità localizzata (Cubellis et al., 2004) e deformazione al suolo documentata storicamente (Buchner et al., 1996; Orsi et al., 1996). L’attività vulcanica di Ischia, Procida e dei Campi Flegrei è caratterizzata da centri eruttivi monogenici, con eruzioni di piccola scala, ed eventi di ordine maggiore correlati all’emissione di ignimbriti e *fall out* piroclastici (Rosi et al., 1987, Scarpata et al., 1993; Bellucci et al., 2006). Le eruzioni maggiori sono associate a formazioni di caldere e successive risorgenze, come testimoniato dal Monte Epomeo ad Ischia (Orsi et al., 1991) e, secondo alcuni autori, dal Terrazzo della Starza ai Campi Flegrei (Di Vito et al., 1999; Steinmann et al., 2016). L’Isola di Ischia costituisce un complesso vulcanico alcali-trachitico ed è parte di una più ampia lineazione vulcanica localizzata ad ovest del Golfo di Napoli (Vezzoli, 1988; Bruno et al., 2002). Gli eventi eruttivi più imponenti si collocano tra i 70 ka e i 50 ka ed includono la deposizione del Tufo Verde del Monte Epomeo avvenuta circa 55 ka fa (Regione Campania, 2011). Dati geologici e geofisici indicano che il settore centrale dell’isola è stato in sollevamento da circa 33 ka e che la dinamica della deformazione ha controllato largamente l’evoluzione morfologica dell’area (Gillot et al., 1982; Orsi et al., 1991; Barra et al., 1992; de Vita et al., 2006), ed in particolare i collassi gravitativi dei fianchi acclivi (Chiocci e de Alteriis, 2006). Procida e Vivara sono il risultato di un vulcanismo prevalentemente idromagmatico con coni monogenici, cupole laviche e depositi piroclastici di età compresa tra 40 ka e 20 ka (Rosi et al., 1988; de Astis et al., 2004). Attualmente la piattaforma continentale mostra un’estensione variabile da oltre 20 km nel Golfo di Gaeta fino a poche centinaia di metri a sud di Ischia. Il settore delle isole flegree mostra una piattaforma irregolare perché include un esteso sistema di banchi vulcanici e le testate dei canyon Magnaghi e Dohrn (Canale dell’Ammontatura). I punti di criticità nel foglio, ipotizzabili esclusivamente sulla base delle morfologie sottomarine, sono associati alle scarpate scoscese ed anfiteatri erosivi, a evidenze di emissioni di fluidi e testate di canyon a breve distanza dalla costa.

*The Sheet 7 “Ischia” is located on the Campania continental margin and includes the Phlegraean Islands, the Pozzuoli Bay, the slope areas south of Ischia, the intra-slope carbonatic relief “Banco di Fuori” and the distal sectors of canyons Magnaghi and Dohrn. This continental margin shows the typical characteristics of an extensional back-arc domain (Malinverno and Ryan, 1986), with normal faults, elevated heat flows, high volumes of ignimbritic formations (Ferrucci et al., 1989; Della Vedova et al., 2001; Bellucci et al., 2006) and high subsidence rates (Milia and Torrente, 2007; Milia et al., 2006). Ischia Island and “Campi Flegrei” are active volcanic areas, as proved by the intense hydrothermal activity (Chiodini et al., 2004), localized seismicity (Cubellis et al., 2004) and historical ground deformation (Buchner et al., 1996; Orsi et al., 1996).*

*The volcanic activity of Ischia, Procida and “Campi Flegrei” is characterized by low intensity eruptions from small monogenic eruptive centers, and major events mostly correlated to thick ignimbritic flows and pyroclastic fall out (Vezzoli, 1988; Scarpata et al., 1993; Bellucci et al., 2006). Large eruptions have been accompanied by caldera formations and further resurgence, as testified by Mount Epomeo at Ischia Island (Orsi et al., 1991) and, according to some authors, La Starza Terrace at “Campi Flegrei” (Di Vito et al., 1999; Steinmann et al., 2016). Ischia Island constitutes an alkali-trachytic volcanic complex and is part of the wider volcanic complex located westwards (Bruno et al., 2002). The most important eruptive events occurred between 70 ka and 50 ka and include the deposition of the Monte Epomeo Green Tuff, about 55 ka BP (Carta Geologica dell’Isola d’Ischia). A wide range of geological and geophysical data indicates that Ischia Island has been uplifted during the past 33 ka and that the ground deformation controlled the morphological evolution of the island (Gillot et al., 1982; Orsi et al., 1991; Barra et al., 1992; de Vita et al., 2006), also inducing the collapses of the lateral flanks (Chiocci and de Alteriis, 2006). The Procida and Vivara islands are the result of phreatomagmatic eruptions that led several monogenic tuff cones and rings to coalesce and produce mainly surge type pyroclastic deposits and occasional lava domes (Rosi et al., 1988; de Astis et al., 2004), between 40 ka and 20 ka BP. The continental shelf shows a varying extension from a maximum of about 20 km in the Gulf of Gaeta to much less than 1 km south of Ischia Island, where volcanic banks and heads of canyons occur. Based on the submarine topography, hazardous morphological features are represented by erosive scarps and amphitheatres, fluid seepages and canyon heads at short distance from the coast.*

## I COLLASSI GRAVITATIVI A NORD E A OVEST DELL’ISOLA D’ISCHIA



La storia olocenica e pre-olocenica dell’Isola di Ischia è contraddistinta da eventi di collassi gravitativi che hanno coinvolto i versanti emersi e sommersi dell’isola nei settori sud, nord e ovest. Lungo il settore meridionale si registrano almeno due eventi maggiori che hanno depositato due *debris avalanche/debris flows*, di cui il più antico ha più di 23 cal ka BP ed il più recente, di epoca storica, si è sviluppato per circa 50 km verso sud, ad oltre 1000 m di profondità (Chocci et al., 1998; Chiocci e de Alteriis, 2006; de Alteriis et al., 2010). I *debris avalanche* (**da**) che affiorano nel settore settentrionale e occidentale dell’isola (Fig. 1) mostrano una struttura lobata in appoggio su depositi di piattaforma continentale e risultano piuttosto rilevati (Budillon et al., 2003; de Alteriis e Violante, 2009). Alcuni blocchi del **da** nel settore nord hanno raggiunto la testata del canyon prospiciente il Promontorio di Zaro e sono stati dislocati in profondità lungo l’asse del thalweg. Linee sismiche acquisite per il progetto di cartografia geologica delle aree marine (Regione Campania, 2011), non calibrate da sondaggi diretti, e quindi interpretabili in termini relativi, evidenziano le relazioni geometriche tra i **da**, le

unità sedimentarie marine e le unità “sorde”. Si riconoscono successioni deposte in ambiente marino e costituite da materiale epiclastico di natura vulcanica e probabilmente da depositi sottili e ben cerniti da caduta, di cui alcune prevalentemente aggradanti (Sm2 e Sm4), a cui si intercalano le unità vulcaniche corrispondenti a formazioni piroclastiche e laviche dell’Isola di Ischia (X1, X2, svi) e Procida/Campi Flegrei (X3) e dei *debris avalanche* (**da**). I cumuli ascrivibili ai **da**, distinti a nord e ad ovest, registrano più eventi da collasso gravitativo tra il Pleistocene superiore e l’Olocene. Di questi, il **da** a nord (**da-i**) ha base erosiva molto netta e rilievo positivo, tuttavia dalle registrazioni sismiche non è possibile riconoscere la suddivisione tra i due eventi che invece è stata ipotizzata sulla base delle morfologie a fondo mare (Budillon et al., 2003; de Alteriis e Violante, 2009). Nel settore ad ovest di Ischia sono riconoscibili quattro cumuli (**da1-da4**), che si interdigitano tra le unità Sm3 e Sm4, o che poggiano con contatto erosivo direttamente sull’unità Sm2 e su X2, a testimoniare l’“impatto” di tali eventi in ambiente marino costiero.

*The Holocene and pre-Holocene geological evolution of Ischia Island is punctuated by catastrophic slope failure events of the emerged and submerged lateral flanks of the resurgent caldera, which caused the deposition of hummocky debris avalanches (**da**) and debris flows.*

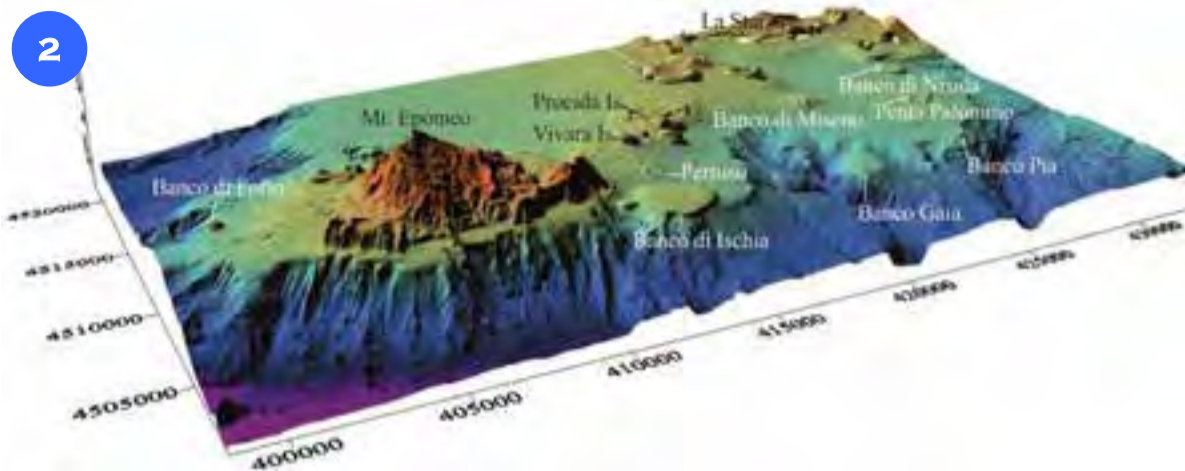
*The most impressive landslides scoured deeply into the southern flank of the island, sometime before 23 cal ka BP and in historical times, moving the blocks downslope for about 50 km southwards (Chiocci et al., 1998; Chiocci and de Alteriis, 2006; de Alteriis et al., 2010).*

*The western and northern **da** are hummocked, relieved (Fig. 1) and superposed to the shelf deposits by erosive contacts.*

*Single-channel seismic profiles show the geometrical relations among **das**, marine units and volcanic substrata, allowing the stratigraphic reconstruction of the failure events, only in relative chronological terms. Four marine sedimentary units, displaying mainly prograding (Sm1 and Sm3) and aggrading (Sm2 and Sm4) geometries are interbedded with pyroclastic and lava units of Ischia (X1, X2, svi) and Procida/Campi Flegrei (X3) and with debris avalanche units (**da**), spanning the late Pleistocene - Holocene.*

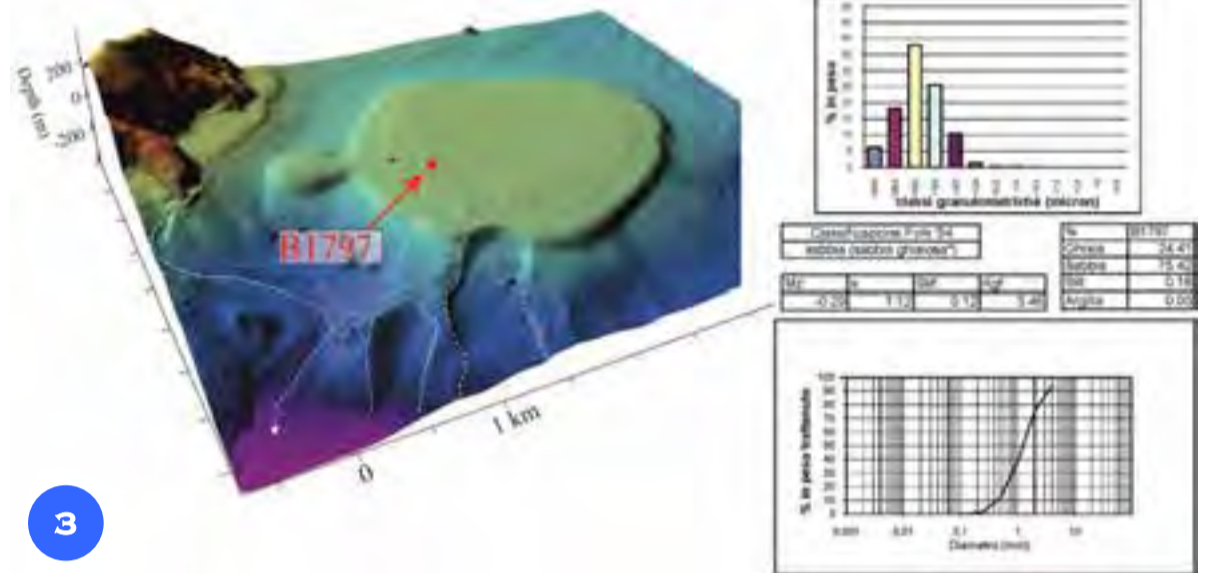
*At least four **das** settled on the western shelf of the island, showing planar erosive basal boundaries, while to the north, the **da** (**da-i**) deeply carved into Sm3 and Sm2 units. However, according to Budillon et al., (2003) and de Alteriis and Violante (2009) the **da-i** unit may represent two events as it results by DEM interpretation.*

## I BANCHI VULCANICI



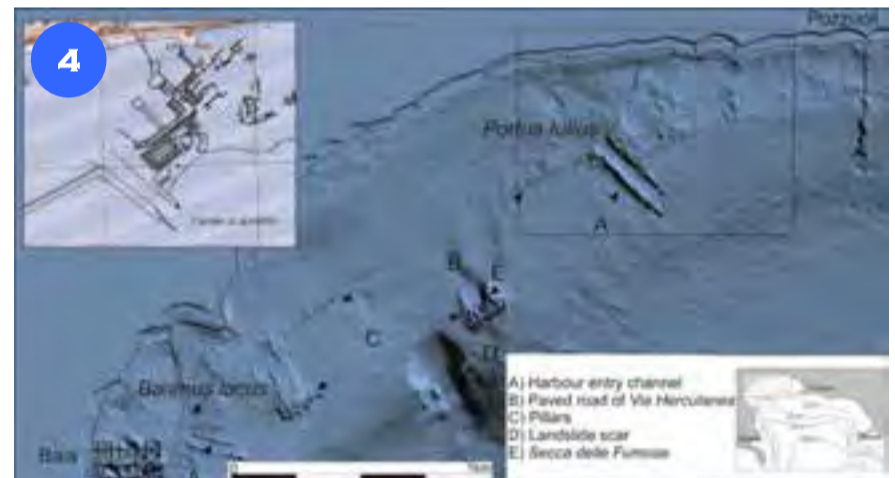
Le Isole Flegree ed il Golfo di Pozzuoli presentano al loro intorno vari banchi di origine vulcanica (Fig. 2), che si elevano fino a circa 25 m di profondità. Questi sono apparati vulcanici di vario tipo e dimensioni (*tuff ring*, *tuff cone*), a volte parzialmente collassati o composti (Milia et al., 2006; Milia, 2010; Steinmann et al., 2016), e costituiscono ambienti di sedimentazione molto peculiari. Infatti, la scarsità degli apporti silicoclastici dall'entroterra, determina una sedimentazione in prevalenza bioclastica e organogena, anche a profondità elevate. I sedimenti al top di alcuni di tali edifici sono caratterizzati da tessiture grossolane e associazioni faunistiche tipo *maerl*. In Figura 3 è mostrato il Banco d'Ischia, un edificio tronco-conico, di età compresa tra 55 ka e 75 ka BP (Regione Campania, 2011), molto ben conservato, la cui superficie sommitale spianata è a 29 m di profondità, affiancato da un piccolo cono avventizio, ad ovest. Le analisi granulometriche eseguite su campioni di fondo prelevati con benna, mostrano le alte percentuali di ghiaia e sabbia, di natura organogena, bioclastica e secondariamente vulcanoclastica.

Several volcanic banks occur in the offshore area of the Phlegrean Islands and Pozzuoli Gulf (Milia et al., 2006), rising up to shallow depth and reaching about 25 m depth (Fig. 2). Banks are monogenic volcanic edifices of different types (*tuff ring*, *tuff cones*), very well-preserved, with flat top and sometimes failure of flanks (Fig. 3). At their top, peculiar sedimentary associations have been observed, due to the paucity of siliciclastic supply from land. As a consequence, coarse bioclasts and organogenous clasts dominate even at high depths. The Ischia Bank (Fig. 3), is a very well-preserved tronco-conical volcanic bank, 2.6-km-wide and characterized at the top by a flat erosional surface 29-m-deep. A small edifice 500-m-wide is on the western flank. Seabed samples and grain size analysis highlight the conspicuous percentages of coarse bioclasts and *maerl* seabed association.



## IL GOLFO DI POZZUOLI

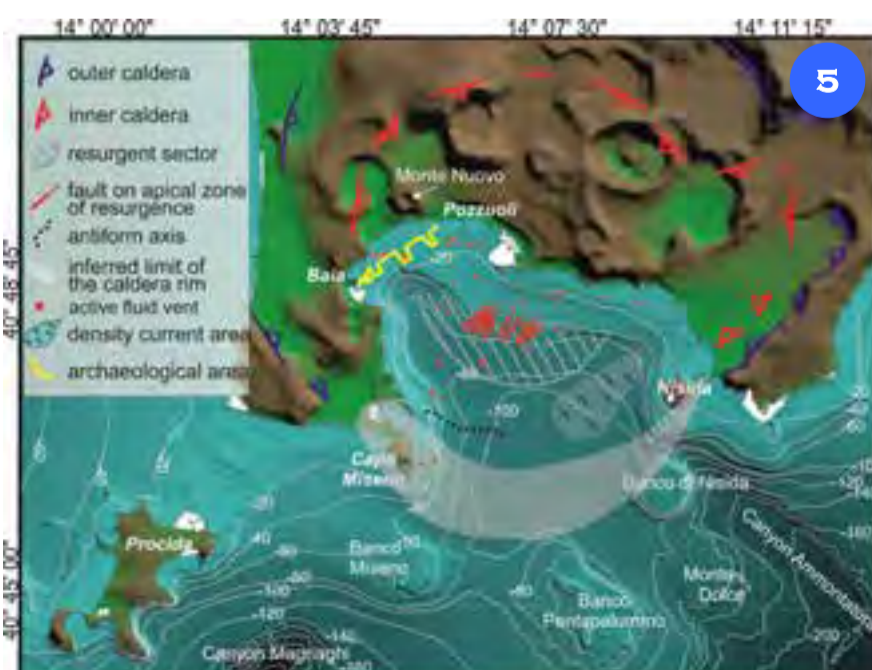
L'area dei Campi Flegrei, intensamente antropizzata, è caratterizzata da un campo vulcanico attivo tra i più pericolosi a scala globale, costantemente monitorato (De Natale et al., 2017). L'evoluzione e la struttura del campo vulcanico sono oggetto di un intenso dibattito scientifico, che negli anni ha prodotto diversi modelli evolutivi (Lirer et al., 1987; Rosi et al., 1987; Rosi et al., 1988; De Vivo et al., 2001; Orsi et al., 1996; Zollo et al., 2002; Rolandi et al., 2003; Bellucci et al., 2006; Acocella, 2008; Milia e Torrente, 2011). Alcuni autori riconoscono una depressione calderica sub-circolare di circa 12 km ed una più interna di circa 8 km, attribuite all'attività eruttiva che ha dato luogo al Tufo Grigio Campano (TGC) circa 39 ka BP e al Tufo Giallo Napoletano 15 ka BP (Rosi et al., 1983; Deino et al., 2004). Il Golfo di Pozzuoli è la parte sommersa della depressione calderica e consiste in un'area bacinale profonda circa 110 m limitata a sud da una serie di banchi vulcanici, di età compresa tra 100 ka e 8 ka BP (Milia, 2010). Deformazioni verticali del suolo, sismicità a bassa profondità (3-4 km) e intensa attività fumarolica sono documentati nella parte centrale della caldera sin dai tempi storici (Piochi et al., 2013 e riferimenti) e l'ultima attività eruttiva risale al 1538 AD quando, ad una fase di marcato sollevamento del suolo durata circa un secolo, seguì la formazione di un cono di scorie, Monte Nuovo, oggi alto circa 130 m (Rosi et al., 1983). Agli effetti del fenomeno bradisismico di lungo termine è dovuta la sommersione a circa -6,5 m di vestigia del periodo Imperiale romano, nel settore nord-occidentale del golfo (Fig. 4, modificata da Budillon et al., 2011a; Passaro et al., 2013), che oggi costituiscono un parco archeologico sommerso di incredibile ricchezza e conservazione (Passaro et al., 2013), l'emersione del Terrazzo della Starza e la struttura domiforme nel golfo (Orsi et al., 1996; Sacchi et al., 2014) (Fig. 5 modificata da Sacchi et al., 2014; Somma et al., 2016; Steinmann et al., 2018). Studi recenti nel settore marino identificano risaltate di fluidi (Di Napoli et al., 2016), faglie apicali associate alla deformazione fragile delle coltri marine coinvolte nella risorgenza ed un sistema di *ring fault*, interpretato come bordo calderico (Steinmann et al., 2016, 2018).



The Campi Flegrei (CF) area, a deeply anthropized coastal sector facing the central Tyrrhenian Sea, is regarded as one of the world's most hazardous volcanic areas (De Natale et al., 2017), constantly monitored.

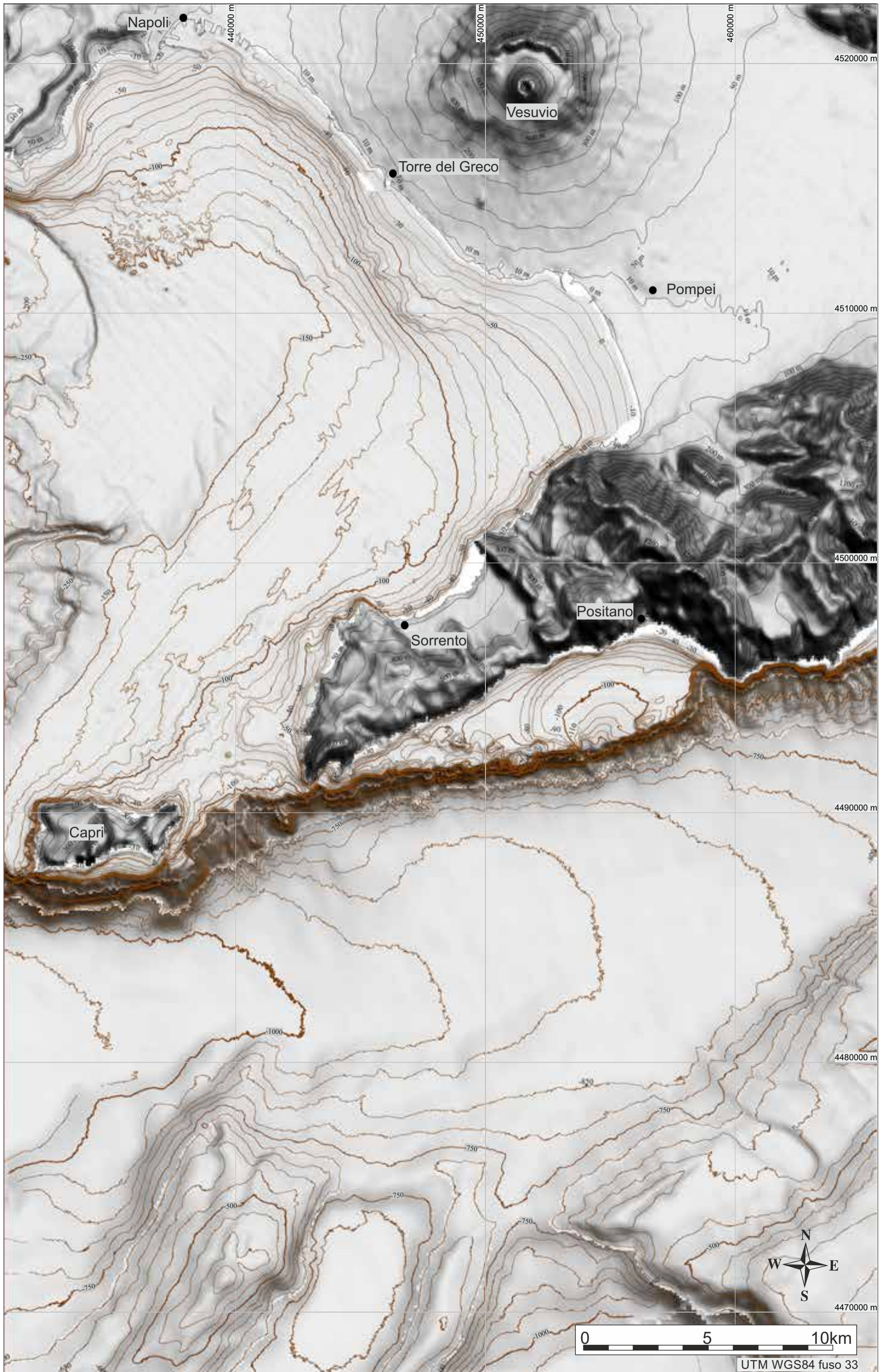
According to several authors, the CF are marked by a quasi-circular outer and inner caldera depression, formed by huge ignimbritic eruptions, namely the Tufo Grigio Campano (TGC) at ~39 ka BP and the Neapolitan Yellow Tuff (NYT) at ~15 ka BP, respectively (Rosi et al., 1983; Deino et al., 2004). Despite ample research, the formation history is still much debated and even the existence of the CF caldera has been questioned and different evolutionary models have been outlined over the last decades (Lirer et al., 1987; Orsi et al., 1996; Zollo et al., 2002; Rolandi et al., 2003; Bellucci et al., 2006; Acocella, 2008; Milia and Torrente, 2011). The Pozzuoli Bay is the offshore counterpart of the CF and consists of a central basinal area as deep as 110 m, bounded southwards by three submerged volcanic banks, spanning 100-8 ka BP in age (Milia, 2010). Vertical ground deformation, seismicity as shallow as ~3-4 km, intense fumarolic activity, both on land and at sea, have been affecting the central part of the CF over the last 2 kyr (Piochi et al., 2013 and references therein). The latest eruptions occurred in the 1538 A.D. and gave rise to Monte Nuovo edifice following a short period of positive ground deformation (Rosi et al., 1983). As a consequence of the long-term bradyseism events, the ancient Romans' ports of Miseno, Baia and Portus Julius, in the western sector of the bay, are presently drowned several metres below the actual mean sea level (Passaro et al., 2013) (Fig. 4, modified after Budillon et al., 2011a and Passaro et al., 2013), while the seafloor and the coastal sector in the central-eastern part of the CF have been uplifted by resurgence phenomena (Fig. 5, modified after Sacchi et al., 2014; Somma et al., 2016; Steinmann et al., 2018).

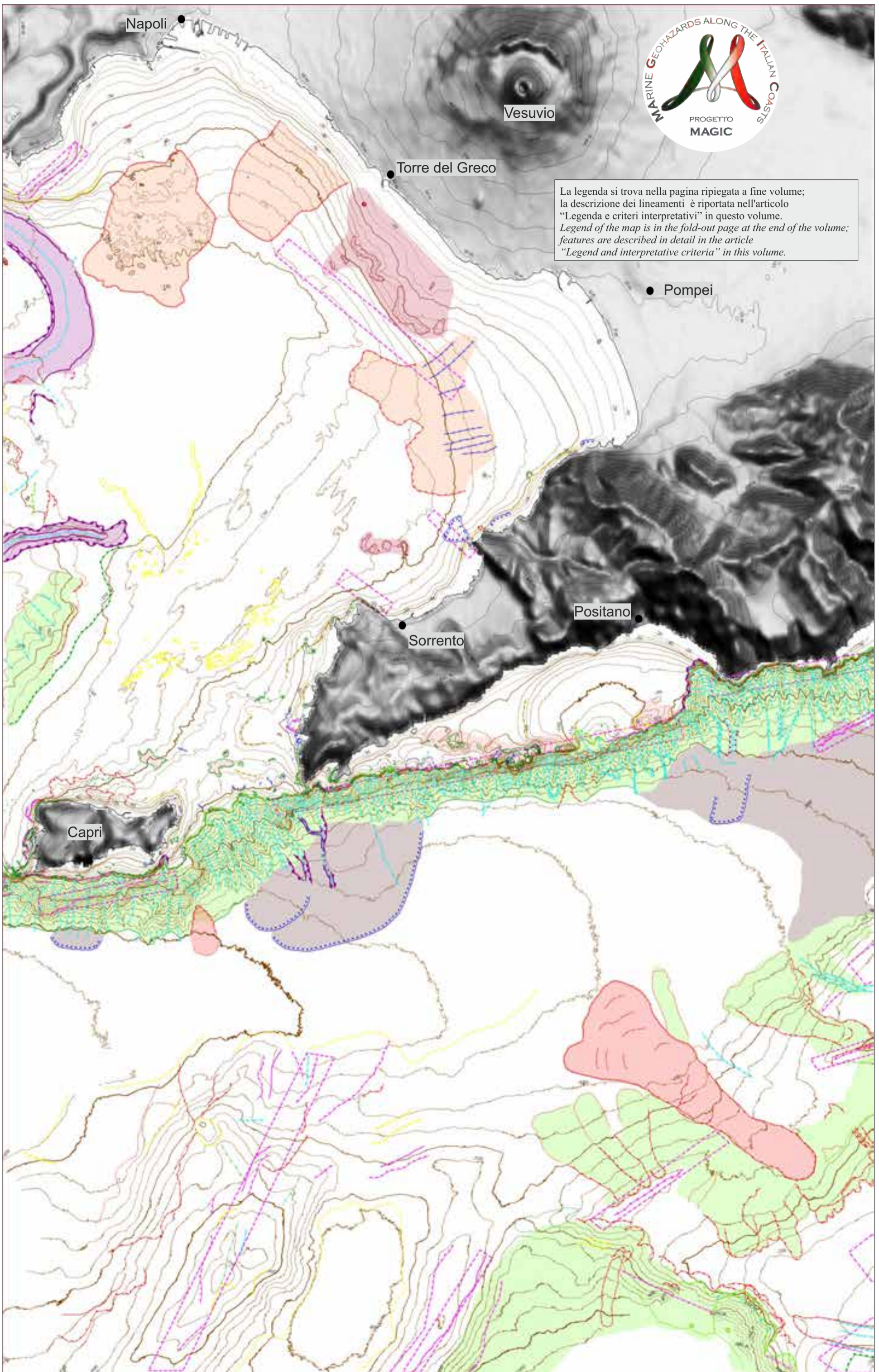
In the last century, three main episodes of short-term uplift phases occurred on land and offshore, generating a net uplift of  $3.8 \pm 0.2$  m (Del Gaudio et al., 2010). The last two episodes caused the temporary evacuation of thousands of people as a measure of risk mitigation and civil protection. Recent offshore investigations focused on the hydrothermal vents in the bay (Somma et al., 2013; Di Napoli et al., 2016) and on the loci of major vertical ground uplift (Steinmann et al., 2016, 2018). Results highlight the occurrence of subvertical apical faults linked to the extensive post-caldera doming of the seafloor and a ring fault system, marking the caldera southern rim.





FOGLIO 8 NAPOLI



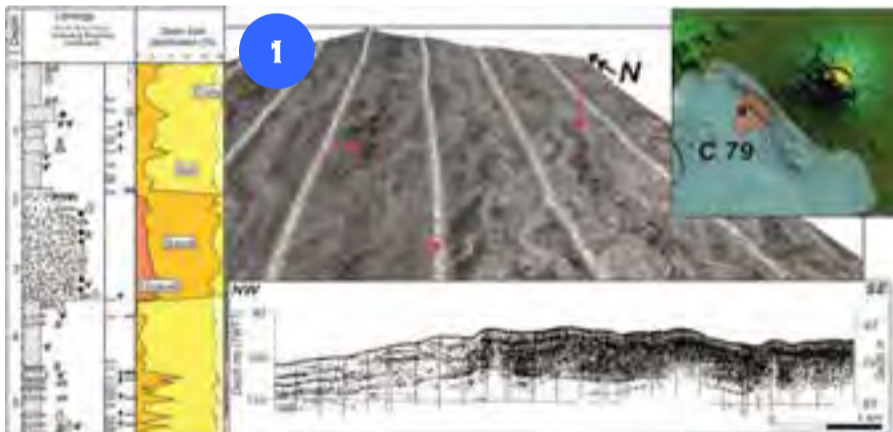


La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

Il Foglio 8 "Napoli" è localizzato sul margine continentale della Campania nella parte orientale del Golfo di Napoli e quella occidentale del Golfo di Salerno; comprende quindi l'*offshore* vesuviano, le aree circostanti l'isola di Capri e tutto l'*offshore* di Positano con i settori profondi del Golfo di Salerno. Il Golfo di Napoli occupa la porzione sud-occidentale della depressione morfo-strutturale che include la Piana Campana, ed è separata da una analoga depressione più a sud, che include il Golfo di Salerno/Piana del Sele, dalla Penisola Sorrentina. La Piana Campana è ribassata strutturalmente da una serie di faglie dirette lungo i bordi ed è colmata da alcune migliaia di metri di sedimenti alluvionali, marini e prodotti vulcanici, provenienti dai limitrofi settori di catena e dai centri eruttivi campani (Ippolito et al., 1973). Il Golfo di Napoli è impostato in un *half-graben* di età medio-pleistocenica, interessato da faglie principali NE-SO e NO-SE. Il lineamento che separa il settore NO da quello SE, allineato con il Canyon Dohrn ed il Banco di Fuori (Milia, 2000; Aiello et al., 2001), divide un'area a NO in cui vi è una predominanza delle strutture vulcaniche, da un'altra a SE dove prevalgono morfologie di origine sedimentaria. Il Golfo di Salerno è anch'esso costituito da un *half-graben* la cui faglia principale è collocata a sud della Costiera Amalfitana, che presenta una scarpata che si raccorda ad una piana collocata a circa 1000 m di profondità, la "Valle di Salerno". L'assetto morfo-batimetrico dell'area evidenzia che l'intera piattaforma continentale è controllata strutturalmente; la ripida scarpata continentale si presenta con una morfologia piuttosto irregolare per la presenza di numerosi canali ed incisioni a fondo mare con bassissimo grado di gerarchizzazione, che partono direttamente dal ciglio della piattaforma, a breve distanza dalla costa, e che costituiscono trappole per i sedimenti costieri. All'acclive morfologia della scarpata settentrionale della Valle di Salerno, dominata da un sistema erosivo di tipo calanchivo, si contrappone la minore pendenza del versante meridionale caratterizzata da diffusi fenomeni franosi. In questa area si individua un sistema complesso di frana (Budillon et al., 2014) costituito da un fronte erosivo esteso circa 12 km, lungo il quale si riconoscono più zone di evacuazione disposte in differenti fasce batimetriche e varie zone di accumulo ai piedi delle scarpate. A sud della Valle di Salerno si riconoscono due alti strutturali separati da un piccolo bacino intra-scarpata, la cui formazione è collegabile alle fasi distensive che hanno formato l'*half-graben* del Golfo di Salerno (Bartole et al., 1984; Sacchi et al., 1994).

*The Sheet 8 "Napoli" is located on the continental margin off the Campania region and includes the Gulf of Naples (Vesuvius offshore and surrounding territory), and the distal sector of the Salerno Gulf with the surroundings of the Capri Island, and the deep part of the Salerno Valley, an elongated depression more than 1000-m-deep. The Gulf of Naples is located in the southwest part of a morpho-structural depression that includes, on the mainland, the Campania Plain, and is separated by the Sorrento peninsula structural high by the Salerno Gulf/Piana del Sele that is the westward prosecution of an analogous depression that hosts the Sele Plain. The Campania Plain is structurally lowered by normal and listric faults and is filled by some thousands of meters of sediments coming from the dismantling of the Apennine chain and of volcanic products, erupted by volcanic vents of the Campanian volcanic province (Ippolito et al., 1973). The Naples and Salerno Gulfs lay in two adjacent half-graben which started forming in the Middle Pleistocene (Milia et al., 1999), and represent peri-Tyrrhenian basins (Bartole et al., 1983); the Gulf of Naples is affected by two main systems of normal faults, NE-SW and NW-SE oriented, respectively. A main structural lineament located in correspondence of the Dohrn Canyon, north of Banco di Fuori relief, separates the NW sector, where the submarine topography is dominated by volcanic processes and morphologies, from a SE-one, where sedimentary features prevail. The Salerno half-graben is outlined by a main listric normal fault, located south of the Sorrento Peninsula. The morpho-bathymetric features of this tract of margin depict a tectonically-controlled setting, that originate a very steep slope, connecting the narrow shelf to the deep part of the "Salerno Valley". The slope is affected by extensive erosional processes that configure a deep carved scarp, made by deep furrows and gullies alternated with crests, that run close the coast transferring coastal sediment downslope. The southern slope of the Salerno Valley is characterized by recurrent mass failure processes. In this area a complex landslide system has been recognized (Budillon et al., 2014), exceeding 12 km in width, and generating compressional ridges and an apron belt in the toe region and deep trench and slope scars in the depletion area. In the southern part of the Salerno Valley, two structural reliefs separated by a small basin occur; their formation is related to the extensional phases that have formed the Salerno Gulf half-graben (Bartole et al., 1984; Sacchi et al., 1994).*

## I DEPOSITI DELL'ERUZIONE VESUVIANA DEL 79 DC IN PIATTAFORMA E LA STRUTTURA DEL BANCO DELLA MONTAGNA

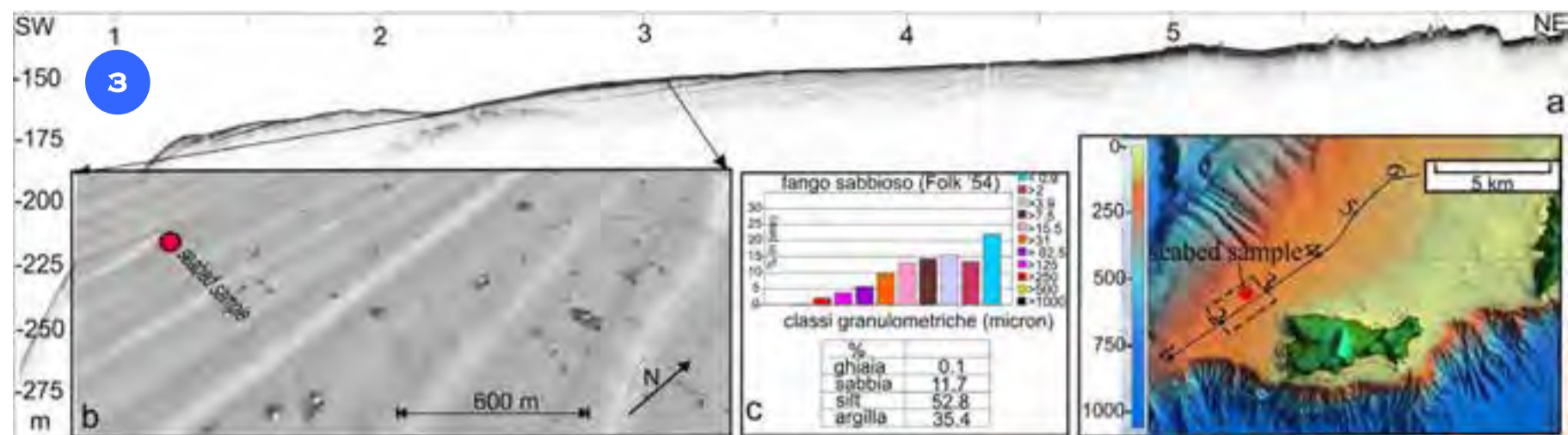


Uno degli eventi più imponenti dell'attività recente del Vesuvio è senza dubbio l'eruzione del 79 DC. di Pompei. La dispersione dei prodotti prevalentemente verso sud-est ha determinato accumuli rilevanti nelle aree marine del Golfo di Napoli e Salerno e sui rilievi della penisola sorrentina, con spessori dei depositi da caduta e dei flussi a terra dell'ordine di metri nelle aree prossimali e di decimetri nelle aree distali (Sigurdsson et al., 1985; Lirer et al., 1993). I dati geofisici e le campionature in mare delineano impatti catastrofici nell'ambiente marino costiero (Sacchi et al., 1995; Milia et al., 2008). In figura 1 è visibile una mappa di *backscatter* su una zona di affioramento di *sediment wave*, formate da materiale piroclastico, prodotto dall'eruzione del 79 DC. del Vesuvio. La linea chirp orientata parallelamente alla linea di costa vesuviana (Fig. 1), evidenzia una facies caotica corrispondente all'unità correlata ai flussi piroclastici dell'eruzione del 79. Nella stessa figura è riportata la stratigrafia della carota C79 campionata nell'area di affioramento delle *sediment wave* (da Milia et al., 2008). Al di sotto del drappaggio di sedimenti marini si riconosce il deposito piroclastico che forma le morfologie. Tale deposito corrisponde litologicamente e chimicamente ai prodotti dell'eruzione vesuviana di Pompei. Il Banco della Montagna è un alto vulcanico controllato strutturalmente con morfologie *hummocky* (Insinga, 2003; D'Argenio et al., 2004; Passaro et al., 2014). La struttura è successiva ai 12 ka BP ed è formata da un complesso sistema di duomi che risale attraverso depositi piroclastici e di basso stazionamento (Passaro et al., 2016). La risalita dai duomi è probabilmente indotta dalla sovrappressione di fluidi intrappolati tra strati saturi di gas (Ventura et al., 2016). La struttura si estende per circa 4 km tra i 100 ed i 180 m di profondità ed è caratterizzata da una morfologia convessa leggermente basculata a sud. I depositi vulcanici hanno la stessa affinità chimica dei prodotti dei campi Flegrei (Insinga, 2003; D'Argenio et al., 2004).

*The Pompei eruption in 79 A.D. is the most remarkable and catastrophic volcanic event of Mt. Vesuvius in historical time. The dispersal of pyroclastic fall-out and flows impacted mainly toward the south east and southwest, and thick volcanoclastic beds were deposited in the surroundings of the vent (Sigurdsson et al., 1985; Lirer et al., 1993). Geophysical surveys and seabed sampling have shown the catastrophic impact of the pyroclastics in the marine coastal environment (Sacchi et al., 1995; Milia et al., 2008). A backscatter image of the seabed off the Vesuvius shore shows a set of oriented sediment waves, formed by the entrance into the sea of the pyroclastic flow. The subsurface stratigraphy is characterized by chaotic facies related to the sudden settlement of the fluxes (Fig. 1). The Core C79 stratigraphy, representative of the sediment wave area, shows that below the fine drape of post-eruptive marine sediment, a thick bed of coarse lapilli pumices and scoria, up to 2-m-thick, occurs, corresponding in lithology and geochemistry to the Mt. Vesuvius products deposited on the mainland (modified from Milia et al., 2008).*



*The Banco della Montagna (Figure 2, modified from Passaro et al., 2016) is a morphologic hummocky-like relief on the continental shelf of the Naples Gulf, mainly made of volcanoclasts (Insinga, 2003; D'Argenio et al., 2004; Passaro et al., 2014). It extends for about 4 km between -100 and -180 m depth, and is characterized by a convex, southward-tilted shape. The structure, whose inferred age is < 12 ka B.P., is a dome-like feature rising from the pyroclastic and marine layers, cropping out from the post-LGM deposits (Passaro et al., 2016). The doming process is probably driven by overpressure generated by fluid vents entrapped in gas-saturated layers (Ventura et al., 2016). The bulk of the volcanics has the same chemical affinity as the Phlegrean Fields products (Insinga, 2003; D'Argenio et al., 2004).*



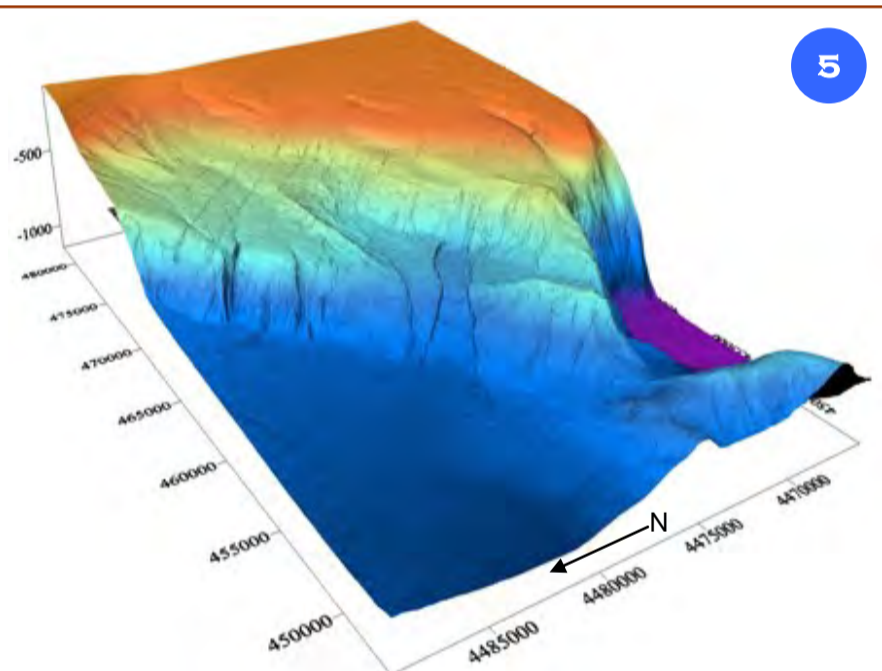
La piattaforma continentale localizzata a nord di Capri è caratterizzata da uno scarso apporto sedimentario terrigeno, che favorisce la sedimentazione bioclastica e organogena; i dati geofisici (SBP e SSS) hanno documentato per la prima volta centinaia di pinnacoli di organismi costruttori e incrostanti su fondali fangosi tra gli 80 e i 180 m. In figura 4 sono mostrati: A) le geometrie sismo-stratigrafiche della piattaforma esterna, che è caratterizzata da corpi sabbiosi di spiaggia relitta di età pleistocenica, deposti su un margine progradante (Pleistocene medio); B) le immagini side-scan sonar mostrano numerosi *pinnacled reef* (alti fino a 20 m) che si ergono dal fondale fangoso; tali biocostruzioni sono circondate da una corona di detrito bioclastico proveniente dalle associazioni sessili e dal loro disfacimento; in alcuni casi biocostruzioni coalescenti e/o ampie associazioni coralligene colonizzano il fondo marino duro e l'orlo di terrazzi di sabbie relitte cementate; c) le biocostruzioni possono individuarsi anche su fondo fangoso a profondità considerevoli (fino a 180 m) come documentato dall'analisi del campione B736, prelevato a 155 m di profondità.

The continental shelf located north of Capri Island is characterized by a scarce terrigenous sediment supply that favors the organogenous colonization of the seabed. The geophysical surveys by SBP and SSS sources documented in the area for the first time the occurrence of hundreds of pinnacle reefs between 80 and 180 m depth. In Fig 4 is shown: A) The sonar chirp profile, shot northwest of Capri, depicts the seismic stratigraphic geometries of the outer shelf, made of Late Pleistocene relic shore-sand wedges lying on a prograding marine wedge, Middle Pleistocene in age; B) the SSS mosaicked images of the seabed show a large number of isolated pinnacle-reefs (up to 20-m-high) elevating above the soft seabed and surrounded by a ring of coarse detrital talus, produced by the crumbling of sessile communities; in some cases coalescent pinnacled reefs or wide fouling coralligenous communities colonize the hard seabed and the rim of terraces on cemented relic sands; C) a fine-grained substratum could support the development of pinnacle-reefs at considerable depth (down to 180 m), as testified by the analysis of the B736 grab, collected at 155 m depth.

LA FRANA DI POSEIDONIA



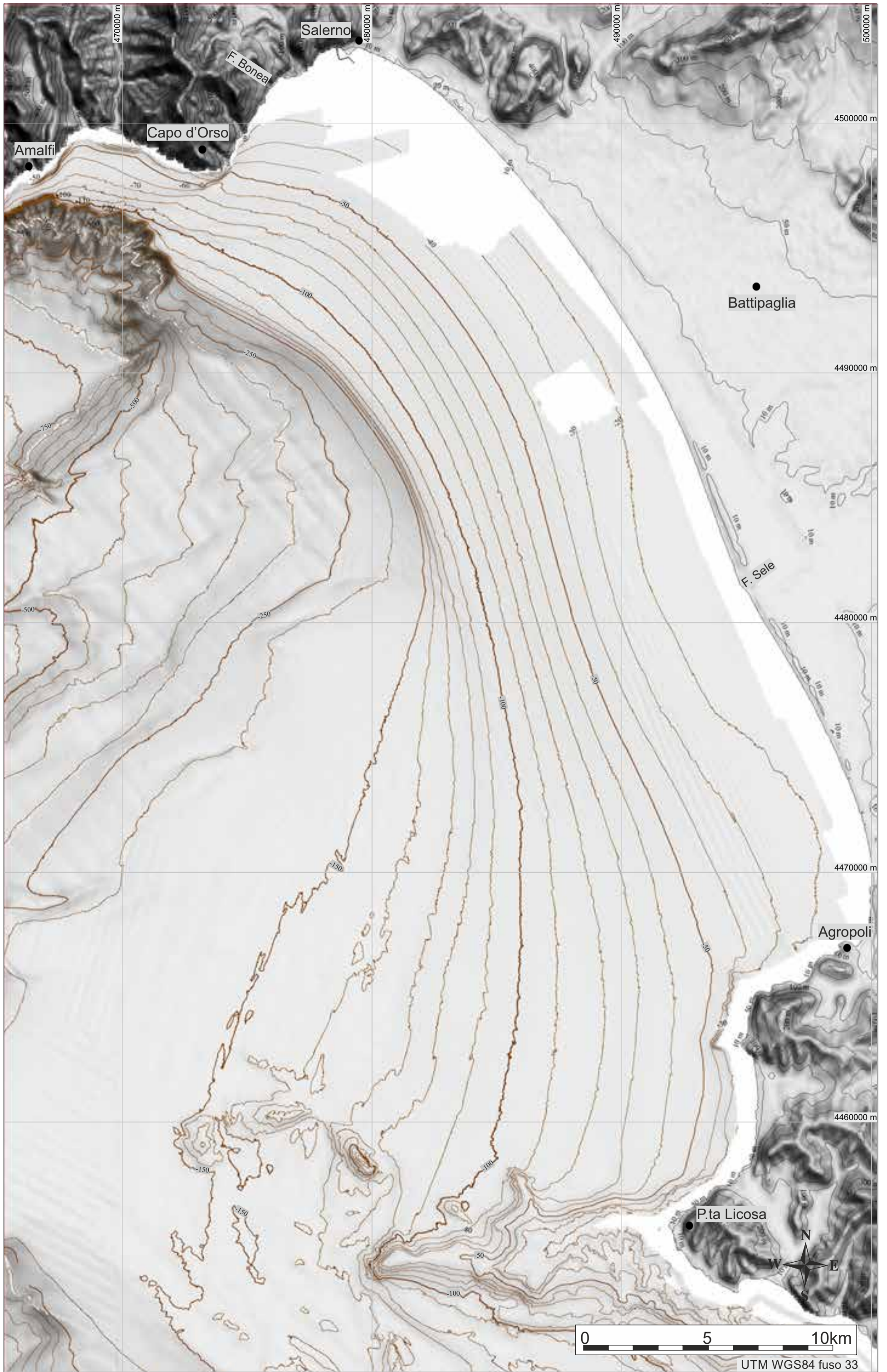
The southern slope of the Salerno Valley is affected by several mass failure features, outcropping and buried, which caused the uneven topography of the seabed (Fig. 4, modified from Budillon et al., 2014, and 5). The high resolution bathymetric data and seismic lines depict the complex landslide system named "Poseidonia", which consists of a buried father slide, whose maximum depth is as deep as 1.2 s in the seismic record, Middle Pleistocene in age, and a superficial one, Late Pleistocene in age. Figure 4a highlights the morphological features of the superficial landslide system and the relative deposits (in white), and also some lineaments inherited by the buried landslide complex (in red): 1) extensional fissure, 2) compressional fold axes in the toe region, 3) head scar, 4) lateral scar, 5) landslide deposit, 6) track of profiles in Figs. 4c and 4d. The C13 gravity core retrieved from the LES scar, enters a postslide hemipelagic succession as old as 22/24 ky and below, a mass flow deposits failed from the upper slope scar front. Figures 4c and 4d show the sonar chirp profiles shot across and along the instability front; Pos3 1 profile crosses the 14-km<sup>2</sup>-wide landslide scar (LES), whose lateral walls are about 20-40-m-deep; the line drawing of Arc\_pos\_1 profile shows that the deposits of the superficial landslide system mostly settled within two main depocentres: the shallowest is confined on a slope terrace controlled by the emergency of the compressional fold axes in the toe region of the father landslide system, while the deepest is settled in the Salerno Valley floor (Budillon et al., 2014). Despite the large volumes of sediment involved, no tsunami events should have been generated by the LES failure, given the paleo-depth at the time of the event (Alberico et al., 2018).

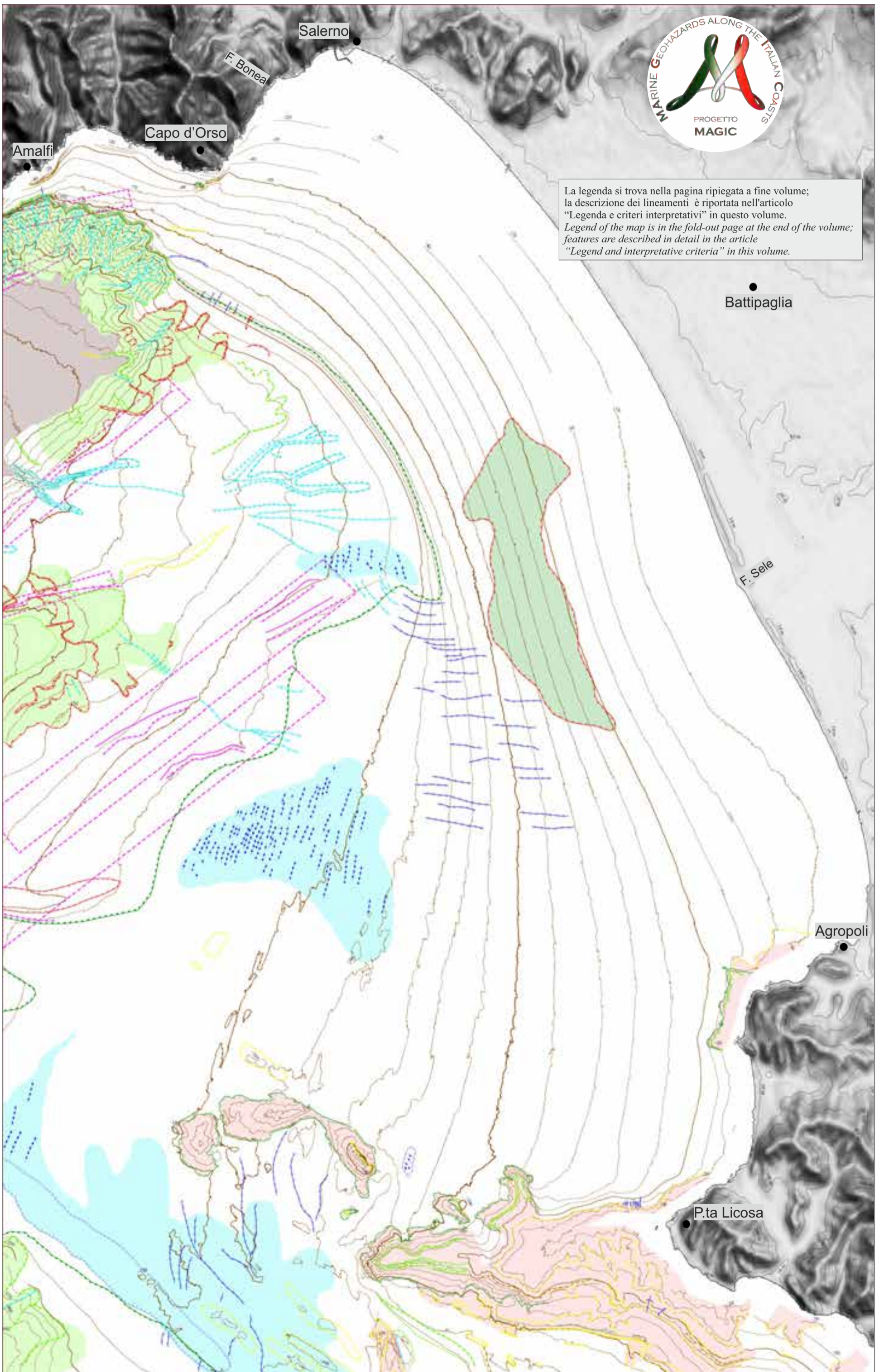


Il versante meridionale del Golfo di Salerno presenta una serie di fenomeni gravitativi estesi e complessi che hanno caratterizzato profondamente l'evoluzione morfologica della scarpata (Fig. 5) dalla fine del Pleistocene medio al Pleistocene superiore. I dati batimetrici di dettaglio ed i profili sismici mostrano gli elementi di questo complesso gravitativo definito "Poseidonia Slide" (Budillon et al., 2014). In Fig. 4 è mostrato: (a) il DEM con le caratteristiche morfologiche del sistema della frana di Poseidonia, in cui i lineamenti rossi marcano le morfologie ereditate dal sistema di frana sepolto (Pleistocene medio), con superficie di scorrimento visibile nelle linee sismiche fino a circa 1,2 s di profondità, e i lineamenti in bianco marcano le morfologie relative ai movimenti gravitativi più recenti (Pleistocene superiore); in particolare 1) scarpata principale, 2) asse di creste trasversali nella zona di piede, 3) scarpata di nicchia di frana, 4) scarpata di scorrimento laterale, 5) deposito di frana, 6) traccia dei profili in figure 4c e 4d. Un carotaggio a gravità prelevato nella nicchia più ampia del sistema di frana superficiale (LES) ha intercettato una successione emipelagica nella quale sono inclusi numerosi tefra da caduta emessi dai centri eruttivi dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio, deposti negli ultimi 15 ka. In base al tasso di sedimentazione medio è possibile datare la base del drappaggio a circa 22/24 ka BP, quindi l'età della frana. La linea Arc\_pos\_1 (Fig. 4c) mostra che i depositi del sistema di frana superficiale (in grigio chiaro) si sono accumulati in due depocentri principali, di cui il meno profondo è confinato ad un terrazzamento lungo la scarpata controllato dall'emergenza di una piega di compressione del sistema di frana sepolto (lineamento 2 in fig. 4a), mentre il depocentro più profondo giace alla base del pendio nella Valle di Salerno. In figura 4d è mostrata la nicchia di frana LES le cui scarpate laterali sono profonde circa 20-40 m rispetto al coronamento. La nicchia LES è incisa in depositi di frana più antichi generati dal fronte erosivo lungo circa 14 km e collocato più a monte, in scarpata superiore, a circa -350 m (Fig. 4a). Nonostante l'ampiezza della nicchia di frana ed i volumi movimentati (circa 0,4 km<sup>3</sup>), tale evento franoso non dovrebbe aver generato eventi di tsunami, per l'elevata profondità alla quale si è verificato il dissesto (Alberico et al., 2018), anche in considerazione del periodo di stazionamento basso eustatico dell'ultimo periodo glaciale.



FOGLIO 9 SALERNO







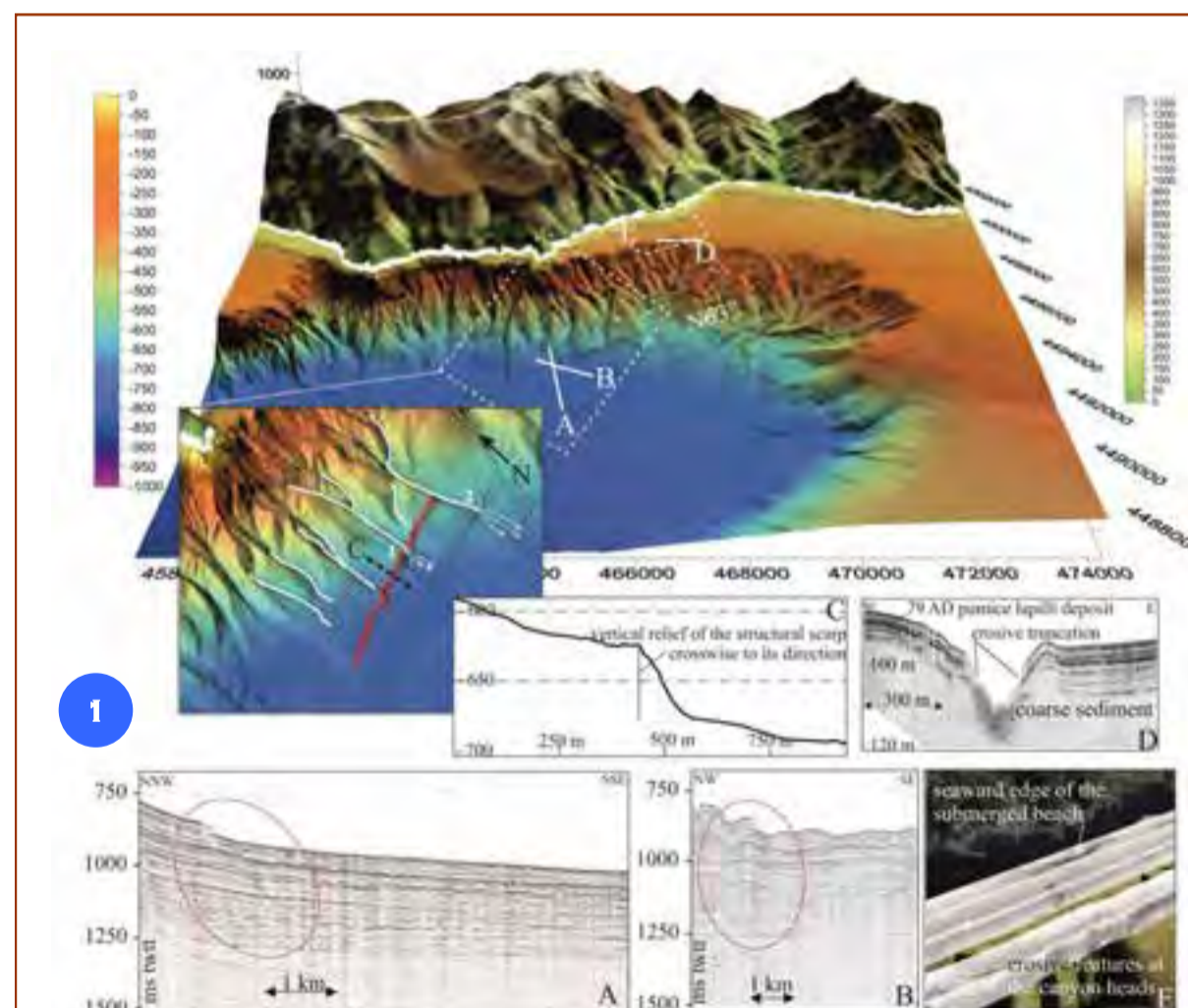
Il Foglio 9 “Salerno” è localizzato lungo il margine continentale meridionale della Campania e comprende l'*offshore* della Piana del F. Sele e del Cilento. Il foglio include un ampio settore di piattaforma continentale tra Capo d'Orso e Punta Licosa, la scarpata continentale superiore e la parte orientale della Valle di Salerno. La strutturazione orogenica del tratto appenninico-tirrenico circoscritto al foglio, si è configurata sostanzialmente a seguito delle complesse fasi di impilamento delle falde e delle scaglie tettoniche nel Miocene inferiore, che hanno determinato la sovrapposizione delle unità Nord-Calabrese e Parasicilidi, relitti di un *wedge* d'accrezione, sui domini della piattaforma appenninica (Mostardini e Merlini, 1986; Bonardi et al., 2009; Ciarcia et al., 2009; Vezzani et al., 2010). Dal Pliocene superiore due fasi estensionali hanno determinato la formazione di *half-graben* separati da alti strutturali perpendicolari alla catena. Un'asimmetria morfo-strutturale quindi si manifesta nella porzione sommersa del Golfo di Salerno (Fig. 1), che presenta scarpate strutturali acclivi lungo il fianco settentrionale della Valle di Salerno con formazione di una fitta rete di *gully*, e scarpate meno acclivi lungo il suo margine meridionale, con numerosi e frequenti cedimenti delle coltri sedimentarie per scorrimenti traslativi (Budillon et al., 2014). Anche la piattaforma continentale a nord ha un'ampiezza ridotta rispetto al settore meridionale, dove le topografie sottomarine sono condizionate dal sub-affioramento del basamento miocenico e da dislocazioni di strutture pleistoceniche. Limite tra i due settori è costituito dalla Linea Sele, interpretata come fronte di accavallamento verso nord delle unità liguridi s.l. (Bartole et al., 1984) o come una struttura trascorrente sinistra (Sacchi et al., 1994). La successione epiclastica post-orogena da dati sismici e di pozzo (Bartole et al., 1984), raggiunge spessori di 2400 millisecondi (tempi doppi) ed evidenzia chiaramente come lo spazio di accomodamento sia stato prevalentemente condizionato da strutture tettoniche orientate SO-NE e OSO-ENE e dalle variazioni eustatiche relative. La dislocazione verticale delle coltri tettoniche a seguito delle fasi estensionali e l'attività sismica connessa sembra aver favorito la formazione di MTC i cui depositi sono inclusi nella successione della Valle di Salerno e in parte lungo la scarpata meridionale (Aiello et al., 2009; Budillon et al., 2014).

*The Sheet 9 “Salerno” includes part of the continental margin off the Amalfi Peninsula, Sele Plain and Cilento Promontory and depicts the morphological features of the continental shelf, the upper continental slope and the proximal area of the Salerno Valley.*

*The orogenic structure of the mainland is a tectonic multilayer piled up during Late Miocene-Pliocene compressional phases, whose higher terms are represented by basinal units with their syn-tectonic siliciclastic covers overlaid on a Meso-Cenozoic carbonate platform unit (Mostardini and Merlini, 1986; Bonardi et al., 2009; Ciarcia et al., 2009; Vezzani et al., 2010). From Late Pliocene-Pleistocene two main phases of extensional deformation, that started with the spreading of the southern Tyrrhenian back-arc basin, caused the formation of half-graben basins separated by structural highs (e.g. Massico Mount, Sorrento Peninsula and Cilento) along the Campania segment (Mariani and Prato, 1988; Milia and Torrente, 1999; Casciello et al., 2006) and were also accompanied locally by an intense volcanic activity.*

*The overall thickness of the Pleistocene basin infills in the Salerno half-graben, based on the off-shore wells, and it ranges between 1500 and 2000 m thick, reaching locally 3000 m of thickness (Bartole, 1984; Sacchi et al., 1994). These successions are represented by marine clastic, epicontinental and volcanoclastic sediments organized in a complex stratigraphic architecture and bounded by SW-NE and WSW-ENE lineaments. They record the interactions between the glacio-eustatic sea level fluctuations, the volcano-tectonic activity in the source region and the tectonic deformation in the depositional area. The asymmetric morphology of the margin reflects the structure of the half-graben: the continental shelf is much larger to the South than to the North, due to the occurrence of the Miocene bedrock in the subsurface up to the Sele Line (Bartole et al., 1984; Sacchi et al., 1994). Broad vertical displacements (up to 1.500 m) resulting from extensional tectonics and the accompanying seismic activity, are seen as the main agents of gravity-driven mass wasting processes recorded in the stratigraphic succession of the Salerno Valley (Aiello et al., 2009; Budillon et al., 2014).*

## SCARPATA DI FAGLIA A FONDO MARE



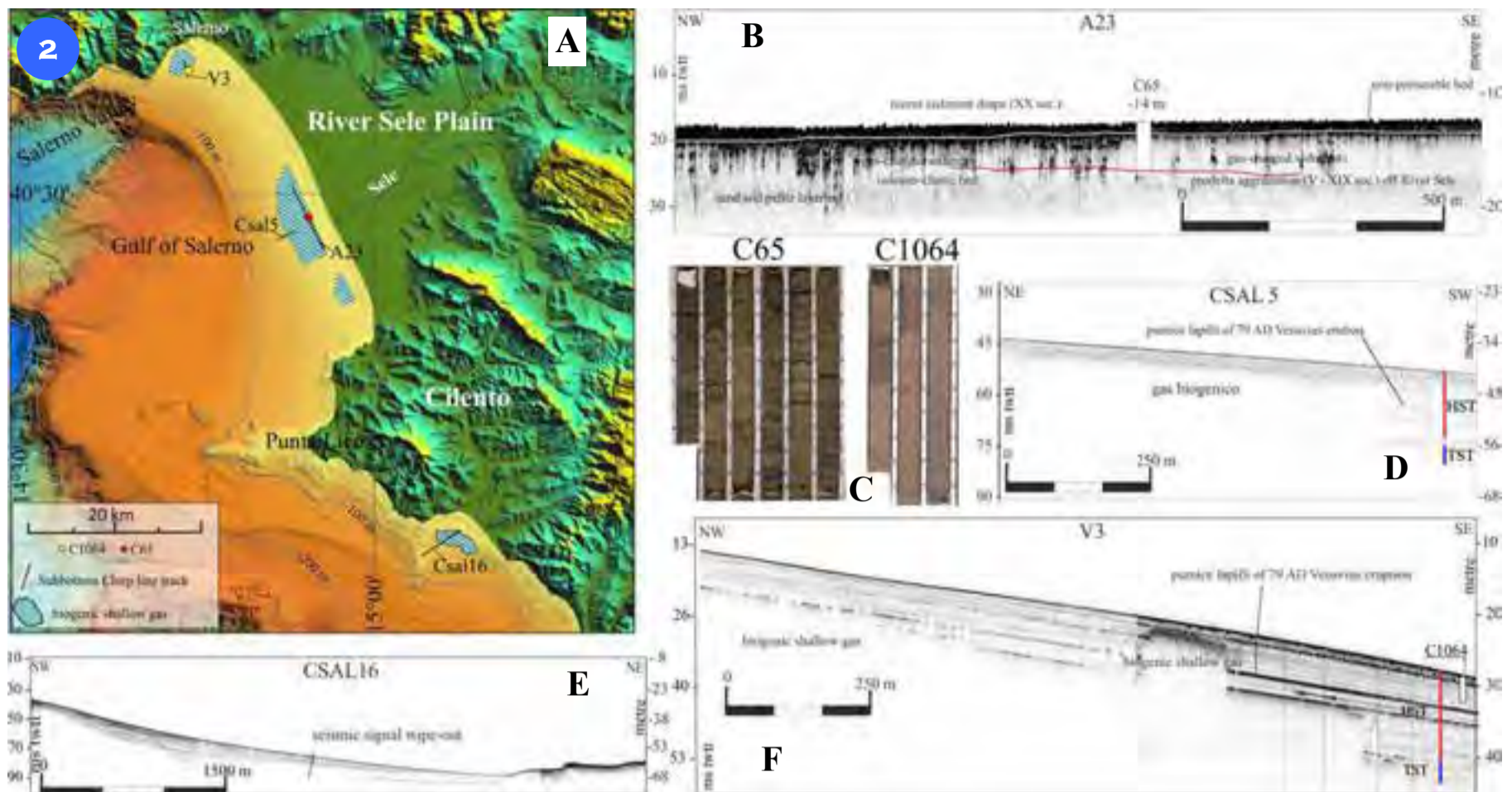
Il Modello Digitale di Elevazione (DEM) in Figura 1 mostra i principali elementi morfologici dell'area occidentale del Foglio 9 “Salerno”, che include il settore orientale meno profondo della Valle di Salerno e la sua testata a ridosso di Capo d'Orso. In particolare si osservano: il versante destro della valle, interessato da fenomeni erosivi lineari con formazione di *gully* lungo la scarpata, fin quasi sotto costa; il versante sinistro della valle interessato da ampi coronamenti di frana, per scorrimenti traslativi (Budillon et al., 2014); il settore bacinale più prossimale della Valle di Salerno, a bassa pendenza (<0,3°), che accoglie flussi di torbida, depositi da trasporto in massa, tefra vulcanici ed emipelagiti. Nel riquadro il detta-

glio della cigliata di faglia che disloca il fondo per 10-40 m circa, con rigetto crescente verso NE. Il lineamento emerge alla base della scarpata tra 600 e 750 m di profondità, a largo di Amalfi ed è lungo 3,4 km con orientazione N 63°. La dislocazione della struttura non appare chiaramente nella sezione in Figura 1A, ma è apprezzabile nella sezione in Figura 1B, orientata NO-SE, e arriva fino a circa 40 m, come evidente dal profilo batimetrico in Figura 1. L'analisi morfologica evidenzia che quasi tutti i *gully* trasversali alla struttura non sono raccordati alla base della scarpata. Ciò stabilisce una importante relazione temporale tra i processi/eventi se pur in termini relativi. L'unico *gully* che incide la

cigliata e quindi appare raccordato al suo livello di base naturale, identificato nel riquadro di Figura 1 con il numero 1, probabilmente è stato attivo anche successivamente alla dislocazione del fondo mare. Lateralmente alla struttura è documentata l'attività dei *gully* anche nel Tardo Olocene, dal momento che il drappaggio post 2 ka (incluso il tefra vesuviano del 79 DC) è eroso (sezione D) e evidenze di arretramenti sono osservabili lungo le testate anche dai fotomosaici SSS (Fig. 1E).

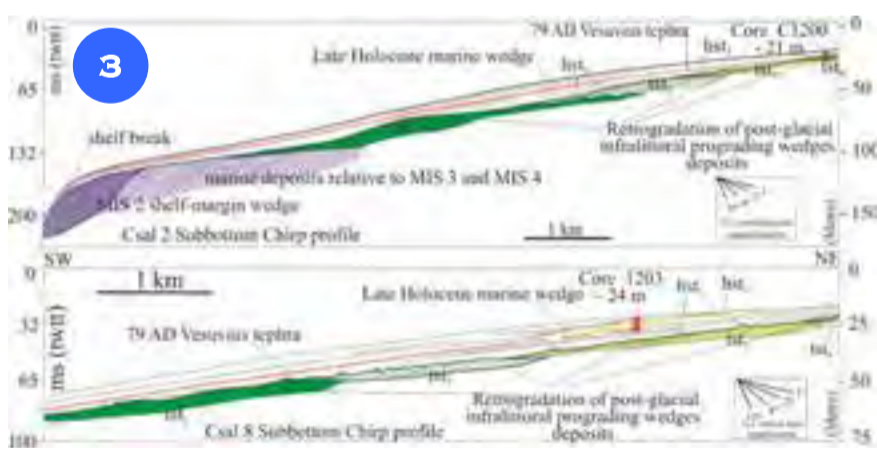
*The DTM in Figure 1 shows the main morphological features of the western area of the Sheet 9 “Salerno”, which includes the head of the Salerno Valley off Capo d'Orso Promontory and the basinal section. The valley is a deep morpho-structural depression with low steepness (<0.3°), which holds mass wasting lenses from the slope failures, mud flows, turbidites, volcanoclastic deposits and hemipelagites. The right wall of the valley is deeply carved by a dense net of submarine gullies, reaching short distances from the coast. The left side of the valley is mostly characterized by large landslide niches, which bound traslative failures along stratigraphic discontinuities (Budillon et al., 2014). Off the Amalfi coast, the slope is mostly connected to the emerged coastal cliff, lacking a well-developed shelf. Seabed waveforms and depositional lobes at the base of the slope testify the action of downflows along the submarine path, possibly trapping at the channel-heads the longshore sediment drift. At the base of the slope, between 600 and 750 m depth, a 3.4-km-long scarp occurs, N 63° oriented. The seabed shows a step of about 10-40 m high, increasing towards NE. Subsurface stratigraphy is not univocally interpretable (Fig. 1A), since an appreciable dislocation is visible only in Figure 1B section, i.e. along the NW-SE direction. The analysis of the morphologies allows the events to be constrained in time, even though only in relative terms.*

*The gullies do not cross the fault scarp and some blind valleys are detectable across the slope break, testifying their antecedence with respect to the seabed dislocation. Only the gully n.1, cuts through the structural step, and a depositional lobe has been forming. The activity of lateral gullies, as in the case of gully n.2, is documented by the chirp profile of Figure 1D, which depicts the erosion of the recent sediment drape.*

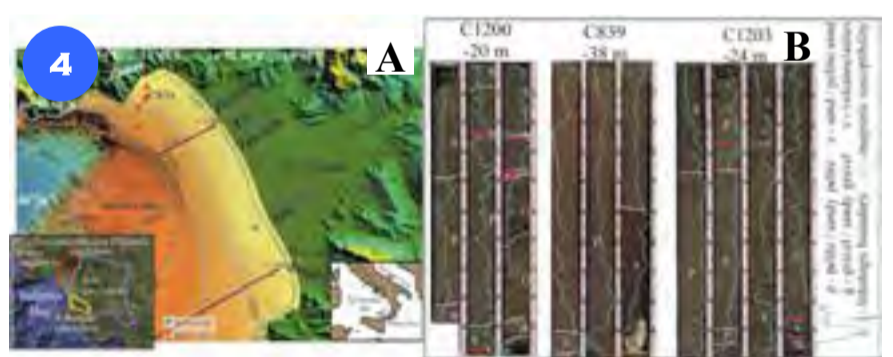


Ampi settori della piattaforma interna, inclusi nel Foglio 9, sono caratterizzati dalla presenza di sacche di gas biogenico nel primo sottofondo. La fase fluida, prodotta dalla decomposizione della materia organica, si accumula nelle zone di prodelta, tra 20 e 50 m di profondità ed è spesso sigillata dalle unità pelitiche più recenti, deposte negli ultime centinaia di anni (Fig. 2A). Il mascheramento del segnale acustico (*wipe out*) dovuto alla presenza di gas nei sedimenti interessa sia i depositi di stazionamento alto del livello del mare, depositi negli ultimi 6-5 ka, sia la parte stratigraficamente superiore dei depositi di trasgressione, depositi tra 18 e 6 ka (Fig. 2B, D, E e F). Le immagini SSS del fondo mare non evidenziano *pockmark*, pertanto non è possibile segnalare zone preferenziali di fuoriuscita di fluidi dal sottofondo. Gli accumuli più significativi sono alla foce del Fiume Sele, del Fiume Bonea e del Fiume Alento (Fig. 2B). Il recupero di un vibro-carotaggio a 15 m di profondità, alla foce del Fiume Sele (C65, Fig. 2C), ha evidenziato l'alta concentrazione di materiale organico in decomposizione già nei primi decimetri sotto il fondo mare, oltre ad una fitta alternanza di livelli sabbiosi (barra di foce), di livelli pelitici (prodelta) e di tefra vulcanici, a testimonianza delle rapide variazioni delle facies costiere negli ultimi secoli (Budillon et al., 2012). La formazione, la migrazione e l'intrappolamento dei fluidi all'interno dei sedimenti appare favorita dal contesto ambientale e stratigrafico dell'area. Le aree con sacche di gas sono sempre associate a settori del prodelta con forme di fondo trasversali alla direzione di massima pendenza e con riflessioni discontinue (*shingled*) nelle unità recenti (<1 ka) del primo sottofondo (Fig. 2D e F), interpretate recentemente in letteratura come fenomeni di *creep* o come forme di fondo da flussi di densità.

Wide sectors of the subsurface in the inner shelf within the Sheet 9 depict shallow gas pockets. The fluid fraction is produced in the prodeltaic environment (Fig. 2), between 20 and 50 m water depth, due to the decomposition of organic matter of fluvial origin, which accumulated within the High-stand Systems Tract and Transgressive Systems Tract deposits (0-6 ka and 18-6 ka, respectively) (Figs. 2B, D, E and F). The SSS images collected in the area do not depict any morphological feature related to fluid emission, such as pockmarks, so that it is not possible to identify sectors of concentrated fluid seepage from sub-seafloor. However, pockets of biogenic gas have been identified by the masking of the seismic signal (*wipe out*) shot by high resolution sources (*sub bottom chirp*) off Bonea, Sele and Alento Rivers (Fig. 2B). The sealing sediment that trap the fluid fraction from seeping is made by prodeltaic pelites of the last 1 ka. Gravity and vibrocores collected in the prodelta area off Bonea and Sele Rivers display high content of organic matter (C65 Fig. 2C) in the first decimeters below the seabed, and recurrent interlayering among bar sands, prodelta pelites and volcanoclastic deposits from Campania region volcanic vents. This peculiar stratigraphic framework is accounted by the rapid environmental changes of the coastal system in the last thousand years (Budillon et al., 2012) and seems to have favored the methanogenesis, and the consequent migration and accumulation of fluid phases below impermeable beds. The shallow gas pockets are often associated with shingled reflections in the most recent unit (Figs. 2D and F) and with wavy undulations at the seafloor, across the slope.

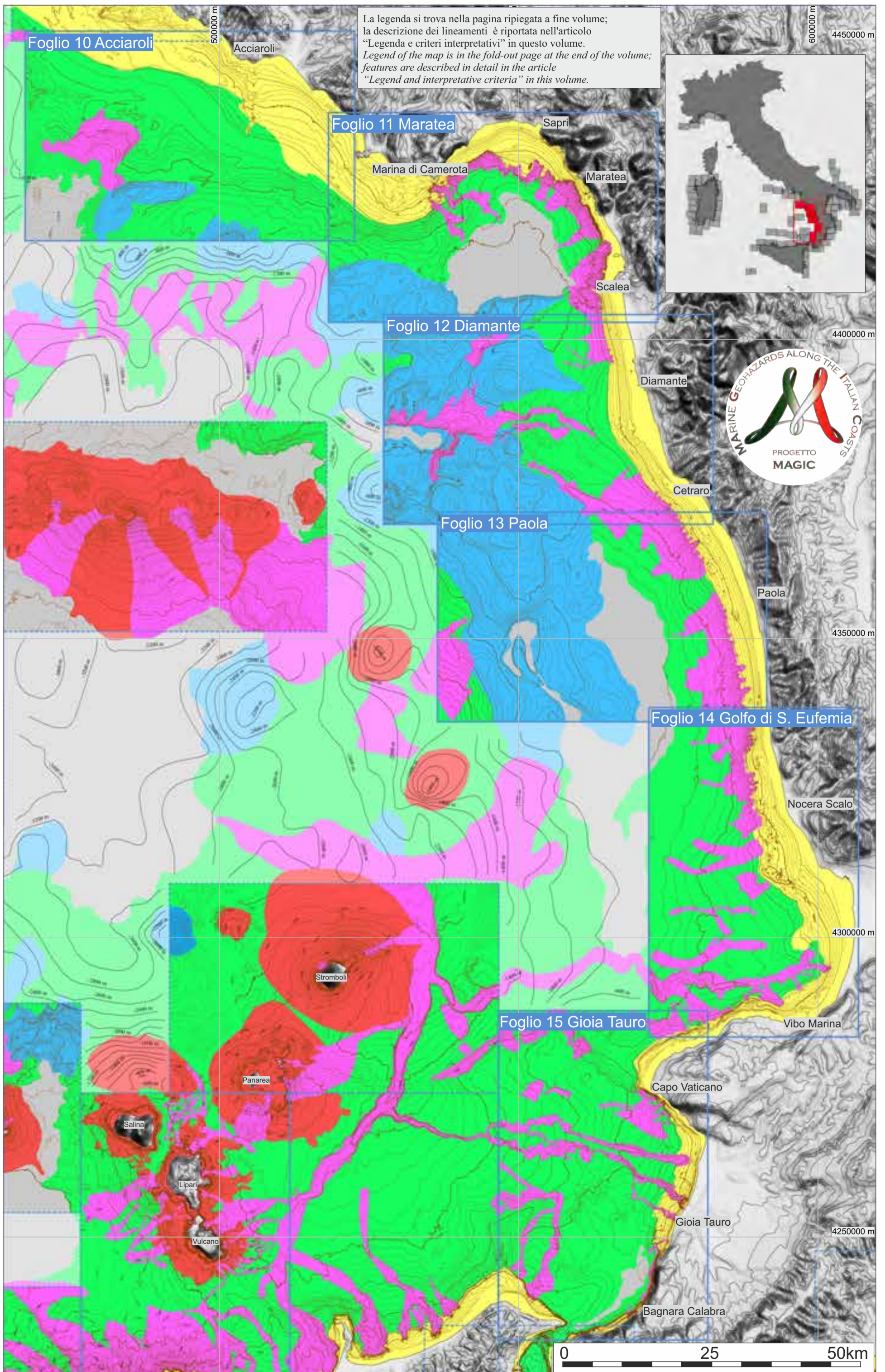


I profili sismici VHR del Golfo di Salerno evidenziano che dal periodo post-glaciale, circa 18 ka, i prismi costieri hanno retrogradato in funzione delle variazioni eustatiche relative del tardo Pleistocene-Olocene (Fig. 3, TST da Budillon et al., 2012, modificato). Da circa 5 ka ad oggi (Grant et al., 2012), si sono registrate variazioni di ordine minore (Alberico et al., 2011), in linea con i bilanci sedimentari positivi o negativi e con escursioni morfo-climatiche di breve durata (Fig. 4B, Hst<sub>1</sub> e Hst<sub>2</sub>). In condizioni di stabilità relativa della colonna d'acqua, i sedimenti sabbiosi sono stati dispersi oltre l'area di *by-pass* (Hernandez Molina et al., 2000) per fenomeni di carattere eccezionale, quali principalmente flussi di piena e mareggiate intense, e costituiscono depositi da evento, la cui preservazione è subordinata, tra altri fattori, alla magnitudo dell'evento. Le analisi dei carotaggi recuperati nel Golfo di Salerno (Fig. 4A e B) evidenziano che, negli ultimi 5 ka, i depositi da evento sono costituiti principalmente da flussi iperpicniali, tempestiti, tephra e da livelli che registrano escursioni climatiche di breve durata e escursioni secolari del campo magnetico terrestre (Iorio et al., 2004; Budillon et al., 2005; Sacchi et al., 2005; Budillon et al., 2006; Insinga et al., 2008; Sacchi et al., 2009; Lirer et al., 2011; Iorio et al., 2014). I modelli di età e le correlazioni fra record stratigrafici permettono una ricostruzione integrata degli eventi geologici e climatici che hanno agito nell'area.



In post-glacial times, since 18 ka, the coastal lithosomes in the Salerno Bay underwent a landward shift in step with the relative sea level changes (Fig. 3, TST from Budillon et al., 2012, modified). Since the sea level reached the present position, about 5 ka BP (Grant et al., 2012), the underwater littoral prism has been continuously moving, roughly in step with the coastline erosional retreat or normal regression (Alberico et al., 2011), thus in connection with the availability of clastic sediments and with the minor morpho-climatic excursions (Fig. 4B, Hst<sub>1</sub> and Hst<sub>2</sub>). Sand and gravel-sized sediments have been dispersed by various processes seawards onto the inner shelf, bypassing the marine wave-cut terrace area (Hernandez Molina et al., 2000), and have deposited as event beds. Sea storm-related processes and flood-related processes were mainly responsible for the erosion and transportation of large volumes of sediment from the shoreface. Their stratigraphic trace in the geological record is directly related to the magnitude of the concerned event (Niedoroda et al., 1989; Myrow and Southard, 1996). Gravity cores collected in the Gulf of Salerno (Fig. 4A and B) disclosed several event beds in the last 5 ka, like floods, tempestites and volcanic fallout; gravity cores also disclosed short-term climatic excursions and secular excursions of the Earth's magnetic field deposits (Budillon et al., 2005; Sacchi et al., 2005; Budillon et al., 2006; Insinga et al., 2008; Sacchi et al., 2009; Lirer et al., 2011; Iorio et al., 2014), allowing the reconstruction of the geological events which had some impact on the area.

TAVOLA 3 CALABRIA TIRRENICA



# TAVOLA 3 CALABRIA TIRRENICA

D. Casalbore\*, A. Conforti\*, F. Budillon\*, E. Martorelli\*, E. Morelli\*, M. Pierdomenico\*, A. Bosman\*, G. De Falco\*, G. Di Martino\*, F. Falese\*, S. Innangi\*, R. Tonielli\*, C. Adami\*, I. Foderà\*, E. Lai\*, M.D. Lodi\*, V. Lo Presti\*, E. Marsella\*, C. Montanaro\*, A. Sposato\*, F.L. Chiocci\*  
(il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CoNISMa: \*DST UniRoma1; CNR: \*IGAG, \*IAMC

Il sistema Arco Calabro-Appennini meridionali (Fig. 1) è il risultato della collisione avvenuta tra il blocco Corsica-Sardegna-Calabria appartenente alla Placca Europea ed il Blocco Apulo appartenente alla Placca Africana (o Adriatica) dal tardo-Cretaceo fino al Quaternario (Dewey et al., 1989; Mazzoli e Helman, 1994). La messa in posto di questo sistema orogenetico è avvenuta in risposta alla subduzione verso ovest della litosfera adriatico-ionica al di sotto dell'Arco Calabro ed al successivo arretramento dello *slab* verso est (Malinverno e Ryan, 1986; Faccenna et al., 2001), la cui geometria è stata ricostruita attraverso la distribuzione dei terremoti profondi e dati di tomografia sismica (Selvaggi e Chiarabba, 1995; Fig. 2a) Il sistema consiste di due principali domini orogenetici tra loro sovrapposti (Patacca e Scandone, 2001). Il dominio superiore include rocce cristalline/metamorfiche e bacinali profonde paleozoiche e mesozoiche che si sovrappongono strutturalmente a depositi di piattaforme carbonatiche e bacini meso-cenozoici (Fig. 1). Queste successioni sono coperte da depositi terrigeni oligocenici e quaternari messi in posto in bacini di *piggy-back* (Van Dijk et al., 2000). Il dominio inferiore è costituito da rocce carbonatiche meso-cenozoiche, che rappresentano l'estensione occidentale della piattaforma Apula (Fig. 1). Dal Pliocene, le strutture compressive sono state sovrimposte da faglie di tipo estensionale che hanno frammentato l'orogene in una serie di alti strutturali orientati in direzione NO-SE e bacini subsidenti (Ghisetti e Vezzani, 1981).



Figura 1. Mappa tettonica semplificata dell'Italia meridionale (modificata da Filocamo et al., 2009).

Figure 1. Tectonic sketch map of southern Italy (modified from Filocamo et al., 2009).

Dal Pleistocene inferiore e medio, la Calabria è stata interessata da un rapido sollevamento regionale con tassi di  $1 \text{ mm anno}^{-1}$ , che decrescono verso nord ed ovest (Dumas et al., 1987; Westaway, 1993). Questo sollevamento ha prodotto l'emergenza dell'intera fascia orogenetica, includendo i bacini sedimentari sin-collisionali presenti lungo il lato tirrenico dell'arco (bacini di Paola, Mesima, Gioia Tauro, Reggio Calabria). Il sollevamento della regione con le fluttuazioni eustatiche tardo-quaternarie ha causato lo sviluppo di una serie di terrazzi marini a differente elevazione (Antonioli et al., 2004; Ferranti et al., 2007) così come la profonda escavazione di corsi d'acqua, con conseguente deposizione di sedimenti alluvionali a granulometria grossolana. Gli alti tassi di sollevamento sono in parte relazionati a deformazioni co-sismiche associate alle principali faglie normali e che si estendono fino alla costa della Sicilia (Monaco e Tortorici, 2000; Catalano et al., 2003). Questa è, infatti, una delle zone sismiche più attive d'Italia, dove forti terremoti storici si sono verificati negli ultimi secoli, come la sequenza di terremoti del 1783, il terremoto di Monteleone del 1905 e quello di Messina del 1908 (Fig. 2b; Catalano et al., 2008).

The southern Apennines-Calabrian Arc system (Fig. 1) resulted from Late Cretaceous to Quaternary convergence between the Corsica-Sardinia-Calabria block, of European origin, and the Apulian block of African (or Adriatic) affinity (e.g. Dewey et al., 1989; Mazzoli and Helman, 1994). The emplacement of the Apennines and Calabrian Arc orogens occurred during Neogene north-westerly subduction and easterly roll-back of the Adriatic-Ionian Slab (Malinverno and Ryan, 1986; Faccenna et al., 2001), which have been inferred through deep earthquakes and imaged through tomography (e.g. Selvaggi and Chiarabba, 1995; Fig. 2a). The orogenetic system includes two vertically superposed contractional belts (Patacca and Scandone, 2001).

The upper belt involves Paleozoic-Mesozoic crystalline and deep basinal rocks structurally overlying Mesozoic-Tertiary platform carbonates and basinal rocks (Fig. 1).

These pre-orogenic rock assemblages are unconformably covered by Oligocene-Quaternary terrigenous deposits, which were deposited in migrating foreland and piggy-back basins (Van Dijk et al., 2000). The lower thrust belt involves Mesozoic-Tertiary carbonates which represent the western extension of the Apulian Platform (Fig. 1). Since the Pliocene, compressive structures have been superimposed by extensional faults which have fragmented the orogen into structural NW-SE highs and subsiding basins (e.g. Ghisetti and Vezzani, 1981).

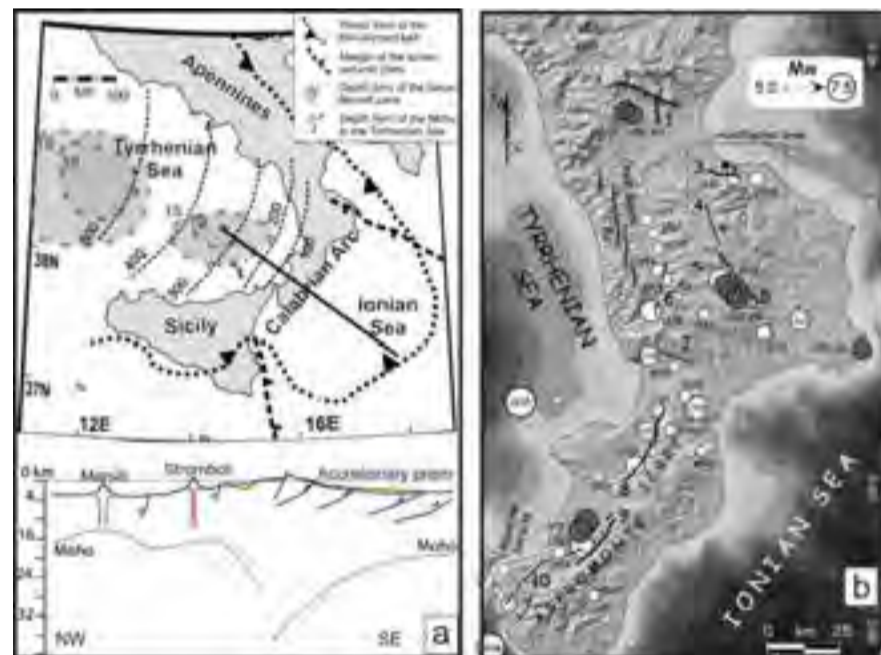


Figura 2. a) Profondità del Piano di Benioff-Wadati associato alla subduzione della crosta ionica al di sotto dell'Arco Calabro e profondità della Moho nel Tirreno meridionale (da Ferranti et al., 2009; Faccenna et al., 2011). b) Distribuzione dei terremoti con magnitudo superiore a 5,5 e principali faglie sismogenetiche in Calabria (da Galli et al., 2010); i numeri all'interno dei cerchi indicano l'anno del relativo terremoto, mentre i cerchi grigi indicano terremoti derivati da studi paleo o arqueo-sismici.

Figure 2. a) Plate tectonic setting of southern Italy, showing the Benioff-Wadati zone of the Ionian Slab and the depth of the Moho in the Tyrrhenian Sea (mod. from Ferranti et al., 2009; Faccenna et al., 2011). b) Earthquakes ( $M_w > 5.5$ ) and primary seismogenic faults distribution in Calabria (Galli et al., 2010); the number in the white circle indicates the year of the earthquake, whereas shaded earthquakes symbols derive from paleoseismic and/or archaeoseismic studies.

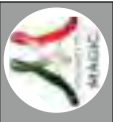
Since the Early-Middle Pleistocene, Calabria experienced rapid uplift of up to  $\sim 1 \text{ mm yr}^{-1}$ , which progressively decreases toward the North and the West (Dumas et al., 1987; Westaway, 1993).

The regional uplift produced the emergence of the entire orogenic belt, including the Lower-Middle Pleistocene syn-collisional sedimentary basins of the Tyrrhenian side of the arc (Paola, Mesima, Gioia Tauro, Reggio Calabria basins).

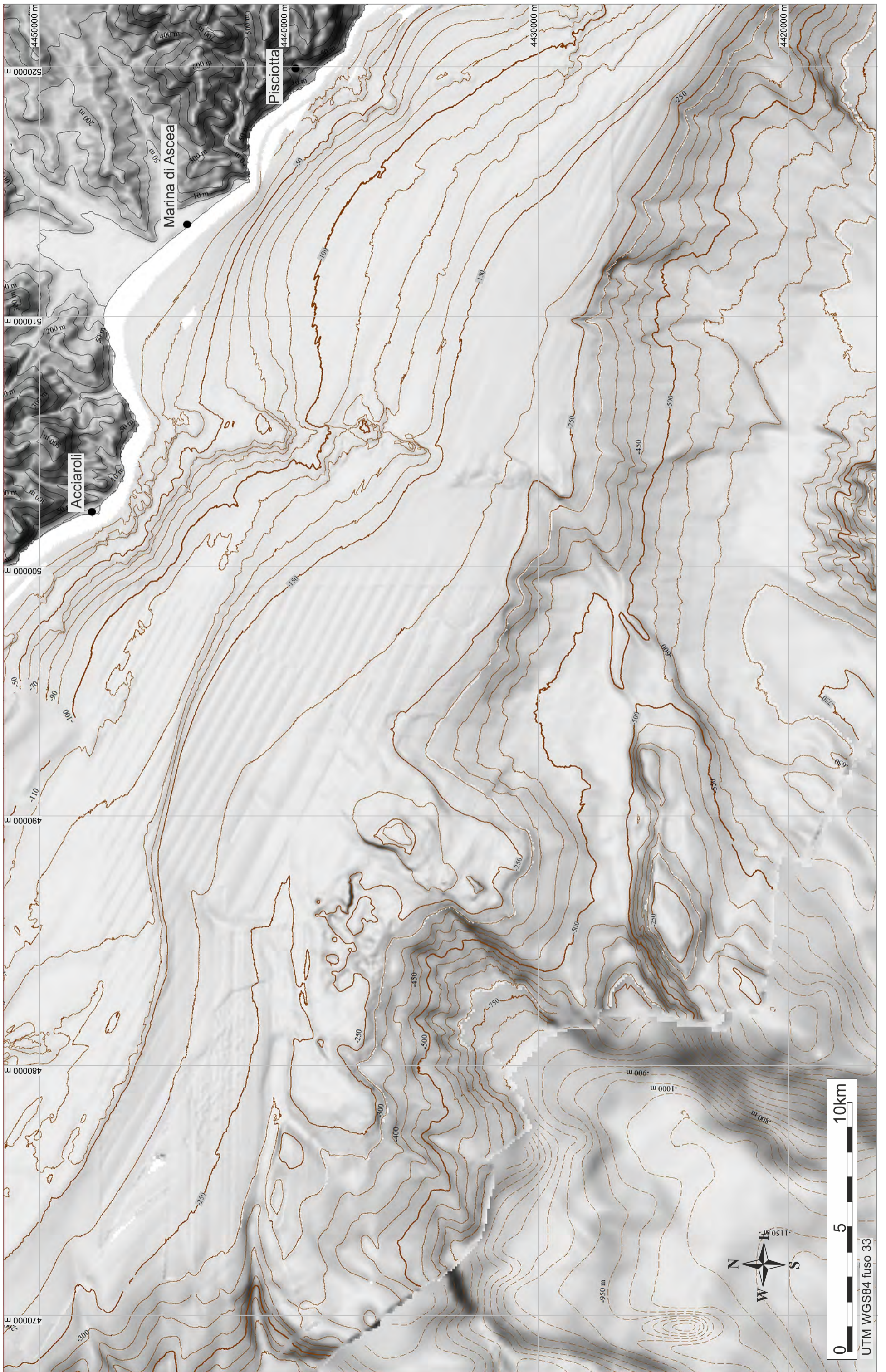
Tectonic uplift associated with eustatic sea level changes caused the development of prominent flights of marine terraces (e.g. Antonioli et al., 2004; Ferranti et al., 2007) as well as the deep entrenchment of rivers.

Uplift was in part accommodated by major normal faults, running from Calabria to the Ionian coast of Sicily (Monaco and Tortorici, 2000; Catalano et al., 2003).

This region is the most seismically active of southern Italy, where largest historical earthquakes occurred in the last centuries, as the 1783 earthquake sequence, the Monteleone earthquake of 1905 and the Messina earthquake of 1908 (Fig. 2b; Catalano et al., 2008).

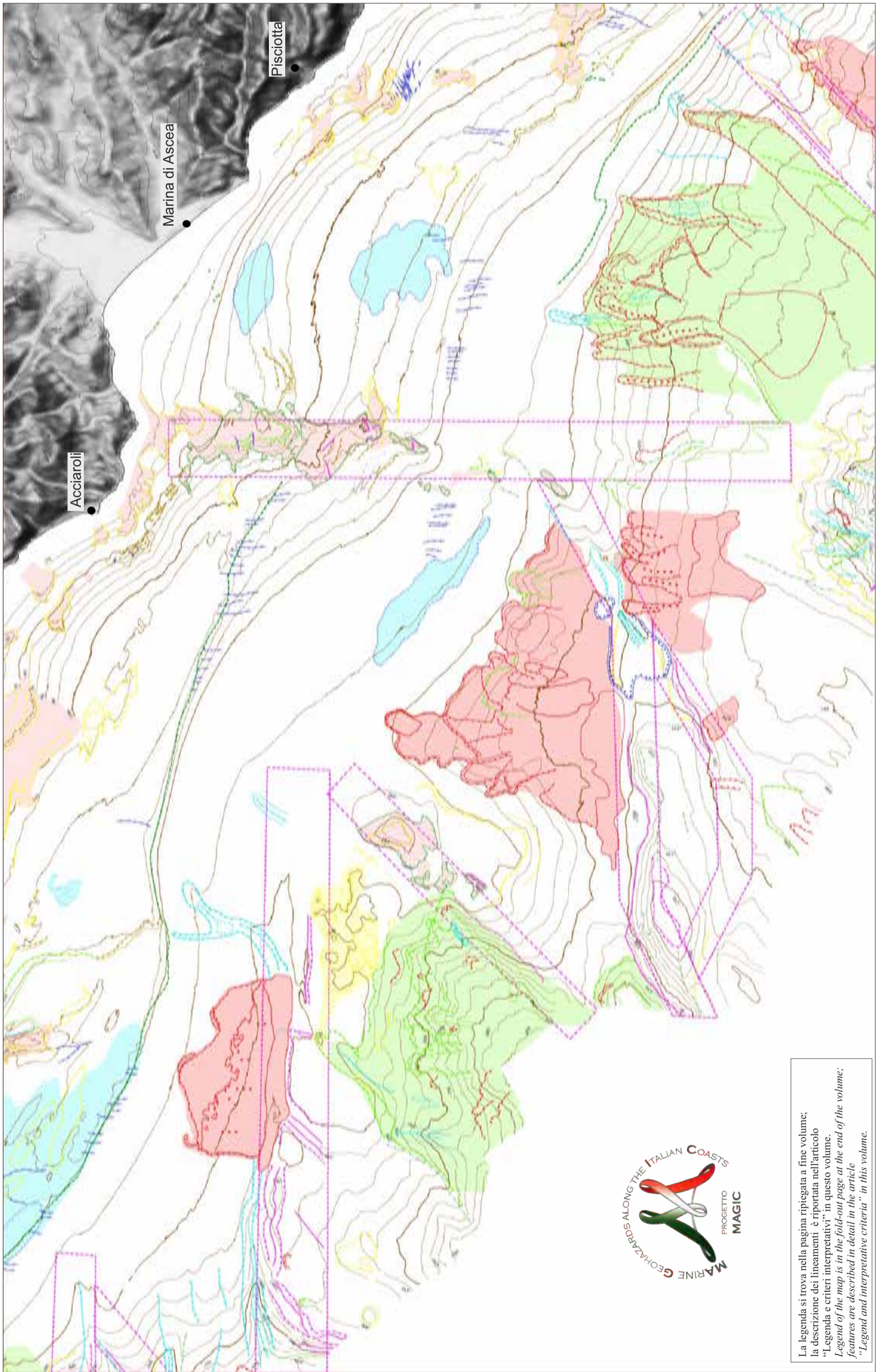


FOGLIO 10 ACCIAROLI



0 5 10km

UTM WGS84 fuso 33



Acciaroli

Marina di Ascea

Pisciotta



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

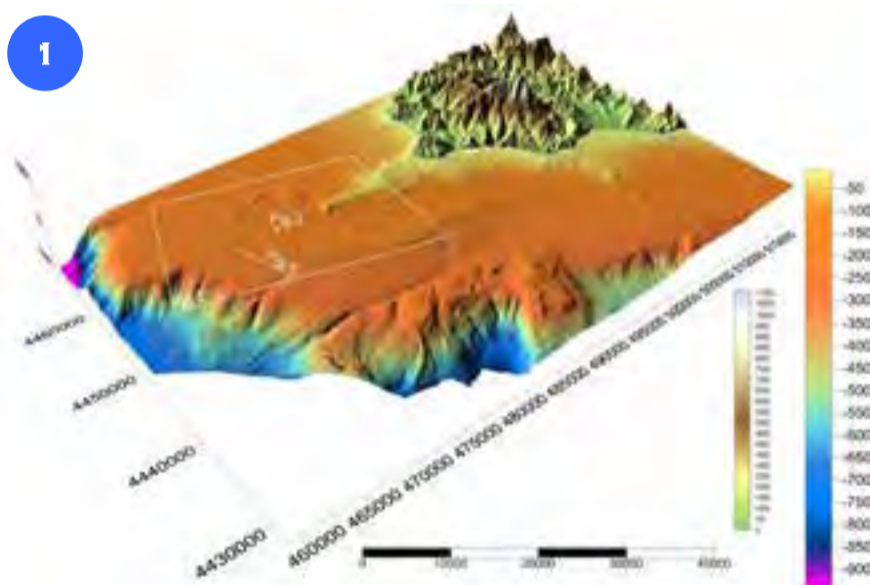
F. BUDILLON<sup>1</sup>°, A. CONFORTI<sup>0</sup>^, G. DE FALCO<sup>0</sup>^, G. DI MARTINO<sup>\*^</sup>, S. INNANGI<sup>\*^</sup>, E. MARSELLA<sup>^</sup>, R. TONIELLI<sup>\*^</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

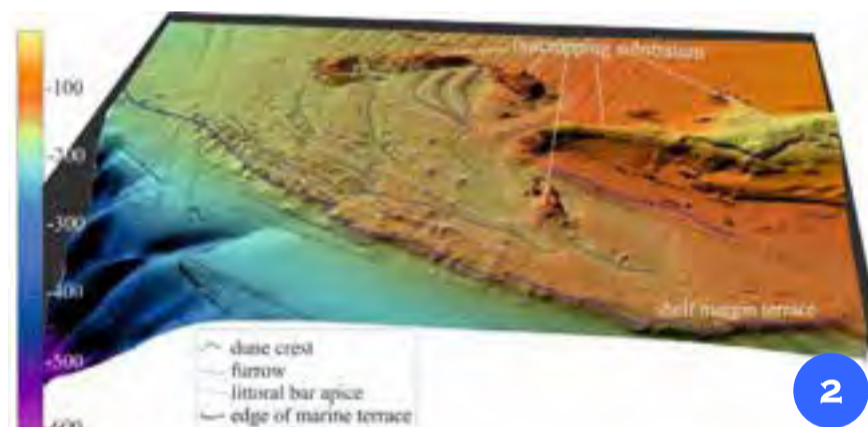
Il Foglio 10 “Acciaroli” è localizzato lungo il margine continentale meridionale della Campania e include un ampio settore di piattaforma continentale tra Punta Licosa e Capo Palinuro, la scarpata superiore e le propaggini interne dei rilievi intra-scarpata che costituiscono il margine settentrionale del Bacino di Palinuro, delimitati da lineamenti strutturali di recente dislocazione e con orientazioni ricorrenti E-O, NE-SO (Gamberi e Marani, 2004). La strutturazione orogenica del tratto appenninico-tirrenico circoscritto al Foglio 10 si è configurata nel Miocene inferiore a seguito delle complesse fasi di impilamento delle falde e delle scaglie tettoniche, che hanno determinato la sovrapposizione delle unità Nord-Calabrese e Parasicilidi sui domini della piattaforma appenninica (Bonardi et al., 2009; Ciarcia et al., 2009). Le fasi distensive dal Pliocene superiore hanno realizzato importanti dislivelli verticali e dissezioni del substrato. La presenza di estese porzioni di substrato roccioso in sub-affioramento e la bassa pendenza delle aree di piattaforma, estese in queste aree per oltre 20 km dalla costa, confinano gli elementi di potenziale pericolosità geologica principalmente alle aree di scarpata, dove si concentrano le evidenze di lineamenti tettonici di recente dislocazione (Ferraro et al., 1997), di anfiteatri erosivi, di campi di *pockmark* e di aree in frana per eventi singoli o multifase (Trincardi et al., 2003; Bellonia et al., 2008). Le caratteristiche morfologiche dei coronamenti di frana, le superfici di scorrimento esposte a fondo mare e le evidenze stratigrafiche da sezioni sismiche indicano che, nella maggior parte dei casi, i cedimenti gravitativi consistono in scorrimenti traslativi su superfici stratigrafiche, in taluni casi estese peraltro a scala regionale, che giungono a rottura. Anche in corrispondenza degli anfiteatri erosivi i cedimenti recenti consistono in scivolamenti delle coltri di drappaggio. La relazione tra lineamenti strutturali e cedimenti gravitativi appare evidente dalla stretta connessione spaziale tra gli elementi, pur non essendo supportata allo stato attuale da dati cronologici coerenti.

*The Sheet 10 “Acciaroli” includes the continental margin off the Cilento promontory in southern Campania region, between Punta Licosa and Capo Palinuro. The great part of the map is occupied by the slope that develops from 140/180 m water depth down to 1380 m water depth and includes part of the Palinuro intra-slope basin and surrounding reliefs, attaining a topographic rise of up to 1000 m in less than 13 km. Slope gradients locally exceed 20° favoring sediments failures in proximity of the structural lineaments. The orogenic structure of the area consists of a tectonic multilayer, which piled up in the Lower Miocene by thrusting the Nord-Calabrese and Parasicilide units on the Apennine Platform domains (Bonardi et al., 2009; Ciarcia et al., 2009). The extensional tectonic phases since the Lower Pleistocene have caused large vertical displacements of the substrata and the stack of horsts and half-grabens. The occurrence of rocky substratum in the subsurface of the Cilento margin and the low dip of the shelf, wide up to 20 km (Ferraro et al., 1997), steered the confinement of hazardous features along the slopes, where structural and erosive scarps, slide scars (Trincardi et al., 2003; Bellonia et al., 2008) and pockmark fields occur. The morphological features of the landslide niches, the slide-slip surfaces and the stratigraphic framework depicted by the VHR seismic profiles, concur to define most of the sediment failures as being translational slides above weak stratigraphic surfaces, the latter broadly traceable along the margin. The most recent bathymetric surveys let to outline that the small steps, transversal to the dip in correspondence of the deep erosive scarps, are thin slide scars in the recent sedimentary drape, that unremittingly fail downslope. The cause-effect relation between structural lineaments and slide scar is supported by the spatial proximity of the features, however it is not sustained yet by coherent chronological data and further investigation is needed.*

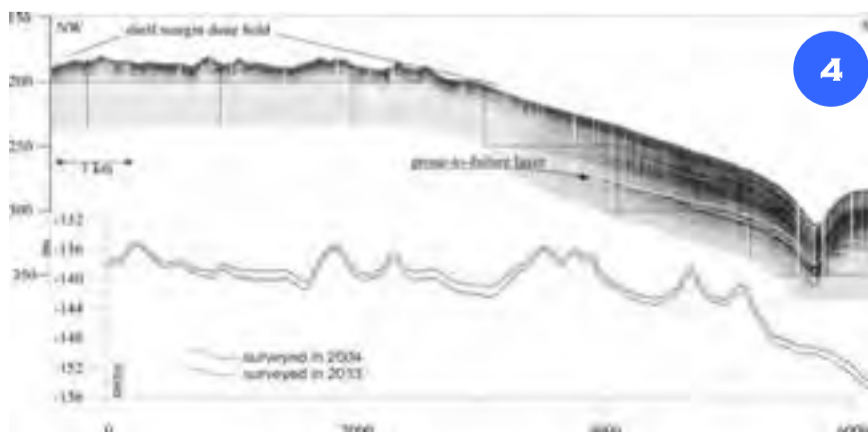
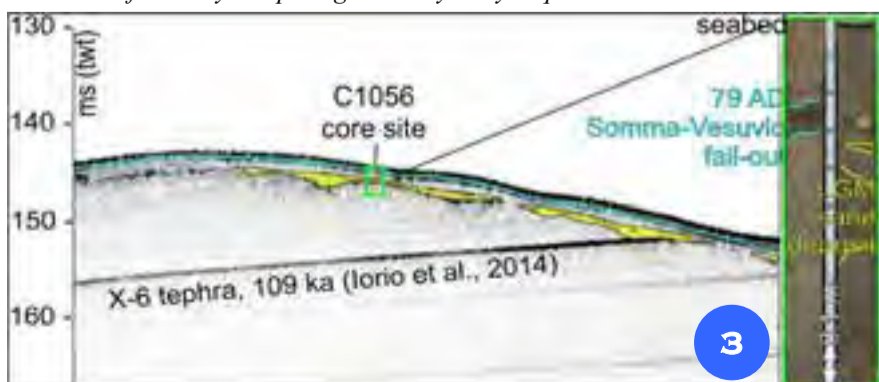
## AFFIORAMENTO DEL SUBSTRATO E FORME DI FONDO

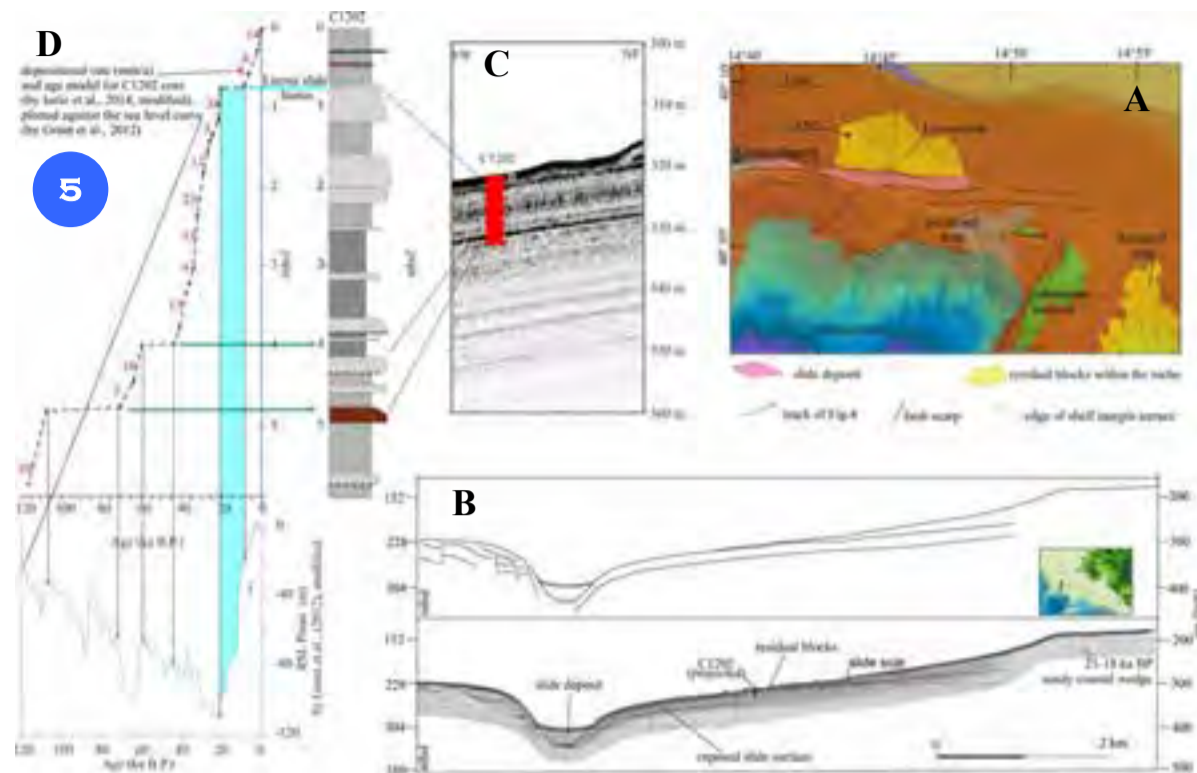


The DEM of Sheet 10 shows the main morphological features of the western area off Cilento (Fig. 1) and in particular: 1) The wide continental shelf, bounded by a morphological break at 180/220 m water depth; 2) The submerged depositional terrace, related to the last sea level lowstand, and the dune field localized on the western sector of the terrace (Fig. 2); 3) The Licosa and Acciaroli rocky ridges, E-W and N-S oriented, respectively, and made of outcropping Miocene terrigenous units; 4) The upper slope, with an uneven topography by alternating crests, channels and intra-slope reliefs, the latter bounded by structural lineaments E-W and NE-SW oriented. The dune field develops over an area of 120 km<sup>2</sup>, between the outcropping substratum and the shelf edge and is arranged in elongated sets, flanked by deep furrows. The bedforms ruffle the marine sandy deposits overlying a wide erosive surface, which develops down to 180 m of depth. A thin postglacial cover seems to seal these features and includes the 79 AD tephra (Fig. 3). Dune crests may exceed 4 m high and culminate every 200-350 m. Being the dune field located at 140/180 m water depth, above the littoral sand bar at the shelf margin (Fig. 4), we infer them a submarine origin and a relic status. The dune's stability is even confirmed by comparing the bathymetry acquired in 2000 and 2013.



Il DEM mostra i principali elementi morfologici dell'area occidentale del Foglio 10 (Fig. 1); in particolare si osservano: 1) L'estensione della piattaforma fin oltre 25 km dalla costa, con ciglio morfologico ubicato tra 180 e 220 m di profondità; 2) Il bordo del terrazzo deposizionale relativo all'ultimo stazionamento basso del livello marino, sul cui limite più occidentale è presente un esteso campo di dune a composizione sabbioso-pelitica (Fig. 2 e 3); 3) Le dorsali di Licosa e Acciaroli, orientate rispettivamente verso ovest e verso sud, e gli affioramenti di substrato, costituiti dalle successioni mioceniche appartenenti alle Unità Interne Auct.; 4) La scarpata superiore articolata in creste e assi vallivi, sede di fenomeni ricorrenti di instabilità gravitativa. Il campo di dune si estende per circa 120 km (Fig. 2), tra i rilievi affioranti del substrato e il bordo del terrazzo deposizionale, ed è strutturato in set subparalleli al ciglio ed intervallati da lunghi solchi arcuati. Le forme di fondo increspano sedimenti sabbiosi che poggiano su un'ampia superficie erosiva che si sviluppa fino a 180 m di profondità. Una sottile coltre di sedimenti post-glaciali, che includono verso l'alto il tefra vesuviano del 79 DC., sigilla tali forme (Fig. 3). Le creste si elevano fino a 4 m, ogni 200-350 m con orientazione trasversale a quella dei solchi. Allo stato attuale delle conoscenze, in base ai rilievi del 2004 e del 2013 (Fig. 3), le dune risultano essere stabili. La profondità media tra 140 m e 180 m depone per un'origine subacquea di queste forme, e considerato che increspano la superficie dei cordoni sabbiosi di margine di piattaforma, queste sono da considerarsi forme relitte.





Tra gli elementi morfologici distintivi dell'area inclusa nel Foglio 10, è da segnalare la Frana di Licosa, localizzata 21 km in direzione SO dalla costa di Acciaroli, tra 220 m ed 300 m di profondità, oltre il ciglio della piattaforma (Fig. 5A). Il coronamento ha un'ampiezza massima di 6.65 km e lunghezza di 3.5 km, con un *run out* di alcune centinaia di metri verso sud e si sviluppa su un'area di 25 km<sup>2</sup> e volume di circa 0,04 km<sup>3</sup> (Bellonia, 2008).

La coltre superficiale di sedimenti, per uno spessore massimo di 7-8 m, ha dato origine ad un flusso (*mud flow*) che ha colmato una depressione di natura strutturale, orientata est-ovest al piede del pendio. La superficie di cedimento è una superficie di *downlap* su cui hanno progradato le unità deposte durante l'ultima fase della caduta eustatica al margine della piattaforma (Trincardi et al., 2003) (Fig. 5B).

Il carotaggio C1202, prelevato nella zona denudata, ha intercettato il gap stratigrafico circa 60 cm al di sotto del fondo mare, rendendo possibile la datazione dell'evento franoso a circa 11 ka fa (Iorio et al., 2014) (Fig. 5C e D). Il gap stratigrafico valutato tramite metodi paleomagnetici calibrati da misurazioni <sup>14</sup>C e tefrocronologia, va da 11 ka a 21.5 ka, confermando le osservazioni sismostratigrafiche, che inquadrano la superficie di scollamento all'ultima fase di basso eustatico. Il materiale mobilizzato risulta confinato in un canale a direzione est-ovest delimitato da alti morfostutturali della scarpata e controllato da strutture di recente dislocazione (Fig. 5A e B).

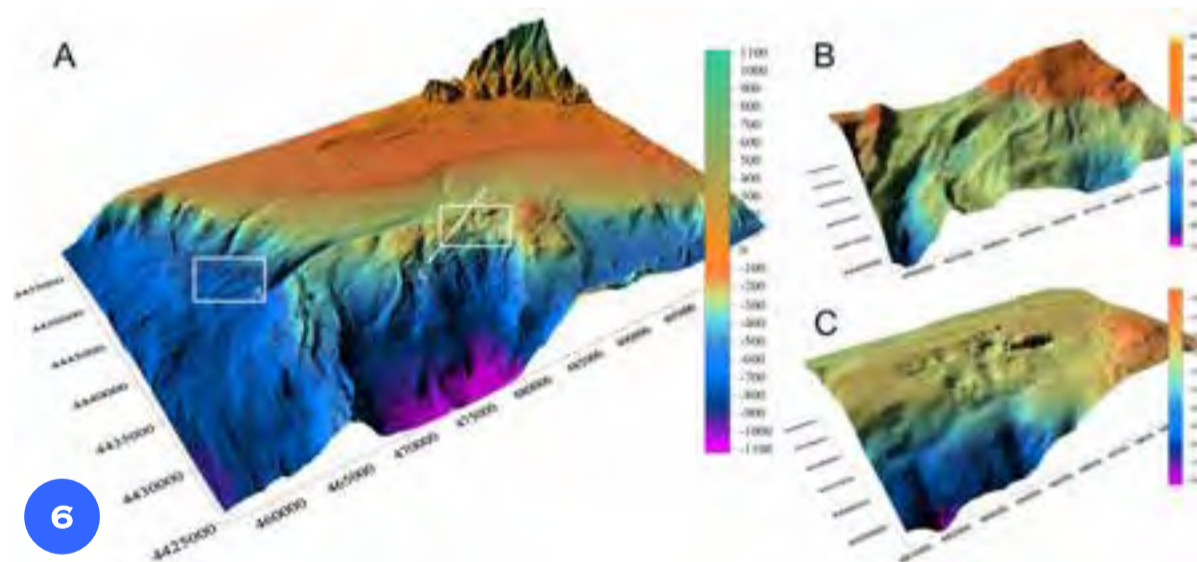
Il cedimento delle coltri superficiali è avvenuto probabilmente in un unico evento: inizialmente con la traslazione di blocchi, e successivamente con la

disgregazione della compagine ed evoluzione in flusso. Il deposito ha una facies sismica complessivamente omogenea e si amplia anche in contropendenza sui rilievi antistanti, fattore che indica la rapidità dell'evento.

Among the relevant morphological features included in the Sheet 10, the Licosa Slide is worth noting; it is localized 21 km off the coast in the south-western direction, between 220 and 300 m water depth (Fig. 5A). The slide scar is on the upper slope, beyond the shelf edge, and is 6.65-km-wide and 3.5-km-long, in the slope direction. It develops on an area of about 25 km<sup>2</sup> and involves about 0.04 km<sup>3</sup> of sediments (Bellonia et al., 2008).

The uppermost 7-8 m of slope sediment failed and originated a flow that deposited downslope at a short distance from the scar, filling a narrow channel E-W oriented at the foot of the slope, flanked by structural lineaments (Licosa Channel in Figs. 1 and 2). The weak layer is a downlap surface at the base of the infra-littoral prograding wedge deposited in the last phases of the sea level drop, in the Late Pleistocene, 21-18 ka BP (Trincardi et al., 2003) (Fig. 5B).

The gravity core C1202, retrieved in the slide scar, intercepted the hiatus 60 cm below the seabed (Figs. 5C and D) and allowed the construction of an age model based on palaeo-secular variations of the earth magnetic field, on <sup>14</sup>C age datings and tephrocronology (Iorio et al., 2014). Results infer that the slide failed about 11 ka BP and involved sediment layers that deposited since 21.5 ka, confirming the observations from VHR seismic records. The mobilized material is confined in a W-E oriented channel at the base of the slope (Licosa Channel), flanked by recently displaced structural lineaments (Figs. 5A and B). The failure of the sediment drape occurred possibly in one single event, started with the blocks dissection, a translation on the 21.5 ka downlap surface, and successively evolved in a mudflow, moving fast downslope. The slide deposit shows a transparent seismic facies and runs up on the opposite slope, testifying the rapidity of the event.



Le blande depressioni circolari, di varia ampiezza e profondità, che a scala globale si formano nei contesti sedimentari e vulcanici dei margini continentali, rappresentano punti di emissione di fluidi (*pockmark*, King e MacLean, 1970). Il campo di *pockmark* di Punta Licosa (Fig. 6A e 6C) è costituito da circa venti depressioni ampie centinaia di metri e profonde fino a 50-60 m. L'area si inserisce in un settore rilevato della scarpata, tra la Frana di Licosa e la Frana di Acciaroli, delimitato da lineamenti strutturali, e in prossimità di scarpate rocciose che delineano le emergenze del substrato. Le depressioni hanno forme regolari, oblunghe o circolari, e spesso si congiungono in forme coalescenti. La forma smussata degli orli è indice della presenza di un drappaggio superficiale di sedimenti, come si evince dal rilievo SBP in Figura 7, la cui posizione è indicata dal segmento bianco in Figura 6A.

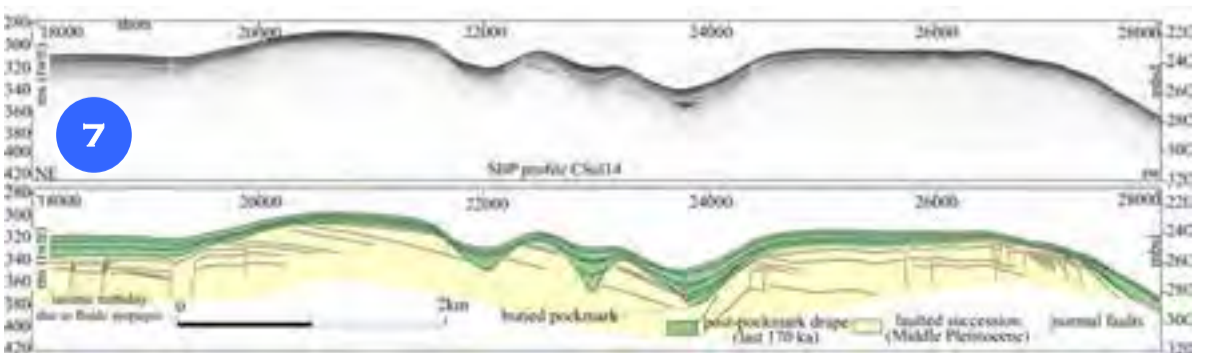
I *pockmark* risultano impostati in una successione di scarpata a riflessioni inclinate verso mare (2°-3°) e successivamente riempiti da una coltre di sedimenti spessa fino a 20 m (Fig. 7). Tale evidenza risulta dalla geometria dei riflettori di riempimento che presentano pendenze via via minori verso l'alto. Non si osservano fenomeni post-deposizionali di cedimento dei riempimenti. Le riflessioni sismiche del drappaggio si correlano verso terra alle discontinuità stratigrafiche che delimitano le ultime due sequenze

deposizionali e, pertanto, datano la formazione dei *pockmark* come precedente ai 150-170 ka. I riflettori dell'unità sottostante sono interrotti di netto dalle forme erosive dei *pockmark* e sono in più punti dislocati da faglie ad andamento verticale o subverticale, con rigetti nell'ordine dei metri. Lungo i piani di faglia si osservano disturbi del segnale sismico (torbidità) spesso associati a risalite di fluidi. Recentemente è stato identificato un altro campo di *pockmark* allo sbocco del Canale di Licosa (Fig. 6A e 6B). Le forme si concentrano lungo i crinali e sono esclusivamente di piccola scala (Fig. 6B), fino a 50 m di larghezza e profonde 2-5 m, simili a quelle osservate nel foglio Bugerru e Alghero lungo il margine occidentale sardo.

The smooth circular depressions (from meters to hundreds of meters in size), largely occurring in sedimentary and volcanic environments on the continental slopes worldwide, are the expression of fluid seepages from the subsurface (King and MacLean, 1970). The pockmark field off the Cilento Promontory is localized on a structural relief of the slope, between the Licosa and the Acciaroli slides (Figs. 6A and 6C). It includes about twenty depressions, circular-and subcircular-shaped or coalescent. The smoothed edges point to subsequent sediment draping, as confirmed by the SBP seismic-acoustic profile (Fig. 7, profile position white segment in Fig. 6A). Erosive features removed part of a gentle-inclined succession (2°-3°) and were in turn covered by a thick sediment drape, locally exceeding 20 m of thickness (Fig. 7). Apparently, no failures have occurred on the lateral sides of the sediment fill.

Seismic reflectors of the drape are linked up, landwards, to the stratigraphic discontinuities that bound the last two depositional sequences on the shelf. Therefore, the sediment drape dates back 170-150 ka. Reflectors of the lower succession are also displaced few meters along normal or sub-vertical fault planes. Locally, seismic turbidity is associated to the fault planes and may indicate fluid migration upwards.

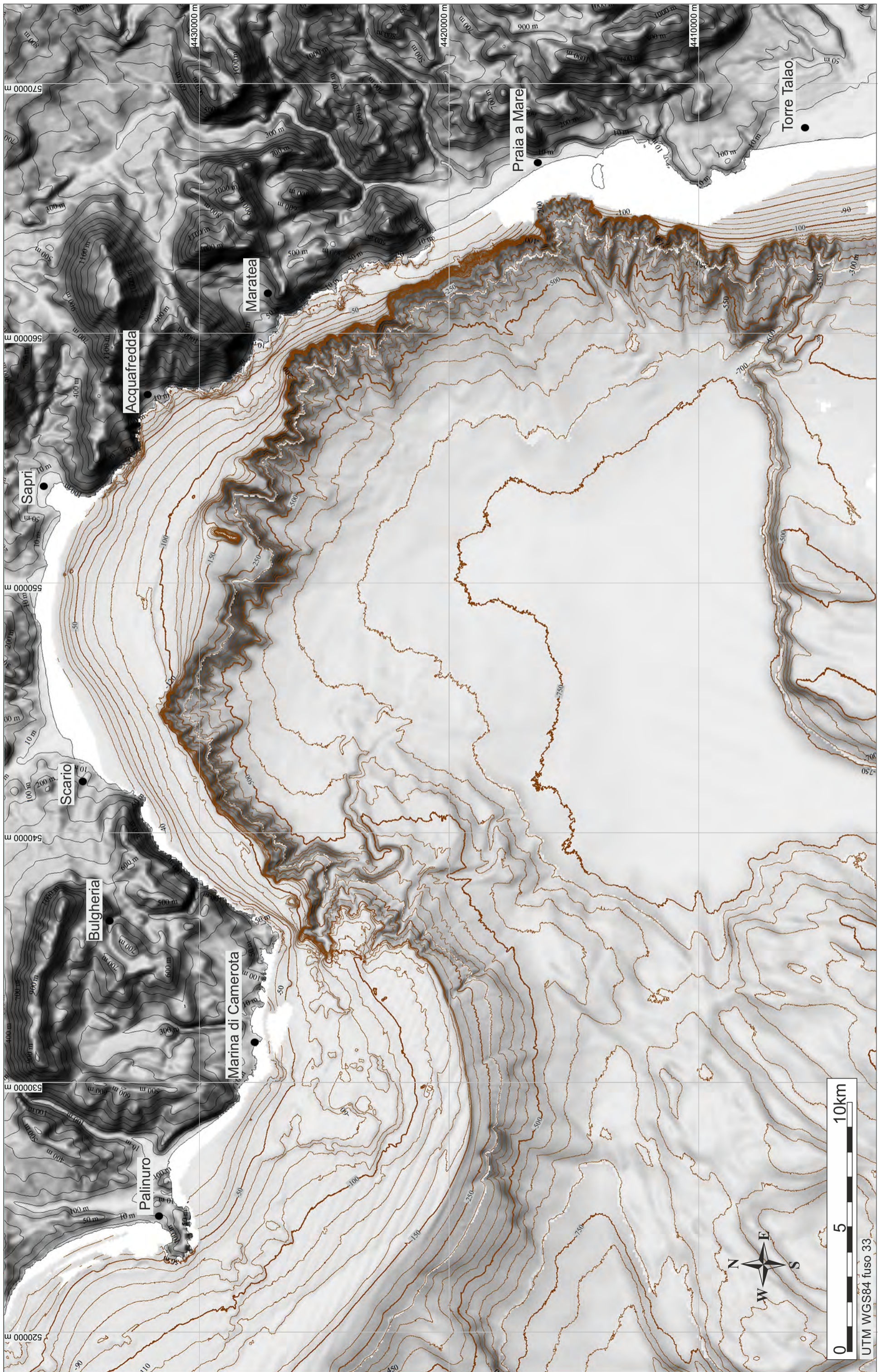
Recently, a further pockmark field has been identified off the mouth of the Licosa Channel, in the Acciaroli sheet area (Figs. 6A and 6B). Here, pockmarks are smaller (up to 50-m-large, 2-5-m-deep) and are aligned along the crests of the slope and quite similar to the features reported in Alghero and Bugerru maps.

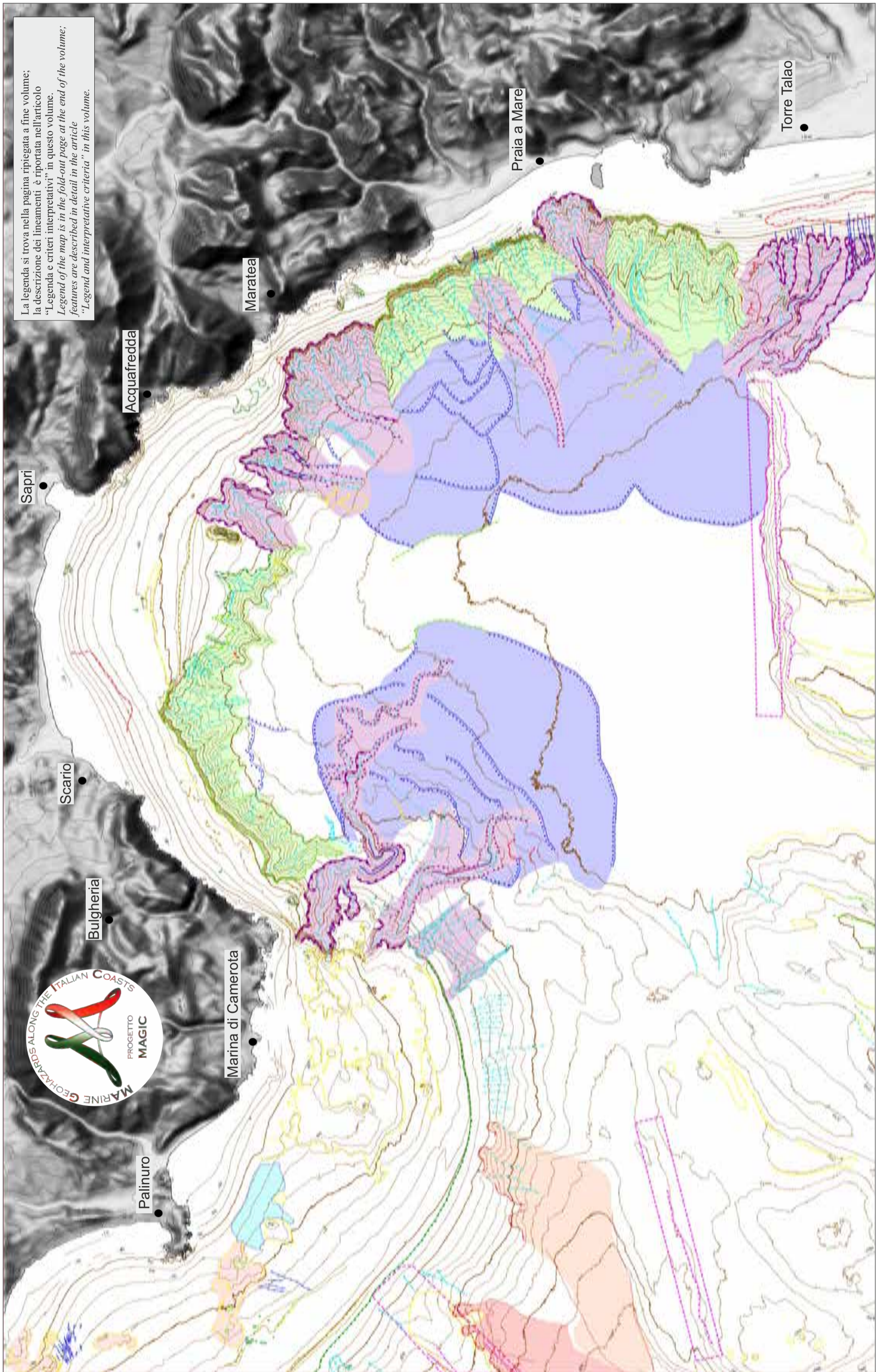






FOGLIO 11 MARATEA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume. Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.

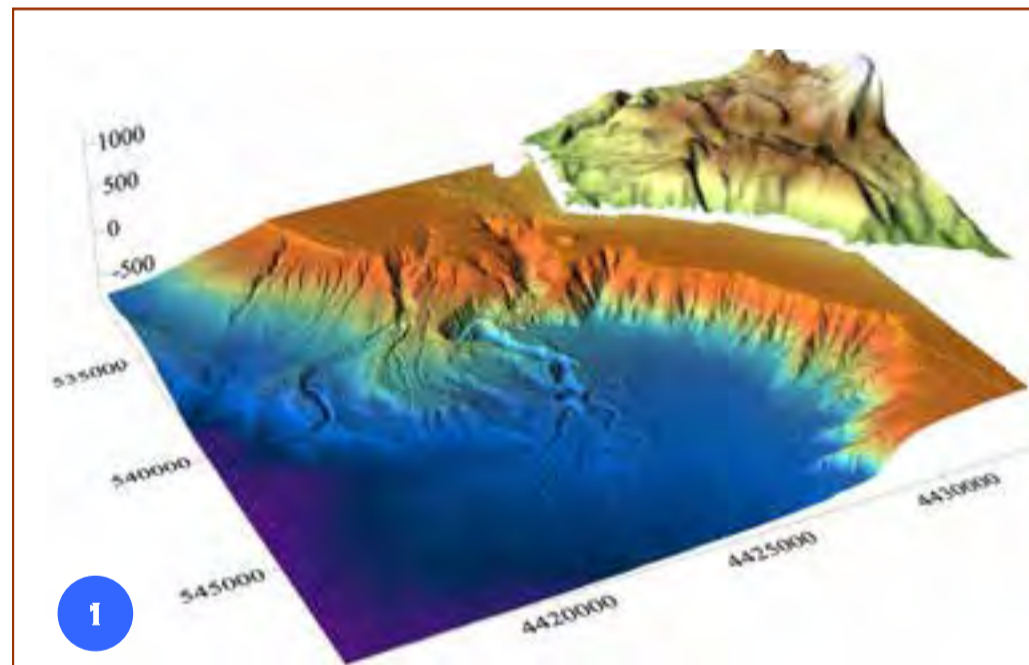
Il Foglio 11 “Maratea” è localizzato lungo il margine meridionale della Campania e include un settore di piattaforma continentale tra Capo Palinuro e Torre Talao, la scarpata continentale superiore che raccorda al Bacino di Sapri e le propaggini settentrionali dei rilievi intra-scarpata che lo delimitano a sud (Bartole et al., 1984; Gamberi e Marani, 2004). Il margine è dominato dalla presenza di un ampio e spettacolare sistema di canyon-conoide orientato parallelamente alla costa cilentana. Il settore di piattaforma/scarpata ad ovest del Canyon Bulgheria, ha il ciglio conservato a 140 m di profondità e mostra un sistema ben sviluppato di *gully* di scarpata (Dalla Valle et al., 2013) subparalleli fra loro. Ad est del canyon si sviluppa una scarpata erosiva con ciglio in arretramento, profondi solchi e creste, con pattern di erosione lineare ed evidenze di flussi di sedimento alla base della scarpata. In piattaforma a largo di Sapri è conservato un cordone litorale a 90 m di profondità sub-parallelo alla costa, lungo ~5 km. La strutturazione orogenica del tratto appenninico-tirrenico circoscritto al Foglio 11 si è configurata nel Miocene inferiore a seguito delle complesse fasi di impilamento delle falde e delle scaglie tettoniche, che hanno determinato la sovrapposizione delle unità Nord-Calabrese e Parasacilidi sui domini della piattaforma appenninica (Bonardi et al., 2009; Ciarcia et al., 2009). Su queste unità giacciono in discordanza i depositi miocenici *thrust-top* del Gruppo del Cilento (Selli, 1962; Amore et al., 1988; Mazzoli et al., 2008; Ciarcia et al., 2009) e tra Capo Palinuro e Scario porzioni intere della piattaforma appenninica in facies di margine di scarpata (Monte Bulgheria, 1270 m s.l.m.). Sebbene queste ultime siano tettonicamente sottoposte alle unità Nord Calabrese e al Gruppo del Cilento, occupano una posizione morfologicamente prominente per un’ulteriore inversione tra il Miocene superiore ed il Pliocene con un piegamento nord-vergente e fagliazione sull’unità nord calabrese secondo alcuni autori, nel Pleistocene con una trascorrenza sinistra, secondo altri. Nell’area lucana, l’interposizione delle Unità delle Crete Nere (Auct.) fra i termini carbonatici ha determinato nella Valle di Maratea una deformazione gravitativa profonda (Guerricchio e Melidoro, 1996) con coinvolgimento delle coltri detritiche, che in parte prosegue in mare (Colantoni et al., 1997), in corrispondenza della zona di massimo arretramento della piattaforma, a largo del Porto di Maratea.

*The Sheet 11 “Maratea” includes the continental margin off the southern Campania region, between Capo Palinuro to the west and Torre Talao to the south-east. Off Capo Palinuro, a large continental shelf with the edge at 140 m depth and a gentle slope cut by several subparallel intra-slope gullies (Dalla Valle et al., 2013) occurs; off Sapri, the shelf edge occurs between 90 and 200 m depth, and the slope is deeply cut by herringbone-shaped furrows that locally indent the shelf retrogressively. At the base of the upper slope, a concave shaped depocentre occurs, the Sapri Basin (Bartole et al., 1984; Gamberi and Marani, 2004), limited southwards by two intra-slope reliefs. The margin is dominated by the occurrence of a spectacular small-scale canyon-fan system parallel-oriented to the Cilento coast. The fan has aggraded in the Sapri Basin between 500 and 700 m depth, by the development of two lobes, fed by Luna and Infreschi troughs. East of the canyon system, an erosive escarpment occurs, characterized by deep furrows and narrow ridges produced by linear erosive processes; evidences of sediment fluxes are present at the base of this escarpment.*

*The orogenic structure of the area consists of a tectonic multilayer which piled up in the Lower Miocene, by thrusting the Nord-Calabrese and Parasacilide units on the Apennine Platform domains (Bonardi et al., 2009; Ciarcia et al., 2009). A further tectonic inversion phase in the Upper Miocene–Lower Pliocene, according to some authors, or a transgressive phase in the Pleistocene, according to others, led the marginal facies of the Apennine platform to over thrust the internal units toward the North (Bulgheria Mount, 1270 m a.s.l.).*

*In the Lucania area, the tectonic interbedding of a clayey succession among carbonatic thrusts, caused phenomena of deep gravitative deformation in the Maratea Valley (Guerricchio and Melidoro., 1996) and in the nearby marine area (Colantoni et al., 1997), in correspondence of the maximum retreat of the shelf. In this area, at the base of the slope, several lobes of mass wasting transport have been identified, denoting an ongoing morphological shaping of the submerged landscape. Two relic features related to past lower stands of sea level are preserved at 90 m depth (5 km-long littoral sand ridge) and 110 m depth (low stand marine terrace).*

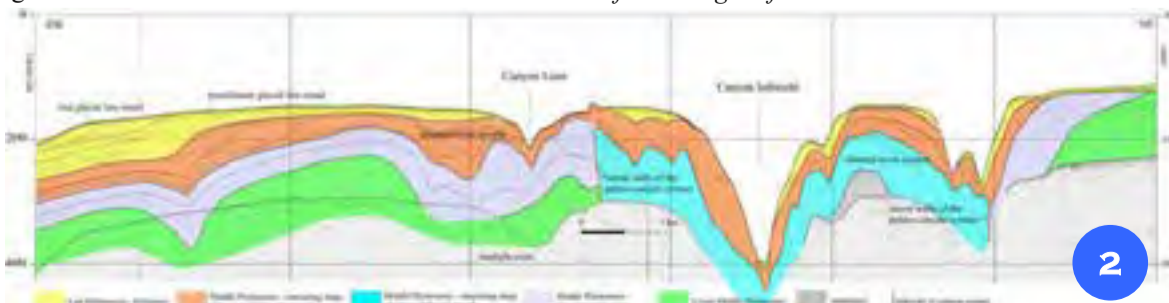
## IL SISTEMA CANYON–CONOIDE DEL BULGHERIA

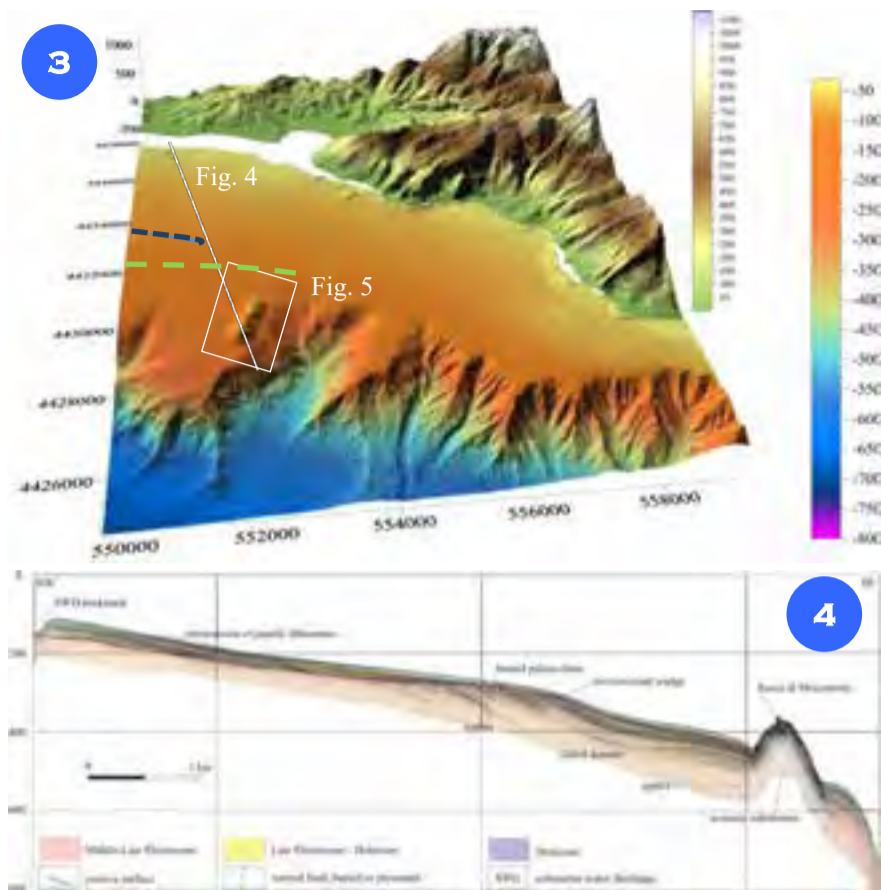


Nel record sedimentario della conoide esterna sono inclusi depositi gravitativi la cui origine è da collegare allo sviluppo della scarpata erosiva in retrocessione del settore orientale del foglio. Per l’anomala collocazione dei canyon rispetto alla fisiografia dell’area costiera e del margine è stata avanzata l’ipotesi che il ramo più sottocosta sia stato inciso da un flusso di acqua sotterranea dall’acquifero del Bulgheria, in una fase di basso eustatismo (Budillon et al., 2011b). Le testate dei due canyon hanno funto da trappole sedimentarie per le correnti lungo costa in stage differenti di stazionamento del livello del mare. Un bellissimo esempio di sistema canyon-conoide è visibile dal DEM a sud di Monte Bulgheria (Fig. 1). Il canyon orientato parallelamente alla costa cilentana e lontano da ogni possibile connessione fluviale, è costituito da due profonde incisioni erosive, argini asimmetrici, set di meandri abbandonati, canali di tracimazione e canali distributari (Budillon et al., 2011b). Le due gole, subparallele fra loro, che si impostano a circa 120 m di profondità al margine della piattaforma, alimentano due lobi di una conoide che si sviluppa tra 500 e 700 m di profondità nel Bacino di Sapri.

L’andamento dei canali e degli argini sembra essere controllato dal gradiente topografico, variabile nel tempo, e dalle forze di Coriolis, con rapida crescita delle sponde destre. Si osservano diversi canali di tracimazione che dipartono dalle zone di massima curvatura dei *thalweg*. La conoide esterna è caratterizzata da canali distributari e da deposizione di onde di sedimento a basso angolo. L’analisi delle geometrie deposizionali suggerisce due fasi di incisione e deposizione dal Pleistocene medio (Fig. 2), e due pattern di crescita/avulsione nella conoide esterna, in funzione probabilmente delle variazioni del livello di base, come conseguenza delle oscillazioni eustatiche.

*The Bulgheria Canyon-Fan system, in the eastern Tyrrhenian Sea, displays well-developed, small-scale, fluvial-like features (Fig. 1). It lies alongside the northern slope of the Sapri peri-Tyrrhenian basin and is formed by two adjacent troughs (Infreschi and Luna, 12- and 8-km-long, respectively) and by an intra-slope basin fan that lies at approximately 600 m depth. Channels and levees development seems to be controlled primarily by the local slope gradient, changing through time, and by Coriolis forces that induce a faster vertical growth of the right-side features. Episodic flow-stripping at the meander loops and bends caused local destruction of the main channel levees, with overspill of erosive fluxes in the mid fan. Large-sediment, low-angle wave fields are mainly developed in the outer fan. Buried features and relict morphologies suggest that the Infreschi channel experienced at least two phases of re-incision since the Middle Pleistocene (Fig. 2). Local readjustment of the outer lobe growth due to channel avulsion and meander abandonment is possibly a consequence of relative base level fluctuations. The sedimentary record of the mid and outer fan includes outrun mass wasting deposits from extensive failures of the Sapri slope. Indeed, a marked scar is present on the eastern side of the modern outer lobe that indicates the persistency of mass flow passages up to recent times. In addition to the environmental factors that are currently considered to cause canyon formation on the shelf margin, Budillon and coauthors (2011b) inferred a canyon incision of the lateral branch by underground freshwater flow from the adjacent aquifer when the sea-level was lower than at present. Luna and Infreschi canyon heads have acted as sediment trap to longshore currents at different stages of sea level stand.*





Off Scario and Acquafredda villages, the shelf widens up to 7.5 km from the coastline and a corresponding deepening of the shelf edge down to 280 m water depth occurs (Fig. 3).

Two distinctive relic features are preserved on the shelf: a littoral sand ridge, located at 90 m water depth and 5-km-long (dashed blue line in Fig. 3), and a marine terrace, whose edge ranges between 108 and 113 m depth, which developed during the last lowstand of the sea level, occurred 20 ka BP (dashed green line in Fig. 3).

The enlargement of the physiographic shelf beyond this feature (sedimentary wedge), accounts for a structural control of the margin. Indeed, a rocky relief NE-SW oriented, elevates for about 60 m above the surrounding seabed as shown in the seismic profile in Figure 3 (Secca di Mezzanotte).

A sub-bottom chirp seismic line shows that the relief bounces back a high impeding acoustic signal, typical of bedrock (Fig. 4). The rocky nature of the Sec-

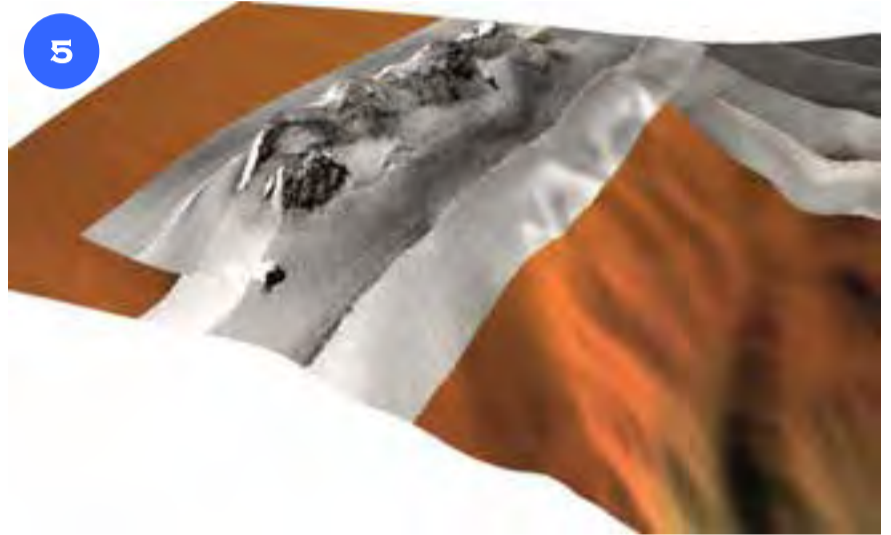
Tra Scario e Acquafredda si osserva un ampliamento della piattaforma continentale fino a 7,5 km dalla costa, con un approfondimento del ciglio fino a circa 280 m di profondità.

In questo settore sono conservati due lineamenti palinestesi: un cordone litorale lungo circa 5,1 km (linea tratteggiata blu in Fig. 3), attualmente a circa 90 m di profondità, e un terrazzo costiero relativo all'ultimo stazionamento basso del livello del mare, avvenuto circa 20 mila anni fa, il cui ciglio si posiziona attualmente tra 108 e 113 m di profondità.

Il protendersi della piattaforma fisiografica oltre questo limite (oltre quindi il ciglio sedimentario, linea tratteggiata verde, Figg. 3 e 4) configura un controllo strutturale del margine in questo settore, confermato anche dalla presenza di un rilievo roccioso longitudinale, orientato NE-SO, che si eleva per 60 m dal fondale circostante.

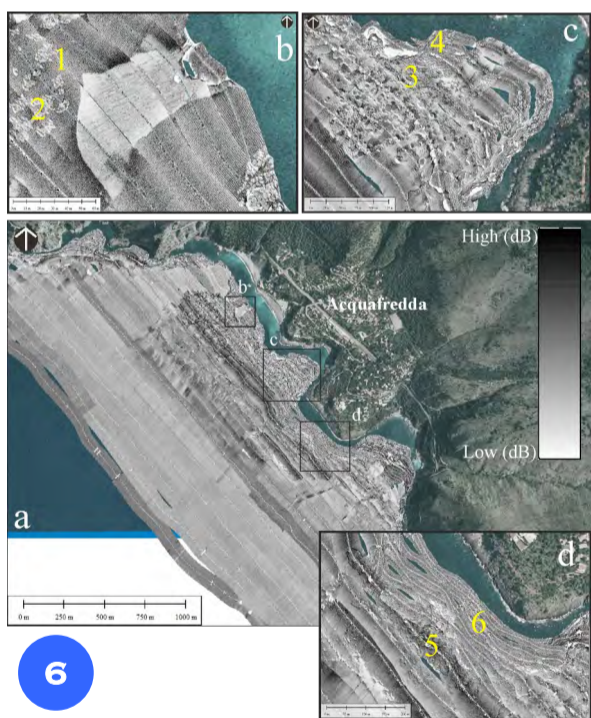
Le linee sismiche evidenziano la risalita del substrato acustico sordo sul quale poggiano in *downlap* i set di riflettori progradanti relativi all'ultimo abbassamento eustatico (Fig. 4).

Il backscatter (Fig. 5) evidenzia le porzioni rocciose affioranti e le concrezioni coralligene in *patch*. Questo rilievo, denominato Secca di Mezzanotte, ed altri sepolti, non evidenti dal DEM, controllano la profonda indentellatura delle testate dei canyon in retrocessione a scapito della piattaforma.



ca di Mezzanotte is also confirmed by the backscatter signal (Fig. 5). The clinoform reflectors relative to the forced progradation of the shelf, in step with the last lowering of sea level, downlap the relief. The Secca di Mezzanotte high, and some other rocky relief buried below the sea floor, control the retreat of canyon heads.

ELEMENTI DISTINTIVI IN AMBIENTE NERITICO



I fondali tra Scario e Maratea presentano una elevata variabilità litologica, morfologica ed ecosistemica nei primi 50 m di profondità. Le falesie rocciose sommerse, le numerose *pocket beach*, il substrato roccioso in affioramento, i fondi mobili con taglie dei sedimenti da molto grossolani a fini e le conoidi di deiezione ai piedi delle falesie costituiscono il substrato ideale per diverse associazioni biocenotiche. Non a caso quest'area è stata scelta per istituire una Area Marina Protetta, volta a proteggere e valorizzare la naturalità dei fondali.

In Figura 6 i valori di backscatter (rappresentati da una scala di grigi in cui l'alto backscatter è associato a toni scuri del grigio) elaborati da acquisizioni MBES evidenziano i passaggi laterali di litofacies; le facies acustiche sono state calibrate da immagini subacquee lungo transetti di cui in Figura 7 sono riportati gli elementi più significativi. La localizzazione delle foto è riportata in Figura 6 con i corrispondenti numeri in giallo.

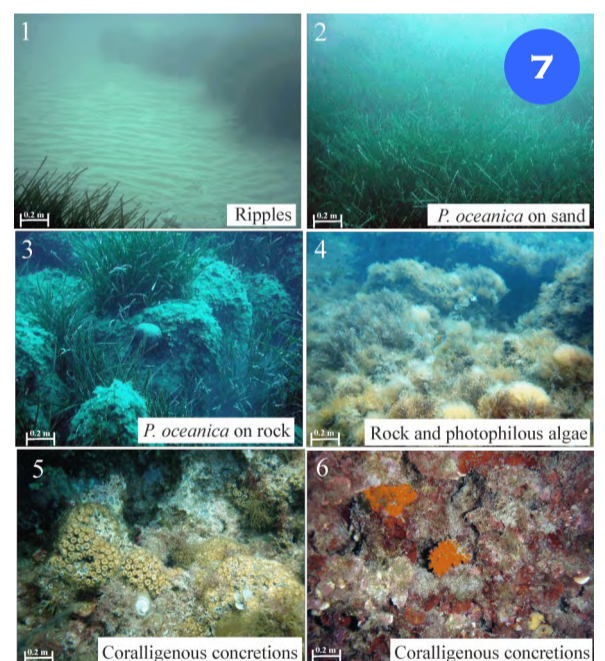
In Figura 8A è evidenziato una zona di risorgive

(SWD-Submarine Water Discharge) che ha creato diversi *pockmark* a largo del Villaggio di Villamare. I *pockmark* hanno dimensioni molto variabili, ma il più ampio presenta un dislivello di 25 m ed un diametro di 200 m circa. In sezione i punti di emissione appaiono come forme erosive troncoconiche, senza drappeggio sedimentario recente, in quanto ancora attivi (Fig. 4). I parametri chimico/fisici della colonna d'acqua, tra cui la variazione percentuale della salinità osservabile dal profilo CTD in Figura 8B, documentano un' intrusione di acqua dolce e fenomeni di mescolamento turbolenti anche nei periodi di magra (settembre 2010). La portata complessiva stimata è tra  $1,0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Nardelli et al., 2017) e  $5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (Carta Idrogeologica dell'Italia meridionale, 2005) come media annuale. Le sorgenti sottomarine di Villamare, note con il nome di Vuddù, sono associate all'acquifero costiero dell'Unità Idrogeologica del Monte Forcella, Monte Salice, Monte Coccovello e rappresentano una peculiarità di questo tratto di costa ed una risorsa naturale da tutelare.

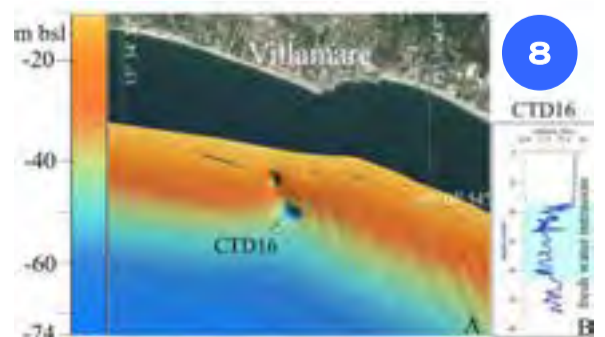
The seafloor off Scario and Maratea villages displays in the first 50 m water depth a high variability in terms of morphological features, lithology and biocenotic associations. Submerged rocky cliffs, *pocket beaches*, hard and soft seafloor, coarse and fine grain size of seabed sediment and base-of-slope aprons are the ideal background for several organogenous associations, included encrusting coloniae and large *Posidonia oceanica* meadows and mat. Is not a case that this area has been selected to set up a Marine Protected Area, under the patronages of the Italian Environment Ministry, aimed to protect the natural submarine environment.

Backscatter values which returned from the seafloor (shown in grayscale map where high values correspond to dark gray tones), show the lateral variability of the seabed (Fig. 6), whose facies have been calibrated by scuba-diving and photograph documentation (Fig. 7, photo localization in the insets of Fig. 6).

In Figure 8A, a field of seepages off Villamare village is reported. Pockmarks exceeding 200 m

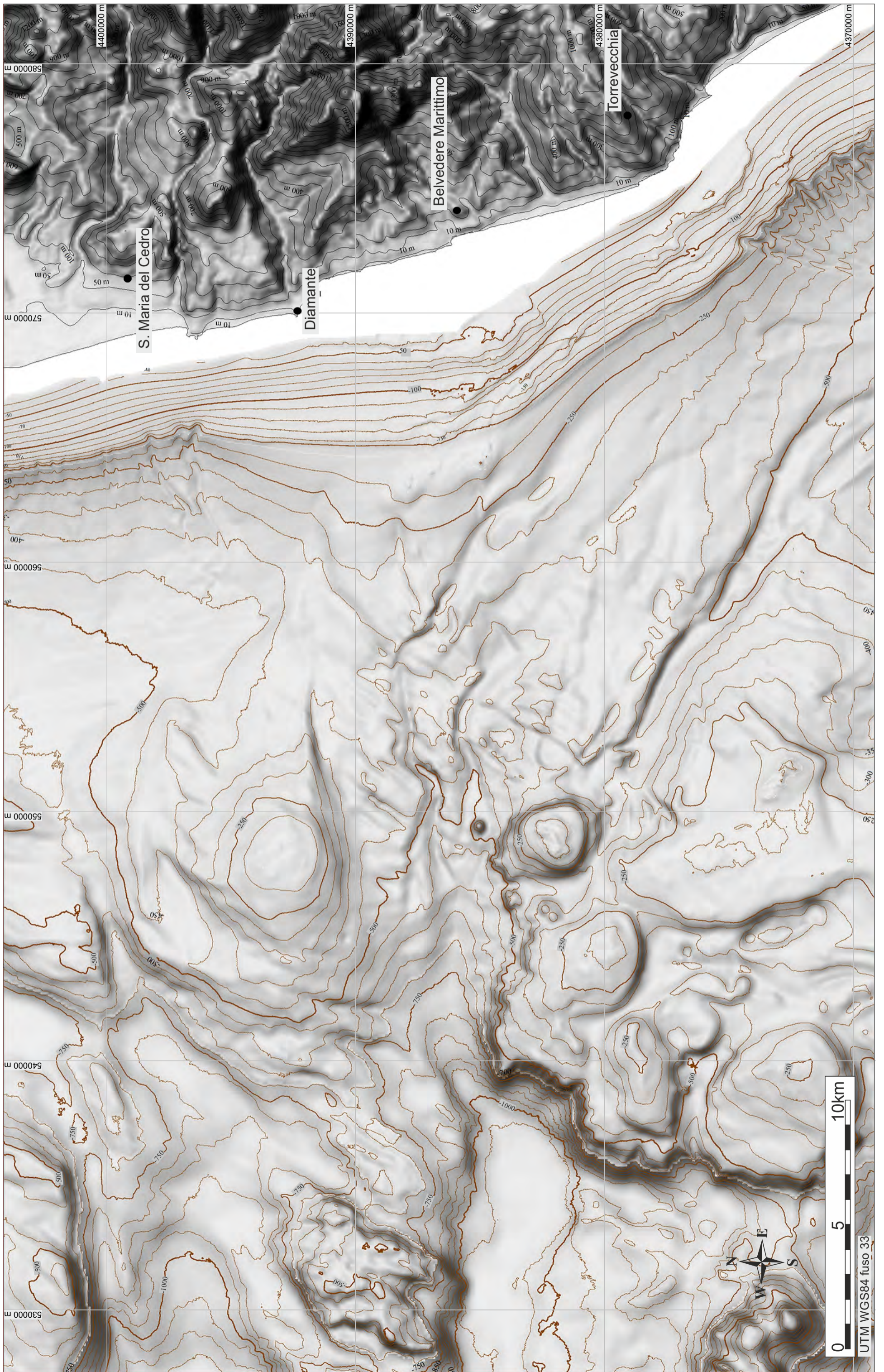


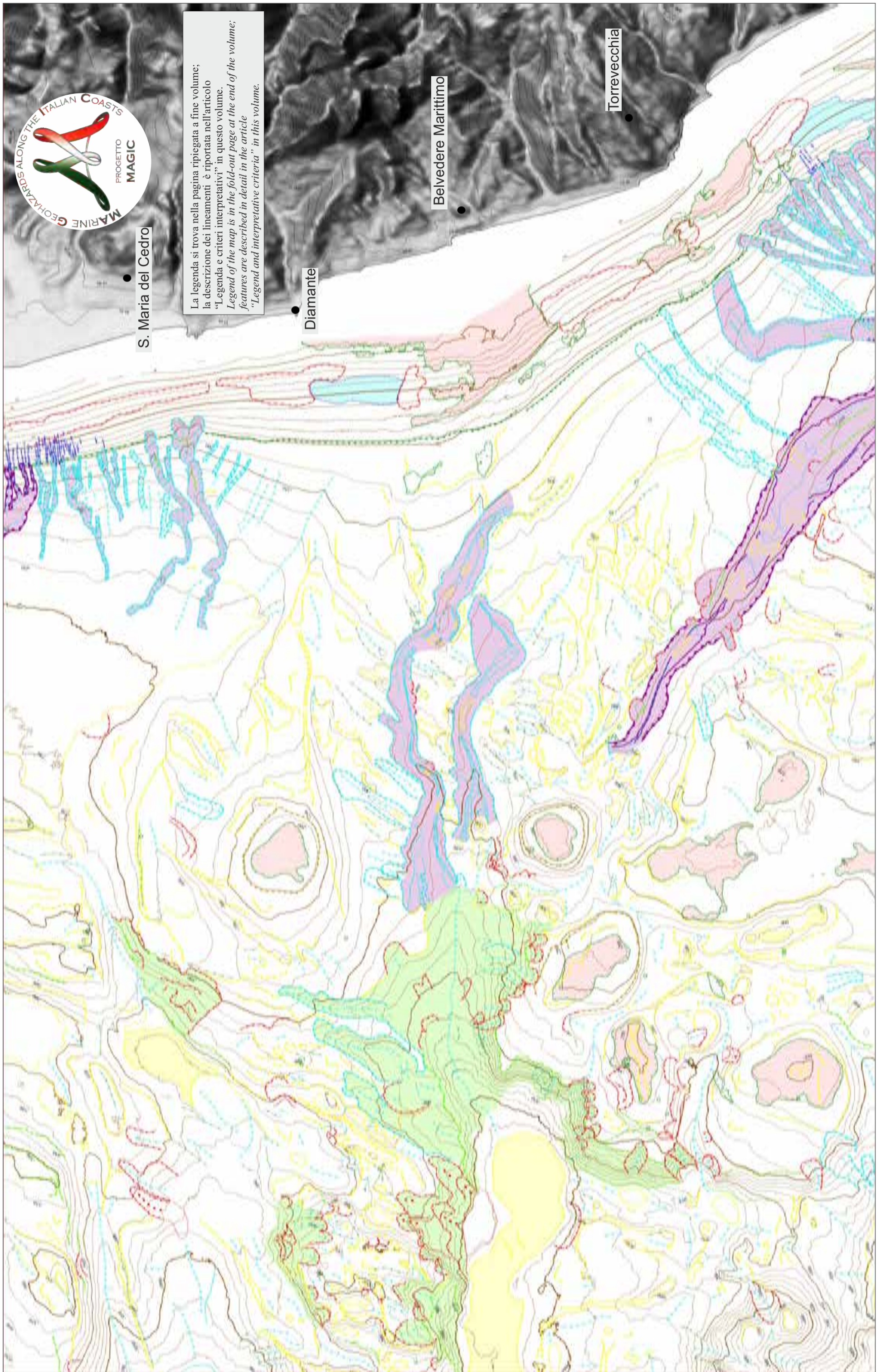
wide and 25 m deep are source of fresh water emission (SWD-Submarine Water Discharge) from Forcella Mount, Salice Mount, Coccovello Mount hydrogeological Unit (Carta Idrogeologica dell'Italia meridionale, 2005). The activity is documented by the absence of any recent sediment veneer draping the pockmark (Fig. 4) and by physical/chemical properties of the water column (Fig. 8B), where intrusions of freshwater are common even in periods of minimum flow (September 2010; Nardelli et al., 2017).





FOGLIO 12 DIAMANTE





S. Maria del Cedro

La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume. Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.

Diamante

Belvedere Marittimo

Torrevecchia

D. CASALBONE<sup>0\*\*^</sup>, E. MORELLI<sup>0\*\*</sup>, A. BOSMAN<sup>\*</sup>, C. ADAMI<sup>0\*\*</sup>, F. FALESE<sup>\*</sup>, E. LAI<sup>\*</sup>, E. MARTORELLI<sup>\*</sup>, A. SPOSATO<sup>\*</sup>, F.L. CHIOCCI<sup>1^</sup>

<sup>1</sup> RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup> ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 12 “Diamante” comprende il margine tirrenico della parte settentrionale della Calabria (profondità fino a 1200 m) sviluppato tra gli abitati di Guardia Piemontese e Granata (Santa Maria del Cedro).

L’area è caratterizzata da una piattaforma continentale piuttosto stretta (4-8 km) ed acclive ( $1^{\circ}$ - $2,5^{\circ}$ ), con il ciglio ubicato ad una quota massima di 150 m di profondità. La piattaforma continentale presenta una morfologia piuttosto regolare, ad eccezione di morfologie rilevate 10-30 m rispetto al fondale circostante, riferibili ad affioramenti di substrato e/o biocostruzioni. Queste morfologie si ritrovano principalmente tra 30-110 m di profondità e occupano aree estese fino a 15 km<sup>2</sup>.

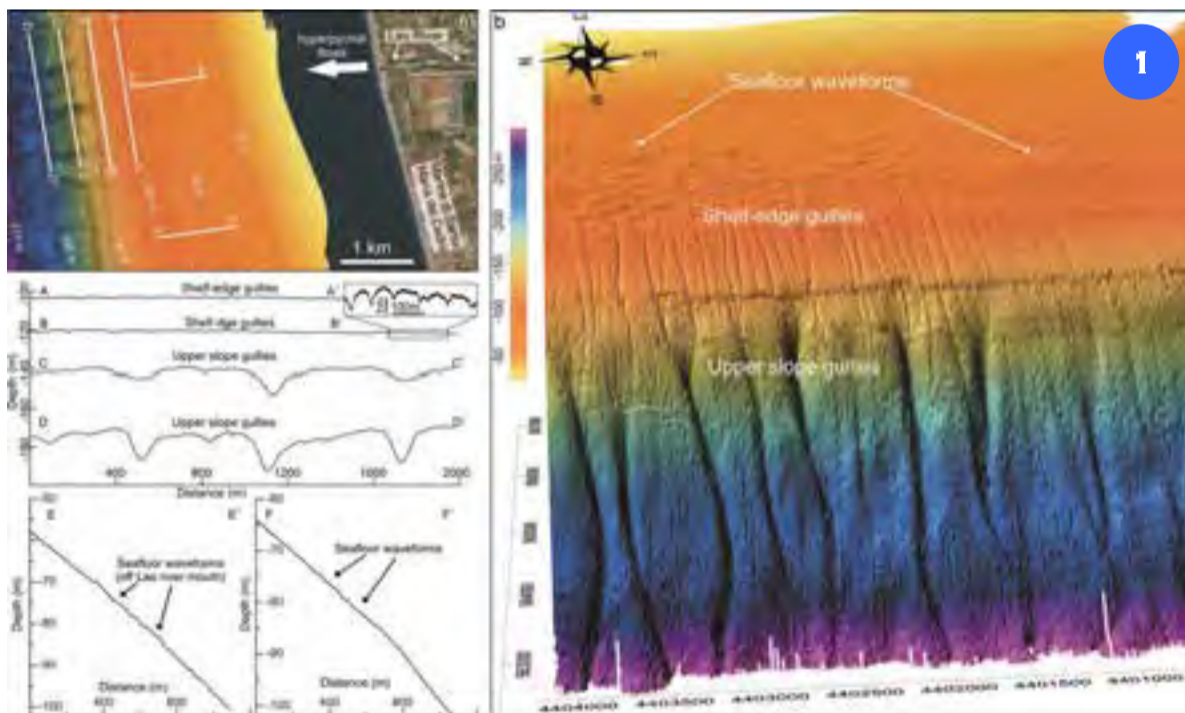
In piattaforma continentale si osservano estesi campi di forme di fondo, le cui creste sono orientate obliquamente alle isobate. Queste sono caratterizzate da una lunghezza d’onda di circa 80 m ed altezza sub-metrica e possono essere interpretate come il risultato di dinamiche oceanografiche. Nei settori di piattaforma continentale prospicienti la foce delle fiumare (fiumi a regime torrentizio), si osservano invece dei campi di forme di fondo orientate parallelamente alle isobate e solchi erosivi (*gully*), che testimoniano la prevalenza di dinamiche fluviali nella sedimentazione marina. I solchi erosivi confluiscono a maggiori profondità in più ampie strutture canalizzate. Le strutture canalizzate di maggiori dimensioni sono diffuse esclusivamente nei settori settentrionale e meridionale del foglio tra 130-500 m di profondità. Queste sono riferibili sia a singoli canali sia a sistemi di drenaggio più complessi, che si estendono fino a circa 9 km di lunghezza. Queste strutture terminano spesso in corrispondenza di bacini di intra-scarpata che sono delimitati verso ovest da alti morfologici e si elevano per centinaia di metri dal circostante fondale marino.

*The Sheet 12 “Diamante” encompasses the Tyrrhenian continental margin of northern Calabria between the villages of Guardia Piemontese and Granata (Santa Maria del Cedro); it reaches a maximum depth of 1200 m. The area is characterized by a rather narrow (4-8 km) and steep ( $1^{\circ}$ - $2,5^{\circ}$ ) continental shelf, with the shelf break located at a maximum depth of 150 m. The continental shelf shows a general smooth morphology, except for the occurrence of morphological highs, rising for 10-30 m from the surrounding seafloor. These features can be interpreted as bedrock outcrops and/or biological buildups. These morphologic highs are commonly found between 30 to 110 m water depth, covering areas up to 15 km<sup>2</sup>.*

*On the continental shelf, large fields of seafloor undulations, with the crests oriented obliquely to the contours, are recognizable. These waveforms are characterized by wavelength of some 80 m and sub-metric height; they can be interpreted as bedforms formed by bottom current.*

*In the continental shelf sectors facing the mouth of “fiumare” (short and steep river courses, characterized by torrential regime), bedforms, with the crest oriented parallel to the isobaths along with narrow and rectilinear gullies, are recognizable; gullies can be interpreted as erosive-depositional features associated with fluvial dynamics. The gullies merge downslope within larger channelized features. These latter are observed only in the northern and southern sectors of the Sheet 12 “Diamante”, between 300 and 500 m water depth. They may form single channel or more complex drainage systems, up to 9-km-long. These channelized features often end in correspondence of a series of intra-slope basins that are bounded to the west by elongated ridges that rise for hundreds of meters from the surrounding seafloor.*

## FORME DI FONDO E GULLY IN PIATTAFORMA



Il tratto di piattaforma continentale antistante la foce del Fiume Lao (Figg. 1a e 1b) è caratterizzato da una morfologia irregolare, costituita da forme di fondo e solchi erosivi. Le forme di fondo si trovano tra 50 e 100 m di profondità ed hanno le creste orientate parallelamente alle isobate, con un’estensione laterale di poche centinaia di metri. In sezione trasversale (profili E-E<sup>1</sup> e F-F<sup>1</sup>), le forme di fondo presentano una lunghezza d’onda di circa 40-100 m ed altezza d’onda variabile da sub-metrica a metrica.

A maggiori profondità (80-120 m), la piattaforma continentale è dissecata da una serie di solchi erosivi piuttosto rettilinei (*outer shelf gully*). Questi lineamenti hanno una interdistanza di un centinaio di metri, larghezza di poche decine di metri, lunghezza di parecchie centinaia di metri e profondità variabile da sub-metrica a metrica (profilo A-A<sup>1</sup>).

Le forme di fondo ed i solchi erosivi possono essere relazionati alle dinamiche fluviali del Fiume Lao, caratterizzato da un bacino di drenaggio stretto e ripido e soggetto a regime torrentizio. Questi corsi d’acqua (localmente conosciuti come “fiumare”) possono rimanere secchi per la maggior parte dell’anno, ma essere attivati da violenti piogge della durata di alcune ore o giorni, dove un’ingente quantità di acqua e sedimento viene trasportata a mare. Data l’elevata concentrazione solida nel fiume, si possono generare alla foce fluviale dei flussi iperpicinali, che sono in grado di scorrere sul fondale ed interagire con esso, dando luogo allo sviluppo di una

serie di lineamenti erosivo-deposizionali, similmente a quanto riportato durante l’alluvione che ha colpito gli abitati di Scaletta e Giampileri nell’ottobre del 2009 (Casalbore et al., 2011a).

I solchi erosivi possono essere interpretati come la traccia esercitata dal passaggio di questi flussi iperpicinali sul fondale (Chiocci e Casalbore, 2011; Casalbore et al., 2017). A maggiori profondità, questi flussi sono convogliati all’interno di più ampie strutture canalizzate (*upper slope gully* in Fig. 1, profili C-C<sup>1</sup> e D-D<sup>1</sup>), che incidono la scarpata continentale.

Le forme di fondo risultano più complicate da interpretare, come ampiamente discusso in letteratura (Urgeles et al., 2011). Esse potrebbero rappresentare il risultato di: a) processi erosivo-deposizionali esercitati dallo scorrimento dei flussi iperpicinali con la formazione di onde di sedimento (Lobo et al., 2015), b) processi di deformazione viscoplastica e/o instabilità incipiente (Chiocci et al., 1996; Lykousis et al., 2003) in relazione agli elevati tassi di sedimentazione, presenza di gas biogenico ed acclività della piattaforma (pendenze dell’ordine di  $2^{\circ}$ ), c) processi di ri-sedimentazione del materiale fine trasportato dai fiumi causato dall’azione di onde interne (Ribó et al., 2016). Nell’area di studio, l’ipotesi più probabile è che si tratti di onde di sedimentazione associate a flussi iperpicinali, in quanto si osserva una diminuzione dei parametri d’onda spostandoci dalla foce verso sud.

The shelf area facing the Lao River mouth (Figs. 1a and 1b) shows a quite uneven morphology due to a wide field of seafloor waveforms and narrow gullies. The seafloor waveforms are present at 50-100 m water depth and their crests are almost parallel to the isobaths, with a lateral extension of few hundreds of meters. In cross-section (profiles E-E<sup>1</sup> e F-F<sup>1</sup>), they have wavelengths of 40-100 m, and heights ranging from sub-metric to metric. At greater depths (80-120 m water depth), the shelf is locally dissected by a network of narrow linear incisions (*outer shelf gullies* in Figs. 1a and b). Gullies are a few tens of meters wide, several hundreds of meters long, and a few meters deep (profile A-A<sup>1</sup>).

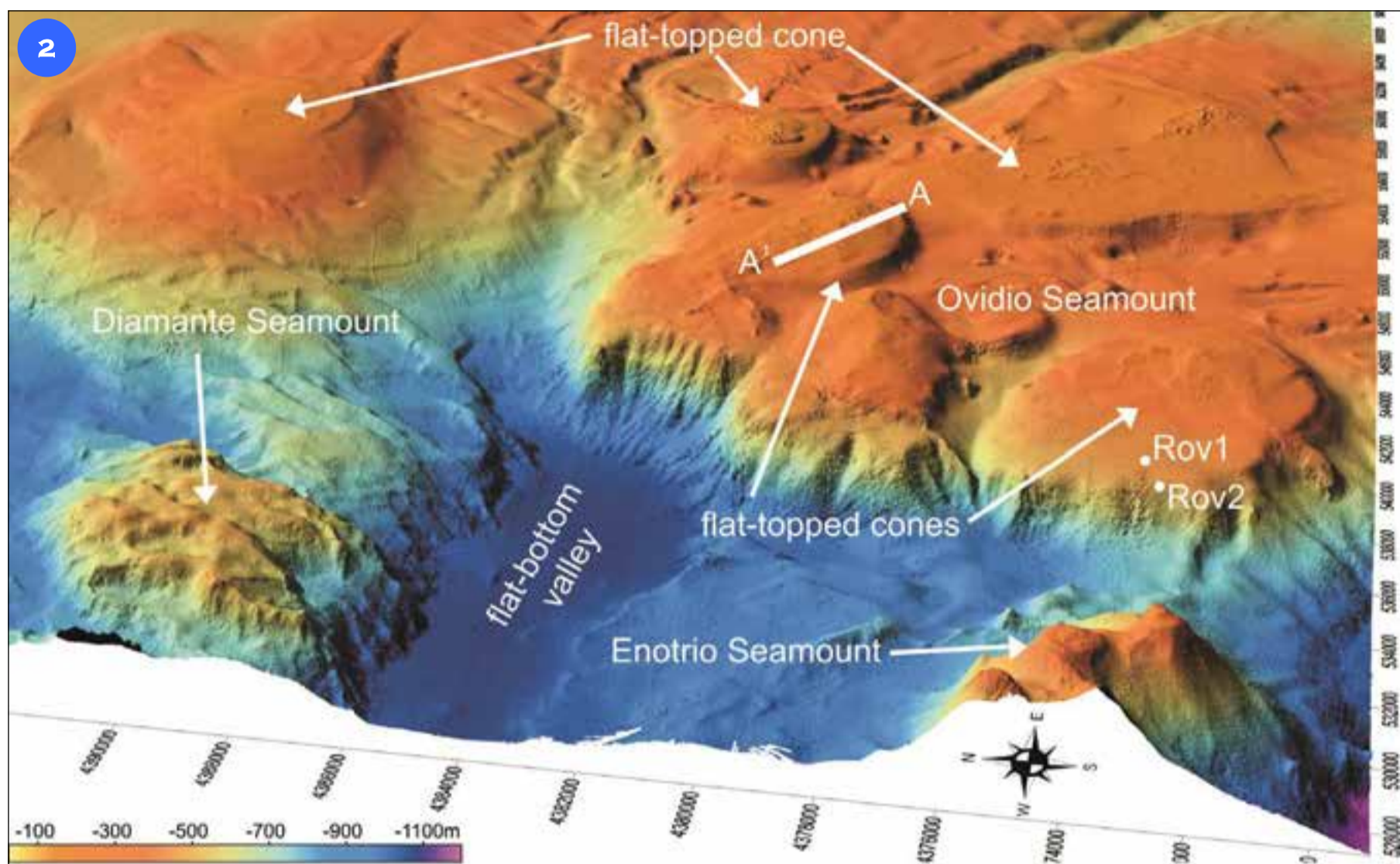
Waveforms and gullies can be related to the fluvial dynamics of the Lao River, characterized by a short and steep drainage basin as well as by a torrential regime. These water courses (locally known as “fiumare”) are dry for most of the year, but they can be suddenly activated during heavy rains, leading to the seaward transport of a large amount of sediments in very short time (flash floods).

Because of the high concentration of sediment, hyperpycnal flows can be generated at the river mouth. These flows may interact with the seafloor, giving rise to erosive-depositional features, similarly to what reported for the 2009 flash-flood event at Scaletta and Giampileri villages (Casalbore et al., 2011a). *Outer shelf gullies* could be interpreted as the erosive trace associated to the passage of these hyperpycnal flows on the seafloor (Chiocci and Casalbore, 2011; Casalbore et al., 2017). At higher depths, these flows merge in larger channelized features labelled as *upper slope gullies* in Figure 1 (profiles C-C<sup>1</sup> e D-D<sup>1</sup>).

The interpretation of seafloor waveforms is more complex, as largely discussed in the literature (Urgeles et al., 2011 and references therein).

They can be interpreted as: a) sediment waves generated by hyperpycnal flows (Lobo et al., 2015); b) sediment deformation related to creep and/or early incipient instability (Chiocci et al., 1996; Lykousis et al., 2003) due to high sedimentation rates, presence of biogenic gas and acclivity of the shelf ( $2^{\circ}$  on average); c) reworking of the fine-grained material transported by rivers into the sea due to the breaking of the internal waves (Ribó et al., 2016).

The decrease of wave dimensions from the Lao River mouth southwards, points to the erosive-depositional action of hyperpycnal flows (i.e., sediment waves) as the most plausible mechanism to explain the formation of the waveforms in the study area.



Una caratteristica peculiare del Foglio 12 "Diamante" è la presenza di una serie di rilievi di intra-scarpata (Fig. 2), che coprono un'area complessiva di circa 900 km<sup>2</sup>. Tali strutture sono rilevate da 200 a 700 m rispetto al fondale circostante e presentano una morfologia sub-conica o leggermente allungata, spesso caratterizzata da una porzione superiore sub-pianeggiante, frequentemente occupata da affioramenti di substrato estesi fino a 7 km<sup>2</sup>.

Il profilo sismico ad alta risoluzione chirp A-A<sup>1</sup> mostrato in Figura 3, evidenzia chiaramente la presenza di un substrato affiorante o sub-affiorante, localmente ricoperto da una sottile copertura di sedimento fine emipelagico.

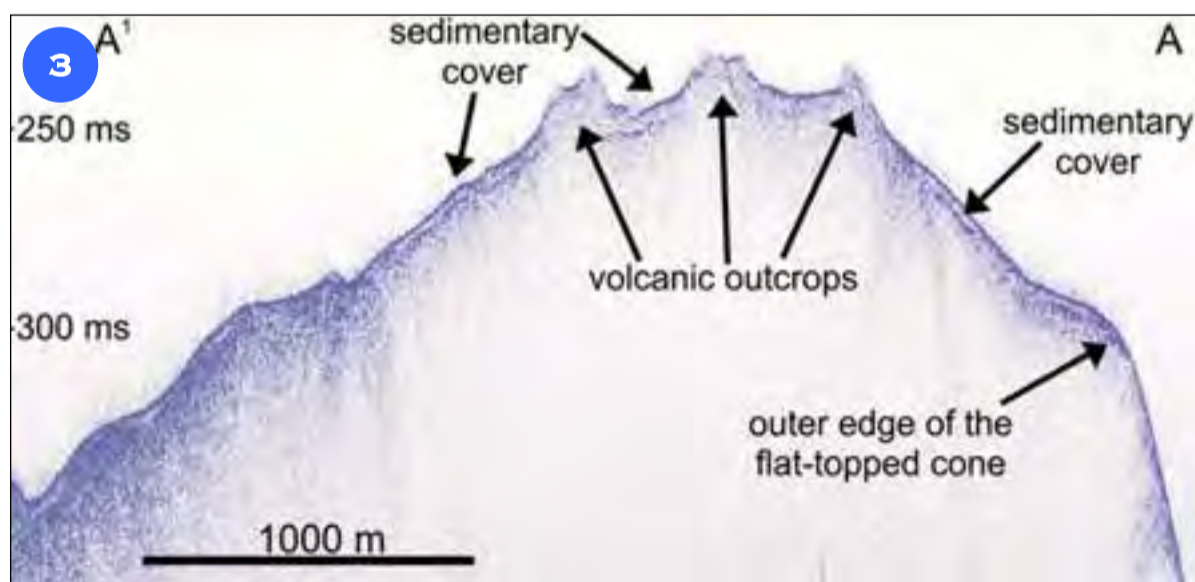
Alcune immersioni ROV (Figg. 2 e 4) effettuate sulla sommità di queste strutture hanno evidenziato

la presenza di affioramenti vulcanici, costituite da *pillow* e *sheet lava* (ROV 1 e 2 in Fig. 4, da Cocchi et al., 2017), tipiche di eruzioni effusive sottomarine. A tal riguardo, un recente studio integrato di morfo-batimetria, gravimetria, magnetometria ed indagini ROV pubblicato da Cocchi et al. (2017), comprendente la parte occidentale del Seamount Ovidio in Figura 2 ha messo in luce la presenza di una catena di edifici sottomarini (inclusiva anche dei seamount di Enotrio, Glabro e Palinuro) estesa per circa 90 km lungo la direttrice E-O. Secondo gli Autori, questo imponente vulcanismo sottomarino potrebbe essere messo in relazione alla presenza di una *tear fault* litosferica conosciuta come *subduction-transform edge propagator* nell'ambito del processo di *roll-back* subito dal piano di subdu-

zione della crosta ionica al di sotto dell'Arco Calabro.

Questo tipo di vulcanismo, seppur ancora poco studiato in termini di morfologia, chimismo e volume del materiale eruttato, è stato recentemente riconosciuto anche in altri contesti di subduzione-arco vulcanico, come nel caso degli archi di Tonga, Piccole Antille e Sandwich meridionali.

Nell'area di studio, la sommità sub-pianeggiante dei rilievi vulcanici di intra-scarpata a 120-400 m di profondità potrebbe essere associata all'interazione tra l'erosione del moto ondoso durante le fluttuazioni eustatiche quaternarie e processi di subsidenza, similmente a quanto osservato nel vicino arcipelago eoliano (Casalbore et al., 2010, 2014, 2016; Quartau et al., 2014; Romagnoli et al., 2013, 2018).



A striking feature of the Sheet 12 "Diamante" is the occurrence of a series of intra-slope highs (Fig. 2) that covers an area of approximately 900 km<sup>2</sup>. The intra-slope highs rise for about 200-700 m from the surrounding seafloor and show a sub-conical or slightly elongated morphology, commonly characterized by a flat-bottomed summital part. The flat-topped summit is locally characterized by a rough morphology due to bedrock outcrops that cover an area up to 7 km<sup>2</sup> large.

The single-channel seismic profile A-A<sup>1</sup> in Figure 3, acquired using a chirp source, clearly shows the presence of a bedrock outcropping at the seafloor, locally draped by a thin hemipelagic sedimentary cover.

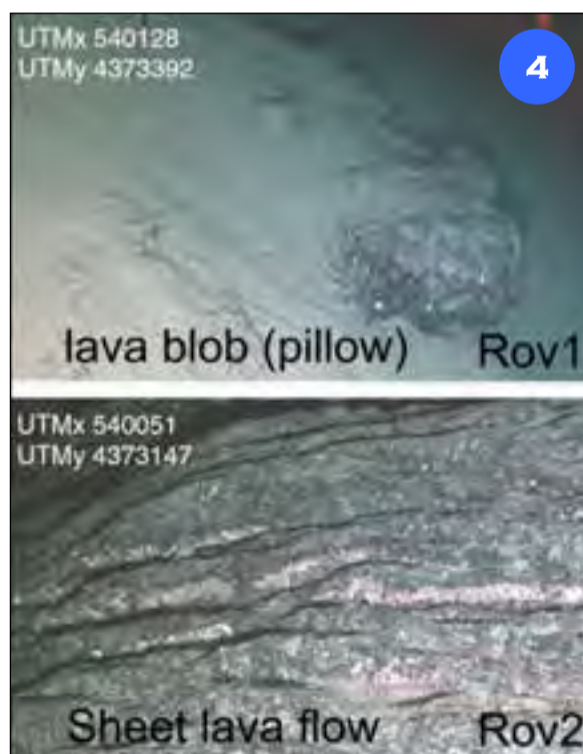
Some ROV dives performed on the flat-topped summit of these intra-slope highs, observed volcanic materials, such as pillow and sheet lava flows (ROV 1 and 2 in Fig. 4, from Cocchi et al., 2017), i.e.

typical features that form during submarine effusive eruptions.

In this regard, a recent integrated research of multibeam bathymetry, gravimetry, magnetometry and ROV dives on the western part of the Ovidio Seamount (Fig. 2; Cocchi et al., 2017) has shown the occurrence of a chain of large submarine volcanic edifices (including Enotrio, Glabro e Palinuro seamounts) aligned for about 90 km along the E-W direction, well outside Sheet 12.

According to the Authors, this large submarine volcanism could be related to a lithospheric tear fault formed within the geodynamic setting associated to the roll-back of the Ionian crust beneath the Calabrian Arc.

These tear faults associated to this geodynamic setting are known as subduction-transform edge propagators. Although this type of volcanism has been recently recognized in similar geodynamic



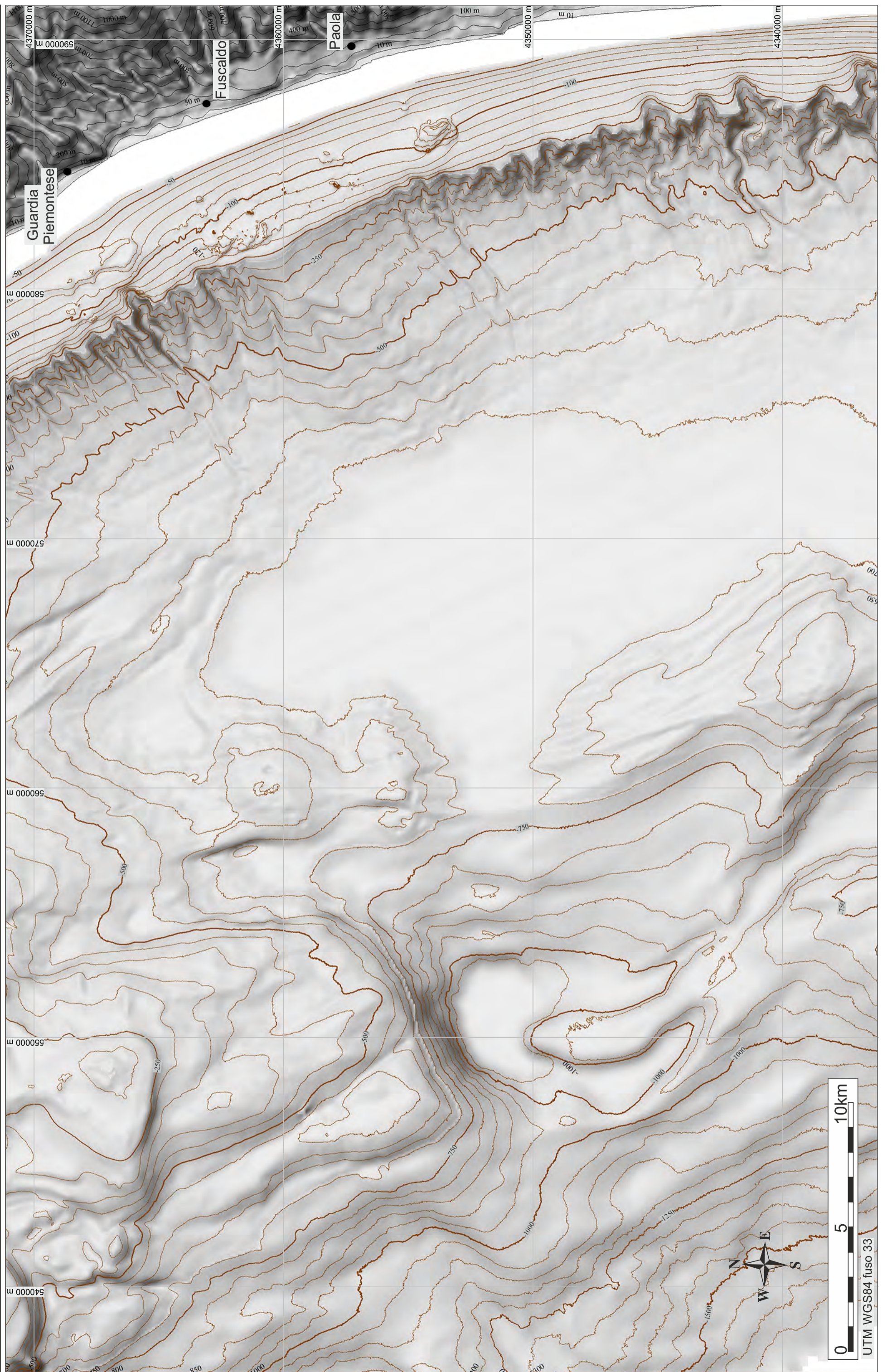
settings, such as for the volcanic arc of Tonga, Lesser Antilles and South Sandwich, the morphology, petro-chemical composition and volume of the erupted products are still largely unknown.

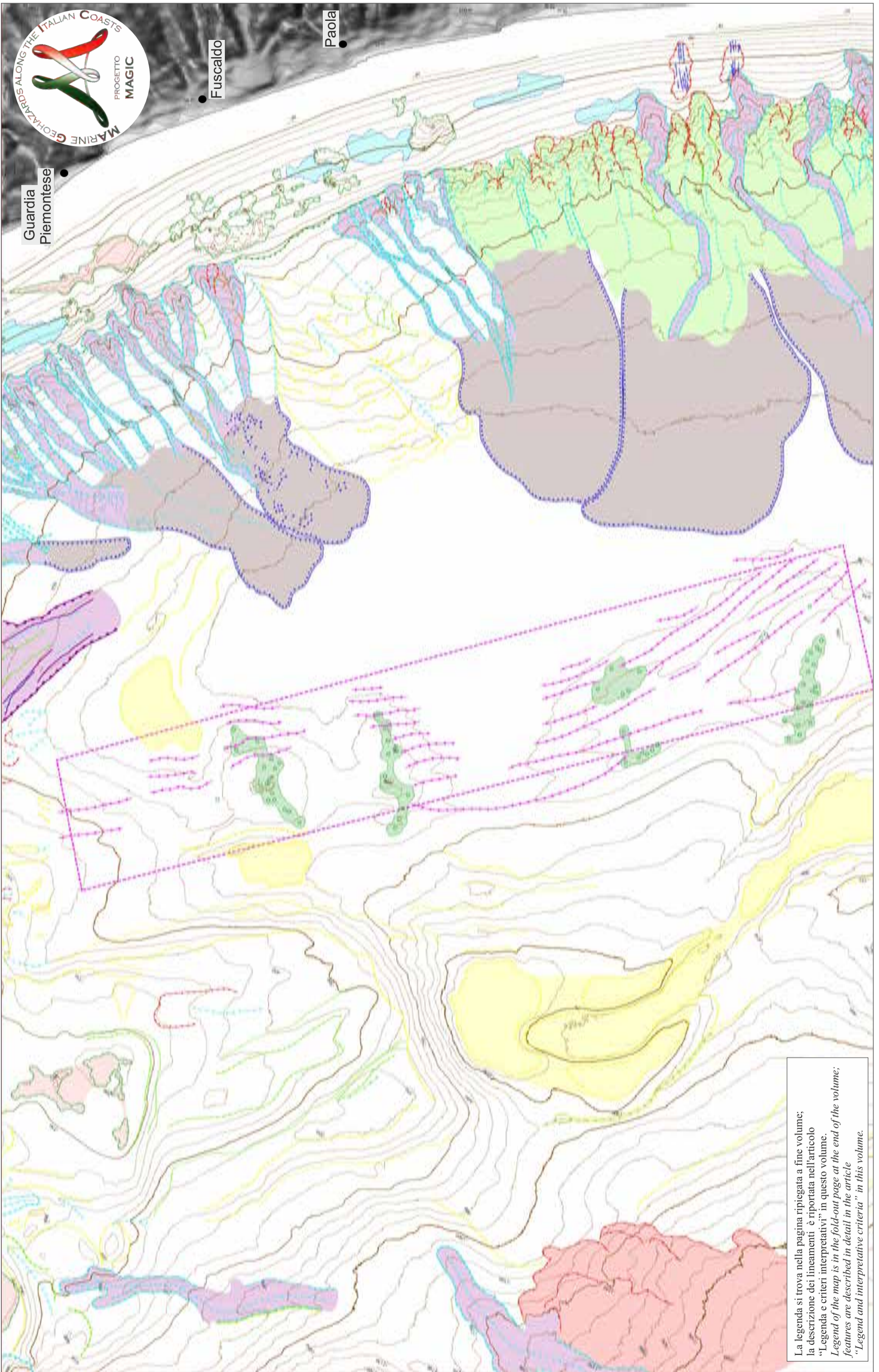
In the study area, the flat-topped summit of the intra-slope ridges occurs between 120 and 400 m water depth and may be related to the wave erosion during the Quaternary sea-level fluctuations, along with subsidence processes, similarly to what was observed in the neighboring Eolian Archipelago (Casalbore et al., 2010, 2014, 2016; Quartau et al., 2014; Romagnoli et al., 2013, 2018).





FOGLIO 13 PAOLA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

M. PIERDOMENICO<sup>o^A</sup>, E. MARTORELLI<sup>o^\*^A</sup>, D. CASALBONE<sup>o^\*^A</sup>, A. BOSMAN<sup>o^\*^A</sup>, F. FALESE<sup>o^\*^A</sup>, E. LAI<sup>\*</sup>, V. LO PRESTI<sup>A</sup>, C. MONTANARO<sup>\*</sup>, E. MORELLI<sup>o^\*^A</sup>,  
 A. SPOSATO<sup>\*</sup>, F.L. CHIOCCI<sup>1^A</sup> <sup>1</sup> RESPONSABILE FOGLIO; <sup>o</sup> INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup> ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup> STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 13 “Paola”, localizzato lungo il versante tirrenico della Calabria settentrionale, comprende i fondali antistanti il tratto di costa compreso tra gli abitati di Amantea e Cetraro, sino a circa 1700 m di profondità. I dati morfo-batimetrici evidenziano un assetto fisiografico del margine piuttosto complesso, caratterizzato da un'estensione ridotta della piattaforma continentale e dalla presenza di rilievi e bacini intra-scarpata. La morfologia del fondale riflette la complessa evoluzione geodinamica del margine calabro, legata all'apertura del bacino di retroarco del Mar Tirreno a seguito della subduzione della placca ionica sotto l'arco calabro (Fabbri et al., 1980; Doglioni, 1991).

Dal punto di vista fisiografico, la piattaforma continentale è stretta (da 2 a 6 km circa) ed acclive ( $1^{\circ}$ - $2,5^{\circ}$ ); essa presenta una morfologia del fondale articolata, prodotta da numerosi affioramenti di substrato e biocostruzioni che si elevano dal fondo fino a circa 40 m. Lungo la piattaforma, in corrispondenza della foce di alcune fiumare, si riconoscono estesi campi di forme di fondo. I campi di forme di fondo sono talvolta interessati da processi erosivi, testimoniati dalla presenza di canali molto stretti e rettilinei (*gully*), presumibilmente prodotti dall'azione di flussi iperpicniali generati a seguito di elevato trasporto solido da parte delle fiumare. Il ciglio della piattaforma, localizzato tra 140 e 150 m di profondità, è fortemente inciso dalle testate di numerosi canyon che ne determinano l'arretramento a causa di fenomeni di instabilità gravitativa a piccola scala. I canyon, che si sviluppano sub-paralleli tra loro e presentano andamento circa rettilineo, incidono la stretta (7-13 km) e acclive ( $2-4,5^{\circ}$ ) scarpata superiore, perdendo tuttavia espressione morfologica prima di raggiungerne la base. Nicchie di frana sono state identificate lungo la scarpata superiore e la loro morfologia fresca suggerisce attività recente (Gallignani, 1982). La scarpata superiore è separata dalla scarpata inferiore da bacini posti a differenti profondità. In particolare, il Foglio 13 include la porzione settentrionale del Bacino di Paola, che prosegue esternamente al foglio per circa 30 km, occupando un'area di circa 210 km<sup>2</sup>, rappresentando uno dei principali bacini peri-tirrenici (Fabbri et al., 1981). Il bacino è delimitato verso mare da una serie di dorsali che si sviluppano in direzione NNO-SSE parallelamente al margine stesso, e si elevano fino a 300 m dal fondo. L'origine delle dorsali è legata alla deformazione plio-quadernaria del margine calabro (Canu e Trincardi, 1989). Anche la scarpata continentale inferiore è molto acclive ( $3,5-4^{\circ}$ ) ed è interessata da grandi nicchie di distacco coalescenti che occupano un'area di circa 70 km<sup>2</sup> e presentano materiale non evacuato al loro interno. La piana batiale è a circa 3000 m di profondità.

*The Sheet 13 “Paola” faces the Calabrian coast between Amantea and Cetraro towns, down to 1700 water depth, along the Tyrrhenian margin of the northern Calabria. Morpho-bathymetric data show a complex physiographic setting of the margin, characterized by a narrow continental shelf and by intra-slope basins and reliefs that separate the continental slope into an upper and a lower sector. Such physiographic setting reflects the complex tectonic evolution of the Calabrian margin, related to the opening of the Tyrrhenian Sea back-arc basin, created by the subduction of oceanic crust of the Ionian Sea underneath the Calabrian Arc (Fabbri et al., 1980; Doglioni, 1991).*

*The continental shelf is narrow and steep and characterized by an uneven morphology, produced by numerous rocky outcrops and bioherms, that rise up to 40 m from the surrounding seafloor. At the mouth of some gravel-bed streams locally called “fiumara”, large bedform fields occur on the shelf. They are sometimes characterized by the presence of small erosive gullies, suggesting erosive processes related to hyperpycnal flows produced by large and sudden sedimentary inputs, such those that can be created by the “fiumara” flash floods.*

*The shelf break is located between 140 and 150 m depth and is deeply incised by several small canyons, that cause the retreat of the shelf break and small-size gravitational instability events at their heads. Submarine canyons are characterized by straight course and develop sub-parallel to each other along the narrow (7-13 km) and steep ( $2-4,5^{\circ}$ ) upper slope, vanishing down to the slope base. Landslide scars were identified on the upper slope, and they are characterized by a fresh morphology suggesting recent activity (Gallignani, 1982). The upper and lower continental slope are separated by intra-slope basins and ridges located at different depths. Specifically, the Sheet 13 includes the northern sector of Paola Basin, one of the largest peri-Tyrrhenian basins (Fabbri et al., 1981), that continues outside the sheet area for about 30 km covering an area of some 210 km<sup>2</sup>.*

*Paola Basin is bordered offshore by several intra-slope ridges, elongated in a NNW-SSE direction, rising up to 300 m from the surrounding seafloor. The origin of these ridges is related to the Pliocene-Quaternary tectonic deformation of the Calabrian margin (Canu and Trincardi, 1989). The lower continental slope is steep ( $3,5-4^{\circ}$ ) and affected by large coalescing landslides scars (that cover an area of about 70 km<sup>2</sup>) characterized by the presence of unfailed mass inside them. The bathyal plain is located at about 3000 m water depth.*

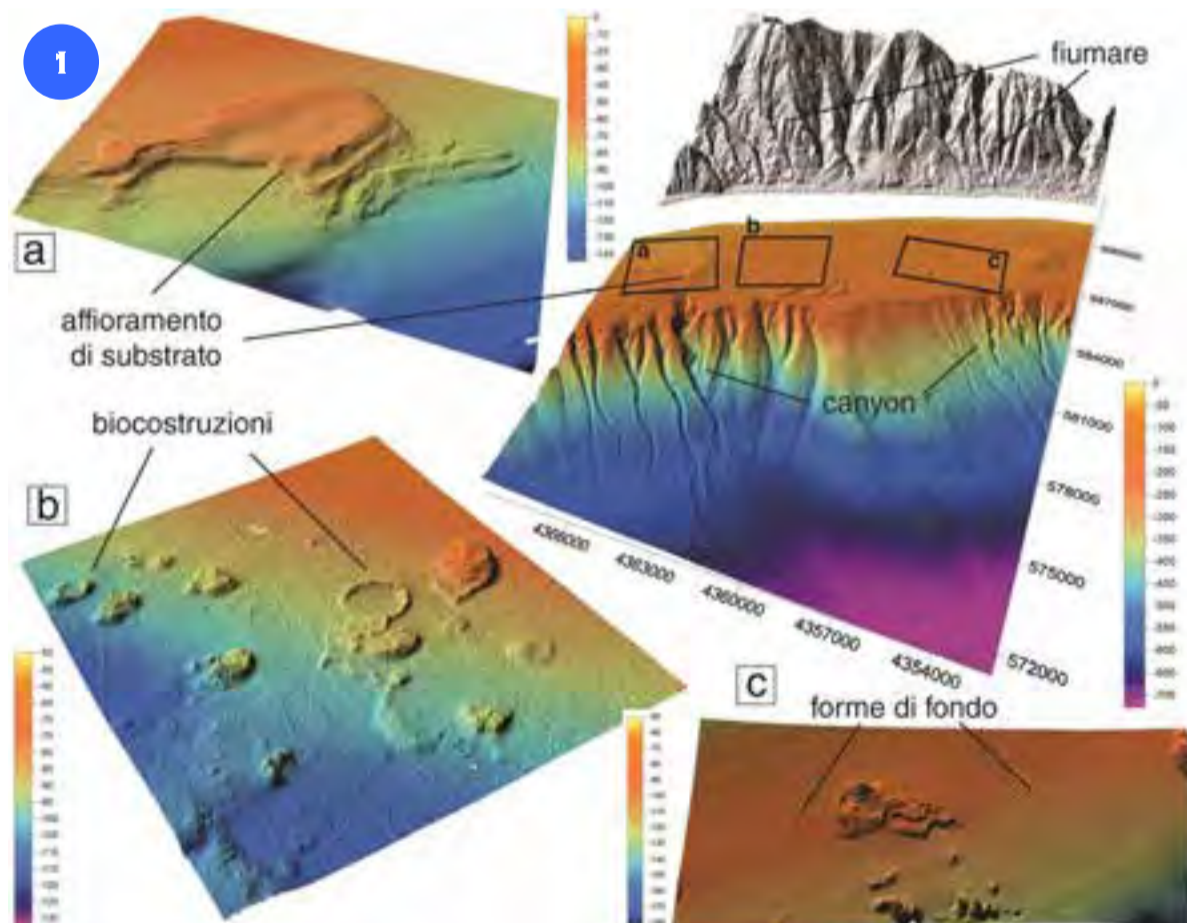
## LINEAMENTI MORFOLOGICI DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE

Il margine continentale incluso nel Foglio 13 “Paola” è caratterizzato dalla presenza di catene montuose che si sviluppano parallelamente alla costa, con rilievi che si elevano fino a 1500 m (Fig. 1), profondamente incisi da numerosi corsi d'acqua a regime torrentizio (fiumare).

La piattaforma continentale è piuttosto articolata per la presenza di affioramenti di substrato (Fig. 1a), biocostruzioni (Fig. 1b), aree interessate da deformazioni superficiali (*creep*) ed estesi campi di forme di fondo (Fig. 1c). Gli affioramenti di substrato sono spesso colonizzati da organismi biocostruttori che contribuiscono alla formazione di rilievi dalla caratteristica forma circolare o sub-circolari, con dimensioni variabili da qualche decina fino a centinaia di metri (Fig. 1b). L'analisi di video ROV e campionamenti del fondale effettuati in corrispondenza di tali strutture rivelano la presenza di comunità bentoniche ricche e diversificate, costituite da spugne, briozoi ed alghe rosse. I campi di forme di fondo sono localizzati in un intervallo batimetrico compreso tra 80 e 110 m di profondità. Le forme di fondo presentano lunghezze d'onda variabili tra 30 e 100 m e creste debolmente sinuose orientate in direzione NO-SE. Il ciglio della piattaforma continentale è inciso da numerosi canali erosivi di piccole dimensioni che si sviluppano tra loro paralleli lungo la scarpata superiore (Fig. 1). I canali presentano andamento rettilineo o debolmente sinuoso e alla loro base sono presenti lobi deposizionali compositi, sulla cui superficie sono talvolta presenti forme di fondo orientate parallelamente alle isobate.

*The continental margin in the Sheet 13 is characterized by the presence of coastal mountains up to 1500-m-high (Fig. 1), drained by numerous gravel-bed streams called “fiumara”.*

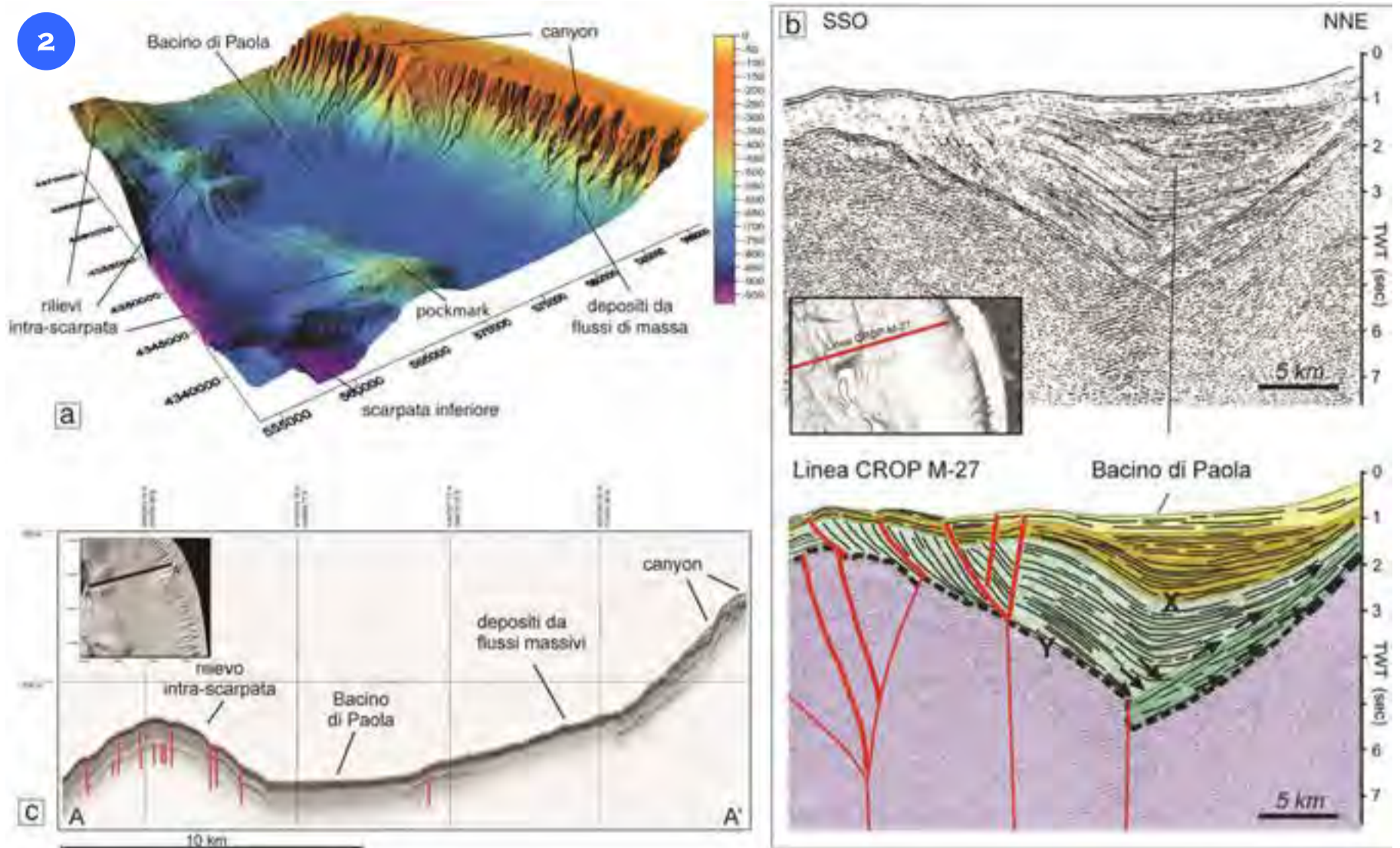
*The continental shelf is narrow and characterized by a rugged morphology, due to the presence of substrate outcrops (Fig. 1a), bioherms (Figs. 1b), areas affected by creep and bedform fields (Fig. 1c). Rocky outcrops occurring along the shelf are sometimes*



*colonized by reef-forming organisms that originate bioherms with a characteristic circular or sub-circular shape (Fig. 1b). Bioherms dimensions range from few tens to few hundreds of meters in diameter. ROV videos and seafloor samples collected from these features confirm the presence of benthic assemblages composed by sponges, bryozoans and red algae. Bedform fields are distributed between 80 and 110 m water depth. Bedforms are character-*

*ized by wavelengths ranging from 30 to 100 m and have crests oriented in the NW-SE direction. The shelf break is deeply incised by several sub-parallel erosive channels that develop along the upper continental slope (Fig. 1). The erosive channels have straight or slightly sinuous course and seldom present fan-shaped depositional lobes at their termination, whose surface is sometimes characterized by bedforms with crests parallel to contours.*

## IL BACINO DI PAOLA



Il Bacino di Paola, localizzato tra l'Arco Calabro in sollevamento e la piana batiale tirrenica in subsidenza, è delimitato ad est dalla scarpata continentale e ad ovest da una serie di rilievi intra-scarpata (Fig. 2a).

Come evidente dal profilo sismico di Figura 2b (da Scrocca et al., 2003), la superficie di discontinuità Y separa il basamento cristallino (viola) dalla successione sedimentaria di riempimento plio-quadernaria spessa nel bacino fino a 4 s, circa 4,5 km (Pepe et al., 2010). Quest'ultima mostra differenti geometrie deposizionali, indicatrici di differenti fasi tettoniche che hanno interessato il bacino. All'interno della successione si riconosce una superficie di discontinuità (X), datata al Pliocene medio, legata ad una fase di subsidenza differenziale della parte più interna del bacino (Barone et al., 1982). Sistemi di faglie legate ad una tettonica recente dislocano anche i depositi di copertura (Moretti e Guerra, 1997). Il profilo chirp in Figura 2c, anch'esso trasversale al Bacino di Paola, mostra la presenza lungo la scarpata superiore di una facies sismica stratificata con riflettori sub-paralleli e continui, mentre alla base è presente, a luoghi, una facies sismica trasparente, associata a depositi di frana. Depositi simili ma di grandi dimensioni (fino a 20 km<sup>3</sup>) sono presenti anche in profondità (Trincardi e Normark, 1989).

Il rilievo intra-scarpata è caratterizzato da una facies sismica stratificata con riflettori paralleli, continui e dislocati da faglie a carattere prevalentemente distensivo che determinano, in superficie, la formazione di una serie di gradini morfologici allungati parallelamente alle direttrici tettoniche NO-SE, con dislivelli fino a 20-30 m (Fig. 2a).

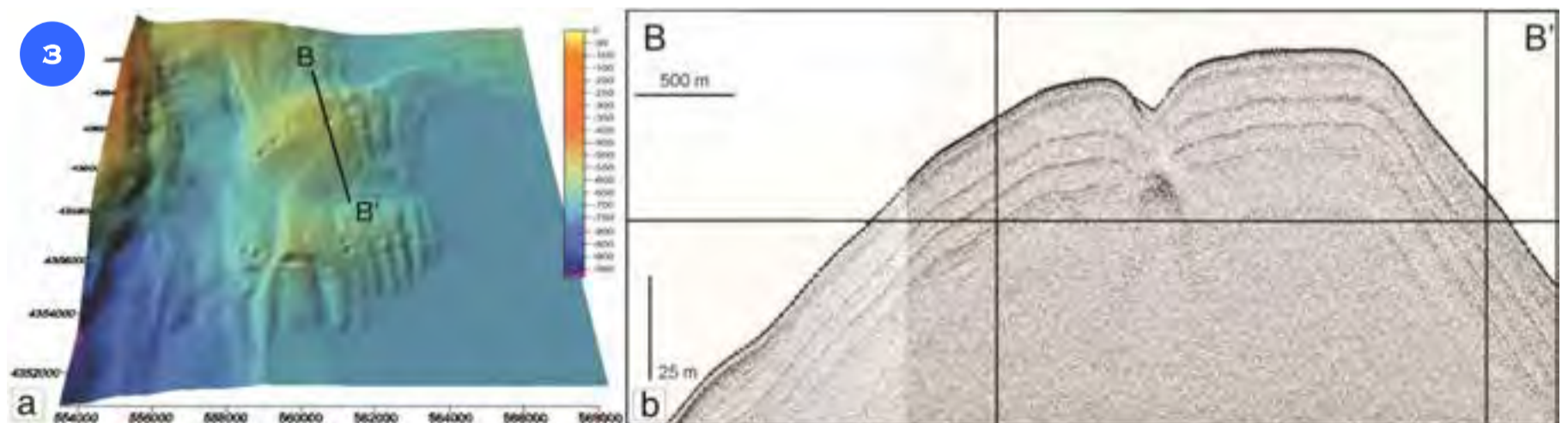
The Paola Basin, located between the uplifting Calabrian Arc and the subsiding Tyrrhenian Basin, is bounded to the east by the continental slope and to the west by the intra-slope ridge complex (Fig. 2a).

As evident in the seismic profile shown in Figure 2b (from Scrocca et al., 2003), surface Y separates the crystalline basement (purple) from the Plio-Quaternary sedimentary infilling sequences (light blue-green-yellow) as thick as 4 s, i.e. some 4.5 km (Pepe et al., 2010). The sequences show different geometries, related to distinct tectonic phases during the evolution of the basin.

The succession shows a regional Middle-Pliocene unconformity (surface, X) due to differential subsidence of the innermost part of the basin (Barone et al., 1982). Plio-Quaternary fault systems (Moretti and Guerra, 1997) displacing the recentmost sedimentary cover are evident from the very high resolution chirp profile in Figure 2c, perpendicular to Paola Basin and to the intra-slope ridge. The upper slope is characterized by stratified seismic facies with sub-parallel reflectors, whereas a transparent seismic facies is present at the base of the slope, associated with mass flow deposits. Slide deposits of relevant volume (up to 20 km<sup>3</sup>) have also been detected buried in the subsurface, even if the source scar was not identified (Trincardi and Normark, 1989).

The intra-slope relief is characterized by a stratified seismic facies with parallel and continuous reflectors deeply affected by an extensional fault systems. These tectonic features give rise, on the seafloor, to a series of morphological steps up to 20-30-m-high, that are aligned parallel to the direction of the main NW-SE tectonic features (Fig. 2a).

## AREE A POCKMARK



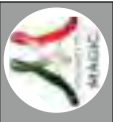
I rilievi intra-scarpata che delimitano il Bacino di Paola verso ovest sono caratterizzati da numerose dorsali sub-parallelle allungate in direzione NNO-SSE; queste sono le principali direttrici tettoniche dell'area e controllano assi di pieghe e sistemi di faglie. In corrispondenza dei rilievi si osservano numerose aree depresse sub-circolari riconducibili a pockmark (Fig. 3a e 3b), piccole depressioni prodotte da fenomeni di collasso e liquefazione di sedimenti, a causa della repentina espulsione di fluidi dal fondo marino. Strutture simili sono descritte più a sud da Rovere et al. (2014).

I pockmark presenti sui rilievi sono per lo più isolati, con diametri compresi tra 50 m e 300 m e sono profondi fino a 16 m rispetto al fondale circostante. L'assenza di copertura pelitica in corrispondenza delle aree depresse, evidenziata dal profilo sismico in Figura 3b, lascia ipotizzare una loro attività recente.

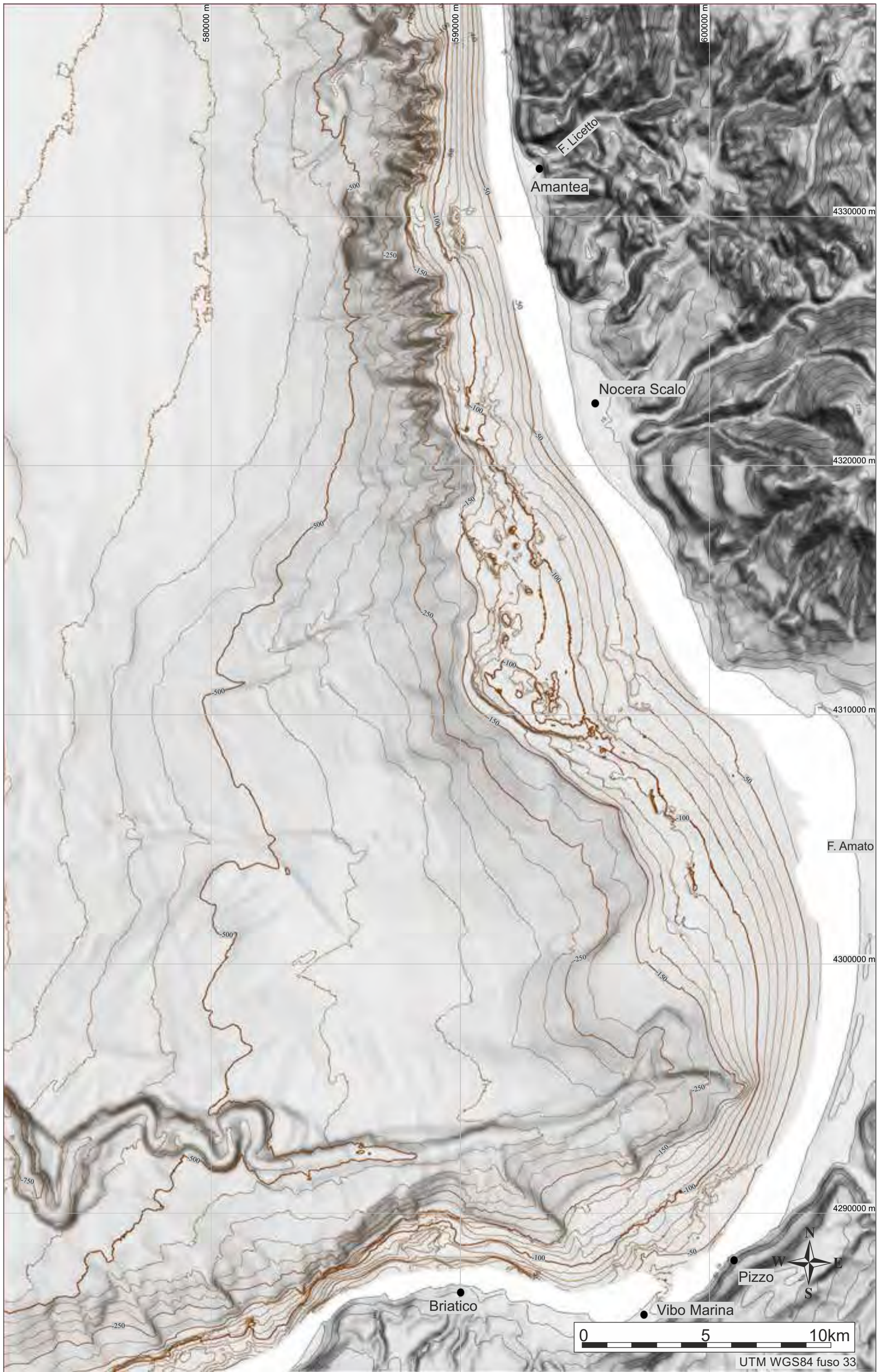
The intra-slope reliefs that bound the Paola Basin to the west are characterized by several sub-parallel ridges elongated in the NNW-SSE direction; this is the main tectonic direction of the area that controls fold axis and fault systems.

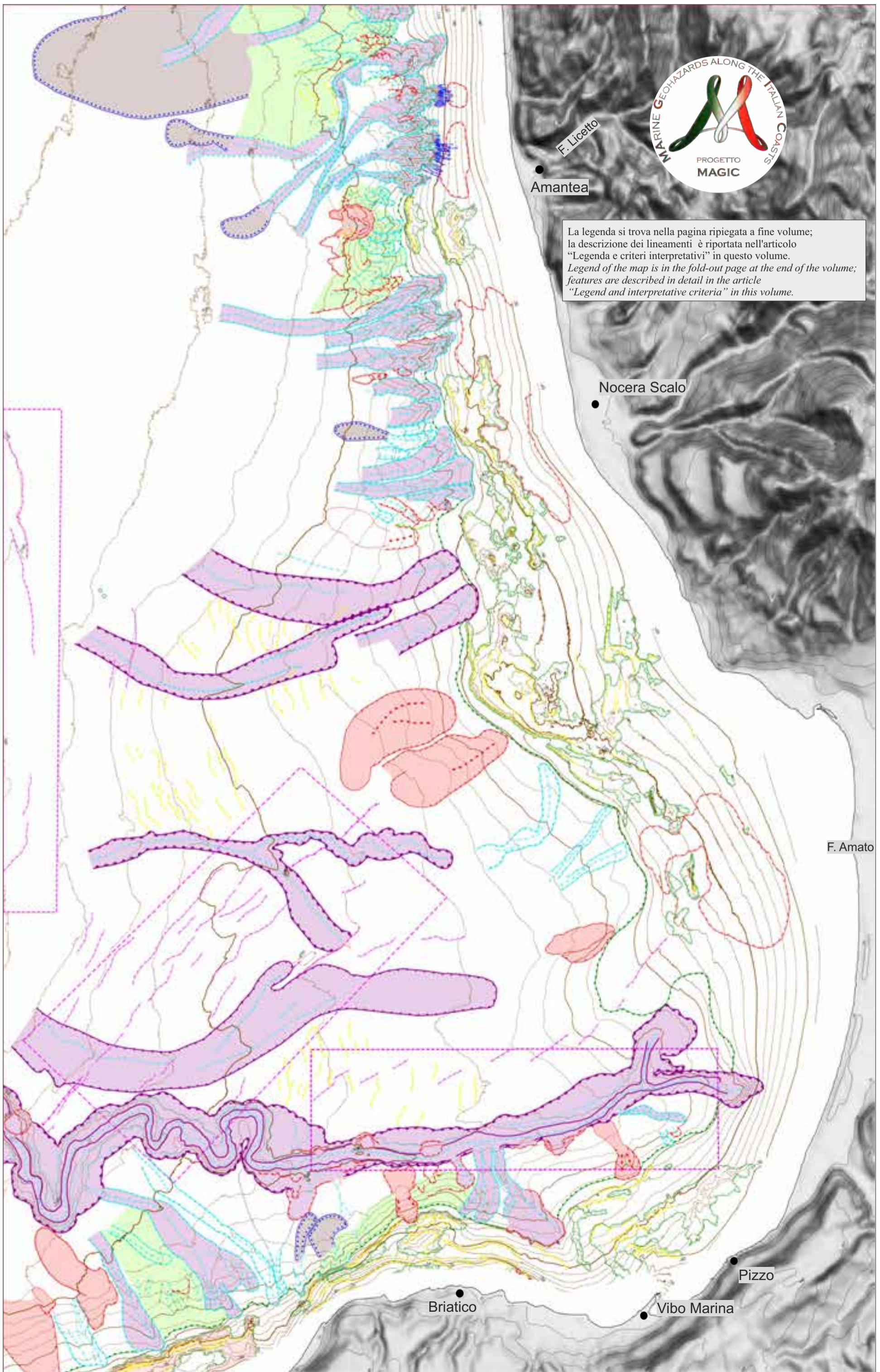
The intra-slope reliefs are characterized by several small sub-circular depressions, interpreted as pockmarks (Figs. 3a and 3b), produced by fast and vigorous fluid escape from the seafloor. Similar features have been observed south of the area by Rovere et al. (2014).

The pockmarks present diameter between 50 m and 300 m and maximum depth of about 16 m. These features mostly occur isolated, display diameters ranging from 50 to 300 m and a rim-to-floor relief up to 16 m deep. The absence of muddy cover, shown in the seismic profile of Figure 3b, suggests recent activity of these features.



FOGLIO 14 GOLFO DI S. EUFEMIA





A. BOSMAN<sup>0\*\*</sup>, E. MARTORELLI<sup>0\*\*</sup>, D. CASALBONE<sup>0\*\*</sup>, F. FALESE\*, E. LAI\*, V. LO PRESTI<sup>^</sup>, C. MONTANARO<sup>0\*</sup>, E. MORELLI<sup>0\*\*</sup>, M. PIERDOMENICO<sup>^</sup>,  
A. SPOSATO<sup>0\*</sup>, F.L. CHIOCCI<sup>1^</sup> <sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

I. G.  
A. G.

## FOGLIO 14 GOLFO DI S. EUFEMIA



Il Foglio 14 “Golfo di S. Eufemia” include la porzione di margine tirrenico compresa tra il settore meridionale del Bacino di Paola e il Golfo di Santa Eufemia, fino a circa 700 m di profondità. Il margine continentale nell’area del foglio, presenta un assetto fisiografico complesso, con una piattaforma continentale con una estensione ridotta ed una scarpata continentale articolata in un settore superiore ed uno inferiore per la presenza del bacino peri-tirrenico di Paola.

La piattaforma continentale, con ciglio localizzato tra 110 e 170 m di profondità raggiunge un’estensione massima di circa 10 km nel Golfo di S. Eufemia, tra Cetraro e Pizzo Calabro, mentre lungo la porzione settentrionale del Promontorio di Capo Vaticano è praticamente assente (Gallignani, 1982; Chiocci et al., 1989). Lungo la piattaforma, tra i 70 e i 100 m di profondità, sono stati osservati numerosi lineamenti riconducibili a biostrutture e/o ad affioramenti di substrato (Chiocci e Orlando, 1995) mentre nei settori antistanti le foci dei fiumi (fiumare) sono presenti campi di forme di fondo, spesso incisi da stretti canali erosivi (gully) che confluiscono a profondità maggiori all’interno di testate di piccoli canyon sottomarini.

La scarpata continentale è stretta (3-5 km) e acclive ( $>6^\circ$ ), solcata da numerosi canyon di piccole dimensioni e intensamente affetta da processi di instabilità gravitativa sottomarina; a circa 600 m di profondità essa si raccorda gentilmente con il bacino peri-Tirrenico di Paola (Gallignani, 1982). Diversamente, nella porzione meridionale del foglio, la scarpata, fino a circa 1000 m di profondità, presenta pendenze meno acclivi ( $1-2^\circ$ ) ed è fortemente incisa dal Canyon dell’Angitola, uno dei principali tributari orientali del Canyon di Stromboli, che solca l’intero margine continentale fino alla piana batiale. La testata del Canyon dell’Angitola è composta da due rami localizzati a 114 e 190 m di profondità. Il canyon, il cui andamento è fortemente influenzato dal complesso di faglie Stromboli-Angitola-Catanzaro orientato in direzione E-O (Caire, 1962), alterna lungo il suo corso tratti rettilinei e tratti meandrici ed è interessato lungo i suoi fianchi dalla presenza di numerose forme di instabilità gravitativa di piccole dimensioni.

Il bacino peri-tirrenico di Paola è un bacino intra-scarpata esteso parallelamente al margine Tirrenico della Calabria, limitato ad ovest da una dorsale di *intra-slope* e ad est dalla scarpata continentale calabra. L’evoluzione della dorsale è legata alla fase tettonica compressiva medio pleistocenica a carattere regionale che ha coinvolto il margine calabro (Argnani e Trincardi, 1988; 1993). L’assetto fisiografico del margine e la continua deformazione tettonica quaternaria ha determinato alti tassi di sedimentazione ( $1\text{ mm anno}^{-1}$ ) e lo sviluppo di spesse sequenze deposizionali (fino a 5000 m) all’interno del bacino (Canu e Trincardi, 1989). Anche lo spessore della sequenza postglaciale in piattaforma è altissima ( $>60\text{ m}$ ) di fronte alle principali foci di fiumi e fiumare (Chiocci et al., 1989).

The Sheet 14 “Golfo di S. Eufemia”, located on the Tyrrhenian continental margin encompasses the southern portion of the Paola intra-slope basin and the Santa Eufemia Gulf, between 40 and 700 m depth. The complex physiography of the continental margin includes a narrow continental shelf and the Paola intra-slope basin, which separates the continental slope into upper and lower slope sectors.

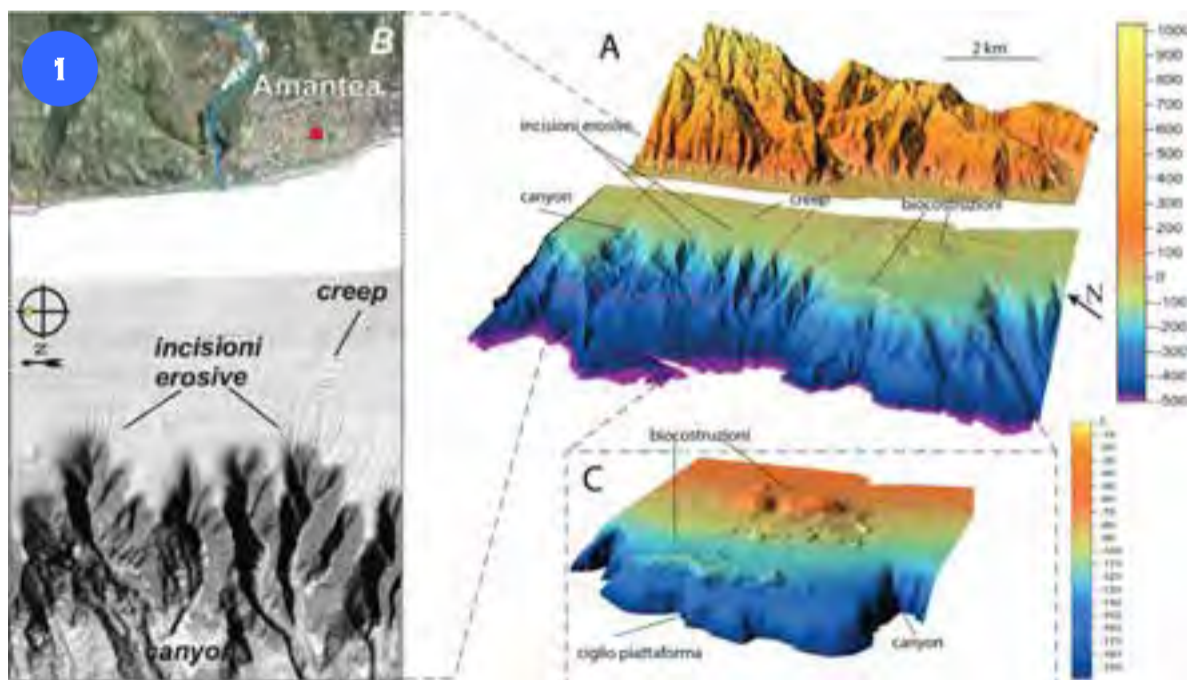
The continental shelf is up to 10-km-wide on the S. Eufemia Gulf, between Cetraro and Pizzo Calabro towns, whereas it is very narrow to completely absent near Capo Vaticano Promontory, in the southern sector of the sheet. The shelf break is located between 110 and 170 m depth (Gallignani, 1982). Between 70 and 100 m depth, the continental shelf is characterized by the occurrence of several small reliefs interpreted as bioherms and/or substrate outcrops (Chiocci and Orlando, 1995). In front of the mouth of small rivers (“fiumare”) bedform fields were observed, sometimes incised by small erosive channels (gullies) that merge at greater depths into the head of small submarine canyons.

In the northern part of the Sheet 14, the continental slope is narrow (3-5 km) and steep ( $<6^\circ$ ); it is incised by numerous short submarine canyons and strongly affected by gravitational instability processes. At about 600 m depth, the slope gently merges with the Paola intra-slope basin (Gallignani, 1982). Conversely, in the southern portion of the Sheet 14, the continental slope, down to 1000 m depth, is less steep ( $1-2^\circ$ ) and is deeply incised by the Angitola Canyon, one of the main eastern tributaries of the Stromboli Canyon, that develops across the whole continental margin, to the bathyal plain. The Angitola Canyon head is formed by two branches located at 114 and 190 m depth. The course of the Angitola Canyon has a strong tectonic control, being influenced by the E-W oriented Stromboli-Angitola-Catanzaro fault complex (Caire, 1962). The canyon changes from a straight to a meandering course and its flanks show several erosive features due to gravitational instability processes.

The Paola Basin is an intra-slope basin that develops parallel to the Calabrian continental margin and is bordered to the west by an intra-slope ridge and to the east by the upper continental slope. The evolution of the ridge is related to a compressive tectonic phase that affected the whole Calabrian margin during the Middle Pleistocene (Argnani and Trincardi, 1988; 1993).

The physiographic setting of the margin and the Quaternary tectonic deformation that still affects the Calabrian Arc is responsible for high sedimentation rates on the continental margin ( $1\text{ mm y}^{-1}$ ) that determined the accumulation of thick depositional sequences (up to 5000-m-thick) within the Paola Basin (Canu and Trincardi, 1989). On the shelf, also the thickness of the postglacial depositional sequence is very high ( $>60\text{ m}$ ) in front of main river and “fiumara” mouths (Chiocci et al., 1989).

## ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE



The continental shelf in the area is narrow (2-4 km) and steep ( $1.5-2.5^\circ$ ) and has a complex morphology due to the occurrence of: substrate outcrops and/or bioherms and heads of erosive channels (Fig. 1A). Creep areas (Fig. 1B) are present offshore the mouth of Licetto River with morphological steps about 1-m-high, wavelengths of 120 m and crests parallel to the isobaths. Creep deformations only affect the uppermost sub-seafloor sediment layers. Downslope of the creep areas, numerous parallel gullies are present, suggesting wavy bedforms as produced by hyperpycnal flows rather than by creep. Gullies are 500-700-m-long and 50-100-m-wide and

develop parallel down to the shelf break, where they merge into larger channels and flow into the head of submarine canyons (Fig. 1B).

The head of those canyons often breach the shelf edge incising the shelf for several hundreds of meters (Fig. 1B).

South of Amantea, the continental shelf between 70 and 160 m depth is characterized by several morphological reliefs up to 30-m-high, associated to bioherms and/or substrate outcrops (Fig. 1C). The presence of paleo-channels observed on seismic profiles suggests that the reliefs may have acted as a barrier for sedimentary inputs from rivers.

La piattaforma continentale nell’area è generalmente poco ampia (2-4 km) ed acclive ( $1,5-2,5^\circ$ ) e caratterizzata da una morfologia articolata in relazione alla presenza di: affioramenti di substrato e/o biostrutture e incisioni erosive di diverse dimensioni (Fig. 1A).

Ondulazioni del fondo, interpretate come *creep* (Fig. 1B), si sviluppano al largo della foce del Fiume Licetto e presentano gradini morfologici di altezza media di 1 m, distanziati circa 120 m e orientati circa parallelamente al generale andamento delle isobate. Tali deformazioni coinvolgono essenzialmente i sedimenti pelitici più superficiali della piattaforma.

La porzione più esterna delle aree a *creep* è incisa da numerosi *gully* di estensione limitata (500-700 m di lunghezza, 50-100 m di larghezza). Questo potrebbe far interpretare le ondulazioni come dovute a flussi iperpicniali piuttosto che a *creep*. I *gully* si sviluppano paralleli tra loro nei settori di piattaforma esterna e confluiscono in canali di dimensioni maggiori in corrispondenza del ciglio della piattaforma, incanalandosi all’interno delle testate dei canyon che incidono il ciglio della piattaforma determinandone un arretramento per diverse centinaia di metri (Fig. 1B).

Nel settore di piattaforma esterna a sud di Amantea, tra 70 e 160 m di profondità, sono stati osservati numerosi alti morfologici che si elevano fino a 30 m rispetto ai fondali circostanti, associati a biostrutture e/o affioramenti del substrato (Fig. 1C). La presenza di testate di canyon non attive e completamente sepolte, osservabile sui profili sismici acquisiti nell’area, lascia ipotizzare che gli alti morfologici presenti in questo settore di piattaforma abbiano effettuato un’azione di sbarramento per gli apporti sedimentari provenienti dalle fiumare.

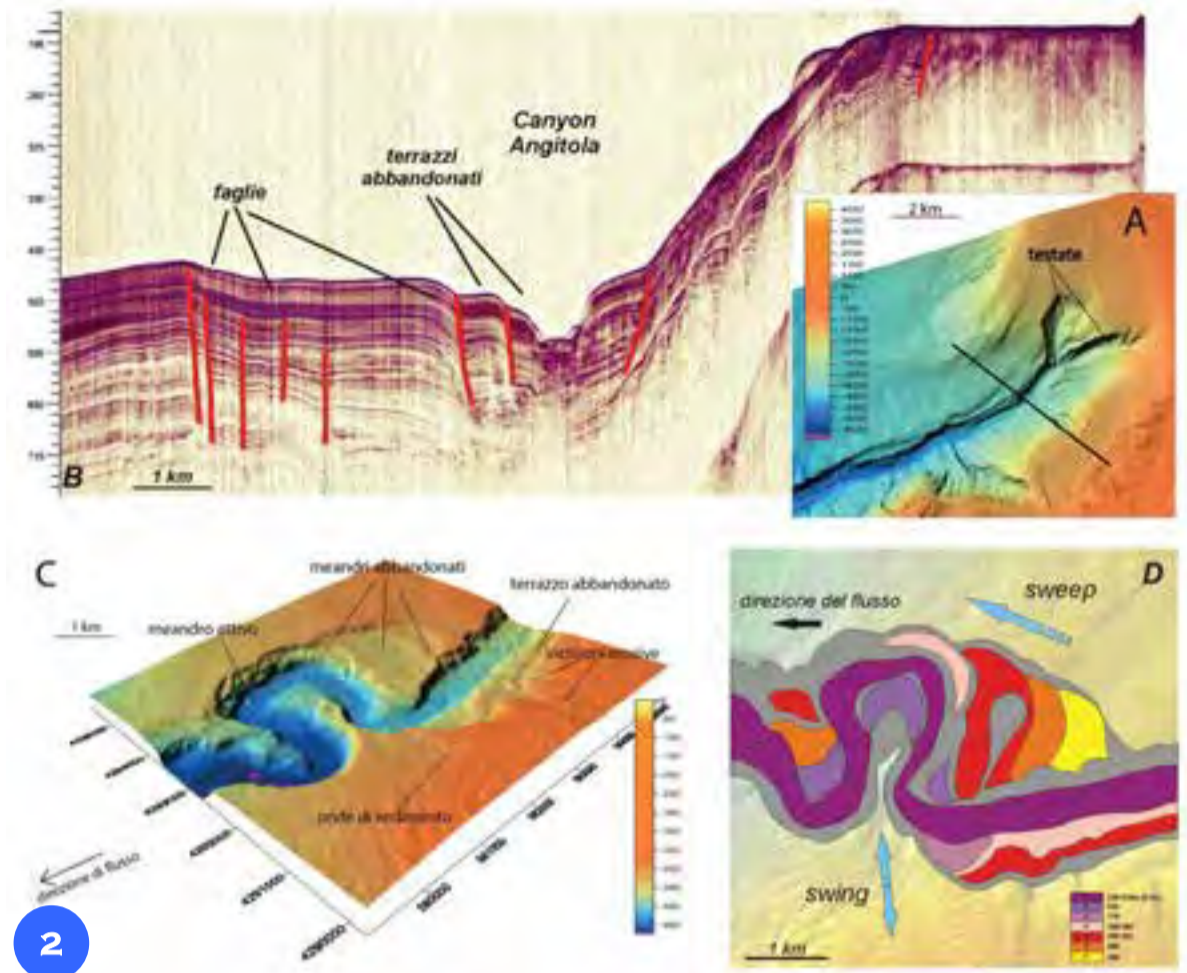
## IL CANYON ANGITOLA

Il Canyon dell'Angitola è il principale elemento morfo-batimetrico del Golfo di Sant'Eufemia (Fig. 2) e incide l'intero margine continentale fino a congiungersi con il Canyon di Stromboli a 2080 m di profondità.

Il canyon è orientato prevalentemente in direzione E-O ed alterna lungo il suo corso tratti rettilinei a tratti meandriiformi, per una lunghezza complessiva di 101 km e una pendenza media di 1,4°. La testata del canyon si articola in due rami (Fig. 2A). Il ramo meridionale, localizzato a 114 m di profondità a circa 3,5 km dalla costa, mostra una morfologia a nastro e incide parzialmente il ciglio della piattaforma continentale; diversamente, il ramo settentrionale, localizzato a 190 m di profondità, è caratterizzato da una morfologia ad anfiteatro, è confinato nella scarpata continentale ed è sospeso circa 40 m dall'attuale fondo del canyon, suggerendo un possibile stato di non attività. I profili sismici acquisiti nell'area evidenziano la presenza di paleo-testate sepolte all'interno della piattaforma continentale che testimoniano precedenti fasi di attività e successivo abbandono delle testate.

Nel settore di scarpata superiore, il canyon presenta un andamento rettilineo che passa a 550 m di profondità a una geometria meandriiforme (Fig. 2C). Questa variazione morfologica viene tipicamente associata in letteratura alla diminuzione del gradiente della scarpata, al quale corrisponde un aumento del grado di sinuosità del canyon attraverso un processo di migrazione laterale. La formazione di meandri nel caso del Canyon dell'Angitola, sembra essere legata ad un controllo tettonico da parte di sistemi di faglie dirette orientate ENE-OSO e NE-SO, ben visibili dai profili sparker in Figura 2B. Inoltre, la presenza di terrazzi abbandonati a diverse altezze dal *thalweg*, interpretati come antichi corsi del canyon, indica che il sistema si è formato attraverso diverse fasi d'incisione. Partendo dalle similitudini morfologiche dei terrazzi e tenendo conto delle loro profondità, è stato possibile ricostruire la storia evolutiva del canyon riconoscendo sei paleo-corsi (Fig. 2D); la relazione spaziale tra i meandri abbandonati rivela come il canyon sia migrato sia lateralmente (processo di *swing*) sia lungo la massima pendenza (processo di *sweep*) mantenendo all'incirca la stessa sinuosità nel tempo.

L'azione erosiva dei flussi gravitativi e l'attività del sistema di faglie, ha favorito lo sviluppo di processi di instabilità gravitativa lungo i fianchi del canyon, dove si osservano nicchie di distacco di dimensioni variabili da centinaia di metri a diversi chilometri, al cui piede sono spesso presenti depositi di frana costituiti da blocchi dislocati (*rafted block*) di dimensioni variabili.

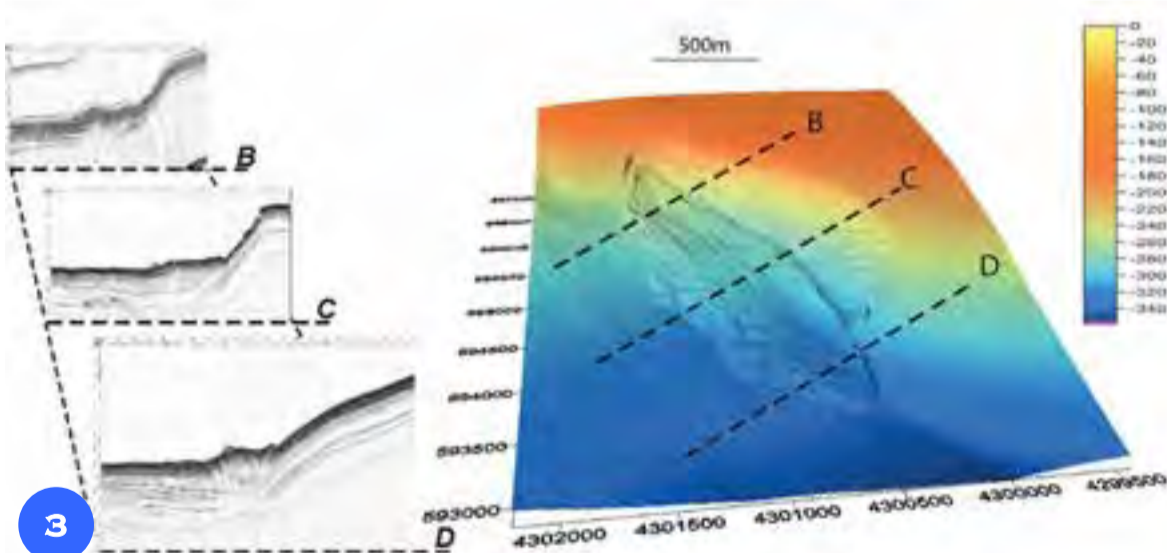


2

The Angitola Canyon (Fig. 2), is the main seafloor feature of St. Eufemia Gulf, and incises the continental margin down to 2080 m depth, where it is intercepted by the Stromboli Canyon. The canyon is mainly E-W oriented and its course changes from straight to meandering; it is 101-km-long and has an average slope of 1.4°. The canyon head has two branches (Fig. 2A). The southern branch has a ribbon morphology and is located at 114 m depth, slightly incising the shelf break; conversely, the northern branch, located at about 190 m depth, has an amphitheater morphology and is confined into the continental slope. It can be considered an abandoned branch as it hangs on the Angitola Canyon for 40 m.

Seismic profiles show the presence of paleo-channels within the shelf, indicating previous phases of activity of the canyon. Along the upper slope, the Angitola Canyon has a straight course, that changes to meandering at about 550 m depth (Fig. 2C). Such change in course is typically associated to a slope gradient decrease, which corresponds to an increase in canyon sinuosity through lateral migration. The meandering of the Angitola Canyon is strongly related to the tectonic setting, being influenced by ENE-WSW and NE-SW fault systems that are clearly visible in the sparker profiles in Figure 2B. Furthermore, the presence of several orders of terraces on the canyon flanks, interpreted as ancient canyon courses, indicates a polyphasic evolution of the canyon. By analyzing terraces morphology and their depth, it has been possible to reconstruct the evolution of the Angitola Canyon and to identify six paleo-courses (Fig. 2D); spatial relationships between abandoned meanders reveal both lateral migration (*swing*) and migration along slope (*sweep*), without significant changes in the sinuosity of the canyon. The action of gravity flows and tectonic activity promoted the development of gravitational instability on the canyon flanks. They are indeed affected by several landslide scars with dimensions ranging from hundreds of meters to several kilometers; at their foot, landslide deposits are present, often made up by *rafted blocks* of different sizes.

## PROCESSI DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA



The submarine landslide shown in the DTM in Figure 3 represents one of the major gravitational instability events that occurred in the area of Sheet 14. The landslide is located along the continental slope, between 170 and 340 m depth, about 10 km west of the mouth of the Amato River; the landslide occupies an area of about 0.8 km<sup>2</sup> and is composed by a steep (10-15°) sub-elliptical headwall scarp, about 2-km-wide, oriented NNE-SSW.

A landslide deposit is present at the foot of the scar; in the proximity of the scar, it shows a roughly smooth morphology, whereas in the distal regions, the deposit is characterized by the presence of parallel pressure ridges, up to 2-m-high, elongated in the NE-SW direction and spaced about 50 m from each other.

The chirp profiles in Figure 3 (B,C and D) show the transparent seismic facies associated with the landslide deposit. The analysis of seismic profiles allowed to reconstruct the landslide failure mechanism and the post-failure behavior of the involved sediment. This can be related to a translational slide, where the mass transport deposit is displaced along a roughly planar, flat surface, likely corresponding to a weaker strata boundary. The landslide deposit mainly moved in the SE-NW direction, although some portions followed the main slope gradient of the continental slope (NE-SW). The maximum thickness of the deposit, estimated from seismic profile C in Figure 3, is about 30 m.

La frana rappresentata in Figura 3 mostra uno dei più importanti esempi di instabilità gravitativa presenti nell'area del Foglio 14.

La frana si sviluppa lungo la scarpata continentale tra 170 e 340 m di profondità, circa 10 km ad ovest della foce del Fiume Amato; essa occupa un'area di circa 0,8 km<sup>2</sup> ed è costituita da una nicchia semplice di forma sub-ellittica corrispondente ad una scarpata molto acclive (10-15°), ampia poco più di 2 km e orientata in direzione NNE-SSO.

Alla base della nicchia di distacco è presente un corpo di frana in cui è possibile distinguere una porzione prossimale la cui superficie risulta morfologicamente indeformata e un settore distale interessato da una serie di strutture compressive simili a *pressure ridge* (Fig. 3) che formano creste tra loro parallele, alte fino a 2 m, allungate in direzione NE-SO e distanziate in media 50 m.

Dai profili sismici chirp ad alta risoluzione illustrati in Figura 3 (B,C e D) è possibile osservare la facies sismica trasparente associata al corpo di frana. I dati sismici hanno permesso di definire la meccanica di rottura e l'evoluzione post-rottura del sedimento coinvolto nell'evento di frana.

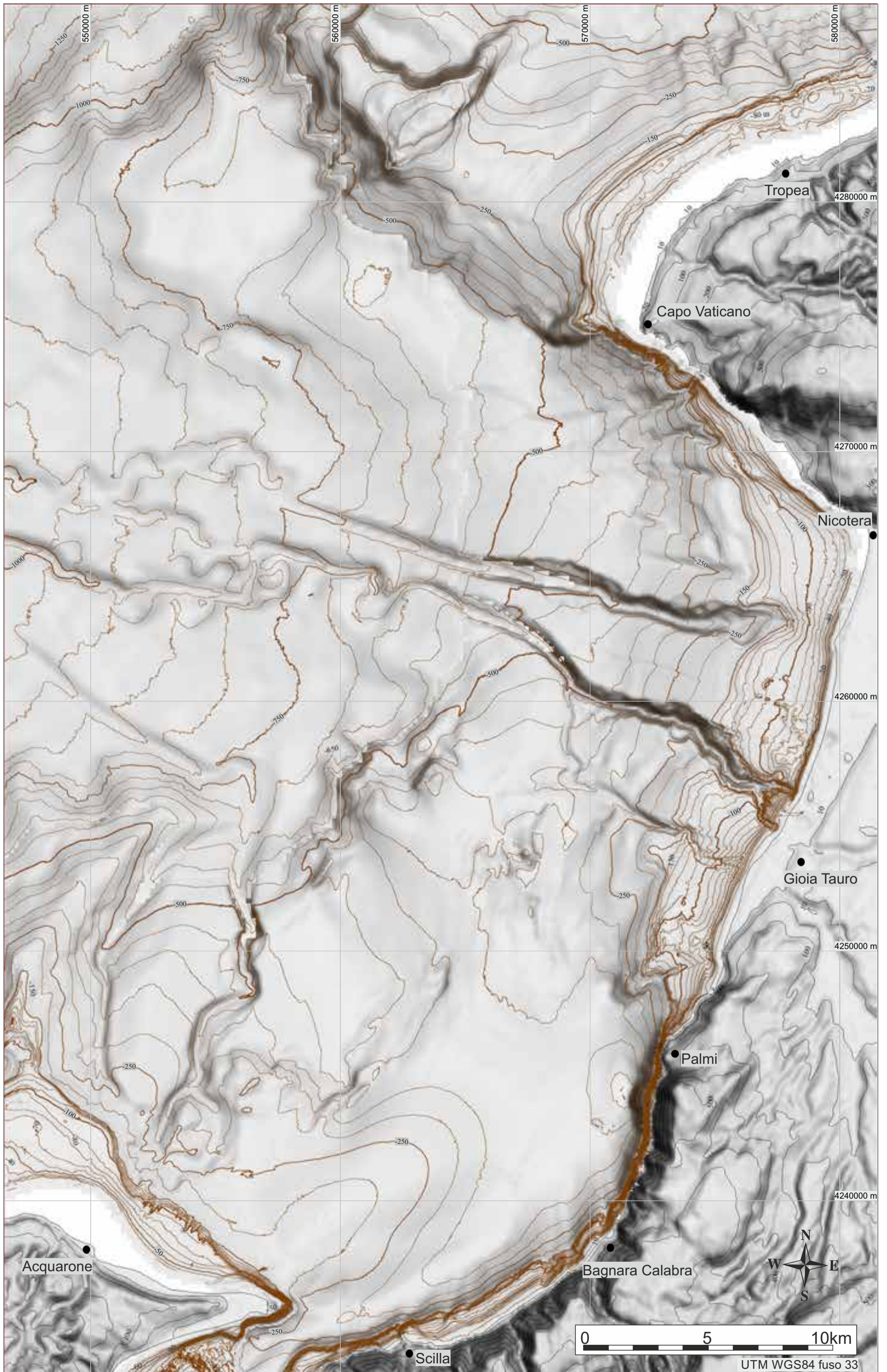
La frana può essere riferita ad uno scorrimento traslazionale, nel quale il corpo di frana è scivolato lungo una superficie pressoché piana corrispondente probabilmente ad un piano di stratificazione meno resistente (*weak layer*). La principale direzione di scivolamento della frana è circa SE-NO, ma la porzione distale presenta una componente diretta verso il pendio della scarpata continentale (NE-SO).

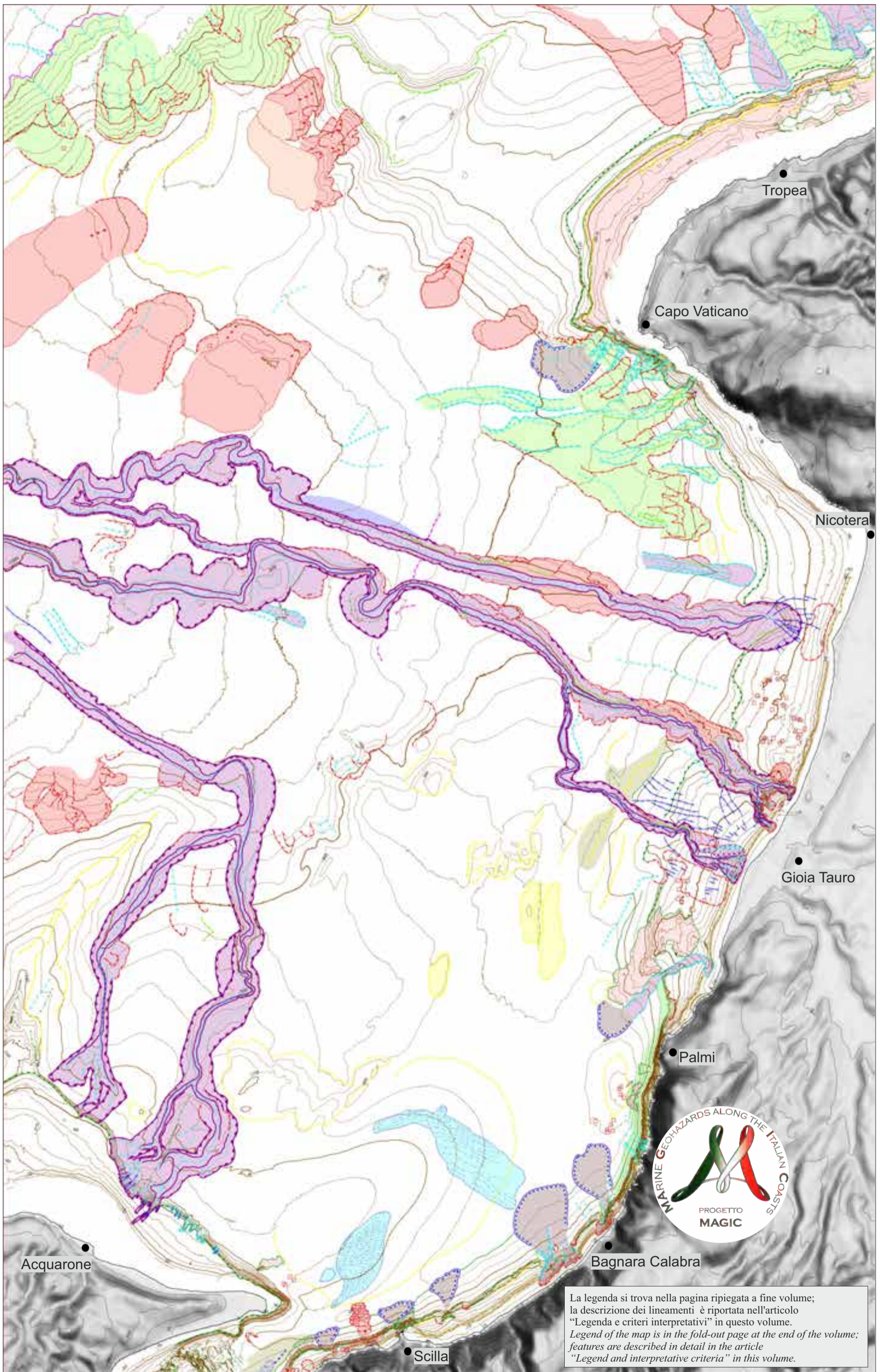
Lo spessore massimo del corpo di frana è di circa 30 m.





FOGLIO 15 GIOIA TAURO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Il Foglio 15 “Gioia Tauro” comprende i fondali antistanti le coste della Calabria tirrenica, nel tratto compreso tra Capo Vaticano e lo Stretto di Messina. La complessa evoluzione tettonica dell’area, legata alla subduzione della placca ionica al di sotto dell’Arco Calabro e all’apertura del bacino di retro-arco tirrenico iniziata nel Miocene (Doglioni et al., 2004 e bibliografia lì citata), ha avuto una forte influenza sull’assetto fisiografico del margine continentale (Fabbri et al., 1980). Esso presenta infatti una morfologia particolarmente articolata, con rilievi prossimi alla linea di costa e piane costiere spesso assenti.

La piattaforma continentale, di estensione ridotta (2-3 km) o in alcuni casi del tutto assente, presenta un’inclinazione media di 1° fino al ciglio, localizzato in media a 130 m di profondità. Sulla piattaforma è presente una spessa copertura sedimentaria (Chiocci et al., 1989) e prismi sedimentari interpretati come terrazzi deposizionali di basso stazionamento (Chiocci e Orlando, 2004), che si sviluppano in maniera quasi continua lungo il tratto compreso tra Nicotera e Scilla. La scarpata continentale, a partire da circa 800 m di profondità, è interrotta dal bacino intra-scarpata di Gioia, ampio circa 70 km e limitato a nord e sud rispettivamente dai promontori di Capo Vaticano e dell’Acquarone, e ad ovest dalle Isole Eolie (Gamberi e Marani, 2008). La scarpata continentale è profondamente incisa dal sistema di canyon di Gioia-Mesima, che rappresenta uno dei principali lineamenti morfologici del Foglio 15 e di tutto il Tirreno sud-orientale.

Il sistema di canyon di Gioia-Mesima si sviluppa in direzione circa E-O per circa 60 km, dalla piattaforma continentale antistante la piana di Gioia Tauro fino alla congiunzione con il Canyon di Stromboli, a circa 1700 m di profondità. Un altro importante lineamento erosivo presente nell’area è il Canyon dell’Acquarone, localizzato sul margine siciliano, che si sviluppa per 30 km con orientamento N-S fino a circa 950 m di profondità. Entrambi i canyon presentano una morfologia complessa, caratterizzata da brusche deviazioni dei corsi e dall’alternanza di tratti rettilinei e meandri-formi, ulteriormente complicata dalla presenza di terrazzi abbandonati e forme di instabilità gravitativa lungo i fianchi.

Altri importanti lineamenti erosivi presenti nel foglio sono rappresentati da due frane di medie dimensioni (ampiezza di 2 e 4 km), localizzate a circa 800 m di profondità lungo la scarpata continentale a nord del Bacino di Gioia, e da numerose nicchie di frana di piccole-medie dimensioni (ordine di grandezza di centinaia di metri) e canali erosivi, presenti sia nella zona settentrionale del foglio, in corrispondenza dell’alto strutturale di Capo Vaticano, che nel settore meridionale tra Bagnara Calabria e Scilla, che incidono la stretta piattaforma continentale determinandone un notevole arretramento, spesso sin quasi alla linea di riva.

Nella Valle di Scilla, a nord dello Stretto di Messina, sono inoltre presenti diverse aree a *sandwave*. L’origine di queste forme è stata ricondotta alla presenza di forti correnti di marea provenienti dallo stretto (Vercelli, 1925), o all’azione di onde interne (Droghei et al., 2016).

The Sheet 15 “Gioia Tauro” includes the Tyrrhenian continental margin offshore the Calabrian coasts between Capo Vaticano and the Messina Strait. Since Miocene times, the area was affected by complex tectonics, related to the opening of Tyrrhenian Sea back-arc basin, due to the subduction of the oceanic crust of the Ionian Sea underneath the Calabrian Arc (Doglioni et al., 2004 and references therein). Tectonic movements exert a deep effect on the present-day physiographic setting (Fabbri et al., 1980); in fact the continental margin displays a complex morphology, characterized by coastal mountain chains and narrow to nearly absent coastal plains.

The continental shelf is narrow (max width 2-3 km) or totally absent and has an average slope of 1°; the shelf break is located at about 130 m depth. The shelf is characterized by a thick Holocene cover (Chiocci et al., 1989) and sedimentary wedges, that were interpreted as lowstand depositional terraces (Chiocci and Orlando, 2004), developing almost continuously from Nicotera to Scilla. The continental slope is interrupted, at about 800 m depth, by the Gioia intra-slope basin, a subsiding area about 70-km-wide bounded to the north and south by Capo Vaticano Promontory and Acquarone Ridge respectively, and to the West by the Aeolian Islands (Gamberi and Marani, 2008). The continental slope is deeply incised by the Gioia-Mesima canyon system.

It is one of the main erosive features of the Sheet 15, and of the whole SE Tyrrhenian Sea. It extends for about 60 km with an E-W orientation, from the coastal sectors down to ~ 1700 m depth, where it is intercepted by the Stromboli Canyon. Another important erosive feature in the area is the Acquarone Canyon, located on the Sicilian margin, that extends for about 30 km in the N-S direction, down to 950 m depth. Both canyons display a complex morphology, characterized by abrupt changes in orientation and geometry of their courses (i.e. from straight to meandering). Furthermore, canyon flanks are characterized by the presence of abandoned terraces and erosive features related to gravitational instability events.

Apart from the submarine canyon systems, several erosive features occur, including two medium-scale landslide scars (2- and 4-km-wide) at about 800 m depth along the continental slope north of the Gioia Basin, several small-scale landslide scars (few hundreds of meters wide) and erosive channels, mostly clustered in the Capo Vaticano submerged promontory, in the northern sector, and along the upper slope between Bagnara Calabria and Scilla, in the southern sector; here, the erosive channels deeply incise the continental shelf causing its retreat up to very shallow depths, near the coastline. North of the Messina Strait, in the Scilla Valley, the seafloor is characterized by the presence of large sand wave fields. The origin of these bedforms can be attributed to intense tidal currents coming from the Messina Strait (Vercelli, 1925) or to internal wave interaction with the seafloor (Droghei et al., 2016).

## INSTABILITÀ GRAVITATIVA COSTIERA NEL SETTORE MERIDIONALE



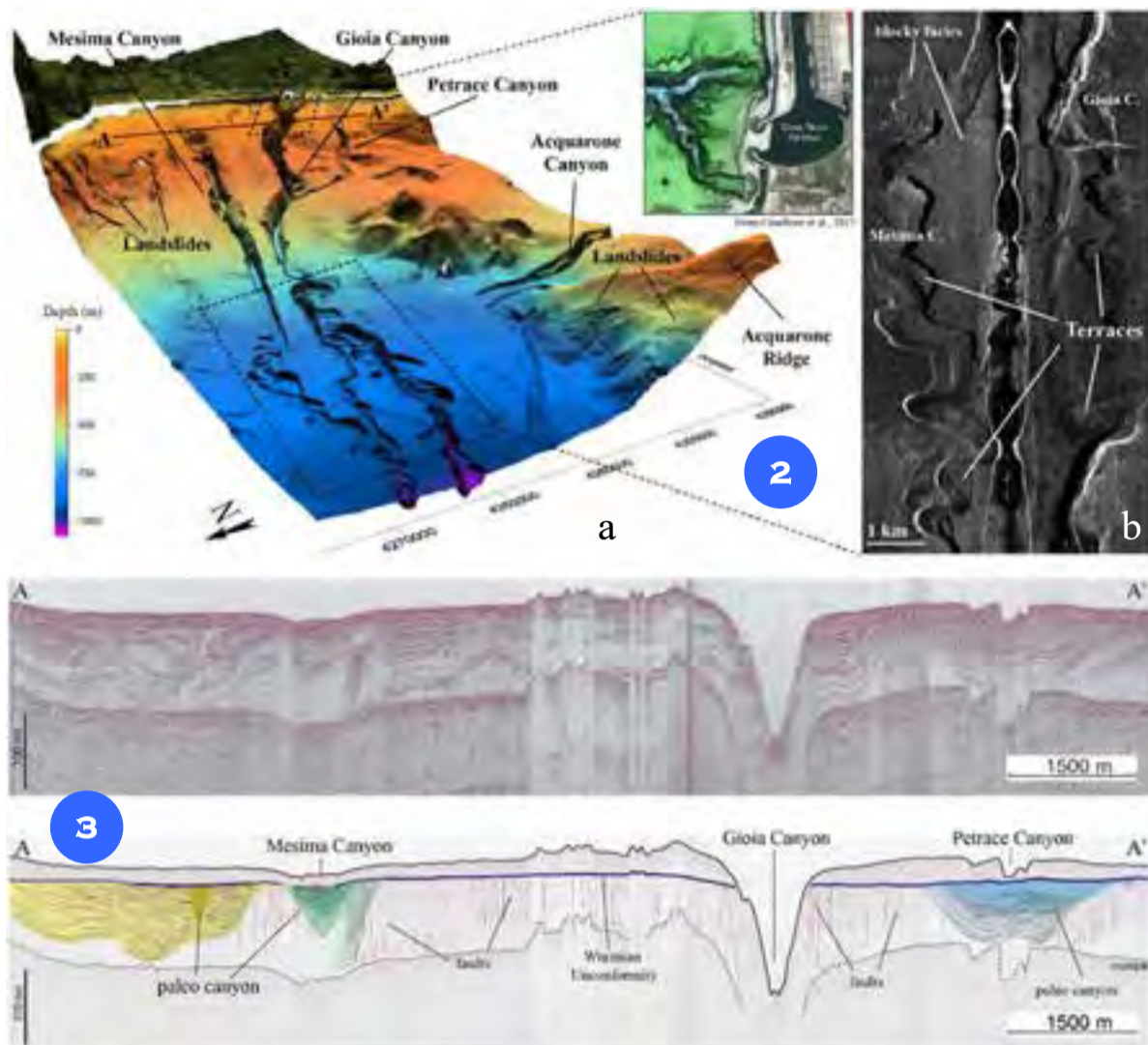
Il settore meridionale del margine calabro tirrenico è interessato da numerose forme di instabilità gravitativa costiera. Depositi di frana ad *hummocky* sono presenti a largo di Scilla (Fig. 1a) e di Palmi (Casalbore et al., 2016). Le nicchie di frana interessano prevalentemente la porzione subaerea, dove sono presenti affioramenti rocciosi riferibili al basamento cristallino/metamorfico. Nel caso di Scilla è presente anche una nicchia sottomarina verosimilmente correlata alla frana subaerea tsunamigenica del 1783. I depositi di frana mostrano numerosi blocchi di dimensioni variabili da poche decine a centinaia di metri e rilevati fino a 50 m rispetto al fondale circostante.

Al largo di Bagnara Calabria sono presenti una serie di canali erosivi le cui testate incidono la piattaforma fino a profondità di circa 15 m (Fig. 1b). Instabilità gravitativa recente è suggerita dalla presenza di forme di fondo lungo i *thalweg*, e dalla comparazione di rilievi batimetrici multitemporali (Fig. 1c). Le analisi evidenziano un’erosione retrogressiva dei canali, dovuta a frane di piccole dimensioni che si verificano al ciglio delle testate, apparentemente senza causare nessuna ondata anomala.

The southern Calabrian Tyrrhenian margin is affected by several morphological features related to coastal gravitational instability. Landslides *hummocky* deposits are present offshore Scilla (Fig. 1a) and Palmi (Casalbore et al., 2016). The landslide scars mostly affect the coastal range, that is made up by crystalline/metamorphic basement. Moreover, a submarine slide scar is also present off Scilla and can be likely related to the tsunamigenic 1783 slide event. The landslide deposits show a rough morphology due to several hummocks from few tens of meters to few hundreds of meters wide and up to 50-m-high with respect to the surrounding seafloor.

Offshore Bagnara Calabria village, a series of erosive channels deeply incise the continental shelf up to 15 m depth (Fig. 1b). The presence of crescent shaped bedforms along their *thalweg* and the comparison of multi-temporal bathymetric data (Fig. 1c) suggest a recent erosive activity for these channels. Morpho-bathymetric data analysis highlights retrogressive erosion of the channels produced by small scale landslide scars at their headwalls that likely did not produce any tsunami wave.

## IL SISTEMA DI CANYON GIOIA-MESIMA



The Gioia-Mesima canyon system (Fig. 2a) includes the Mesima and the Gioia canyons, that develop roughly parallel for about 30 km, with a course changing from straight to meandering, until they merge at about 110 m depth. The canyon system also includes the Petrace Canyon, a tributary of the Gioia Canyon, that joins the latter at about 400 m depth (Pierdomenico et al., 2016). The Mesima Canyon head is located at about 100 m depth, weakly incising the shelf break; conversely, the two branches that compose the Gioia Canyon head deeply incise the shelf and the overlying sub-

merged depositional terrace up to very shallow depths of about 10 m, in front of the entrance of the Gioia Tauro harbour, as well as the Petrace Canyon head, located at about 15 m depth. Seismic profiles parallel to the margin (Fig. 3) show the presence below the LGM Unconformity (i.e. the erosive surface related to the last lowstand of sea level) of paleo-canyons characterized by different geometry of the infilling units. The paleo-canyons are spatially connected to the Mesima and Petrace canyons, suggesting a polyphased evolution of this canyon system. The pres-

ence of numerous terraces along the canyon flanks hanging at different heights above the thalweg (Fig. 2b) also testifies the polyphased evolution of the canyons at a shorter time-scale. The seismic profile in Figure 3 reveals the presence of numerous tectonic features, mainly represented by narrow spaced normal faults, which seem to exert great influence in controlling the position of the canyons, at least in their upper reach. A strong tectonic control on canyon evolution is also suggested by the abrupt changes in the orientation of their courses.

Il sistema di canyon Gioia-Mesima (Fig. 2a) è costituito dai due canyon che si sviluppano con un andamento circa parallelo, alternando tratti rettilinei e meandri per oltre 30 km, fino alla loro connessione che avviene a circa 1100 m di profondità. Il sistema di canyon include inoltre il Canyon Petrace, tributario del Canyon di Gioia con il quale si connette a circa 400 m di profondità (Pierdomenico et al., 2016).

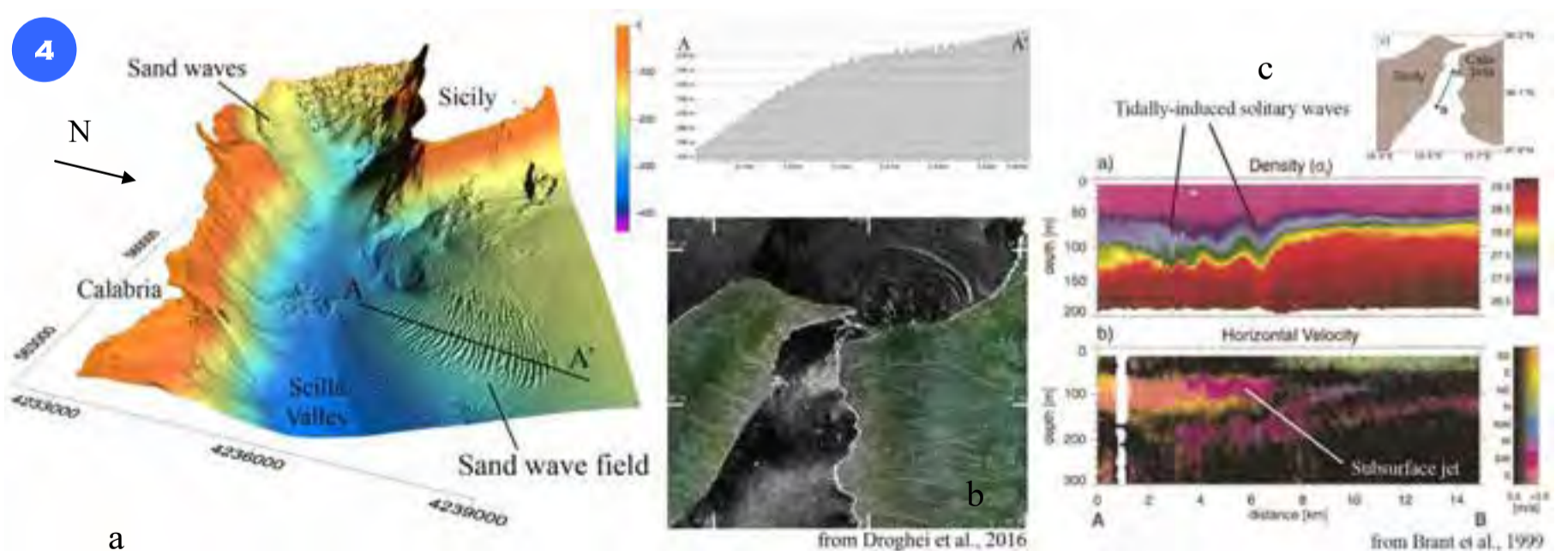
La testata del Canyon di Mesima, localizzata a circa 100 m di profondità, incide debolmente il ciglio della piattaforma; diversamente i due rami che costituiscono la testata del Canyon di Gioia incidono fortemente la stretta piattaforma continentale, giungendo ad erodere i fondali antistanti il porto di Gioia Tauro fino a circa 10 m di profondità. Il Canyon Petrace, presenta una testata localizzata a circa 15 m di profondità oltre 1 km al largo della foce dell'omonima fiumara.

Profili sismici paralleli al margine (Fig. 3) mostrano la presenza al di sotto dell'Unconformity dell'ultimo pleniglaciale (LGM) (la superficie di erosione riferibile all'ultimo stazionamento del livello del mare) di paleo-canyon caratterizzati da differenti geometrie di riempimento e spazialmente connessi con i canyon Mesima e Petrace, suggerendo un'evoluzione polifasica del sistema di canyon. Questa è anche testimoniata dalla presenza di terrazzi localizzati a differenti quote lungo il tratto meandri-forme dei canyon (Fig. 2b). Il profilo sismico in Figura 3 mostra inoltre la presenza di numerosi lineamenti tettonici circa verticali a carattere prevalentemente distensivo, che sembrano aver condizionato il tratto superiore dei canyon. Un forte controllo tettonico sull'andamento dei canyon è suggerito anche dalle brusche deviazioni di direzione che si osservano lungo il loro corso.

ence of numerous terraces along the canyon flanks hanging at different heights above the thalweg (Fig. 2b) also testifies the polyphased evolution of the canyons at a shorter time-scale.

The seismic profile in Figure 3 reveals the presence of numerous tectonic features, mainly represented by narrow spaced normal faults, which seem to exert great influence in controlling the position of the canyons, at least in their upper reach. A strong tectonic control on canyon evolution is also suggested by the abrupt changes in the orientation of their courses.

## FORME DI FONDO A NORD DELLO STRETTO DI MESSINA



A nord dello Stretto di Messina il fondale è caratterizzato dalla presenza diffusa di forme di fondo, che per le loro dimensioni possono essere classificate come *sand wave*. Il più sviluppato tra i campi di *sand wave*, illustrato nell'immagine prospettica in 3D in Figura 4a, occupa un'area di circa 5 km<sup>2</sup> lungo il pendio di un alto morfologico presente sul versante siciliano della Valle di Scilla, tra 200 e 300 m di profondità. Le *sand wave* presentano lunghezze d'onda variabili tra 60 e 100 m, altezze di 3-6 m e una particolare orientazione delle creste, che varia gradualmente procedendo dalla base alla sommità dell'alto morfologico, passando gradualmente da direzioni circa NO-SE a NE-SO.

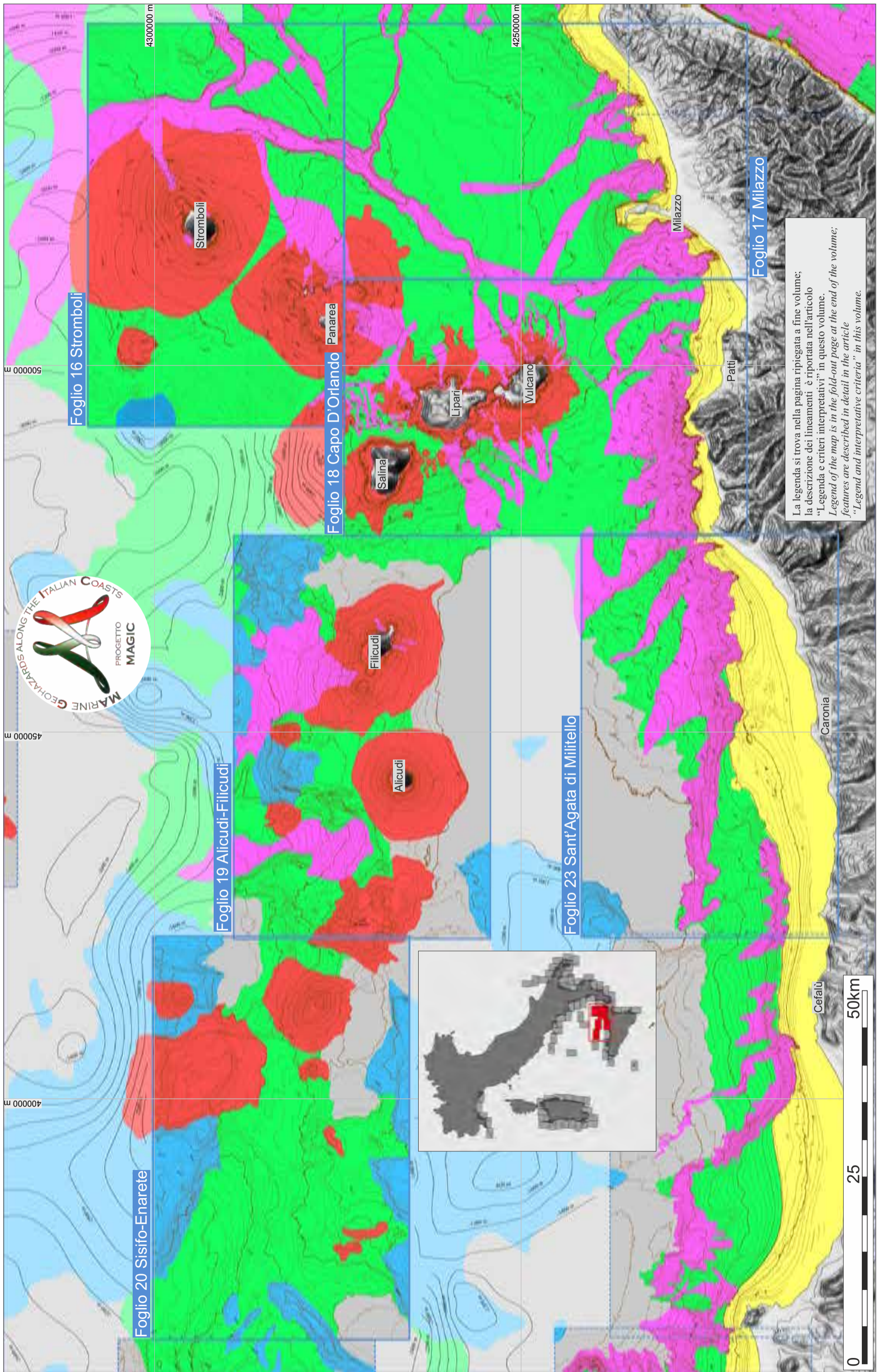
Già Vercelli (1925) attribuì l'origine di queste forme di fondo alle peculiari dinamiche oceanografiche che si verificano nello stretto dove l'opposizione di fase nelle maree tra il Mediterraneo e lo Ionio dello stretto determina la formazione di intense correnti di marea (Fig. 4b) che possono raggiungere velocità fino a 3 m s<sup>-1</sup>. Recentemente Droghei et al. (2016) hanno invece attribuito tali forme all'interazione tra solitoni (*solitary wave*) generati nella sella (Fig. 4c, da Brandt et al., 1999), le quali interagendo con il fondale subiscono fenomeni di rifrazione. Questo fenomeno potrebbe spiegare oltre che la presenza, anche la particolare geometria delle *sand wave* in quest'area.

North of the Messina Strait, the seafloor is characterized by the presence of a large field of sand waves.

It occupies an area of about 5 km<sup>2</sup> along the slope of a morphological high, on the Sicilian side of the Scilla Valley (Fig. 4a, view from the North). Sand waves are characterized by wavelengths from 60 to 100 m and height of 3-6 m. Their crests display variable orientation, gradually changing from the NW-SE direction to the NE-SW direction passing from the base to the top of the morphological high. Since the beginning of the previous century, Vercelli (1925) related the origin of these bedforms to the peculiar oceanographic dynamics of the Messina Strait.

There, semidiurnal tides are approximately in phase opposition between the Tyrrhenian and the Ionian side of the strait. Tidal displacement induces strong tidal currents that can reach velocities up to 3 m s<sup>-1</sup> (Fig. 4b); recently, Droghei et al. (2016) proposed that the bedforms would have been created by solitary waves originating from the sill (Fig. 4c, from Brandt et al., 1999). The oblique incidence of internal wave rays onto varying bathymetry may cause refraction of the wave fronts. The action of bottom currents associated to the wave passage may trigger the sand wave formation and explains their particular geometry.

# TAVOLA 4 ISOLE EOLIE E SICILIA NORD-ORIENTALE



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

# TAVOLA 4 ISOLE EOLIE E SICILIA NORD-ORIENTALE

F. Gamberi<sup>◇</sup>, D. Casalbore<sup>\*◇</sup>, M. Marani<sup>◇</sup>, M. Rovere<sup>◇</sup>, A. Bosman<sup>\*</sup>, M. Calarco<sup>◇</sup>, G. Dalla Valle<sup>◇</sup>, E. Leidi<sup>◇</sup>, E. Martorelli<sup>\*</sup>, A. Mercorella<sup>◇</sup>,  
M. Pierdomenico<sup>\*◇</sup>, C. Romagnoli<sup>◇</sup>, C. Adami<sup>\*</sup>, F. Falese<sup>\*◇</sup>, A. Fascetti<sup>\*</sup>, V. Ferrante<sup>◇</sup>, M. Ingrassia<sup>\*</sup>, E. Lai<sup>\*</sup>, C. Montanaro<sup>\*</sup>,  
A. Sposato<sup>\*</sup>, F.L. Chiocci<sup>\*◇</sup> (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CoNISMa: <sup>◇</sup>DST UniRoma1, <sup>◇</sup>BIGeA UniBo; CNR: <sup>\*</sup>IGAG, <sup>◇</sup>ISMAR

Il margine siciliano nord-orientale e le Isole Eolie sono ubicate tra l'Arco Calabro ed il bacino di retroarco del Tirreno meridionale. La loro formazione è stata messa in relazione alla subduzione verso ovest della litosfera ionica al di sotto dell'Arco Calabro (Malinverno e Ryan, 1986; Doglioni, 1991; Gvirtzman e Nur, 1999; Marani e Gamberi, 2004a).

Il margine siciliano nord-orientale è delimitato verso terra dalla catena dei Monti Peloritani, le cui unità tettoniche di basamento metamorfico si sovrappongono verso ovest all'unità della Catena Appennino-Maghrebide (Fig. 1; Lentini et al., 1996).

La tettonica distensiva post-orogenetica caratterizzata da faglie normali orientate NNO-SSE e faglie trascorrenti orientate NO-SE ha dato luogo ad una strutturazione in *horst* e *graben*. Le unità di basamento affiorano in corrispondenza degli *horst*, mentre depositi sedimentari miocenici e quaternari riempiono le zone di *graben*. La catena dei Monti Peloritani è caratterizzata da forti tassi di sollevamento (Fig. 1), amplificati da episodi di sollevamento co-sismici associati alle numerose strutture sismogenetiche qui presenti.

L'area oggetto di studio è colpita da numerosi terremoti di media ed alta magnitudo come visibile in Figura 2b.

L'Arco Eoliano è costituito da sette isole e da numerosi *seamount* (Sisifo, Enarete e Eolo a ovest di Alicudi, Lametini e Alcione a nord di Stromboli, Fig. 2a). I prodotti più antichi trovati nell'arco sono stati dragati dal *Seamount* Sisifo e datati a circa 1,3 milioni di anni (Beccaluva et al., 1982).

Il vulcanismo subaereo comincia da circa 270 mila anni a Salina, Lipari e Filicudi ed è ancora attivo a Lipari (AD 1230), Vulcano (AD 1888-1890) e Stromboli, dove si ha una persistente attività stromboliana da almeno 2000 anni (Rosi et al., 2000). Le rocce vulcaniche affioranti appartengono alle serie calc-alkalina, calc-alkalina alta in potassio, shoshonitica e alcalino-potassica (Barberi et al., 1974; Keller, 1982). Dal punto di vista strutturale ed evolutivo, l'Arco Eoliano può essere suddiviso in tre settori (Fig. 2a; De Astis et al., 2003; Ventura, 2013; Romagnoli et al., 2013a).

Il settore occidentale è controllato da un sistema di faglie trascorrenti destre orientate in direzione ONO-ESE e conosciuto come sistema di Sisifo-Alicudi. Una più precisa definizione di questa zona di deformazione è stata presentata da Bortoluzzi et al. (2010), evidenziando la presenza di faglie sintetiche e antitetiche orientate lungo le direzioni NNE-SSO e ONO-ESE che hanno controllato la risalita dei magmi in questo settore.

Il settore centrale è dominato da strutture vulcaniche e tettoniche allineate in direzione NNO-SSE in corrispondenza di una fascia di deformazioni transpressive (Argnani et al., 2007) associate alla prosecuzione a mare del sistema di faglie di Tindari-Letojanni (Ventura et al., 2013). Il settore orientale è caratterizzato da lineamenti orientati in direzione NNO-SSE e NE-SO che controllano la distribuzione dei crateri, dicchi e fessure eruttive sulle Isole di Panarea e Stromboli (Francalanci et al., 2013; Ventura, 2013) così come l'assetto morfostrutturale delle porzioni sommerse dei relativi edifici vulcanici (Gamberi et al., 1997; Romagnoli et al., 2013a).



Figura 1. Schema strutturale della Sicilia nord-orientale e Calabria meridionale (mod. da Giammanco et al., 2008), con indicazione dei tassi di sollevamento regionale tardo-quaternari da De Guidi et al. (2003). Acronimi: *ATL*, Sistema di faglie Tindari-Letojanni e prosecuzione eoliana; *MS*, sistema di faglie dello Stretto di Messina. Il riquadro in alto a sinistra mostra il fronte di sovrascorrimento della catena Alpina e Appenninica.

Figure 1. Tectonic map of north-eastern Sicily and southern Calabria (modified from Giammanco et al., 2008), with the indication of Late-Quaternary regional uplift rates from De Guidi et al. (2003). Acronyms: *ATL*, Aeolian-Tindari-Letojanni fault system; *MS*, Messina Strait fault system. The upper-left inset shows the main thrust front of the Alpine-Appenninic Orogen.

The north-eastern Sicilian margin and the Aeolian Islands are located between the Calabrian Arc and the southern Tyrrhenian back-arc basin.

Their formation has been related to the NW-oriented subduction of the Ionian lithosphere beneath the Calabrian Arc (Malinverno and Ryan, 1986; Doglioni, 1991; Gvirtzman and Nur, 1999; Marani and Gamberi, 2004a).

The Sicilian margin is bordered onland by the Peloritani Mountains, where the tectonic basement nappes of the Calabro-Peloritan Units tectonically overlie the Sicilian-Maghrebide Chain (Fig. 1; Lentini et al., 1996). NNE-SSW-trending normal faults and NW-SE-trending strike-slip faults give rise to the horst and graben structural setting. Basement nappes of the Calabro-Peloritan Units are exposed on the NE-SW elongated horsts, whereas Miocene to Quaternary sediments fill the grabens.

High regional uplift rates affect the NE Sicily area (Westaway, 1993) and are amplified by local uplift connected with the vertical movements of single fault blocks of probably active structures (Catalano et al., 2003; Scicchitano et al., 2011). The area is, indeed, struck by frequent moderate and strong earthquakes (Fig. 2b).

The Aeolian Arc is made up of seven islands and several surrounding seamounts (Sisifo, Enarete and Eolo to the West of Alicudi and Lametini and Alcione to the North of Stromboli; Fig. 2a). The oldest rocks found in the Aeolian Archipelago are dated at 1.3 Ma (sampled from the Sisifo Seamount; Beccaluva et al., 1982).

Subaerial volcanism started at 270-250 ka on Salina, Filicudi and Lipari islands and is still active at Lipari (AD 1230), Vulcano (AD 1888-1890) and Stromboli, where a persistent strombolian activity is present since 2000 years (Rosi et al., 2000).

The volcanic rocks belong to the calc-alkaline, HK-calc-alkaline, shoshonitic and alkaline potassic series (Barberi et al., 1974; Keller, 1982).

The Aeolian Arc can be divided into three sectors characterized by distinctive structural trends and evolution (Fig. 2a; De Astis et al., 2003; Ventura, 2013; Romagnoli et al., 2013a).

The western sector is mostly controlled by a WNW-ESE-oriented strike-slip dextral shear zone, reported in the literature as the Sisifo-Alicudi Fault System. A better definition of this active deformation zone has recently been proposed by Bortoluzzi et al. (2010), showing the occurrence of conjugate synthetic and antithetic fault systems mainly trending WNW-ESE and NNE-SSW directions which have controlled the magmatic uprising in this sector.

The central sector is mostly dominated by volcanic and tectonic features along a NNW-SSE-trending transpressive belt of deformation extending from the northern Sicilian coast to Salina Island (Argnani et al., 2007) as a result of the Tindari-Letojanni fault system (Ventura et al., 2013). The eastern sector is characterized by prevailing NNE-SSW to NE-SW striking fault systems that control the distribution of vents and eruptive features on Panarea and Stromboli Islands (Francalanci et al., 2013; Ventura, 2013) and also in the submarine areas (Gamberi et al., 1997; Romagnoli et al., 2013a).

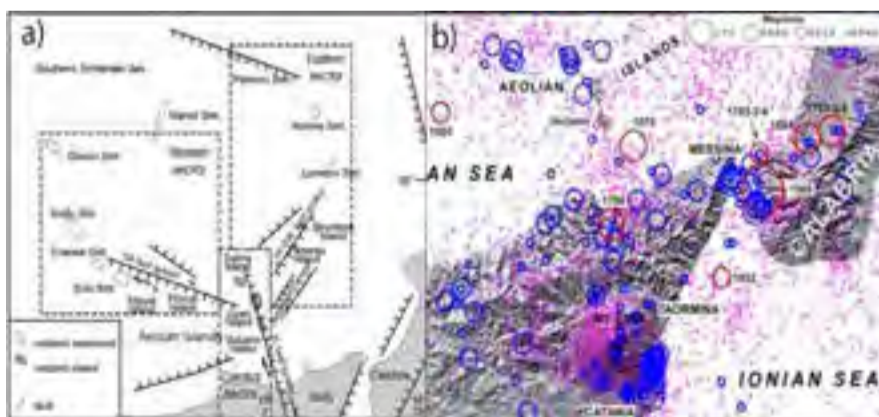
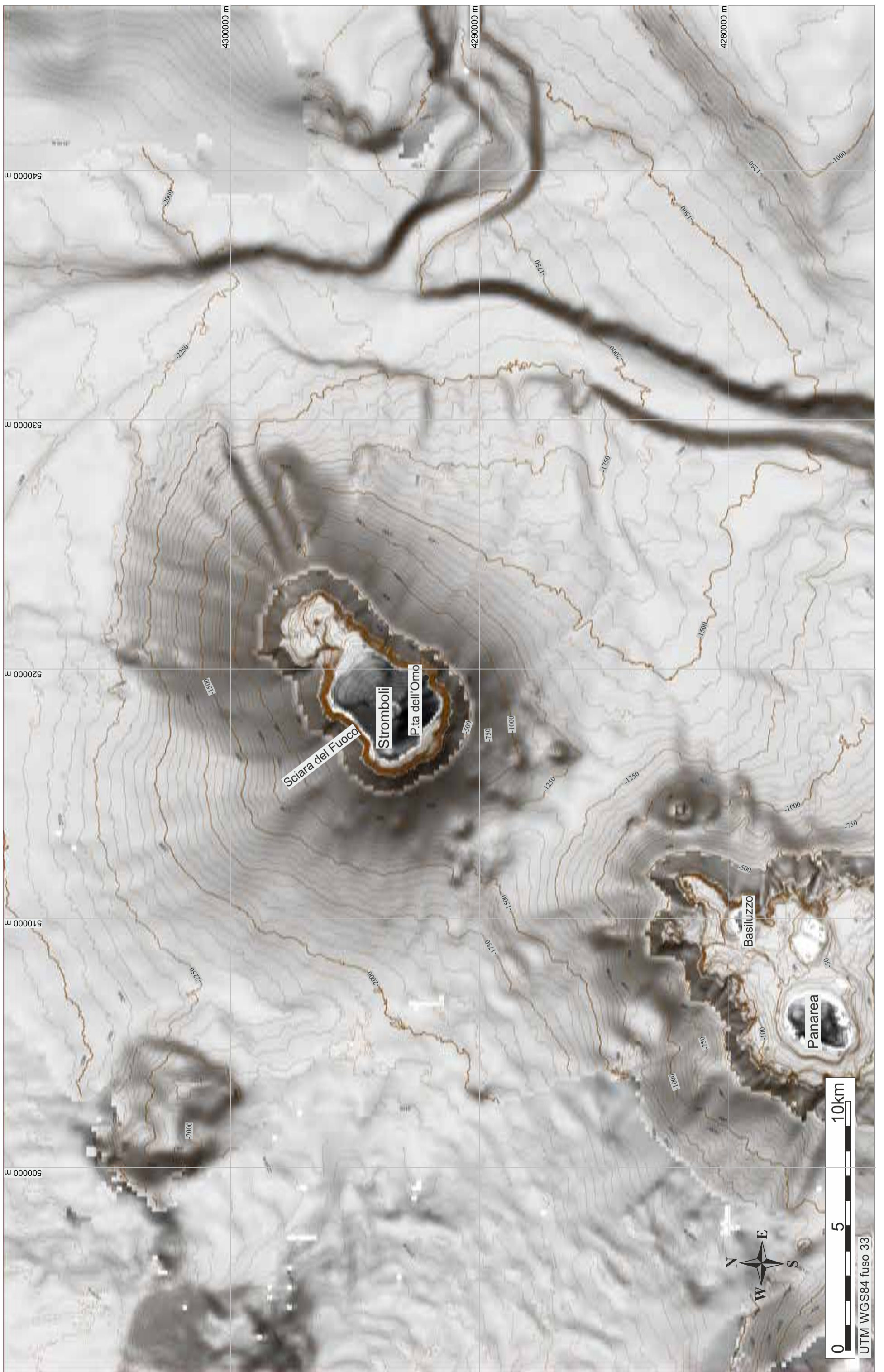


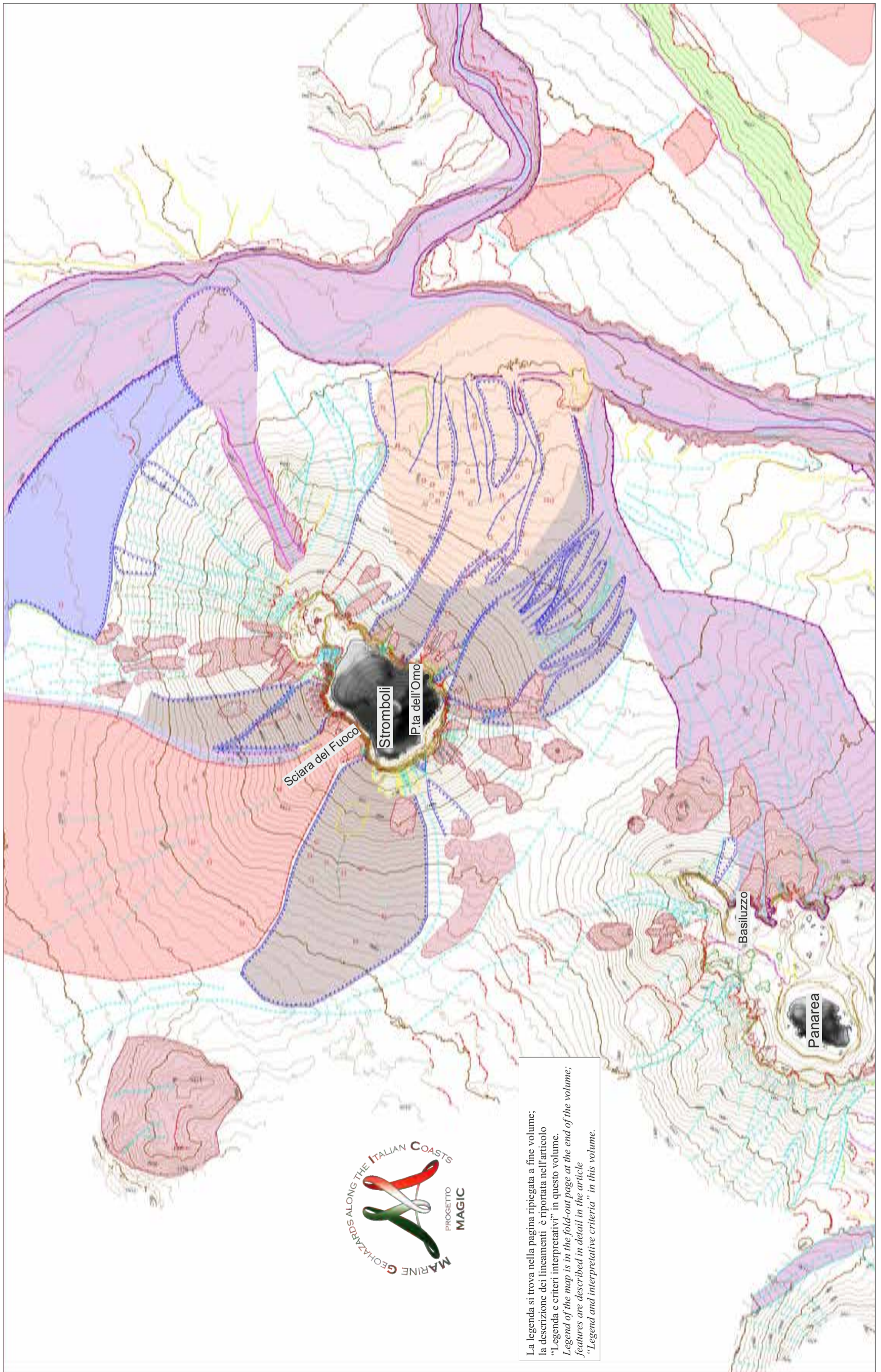
Figura 2. a) Schema strutturale semplificato dell'Arco Eoliano (modificato da De Astis et al., 2003); b) Ubicazione dei terremoti storici (cerchi blu e rossi) e della sismicità strumentale ( $2.2 \leq M_L \leq 4.0$ ) misurata durante il periodo 1983-2002 (punti pieni) nel Tirreno meridionale e nella Sicilia orientale (modificato da Azzaro et al., 2007).

Figure 2. a) Structural scheme of the Aeolian Arc and temporal evolution of the volcanism (modified from De Astis et al., 2003); b) Location of historical earthquakes (blue and red circles) and instrumental seismicity ( $2.2 \leq M_L \leq 4.0$ ) from 1983 to 2002 (full dots) in the area of the southern Tyrrhenian Sea and eastern Sicily (modified from Azzaro et al., 2007).



FOGLIO 16 STROMBOLI





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



Il Foglio 16 “Stromboli” comprende le porzioni sommerse degli edifici vulcanici di Stromboli e Panarea, appartenenti al settore orientale dell’Arcipelago Eoliano. Tale settore è interessato da strutture tettoniche regionali orientate in direzione SO-NE, che hanno controllato lo sviluppo dei due edifici vulcanici (De Astis et al., 2003).

Stromboli è un ripido stratovulcano andesitico-basaltico, prevalentemente sottomarino (circa il 98% dell’intero vulcano si trova sotto il livello del mare), costituito dalla coalescenza di due centri vulcanici (Stromboli sviluppato negli ultimi 100 mila anni e Strombolicchio, datato a circa 200 mila anni; Gillot e Keller, 1993), la cui base è localizzata tra 1400 e 2700 m di profondità. Stromboli presenta una simmetria bilaterale dei fianchi ed una zona di debolezza assiale, orientata in direzione SO-NE (Bosman et al., 2009), dove si allineano la maggior parte dei dicchi, crateri e fessure eruttive presenti sull’isola (Pasquarè et al., 1993). I fianchi SO e NE sono stabili e caratterizzati da estese piattaforme insulari nei primi 120 m di profondità, mentre i fianchi NO e E sono sede di molteplici collassi di settore, che hanno portato alla formazione di ampie depressioni nei primi 500-700 m di profondità ed alla messa in posto di estesi depositi di *debris avalanche* alla base dell’edificio (Romagnoli et al., 2009 a e b). L’architettura dell’*apron* vulcanoclastico che circonda tutta l’Isola di Stromboli è molto complessa, in quanto è caratterizzata da una grande variabilità di morfologie dovute a processi erosivo-sedimentari, quali nicchie di distacco, depositi di frana, canali e forme di fondo (corrispondenti a circa il 90% dell’intero areale) alternati ad affioramenti vulcanici ed aree dominate da sedimentazione emipelagica rispetto ai fondali circostanti (Casalbore et al., 2010). L’edificio di Panarea è alto circa 2000 m ed è tagliato da un’ampia piattaforma insulare con diametro di circa 8 km ed estesa fino a circa 150 m di profondità. La piattaforma (similmente a Stromboli) permette lo sviluppo di terrazzi deposizionali sommersi, ovvero corpi sedimentari con geometria progradante, la cui formazione avviene al di sotto del livello di base del moto ondoso (Chiocci e Romagnoli, 2004). Al di sotto della piattaforma, il fondale è ripido e caratterizzato dall’alternanza di strutture erosivo-deposizionali ed affioramenti vulcanici. Nella parte occidentale del foglio è presente un tratto del Canyon di Stromboli, che rappresenta il più importante lineamento erosivo-deposizionale del Tirreno meridionale, con lunghezza di circa 120 km (Gamberi e Marani, 2007). In questo settore il canyon riceve sedimenti sia da parte degli edifici eoliani nella parte occidentale che dall’arco calabro tramite il sistema di canyon tributari di Gioia-Mesima e dell’Angitola nel versante orientale.

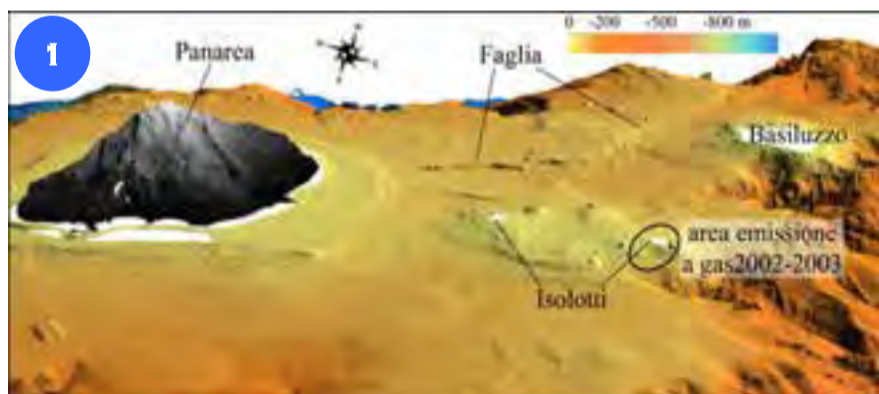
*The Sheet 16 “Stromboli” includes the submarine portions of Stromboli and Panarea volcanic edifices in the eastern sector of the Aeolian Archipelago. This sector is characterized by regional tectonic structures, trending SW-NE, that controlled the development of the volcanic edifices (De Astis et al., 2003).*

*Stromboli is a steep, andesitic-basaltic stratovolcano, whose submarine part accounts for about the 98 % of the area. The edifice is made up of two volcanic centers (Stromboli developed in the last 100 ka and Strombolicchio, whose neck is dated at 200 ka; Gillot and Keller, 1993); the base of the edifice is located between 1400 and 2700 m depth. Stromboli is also characterized by a marked bilateral symmetry with respect to the main SW-NE axial zone (Bosman et al., 2009), where most part of dykes, vent and eruptive fissures are present (Pasquarè et al., 1993). The SW and NE flanks are stable and characterized by large insular shelves, whose edge is located at 120 m depth. In contrast, the NW and E flanks are affected by multiple sector collapses that led either to the development of large subaerial-submarine depressions in the first 500-700 m depth and to the emplacement of debris avalanche deposits at the base of the flank (Romagnoli et al., 2009 a and b). Actually, the morpho-sedimentary architecture of the apron is more complex, as it is characterized by a large spectrum of morphologies and deposits related to erosive-depositional processes, such as slide scars and related deposits, channels and bedforms (corresponding to the 90% of the entire area) alternated with volcanic outcrops and areas with hemipelagic sedimentation (Casalbore et al., 2010).*

*The Panarea edifice is 2000-m-high and its summit is cut by a large insular shelf, with a diameter of 8 km and the outer edge located at 120-150 m depth. The insular shelf (similarly to the Stromboli case) is covered by submarine depositional terraces, i.e. sedimentary wedges with internal prograding geometry and whose formation occurs below the storm-wave base level (Chiocci and Romagnoli, 2004).*

*Below the shelf edge, the flank is steep and uneven, with volcanic outcrops alternated to erosive-depositional features (i.e. channels, landslide scars and bedforms). Finally, part of the Stromboli Canyon is present in the westernmost sector of the sheet. It represents the main erosive-depositional feature of the southern Tyrrhenian Sea with a length of some 120 km (Gamberi and Marani, 2007). In this sector, Stromboli Canyon drains sediments either from the Aeolian edifices in its western part and from the Gioia-Mesima and Angitola tributary canyons system in its eastern part.*

## PIATTAFORMA INSULARE DI PANAREA E FUORIUSCITA DI GAS 2002-2003



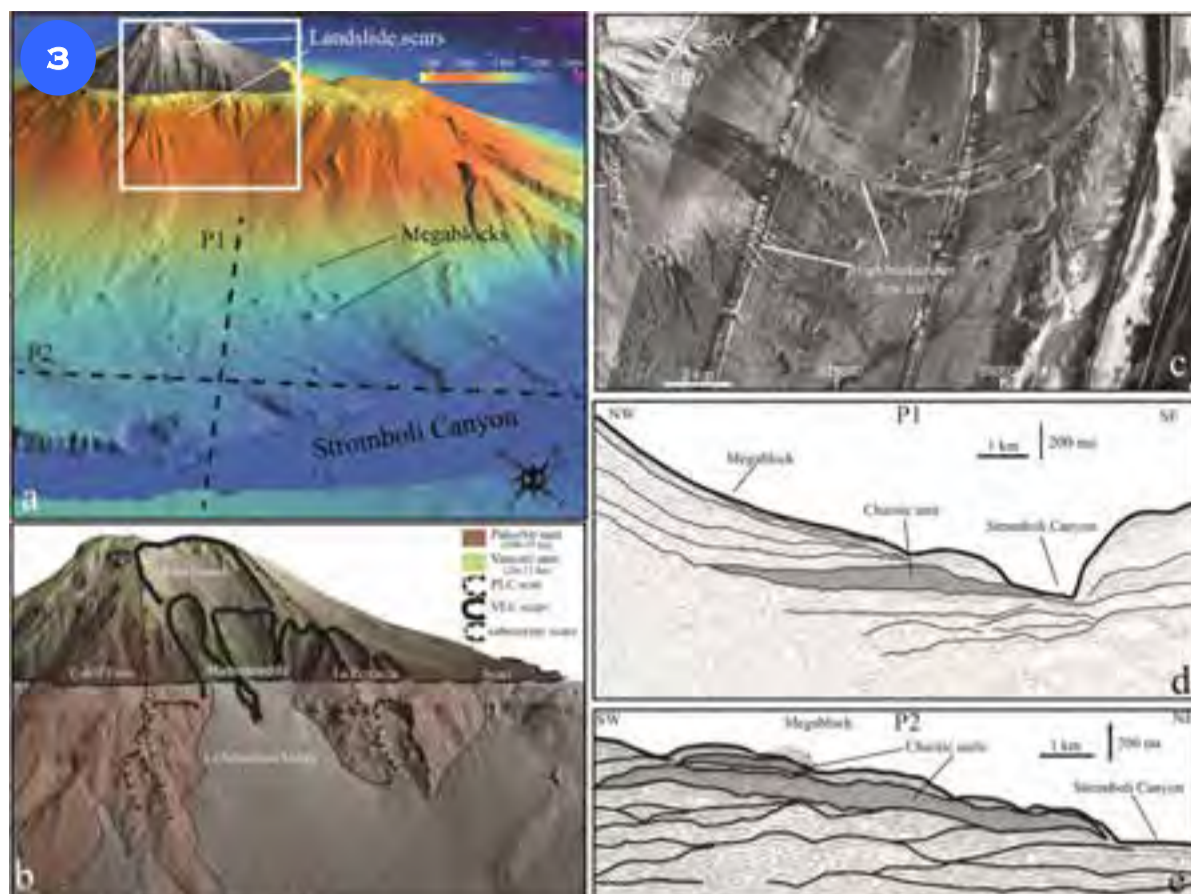
L’edificio di Panarea è caratterizzato da un’estesa piattaforma insulare (Fig. 1) dovuta all’erosione esercitata dal moto ondoso durante le fluttuazioni eustatiche tardo-quadernarie quando il livello marino è variato con ampiezze dell’ordine di 100 m con cicli di 100 mila anni (Bintanja et al., 2005). In particolare, il livello del mare era circa 120 m più basso rispetto all’attuale durante l’ultimo minimo eustatico (circa 20 ka fa; Lambeck et al., 2011), profondità che approssimativamente corrisponde con il ciglio della piattaforma circostante l’Isola di Panarea, che quindi indicherebbe la massima estensione subaerea dell’edificio vulcanico durante l’ultimo massimo glaciale (Quartau et al., 2014; Romagnoli et al., 2018). Nella parte centro-settentrionale della piattaforma, è presente un sistema di faglie orientate in direzione SO-NE e SSO-NNE, nelle cui vicinanze sono state individuate numerose mineralizzazioni legate a processi idrotermali (Fig. 1, Gamberi et al., 1997). Nel 2002-2003, una forte attività di degassamento dal fondale marino è stata osservata al largo degli isolotti ad est dell’Isola di Panarea, come testimoniato dalla presenza di pennacchi di sedimenti in sospensione (Fig. 2a). I rilievi marini successivi all’evento hanno mostrato la presenza di un campo esalativo costituito da 21 centri di degassamento e crateri con dimensioni variabili da metri a decine di metri (Fig. 2b; Esposito et al., 2006). Recenti studi batimetrici hanno evidenziato la presenza di ulteriori crateri con diametri variabili da 5 ad oltre 100 m a nord dell’area di degassamento del 2002-2003 (Moneke et al., 2012). Gli stessi autori stimano un flusso totale di gas rilasciato dal sistema geotermale di Panarea dell’ordine di 70 Mt di CO<sub>2</sub> negli ultimi 10 anni, suggerendo quindi che tale attività di degassamento nelle porzioni sommerse di vulcani d’arco contribuisce significativamente al budget totale atmosferico di questo gas serra.



*The edifice of Panarea is cut by a large insular shelf, whose origin can be related to the sea-level fluctuations occurred in the Late-Quaternary (Fig. 1). The sea level varied in the last million of years with amplitude of 100 m according to eustatic cycles of 100 ka (Bintanja et al., 2005). In particular, the sea level was 120 m below the present-day value at the last glacial maximum (20 ka BP, Lambeck et al., 2011). This depth approximately corresponds with the depth of the insular shelf surrounding Panarea Island and thus is representative of the maximum subaerial extension reached by the subaerial volcanic edifice (Quartau et al., 2014; Romagnoli et al., 2018). In the northern sector of the insular shelf, there is a fault system SW-NE and SSW-NNE oriented, where mineralization phenomena related to hydrothermal activity were observed (Fig. 1; Gamberi et al., 1997).*

*In 2002-2003, a strong degassing activity occurred offshore the islets facing the eastern part of Panarea Island, witnessed by large plumes of suspended sediments in sea surface (Fig. 2a, Esposito et al., 2006). The underwater surveys revealed an exhalative field characterized by 21 main active gas vents and craters from meters to tens of meters in diameter, and a pervasive exhalation from the seafloor (Fig. 2b). Recent bathymetric studies show that several craters with diameters ranging from 5 to over 100 m are also present northwards from the 2002-2003 degassing area (Moneke et al., 2012).*

*The same Authors estimate that the Panarea geothermal system released over 70 Mt of CO<sub>2</sub> over 10 ka, suggesting that CO<sub>2</sub> venting at submerged arc volcanoes contributes significantly to the global atmospheric budget of this greenhouse gas.*

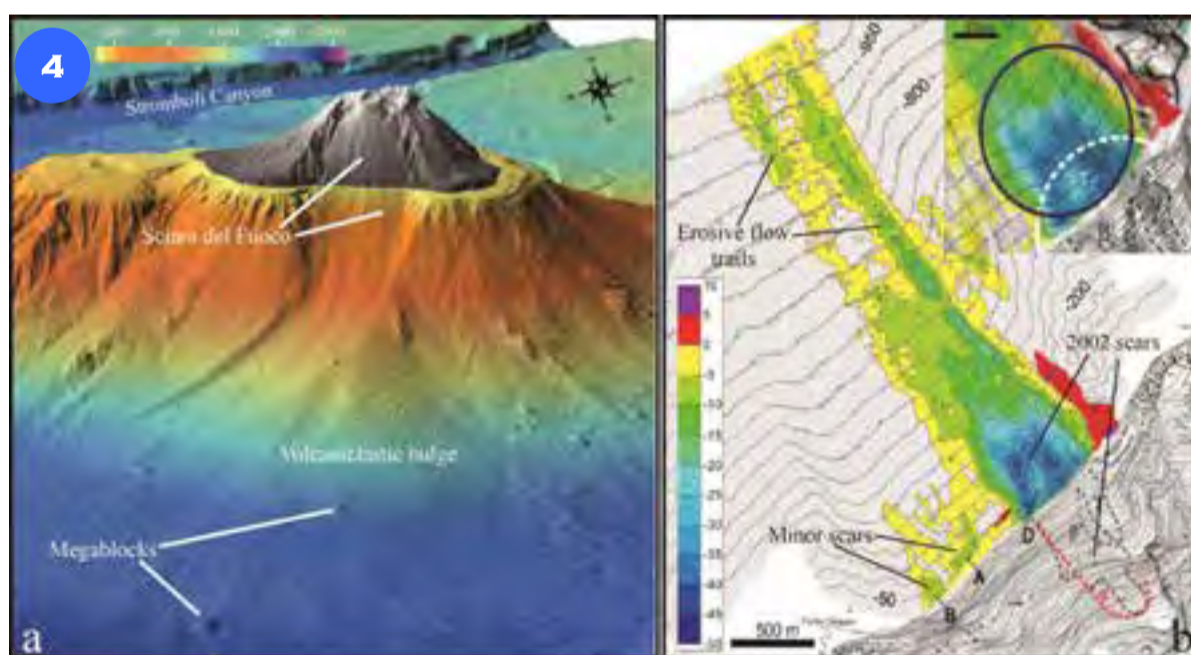


I principali elementi morfologici presenti lungo il fianco orientale dell'Isola di Stromboli sono una serie di grandi nicchie di frana presenti dalla sommità del versante emerso fino ad oltre 500 m di profondità e la presenza di un esteso campo di megablocchi a più di 1500 m di profondità (Fig. 3a). Questi ultimi presentano diametri medi di 150-200 m (massimi di circa 600 m) ed altezze di 10-110 m. La messa in posto dei megablocchi è relazionata ad un brusco decremento delle pendenze da valori superiori ai 20° a valori minori di 6°-8° (Fig. 3a). L'area sorgente dei megablocchi è stata relazionata a nicchie di distacco che interessano le unità dei Vancori (datate tra 26-13 ka; Gillot e Keller, 1993; Romagnoli et al., 2009a; Fig. 3b). Il collasso sommitale di Rina Grande potrebbe essere associato ad un evento più giovane della Sciara del

Fuoco (5-2 ka) sulla base delle relazioni geometriche esistenti tra le due nicchie (Finizola et al., 2002). I volumi interessati sono dell'ordine del centinaio di milioni di m<sup>3</sup>. Si osserva inoltre un'ampia depressione terra mare, delimitata da due spalle dove si ritrovano i prodotti più antichi dell'isola appartenenti al periodo del Paleostromboli (Punta dell'Omo e La Petrazza in Fig. 3b). Questa depressione potrebbe rappresentare la traccia di un più antico collasso di settore che ha interessato questo versante dell'edificio. I depositi associati a questo collasso potrebbero corrispondere alla presenza di una unità sismica estesa, caotica e spessa sino a 80 m, presente all'interno dell'apron vulcanoclastico (profili sismici P1 e P2 in Figg. 3d e 3e, acquisiti dall'Istituto di Geologia Marina di Bologna) con un volume stimato di 1-2 km<sup>3</sup> (Romagnoli et al., 2009a).

L'analisi dei dati sonar a scansione laterale (Fig. 3c) mostra la presenza di flussi ad alto backscatter all'interno della Depressione delle Schicciolate. Questi possono essere interpretati come flussi gravitativi derivanti dall'erosione dell'isola e convogliati a maggiore profondità attraverso la depressione terra-mare lasciata dal collasso di settore prima descritto (Casalbore et al., 2010). In corrispondenza di questi flussi si sviluppano anche delle forme di fondo di grandi dimensioni interpretate come coarse-grained sediment wave (Casalbore et al., 2014).

The eastern flank of Stromboli is morphologically characterized by a nested complex of landslide scar in the upper part (down to 500 m depth) and a megablock field deeper than 1500 m (Fig. 3a). The megablocks have average diameters of 150-200 m (maximum value of 600 m) and heights of 10-110 m. The emplacement of megablocks occurs with slope values <6°-8° (Fig. 3a). The inferred source area for the megablocks can be identified as the landslide scar complex present on the eastern subaerial flank, affecting the Vancori units (26-13 ka, Gillot and Keller, 1993; Romagnoli et al., 2009a; Fig. 3b). The main scar is the Rina Grande flank collapse that is thought to be fairly recent (post-Neostromboli; Finizola et al., 2002). The mobilized volume is in the order of 100 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. A major subaerial and submarine collapse event occurred at an early stage of the volcano's evolution, as testified by the inferred scar encompassed between the Paleostromboli units (Punta dell'Omo and La Petrazza, Fig. 3b). The large, 80-m-thick, chaotic seismic units embedded in the volcanoclastic apron have been interpreted as the landslide deposits associated to this older event (Romagnoli et al., 2009a; P1 and P2 in Fig. 3d,e). The mobilized volume is in the order of 1-2 km<sup>3</sup>. Side scan sonar mosaic shows the presence of high backscatter flow trails that can be interpreted as the coarse-grained deposits associated to recent sedimentary gravity flows (Fig. 3c). These flows transport at greater depths the volcanoclastic material derived from the dismantling of the island (Casalbore et al., 2010) and can generate coarse-grained turbidite sediment waves (Casalbore et al., 2014).

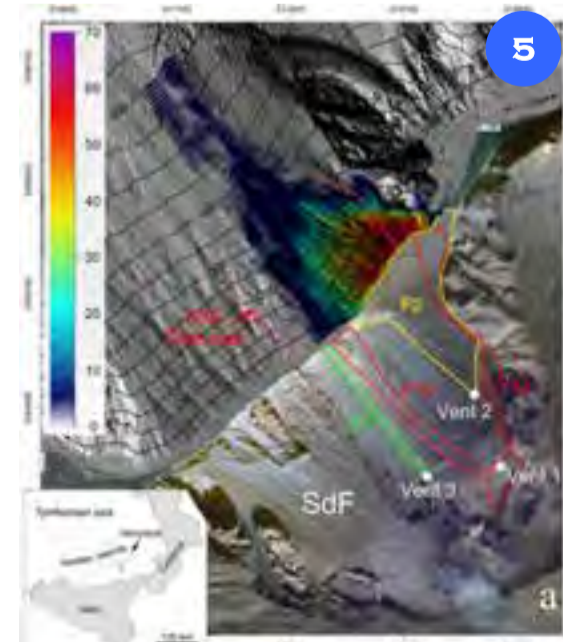


La Sciara del Fuoco (SdF, Fig. 3a) rappresenta l'ultimo di 4 collassi di settore che hanno interessato il fianco NO di Stromboli negli ultimi 13 ka (Tibaldi, 2001). I depositi associati a tali collassi hanno dato luogo alla formazione a mare di un ampio bulge vulcanoclastico, che copre un'area di 170 km<sup>2</sup> fino ad oltre 3000 m di profondità, con un volume stimato di ~ 10 km<sup>3</sup>, 3,5 dei quali associati alla formazione di un successivo sistema torbiditico (Romagnoli et al., 2009b). Quest'ultimo è alimentato da processi di instabilità gravitativa sottomarina legati agli elevati gradienti di quest'area (pendenze >30°) e agli alti tassi di sedimentazione associati all'attività stromboliana. L'evento di instabilità più recente è la frana tsunamigenica che ha coinvolto la porzione NE della SdF il 30/12/2002, generando onde alte fino a 10 m (Tinti et al., 2005). La frana ha mobilizzato un volume stimato di circa 8 milioni di m<sup>3</sup>, e causato 7

minuti dopo una frana subaerea (Fig. 4b; Chiocci et al., 2008a; Casalbore et al., 2012). Il successivo monitoraggio della nicchia di distacco sommersa ha evidenziato una veloce evoluzione a distanza di pochi anni, che ne aveva già parzialmente obliterato la morfologia (Chiocci et al., 2008b). Nel febbraio del 2007, una nuova crisi effusiva ha portato alla messa in posto di un esteso delta di lava (Fig. 4) all'interno della nicchia di distacco del 2002, con uno spessore massimo di 70 m (Fig. 5) e volume stimato di circa 10 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> (Bosman et al., 2014), evidenziando l'elevata dinamicità della SdF.

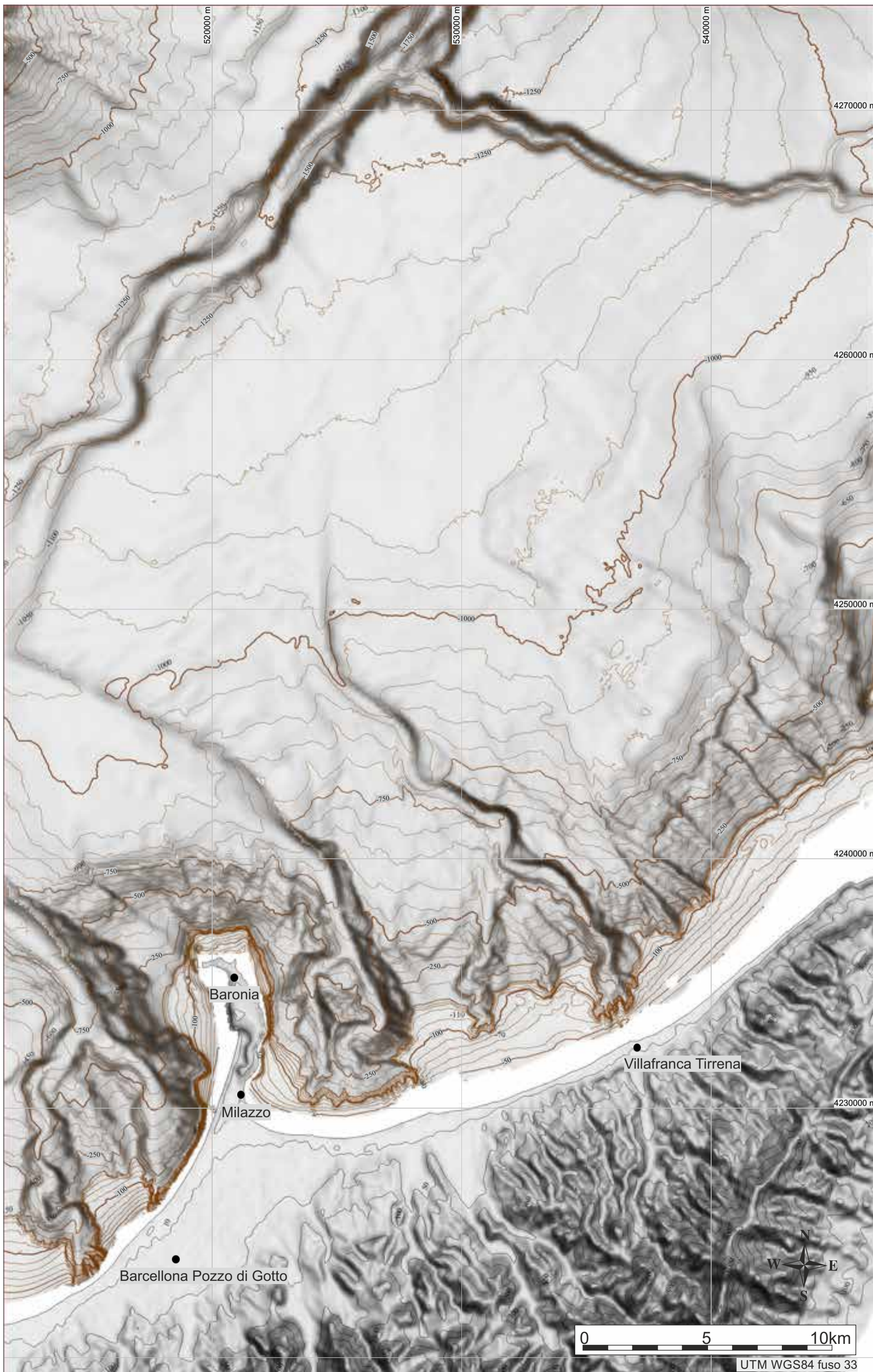
The Sciara del Fuoco (SdF) is the last of 4 sector collapses that affected the NW flank of Stromboli in the last 13 ka (Fig.3a, Tibaldi, 2001). Debris avalanche deposits form a large volcanoclastic bulge, covering an area of 170 km<sup>2</sup> over -3000 m. The vol-

ume of the bulge is 10 km<sup>3</sup>, 3.5 of which associated to the formation of a modern turbiditic system (Romagnoli et al., 2009b). The turbidite system is fed by frequent submarine gravity flows caused by the steep gradients of the SdF (values >30°) and high sedimentation rates due to the persistent Strombolian activity. The recentmost event is the submarine landslide that mobilized 10 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> in the NE part of the SdF on 30/12/2002, causing 10-m-high tsunamis waves and a subaerial slide 7 minutes later (Fig. 4b; Chiocci et al., 2008a; Casalbore et al., 2012). The monitoring of the 2002 scar evidenced a rapid infilling that partially obliterated its original morphology (Chiocci et al., 2008b). On February 2007, a new eruptive crisis led to the emplacement of a large lava delta within the 2002 scar, with a maximum thickness of 70 m and volume of 10 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> (Fig. 5; Bosman et al., 2014).

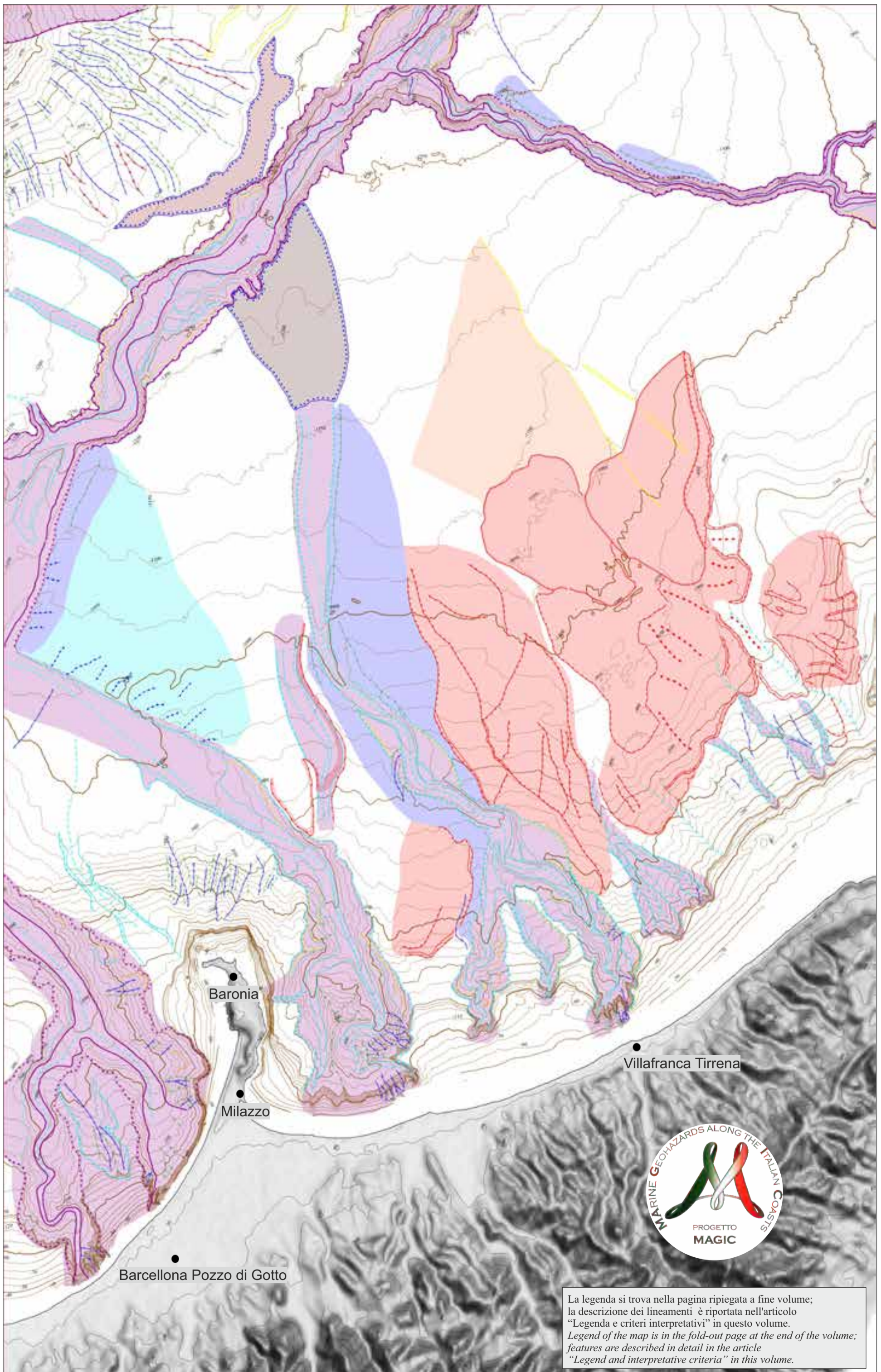




FOGLIO 17 MILAZZO



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

M. ROVERE<sup>1,0,\*^</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*^</sup>, V. FERRANTE<sup>\*</sup>, M. MARANI<sup>0,\*^</sup>, F. GAMBERI<sup>0,\*^</sup>, E. LEIDI<sup>0,\*^</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



# FOGLIO 17 MILAZZO



Il Foglio 17 “Milazzo” comprende, nella parte occidentale, un sistema argine-canale che è alimentato e costruito dai canali sottomarini di scarpata di Milazzo, Villafranca e Niceto (Gamberi et al., 2013).

Le testate di questi canali di scarpata arrivano fino a costa formando dei veri e propri canyon.

Il Canale di Milazzo è un ramo della Valle dello Stromboli, ed è stato infatti rappresentato come una unità morfologica unica nella descrizione del foglio.

Anche il Canale di Niceto si congiunge con la Valle dello Stromboli, ed è caratterizzato da depositi di argine organizzati in onde di sedimento alte circa 50 m con lunghezza d'onda di circa 1,5 km ed estese circa 2 km lateralmente.

Al contrario, il Canale di Villafranca non è collegato alla Valle dello Stromboli, e si esaurisce nella scarpata, dove dà luogo ad un lobo deposizionale delle dimensioni di 225 km<sup>2</sup> (Gamberi e Rovere, 2011).

Il tratto prossimale del Canale di Villafranca si forma ad una profondità di 750 m, alla giunzione di due canyon tributari nella scarpata superiore. Dopo una curva verso ovest, esso ha un andamento lineare con direzione ONO.

Verso la parte distale del bacino, il canale ha un corso più sinuoso fino a 970 m di profondità, dove un *knickpoint* segna la sua fine e dove sviluppa il lobo (Gamberi e Rovere, 2011).

La parte sud-occidentale del foglio, nell'area prospiciente la città di Milazzo, è invece interessata da numerose testate di canyon.

Tali testate sono collegate ai sistemi di drenaggio a terra ed arrivano fin sotto costa in zone interessate da attività industriale, sulla quale pongono una seria minaccia sia a causa di fenomeni di instabilità, sia per flussi iperpicinali dovuti ad eventi meteorologici estremi, come quelli che hanno interessato diversi comuni ed in particolare Barcellona Pozzo di Gotto nel 2011.

La parte orientale del foglio ospita un grande complesso di frana confinato a ovest dal sistema argine-canale di Villafranca e a NE dall'Alto strutturale di Acquarone, probabilmente originatosi durante le fasi di *rifting* del margine continentale della Sicilia nord-orientale.

Questo alto strutturale è interessato dalla presenza di *pockmark* dovuti probabilmente all'espulsione di fluidi, che probabilmente contribuiscono ad innescare instabilità lungo il pendio (Rovere et al., 2014).

Il complesso di frana è composto da una serie di corpi, il più profondo dei quali è rappresentato dal grande *Slide* di Villafranca, una frana di circa 300 m di spessore, sepolta da almeno 30 m di torbiditi, con un'area di 230 km<sup>2</sup> e un volume stimato di 48 km<sup>3</sup>. Sopra di essa si impostano una serie di corpi di minori dimensioni, e con forme e reologie diverse.

The western sector of the Sheet 17 “Milazzo” shows a channel-levee system which has been built up by three submarine slope channels, named: Milazzo, Villafranca and Niceto (Gamberi et al., 2013).

The headwalls of these slope channels are attached to the coast where they form canyon heads.

The Milazzo slope channel is actually part of the larger Stromboli Valley and for this reason it has been represented as a single morphological unit in the cartography of the area.

Also the Niceto Channel connects with the Stromboli Valley and is characterized by an eastern levee hosting 50-m-high sediment waves with 1.5 km wavelength and lateral length of 2 km.

On the contrary, the Villafranca Channel is not linked to the Stromboli Valley, dying in the slope where it originates a 225 km<sup>2</sup> fan lobe (Gamberi and Rovere, 2011).

The proximal part of the Villafranca Channel forms at 750 m water depth, at the junction of two tributary canyons in the upper slope.

After a westward turn, the channel shows a linear WNW trend.

Towards the distal part of the Gioia Baisn, the Villafranca Channel has a sinuous path down to 970 m water depth, where a knickpoint is present and the fan lobe is deposited (Gamberi and Rovere, 2011).

The south-western sector of the sheet, in the offshore area of the town of Milazzo, is characterized by the presence of various canyon heads, directly connected to the rivers on land.

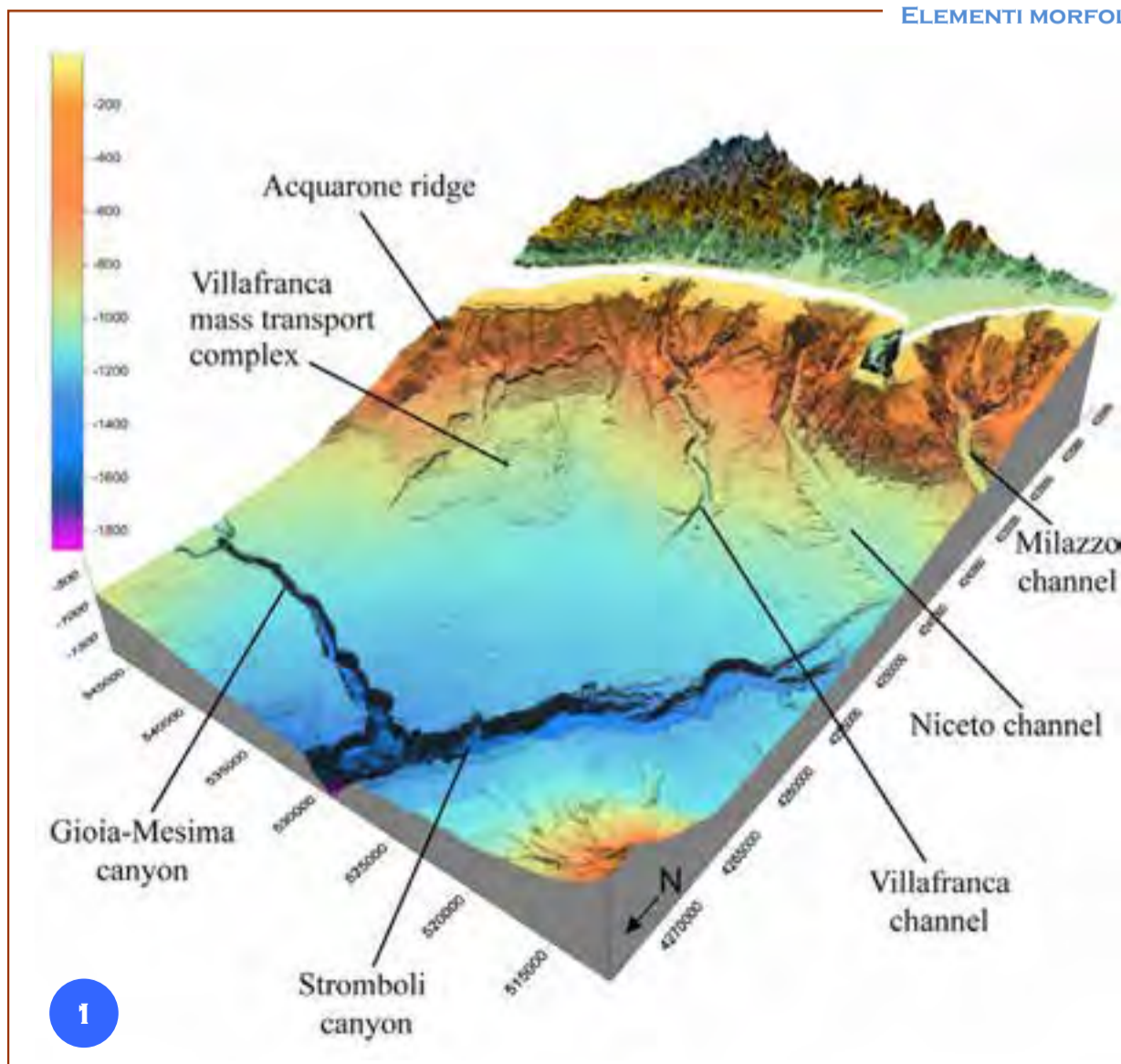
These headwalls are shelf connected and are located extremely close to an industrial area, posing a serious hazard on the infrastructures, due to both enhanced instability of the margin and the frequent hyperpicinal flows triggered by extreme climate events, which have hit several municipalities, including Barcellona Pozzo di Gotto which was struck by a flood in 2011.

The eastern sector of the sheet hosts a large mass-transport complex bounded to the west by the aforementioned channel-levee system and to the NE by the Acquarone Ridge, a structural high possibly formed as a horst during the rifting of the northern Sicily margin.

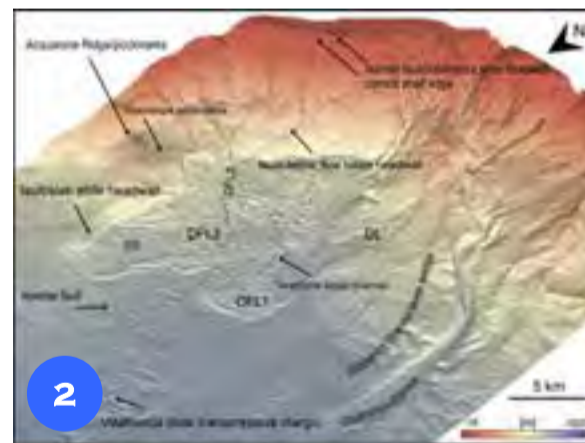
On top of the Acquarone Ridge, a field of pockmarks is related to the presence of fluid flow, which may contribute to the instability along the slope (Rovere et al., 2014).

The mass-transport complex was formed during several distinct episodes which deposited different bodies, the largest being the 230 km<sup>2</sup> Villafranca Slide, which is 300-m-thick and buried below a 30-m-thick turbidite succession. The estimated volume is 48 km<sup>3</sup>.

Several other smaller bodies, showing different styles of deposition, overlie the biggest slide.



## ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO MILAZZO



Vista 3D della morfo-batimetria di dettaglio acquisita sul complesso di Frana di Villafranca (VMTC) (Fig. 1). Nel dettaglio di Figura 2 sono indicati: i corpi di frana che hanno una espressione a fondo mare ( $DFL1=63 \text{ km}^2$ ,  $DFL2=9 \text{ km}^2$ ,  $DFL3=17,5 \text{ km}^2$ ,  $SS=18 \text{ km}^2$ ) (Fig. 2), le loro testate e i *pockmark* dell'Acquarone Ridge. *DL* rappresenta dei corpi di frana probabilmente provenienti dall'argine del canale di scarpata sottomarino Villafranca. Da Rovere et al. (2014).

3D view of the detailed morpho-bathymetry acquired over the Villafranca mass-transport complex (VMTC) (Fig. 1). The single mass transport deposits, which have a clear seafloor relief, are indicated ( $DFL1=63 \text{ km}^2$ ,  $DFL2=9 \text{ km}^2$ ,  $DFL3=17.5 \text{ km}^2$ ,  $SS=18 \text{ km}^2$ ) (Fig. 2), together with their headwalls and the Acquarone Ridge, that is characterized by the presence of pockmarks. *DL* represents the slumped deposits from the Villafranca slope channel levee. After Rovere et al. (2014).

## STRATIGRAFIA DEL BACINO DI GIOIA

La stratigrafia sismica dell'area di studio è esemplificata attraverso un profilo sismico sparker 30 kJ che attraversa il Bacino di Gioia dal ciglio della piattaforma fino alla Valle di Stromboli (Fig. 3; da Gamberi et al., 2011).

Le unità riconoscibili sono delimitate verso il basso dai depositi messiniani che hanno uno spessore minore di 100 ms (Fabbri e Curzi, 1979). Al di sopra dell'unità messiniana, la Formazione dei Trubi è caratterizzata da una facies sismica trasparente.

Torbiditi di età pliocenica media e superiore sono presenti nei depocentri del bacino che si sono formati durante le fasi di *rifting* del margine settentrionale siciliano (Gamberi e Marani, 2006). Essa mostra che oltre ai depositi di frana sottomarina visibili sul fondo marino, altri corpi di frana sono presenti nella successione plio-quadernaria.

La Frana di Nicotera, si estende su un'area di 636 km<sup>2</sup> con un volume di 30 km<sup>3</sup>, mentre la Frana di Villafranca ha un'area di 230 km<sup>2</sup> e un volume di 46 km<sup>3</sup> (Gamberi et al., 2011).

La batimetria di dettaglio del complesso di Frana di Villafranca, è illustrata in Figura 4.

Nella mappa sono delineati tutti i corpi di frana individuati nell'area, sia quelli sepolti che quelli emergenti a fondo mare (da Rovere et al., 2014).

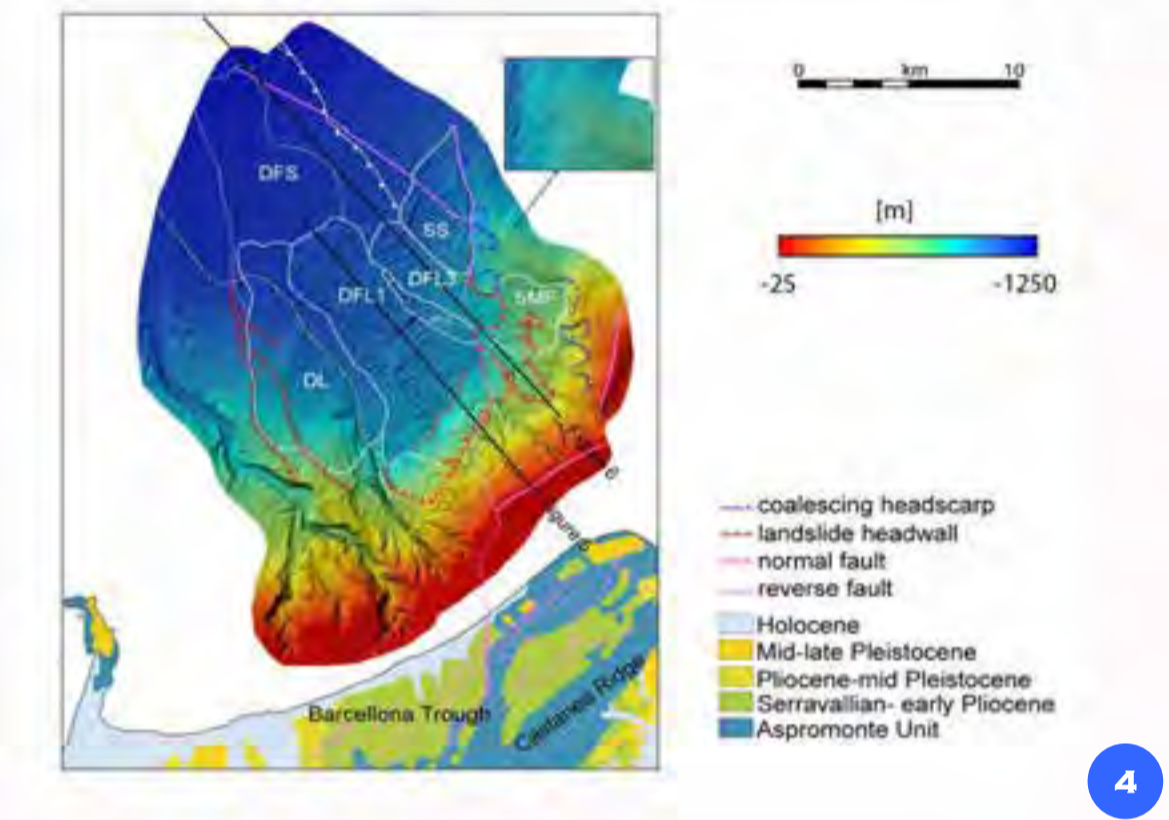
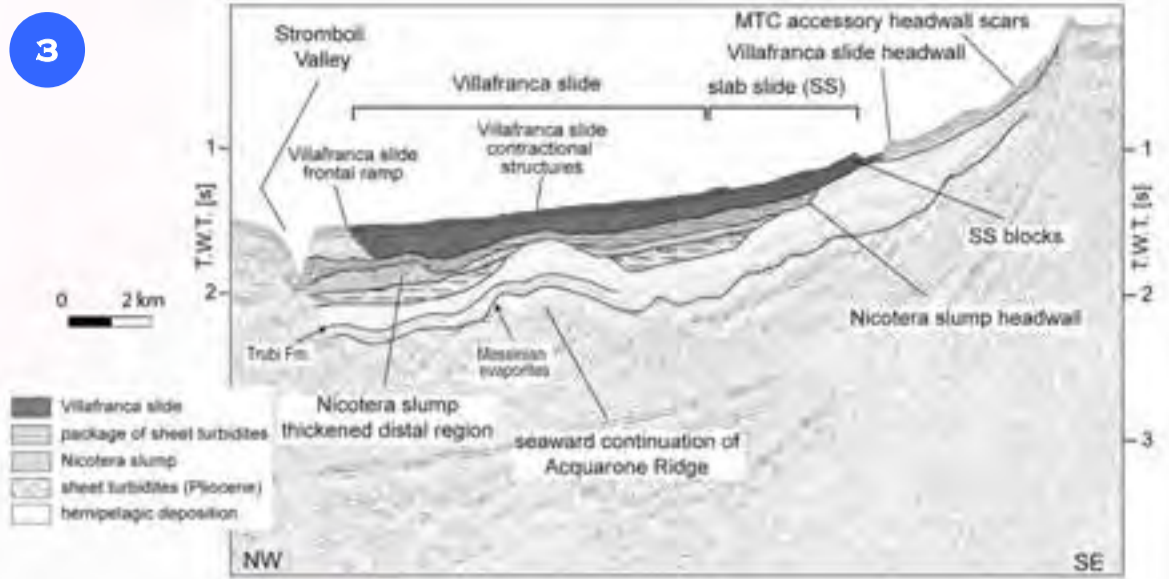
*The seismic stratigraphy of the area (Fig. 3) is limited downward by the messinian evaporates, which are less than 100-ms-thick and represent also the maximum penetration depth of the seismic profiles (Fabbri and Curzi, 1979).*

*Overlying the evaporites, the Trubi Formation (Early Pliocene) is characterized by a transparent seismic facies.*

*Several Middle to Late Pliocene turbidites are present only in the depocenters of the basin that were formed after the rifting phase of the northern Sicily margin (Gamberi and Marani, 2006).*

*The Late Pliocene/Pleistocene deposits host several large landslides.*

*These are the Nicotera Slump, which extends for an area of 636 km<sup>2</sup> with a 30 km<sup>3</sup> volume, and the Villafranca Slide (Fig. 4), which underlies the aforementioned mass-transport deposits and is 230-km<sup>2</sup>-large with a volume of 46 km<sup>3</sup> (Gamberi et al., 2011).*



## STRATIGRAFIA AD ALTA RISOLUZIONE DEL MARGINE CONTINENTALE

Il profilo sismico chirp di Figura 5 attraversa le faglie estensionali (linee tratteggiate) e i blocchi ruotati nella testata di frana dello *slab slide* (SS in Fig. 2). La linea mostra inoltre il pattern di deformazione superficiale del *debris-flow lobe* (DFL1 in Figg. 2 e 4) e la parte prossimale del *debris-flow sheet* (DFS in Fig. 4), al di sotto del lobo.

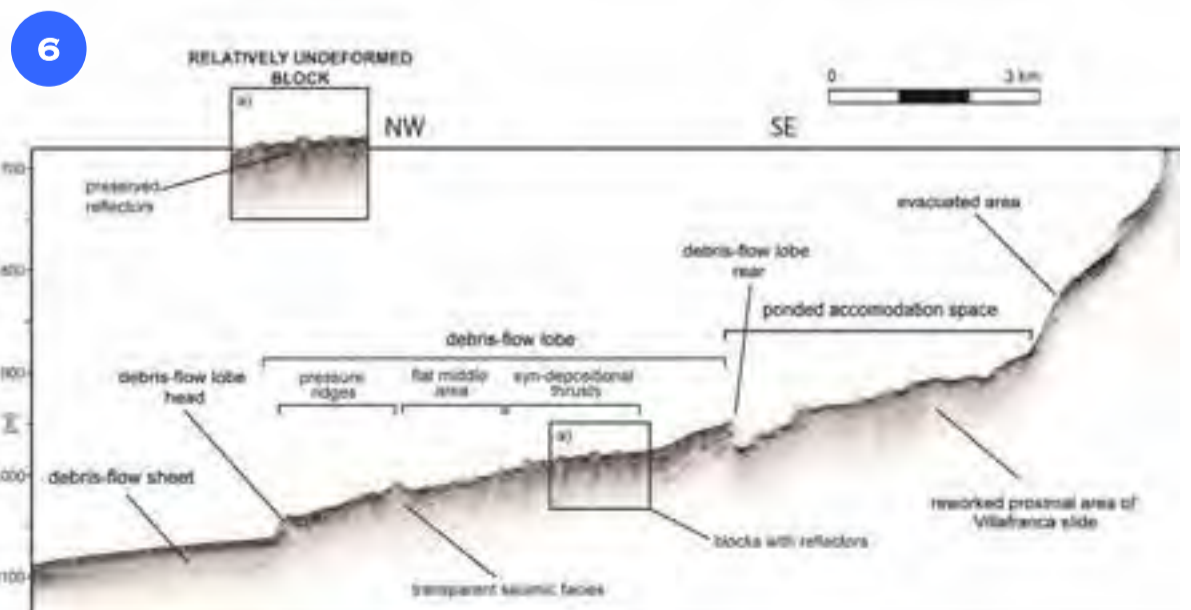
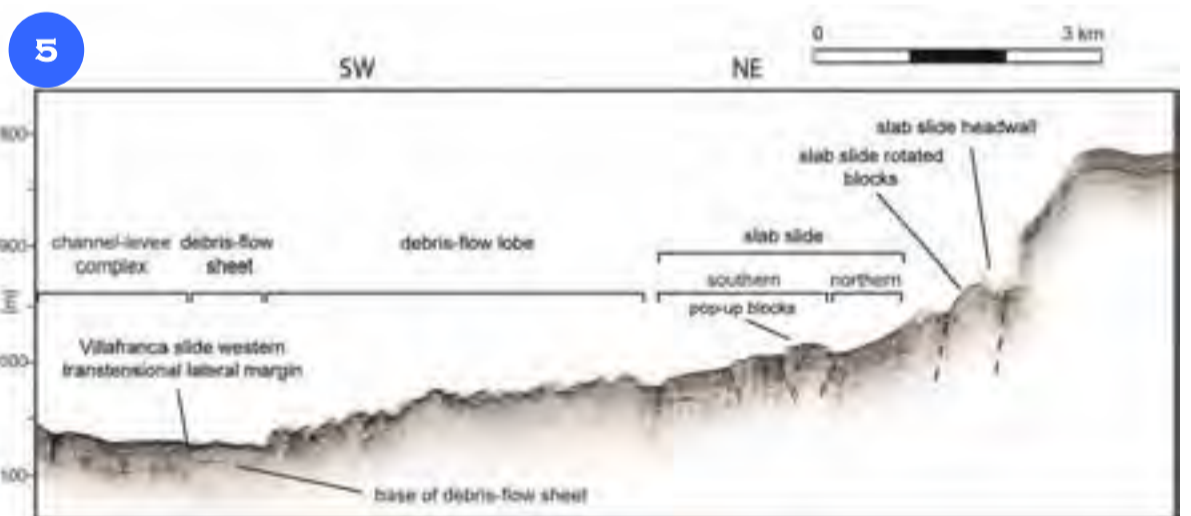
Il profilo sismico chirp di Figura 6 mostra nuovamente il *debris-flow lobe* e più a valle il sottile *debris-flow sheet* (DFS in Fig. 4). Diversi *pressure ridge* sono ben visibili nella regione distale del *debris-flow lobe*.

Nella parte più prossimale del *debris-flow lobe*, sono invece presenti blocchi di frana che presentano ancora una stratigrafia preservata (indice di scarsa deformazione durante il loro coinvolgimento nel processo di frana) e che sono delimitati da piccoli *thrust* coevi alla loro messa in posto. Essi sono ingranditi nel riquadro di Figura 6a. La localizzazione dei profili è fornita in Figura 4.

*The chirp seismic profile of Figure 5 crosses the extensional faults (dashed lines) and rotated blocks in the headwall region of the slab slide (SS in Fig. 3) and in its northern relatively undeformed sector. The line also shows the surficial deformation pattern of the debris-flow lobe (DFL1 in Figs. 2 and 4) and the proximal part of the debris-flow sheet (DFS in Fig. 4), below the lobe.*

*The chirp seismic profile of Figure 6 shows the debris-flow lobe and further downslope the debris-flow sheet (DFS in Fig. 4).*

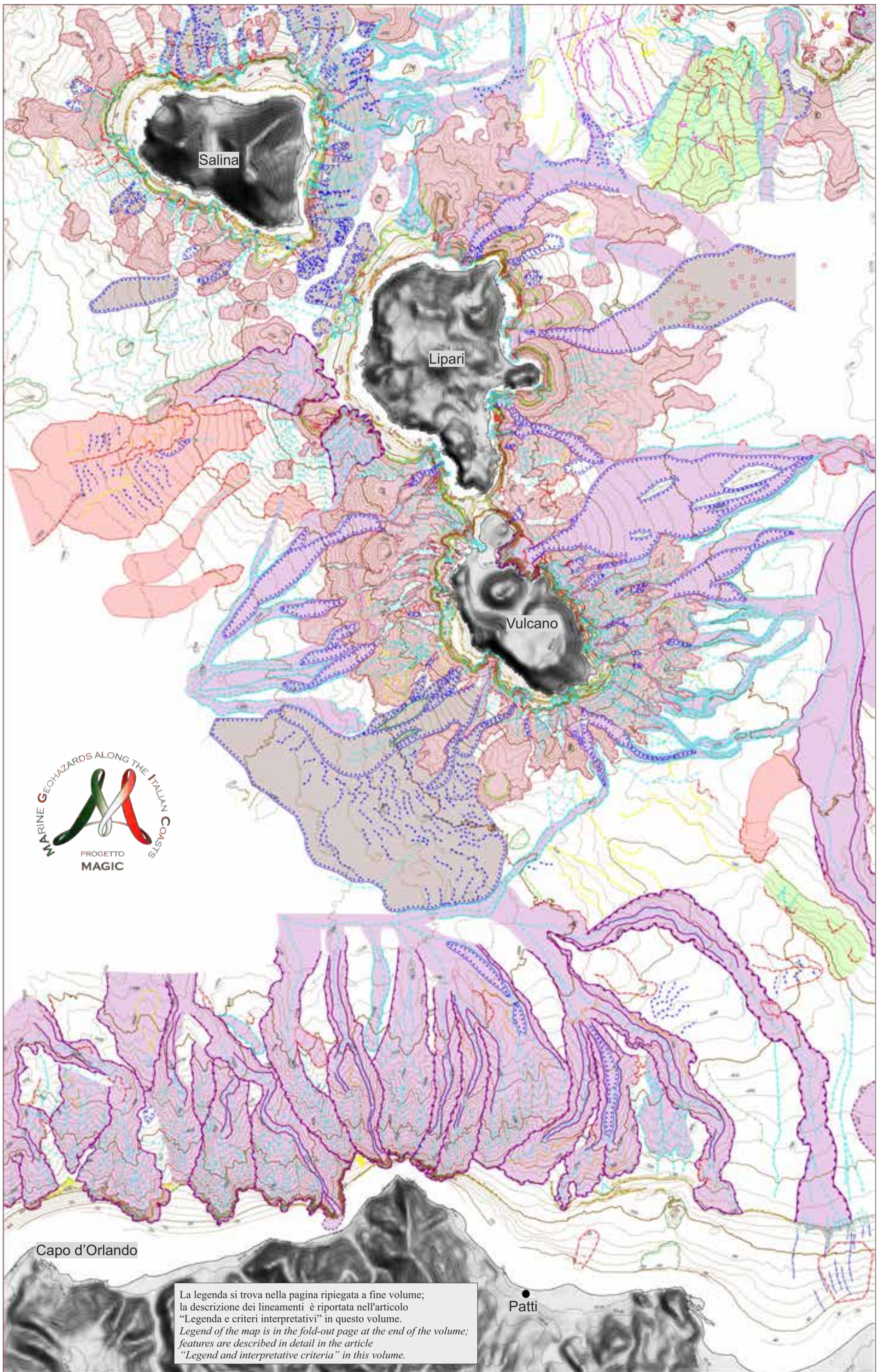
*Pressure ridges at the frontal edge of the debris-flow lobe are well imaged. An enlargement of blocks with preserved stratigraphy bounded by syn-depositional thrusts in the proximal part of the debris-flow lobe is shown in the box of Figure 4. Location of profiles is shown in Figure 4.*





FOGLIO 18 CAPO D'ORLANDO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.



Il Foglio 18 “Capo D’Orlando” comprende sia le aree marine antistanti la costa nord-orientale siciliana compresa tra Capo D’Orlando ed il Golfo di Patti sia le porzioni sommerse degli edifici vulcanici di Vulcano, Lipari e Salina.

La Sicilia nord-orientale è caratterizzata da sismicità frequente, alti tassi di sollevamento a partire dal Pleistocene medio fino ad oggi (Sulli et al., 2013), e lo sviluppo di rilievi montuosi prospicienti costa, dissecati da brevi e ripidi corsi d’acqua (fiumare). Questi ultimi sono caratterizzati da un regime torrentizio e quindi in grado di trasportare ingenti quantità di sedimenti.

L’antistante margine continentale è caratterizzato da una piattaforma piuttosto acclive e ristretta (massima larghezza di 6 km), il cui ciglio è spesso in forte erosione, essendo indentato da numerosi canyon, la cui testata si spinge fino a profondità di 50 m (o meno) e poche centinaia di metri da costa (Casalbore et al., 2017). Le testate dei canyon sono costituite da una serie di nicchie di distacco con dimensioni di alcune centinaia di metri, spesso organizzate in assetto retrogressivo. I canyon drenano l’intera scarpata continentale, con una lunghezza di 10 km e larghezza di alcune centinaia di metri.

Lo sviluppo degli edifici di Vulcano, Lipari e Salina è fortemente influenzato da un’importante direttrice tettonica NNO-SSE, che presumibilmente rappresenta la prosecuzione a mare del sistema di faglie trascorrenti destre di Tindari-Letojanni (Ventura, 2013). Tale lineamento ha anche controllato la formazione di una serie di coni sottomarini eccentrici lungo la parte occidentale degli edifici vulcanici, che rappresentano uno dei primi stadi di sviluppo vulcanico del settore centrale eoliano (Romagnoli et al., 1989).

In corrispondenza delle porzioni più antiche, gli edifici vulcanici sono caratterizzati dallo sviluppo di piattaforme insulari (massima larghezza di 2 km), il cui ciglio è ubicato tra circa 90 e 220 m di profondità (Romagnoli et al., 2018) e quindi relazionabile alle fluttuazioni eustatiche avvenute nel tardo-Quaternario (Bintanja et al., 2005).

A profondità maggiori, si ha un brusco aumento delle pendenze (con valori superiori ai 30°) ed i fianchi vulcanici presentano una morfologia irregolare, con alternanza di affioramenti vulcanici e lineamenti erosivo-deposizionali. Gli affioramenti vulcanici si sviluppano sia vicino a costa, in continuità con strutture vulcaniche subaeree che nelle parti più profonde, dove non sono direttamente relazionabili a centri eruttivi noti. I principali lineamenti erosivo-deposizionali sono canali, conoidi deposizionali, forme di fondo e nicchie di distacco (Romagnoli et al., 2013).

The Sheet 18 “Capo D’Orlando” includes the continental margin facing the north-eastern Sicily between Capo D’Orlando and the Gulf of Patti as well as the submarine portions of Vulcano, Stromboli and Salina volcanic edifices.

NE Sicily is characterized by frequent seismicity and high uplift rates since the Middle Pleistocene (Sulli et al., 2013), as well as by the development of a coastal range. Mountains are drained by short and steep watercourses (locally named “fiumare”) characterized by torrential regimes and able to transport large volumes of debris into the sea in a very short time span.

The facing continental margin is characterized by a narrow (up to 6-km-wide) and steep shelf, whose edge is largely indented by a network of canyons. Most of canyons headwalls are located above 50 m depth, few hundreds of meters far from the coast (Casalbore et al., 2017).

The headwall are, actually, made up of several coalescing and retrogressive slide scars, having average diameter of few hundreds of meters.

Canyons drain the entire continental slope over 1000 m depth and are ten kilometers long, some hundreds of meters wide and up to 100-m-deep.

The development of Vulcano, Lipari and Salina edifices was strongly controlled by a main strike-slip NNW-SSE faults system, interpreted as the offshore prolongation of the regional “Tindari-Letojanni” fault in north-eastern Sicily and showing right-lateral to oblique kinematics (Ventura, 2013). This system also controlled the formation of secondary cones flanking the western sides of Vulcano, Lipari and Salina islands and considered to represent an earlier stage of volcanic development in the central Aeolian sector (Romagnoli et al., 1989).

The edifices are characterized by the development of insular shelves around their oldest part, with a maximum width of 2 km. The outer edge of these shelves is located between 90 and 220 m depth (Romagnoli et al., 2018), approximately corresponding to the lowermost level reached by sea level during the Late-Quaternary sea level fluctuations (Bintanja et al., 2005).

At greater depths, the volcanic flanks are steep (slope gradients >30°) and uneven, due to volcanic outcrops alternated with erosive-depositional features. Volcanic outcrops are observed either near to the coast, in continuation with subaerial structures, or as isolated features on the submarine flanks, unrelated to the subaerial morphology. The erosive-depositional features include channels, depositional fans, bedforms and landslide scars (Romagnoli et al., 2013).

## FRANE TRASLAZIONALI A BANCO DEL BAGNO

Il centro vulcanico di Banco del Bagno (**BB** in Fig. 1a) è localizzato nella parte occidentale dell’edificio di Lipari. La sua sommità è completamente spianata da una superficie sub-orizzontale che si trova tra 100 e 150 m di profondità ed è stata quindi relazionata all’erosione esercitata dal moto ondoso durante le fluttuazioni eustatiche tardo-quadernarie (Chiocci e Romagnoli, 2004; Romagnoli, 2013; Casalbore et al., 2014a).

I sottostanti fianchi di **BB** sono dominati da un complesso di frane di tipo traslazionale (*slide scars* in Fig. 1a), con larghezze variabili dalle centinaia di metri a pochi chilometri, che interessano una spessa copertura sedimentaria (Fig. 1b). Frane di questo tipo sono presenti solamente in questo settore dell’arcipelago eoliano che altrove è interessato da nicchie di distacco di dimensioni minori ubicate in corrispondenza del ciglio delle piattaforme insulari e sovrastanti depositi terrazzati (Casalbore et al., 2014a) o nel caso di Stromboli da ampi collassi laterali (Casalbore et al., 2011b, vedi anche Foglio 16 “Stromboli”).

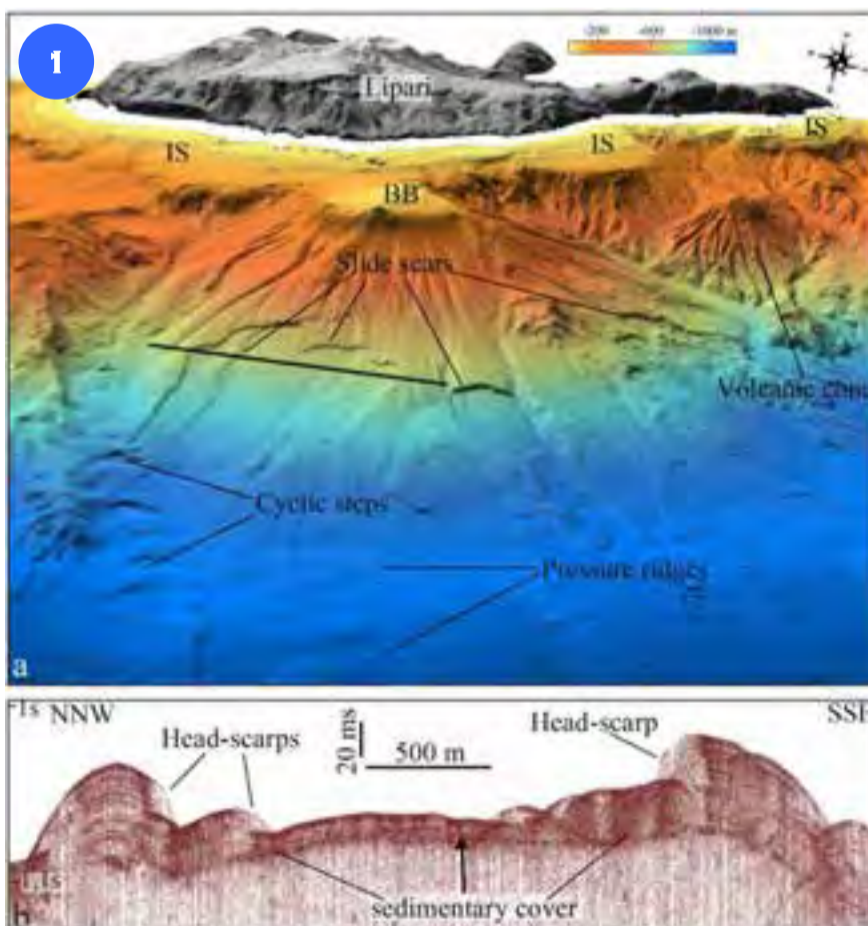
I fattori predisponenti allo sviluppo delle frane traslazionali sono gli elevati gradienti (12°-15°), la presenza di una stratificazione parallela al pendio e processi di sottoescavazione legati alla presenza dei canali che bordano il complesso di frane (Fig. 1a).

Il *thalweg* di questi canali è interessato da forme di fondo a mezza luna, con lunghezze d’onda di 160-420 m ed altezze di 14-25 m (*cyclic steps* in Fig. 1a). Queste morfologie sono state interpretate come l’evidenza del passaggio di flussi gravitativi di sedimenti in regime supercritico (Casalbore et al., 2014b), a differenza delle forme di fondo presenti alla base del complesso di frane, interpretate come strutture compressive generate all’interno del deposito di frana (*pressure ridges* in Fig. 1a).

The eccentric center of “Banco del Bagno” (**BB** in Fig. 1a) is located in the western part of Lipari edifice. Its summit is completely dismantled by an insular shelf, whose edge is located between 100 and 150 m depth and related to wave erosion during Late-Quaternary sea level fluctuations (Chiocci and Romagnoli, 2004; Romagnoli, 2013; Casalbore et al., 2014a).

The underlying flanks of **BB** are covered by a significant sedimentary cover (Fig. 1b) and affected by several translational landslide scars, with width variable from some hundreds of meters up to a few kilometers. These submarine instability processes are unique in the Aeolian edifices, that are usually characterized by minor scars affecting the edge of the insular shelf and the overlying sedimentary deposits (Casalbore et al., 2014a) or by large-scale lateral collapses at Stromboli (Casalbore et al., 2011b; see also Sheet 16 “Stromboli”).

Predisposing factors for landslides are the high gradients of **BB** flanks (12°-



15°), a sloping sedimentary cover and undercutting processes due to the channels that border the scars complex (Fig. 1a).

Sometimes, the *thalweg* of these channels is affected by crescent-shaped bedforms with wavelengths of 160-420 m and wave height of 14-25 m, interpreted as sediment waves generated by supercritical sedimentary gravity flows (*cyclic steps* in Fig. 1a, Casalbore et al., 2014b). Differently, the bedforms located at the base of the slide complex are compressional features formed within the slide deposits (*pressure ridges* in Fig. 1a).

L'Isola di Vulcano è caratterizzata da due ampie caldere tra loro intersecanti.

La caldera più antica (Caldera del Piano, **IPC** in Fig. 2) si trova nella parte meridionale dell'isola ed ha troncato la parte sommitale di Vulcano Primordiale circa 100 mila anni fa (De Astis et al., 2013).

La caldera più recente (Caldera di La Fossa, **LF**, in Figg. 2a e 3a) è ubicata nella parte settentrionale dell'Isola di Vulcano ed è polifasica, essendo il risultato di successivi collassi vulcano-tettonici avvenuti tra 80 e 15 mila anni fa (De Astis et al., 2013). **LF** ha una forma sub-circolare aperta verso mare lungo il suo lato orientale (Figg. 2a e 3a).

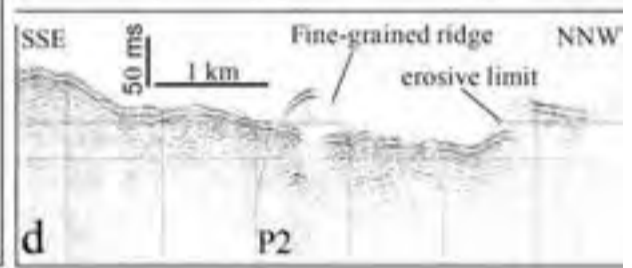
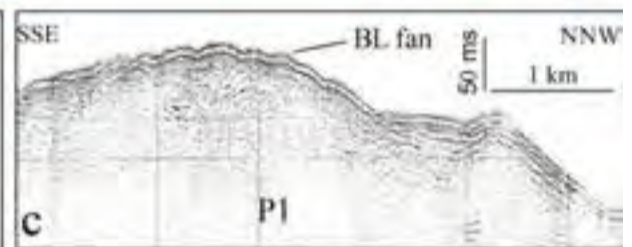
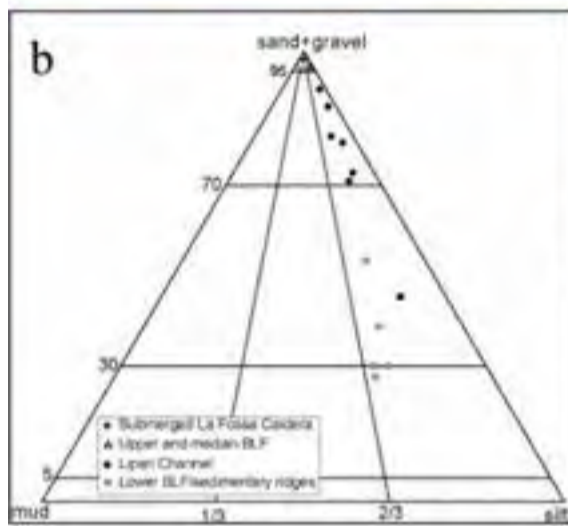
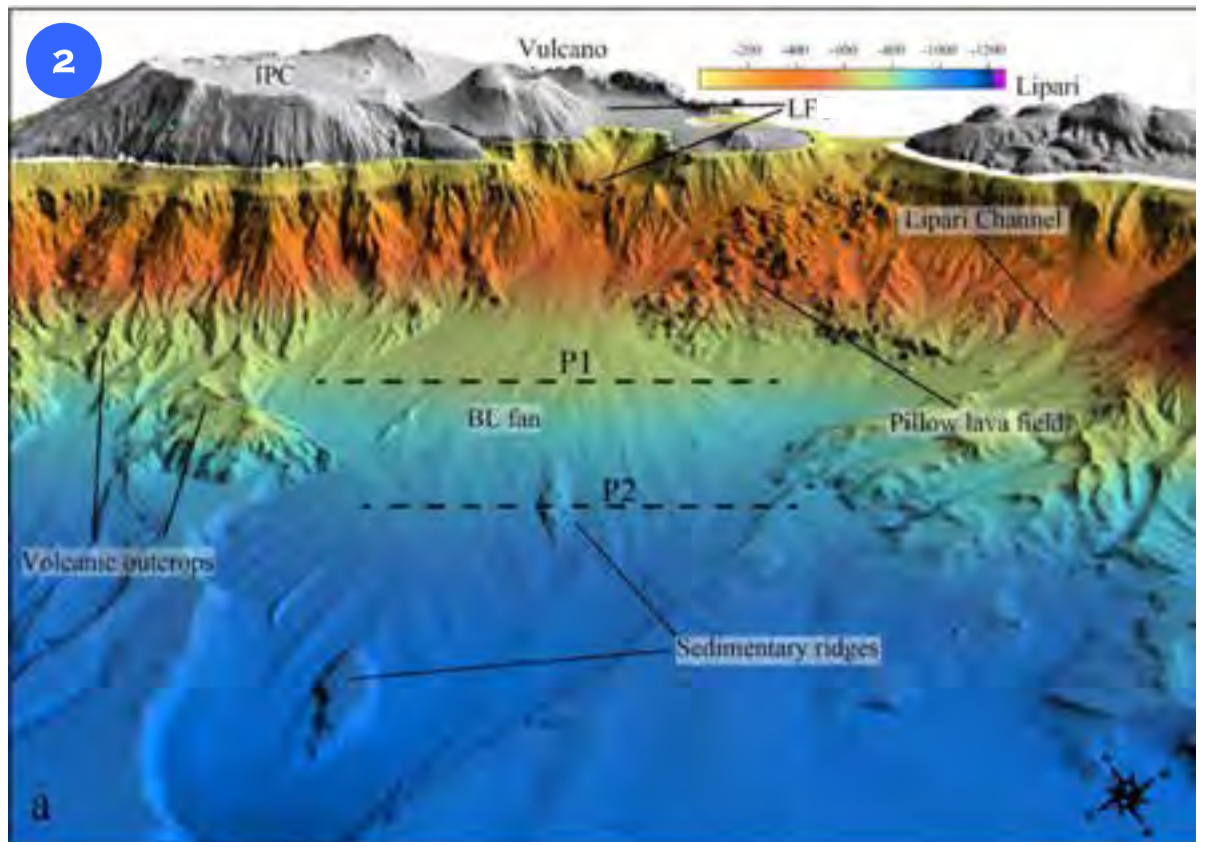
L'acquisizione di dati batimetrici ha permesso di ricostruire l'intera struttura calderica che si estende fino a 300 m di profondità ed è stata brecciata verso mare da processi di erosione retrogressiva (Fig. 3a; Romagnoli et al., 2012). Questi processi erosivi dopo aver creato una breccia nella caldera hanno successivamente portato allo smantellamento e rimozione del materiale verosimilmente poco consolidato di riempimento della caldera, formando un complesso reticolo di canali erosivi che si estendono fino a costa (Fig. 3b).

Queste strutture erosive minano la stabilità sia del fianco nord-orientale del cono di La Fossa, dove nel 1988 è avvenuta una frana con un volume di 200000 m<sup>3</sup>, sia delle infrastrutture portuali qui presenti (**Porto di Levante** in Fig. 3b). Il materiale eroso all'interno della caldera (stimato in circa 200 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Romagnoli et al., 2012) è stato depositato tramite flussi gravitativi in un ampio fan vulcanoclastico (Baia di Levante, **BL fan** in Fig. 2c) che si estende da 350 ad oltre 1000 m di profondità, con un volume stimato di circa 260 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. La caldera sommersa ed il fan sono superficialmente caratterizzati da materiale grossolano, come testimoniato dai campionamenti effettuati (Fig. 2b) e dalla facies sismica caotica e riflettente osservata nei profili sparker (Figg. 2c e 2d), ad eccezione di alcune strutture sedimentarie più rilevate.

Un fan vulcanoclastico di dimensioni simili è stato individuato anche nel settore sud-ovest di Vulcano (Punta del Rosario, **PR fan** in Fig. 4a). Il **PR fan** è alimentato da due ampie nicchie di distacco che incidono profondamente la piattaforma insulare (**IS**, Fig. 4a) e provocano l'erosione anche del sovrastante versante subaereo di Vulcano Primordiale (**PV** in Fig. 4b).

L'erosione è ormai arrivata al punto di interessare il bordo della **IPC**, rappresentando un possibile analogo della fase pre-brecciatura che ha coinvolto la parte sommersa della **LF** (Figg. 2 e 3, Romagnoli et al., 2013).

In questo caso il fan vulcanoclastico è superficialmente caratterizzato da ondulazioni del fondale, che sono state interpretate come *cyclic step*, ovvero onde di sedimento generate da flussi di sedimento in regime supercritico (Fig. 4a; Casalbore et al., 2014b).



The morphology of Vulcano Island is characterized by two main intersecting calderas: the oldest feature (Il Piano Caldera, **IPC**, Fig. 2a) affected the Primordial Vulcano in the southern part of the island about 100 ka BP (De Astis et al., 2013).

The youngest feature is La Fossa Caldera in the northern part of the island (**LF** in Fig. 2a). **LF** is a multi-phase caldera, resulting from successive volcano-tectonic collapses from about 80 to 15 ka BP (De Astis et al., 2013). **LF** has a sub-circular shape and its north-eastern side is "open" seaward (Figs. 2a and 3a).

The recent collection of high-resolution multibeam data allowed to reconstruct its entire shape that extends down to 300 m depth and was partially breached by marine retrogressive erosion (Figs. 2a and 3a, Romagnoli et al., 2012). Once the **LF** rim was breached, erosive processes were able to quickly dismantle the caldera fill, leading to the development of a network of small channels up to the coast, few tens of meters far from the coastline (Fig. 3b).

These erosive processes mine the stability of the north-eastern flank of La Fossa Cone (**LF** in Fig. 3), where a landslide of 200000 m<sup>3</sup> occurred in 1988, as well as the coastal infrastructures ("Porto di Levante", Fig. 3b). The material eroded from the caldera (about 200 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, Romagnoli et al., 2012) was funneled at higher depths through sedimentary gravity flows, feeding a large volcanoclastic fan ("Baia di Levante", **BL fan** in Fig. 2c). **BL fan** develops between 350 and 1000 m depth, for an estimated volume of about 260 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>.

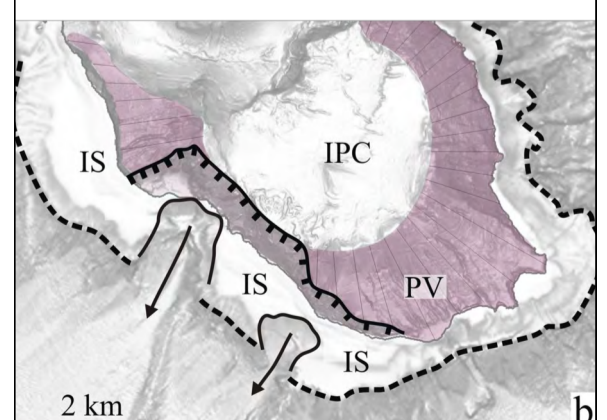
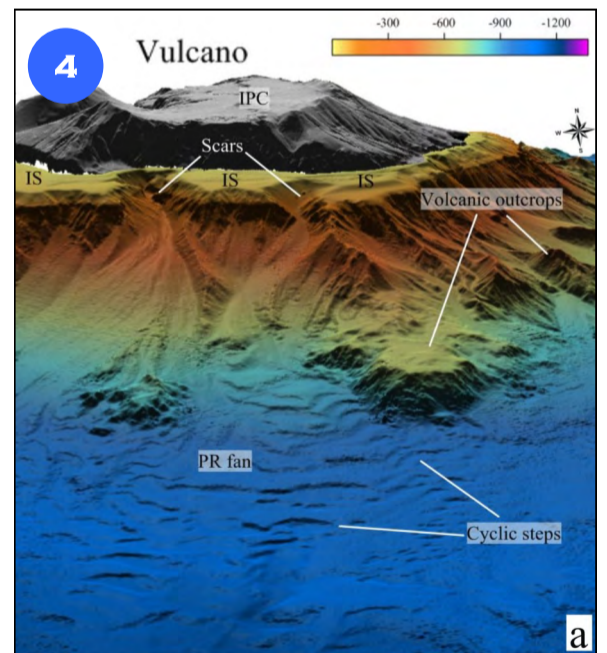
The offshore caldera and fan are superficially made up by coarse-grained material, as witnessed by available seafloor sampling (Fig. 2b) and by the chaotic and reflective seismic facies observed in sparker profiles (Figs. 2c and 2d).

Another large fan ("Punta del Rosario", **PR fan** in Fig. 4a), similar in size to the **BL fan**, is present in the south-western flank of Vulcano edifice. The **PR fan** is fed by two wide scars that deeply indent the insular shelf (**IS**, Fig. 4b) and cause the erosion of the overlying subaerial flank of Primordial Vulcano (**PV** in Fig. 4b).

The ongoing retrogressive erosion may represent a

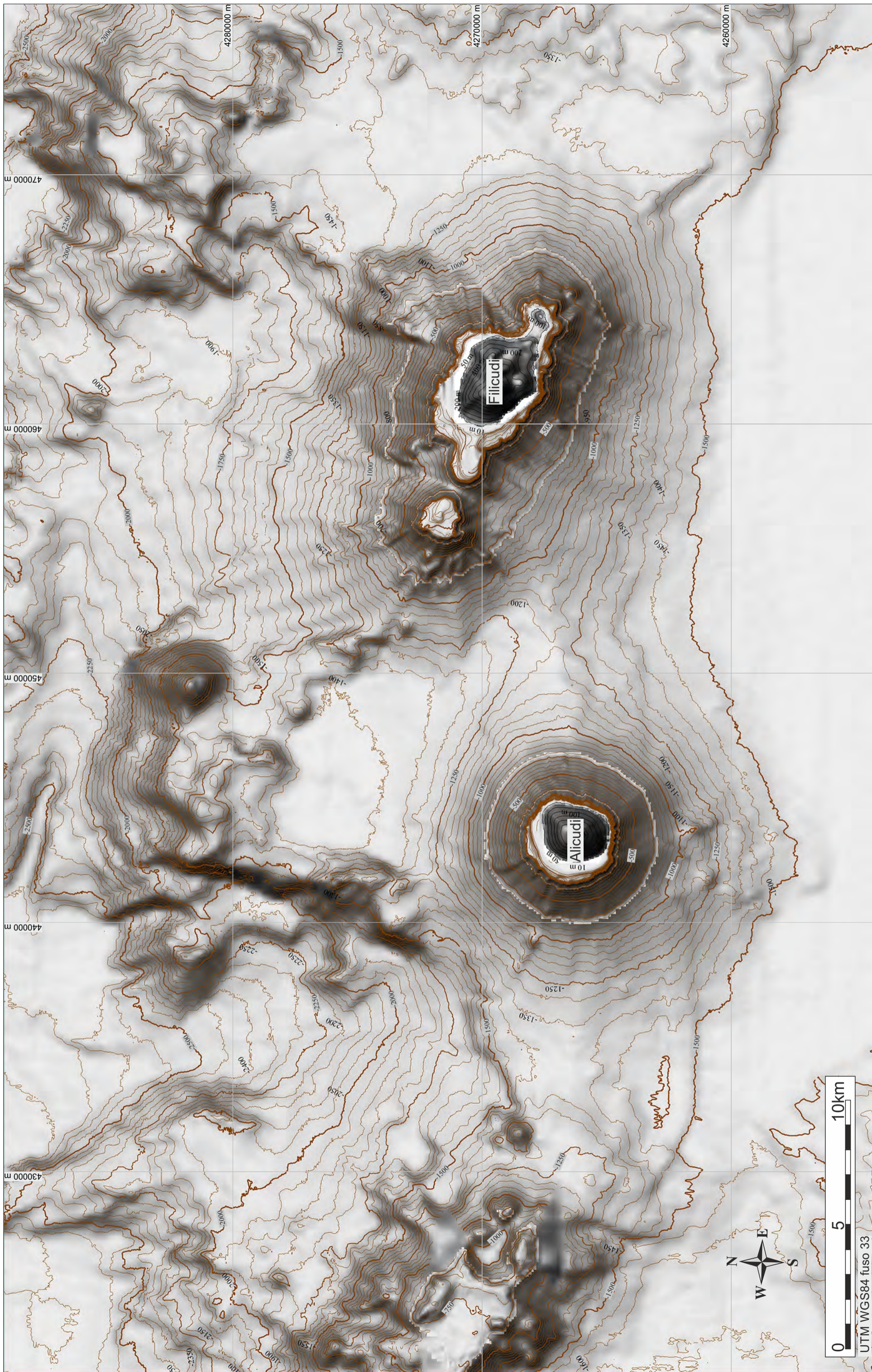
first step towards a possible breaching of Il Piano Caldera and the successive dismantling of its infilling, similar to what happened for **LF** (Figs. 2 e 3, Romagnoli et al., 2013).

The **PR fan** is also characterized by large bedforms, interpreted as cyclic steps, i.e. sediment waves generated by sedimentary gravity flows in supercritical regime (Fig. 4a; Casalbore et al., 2014b).

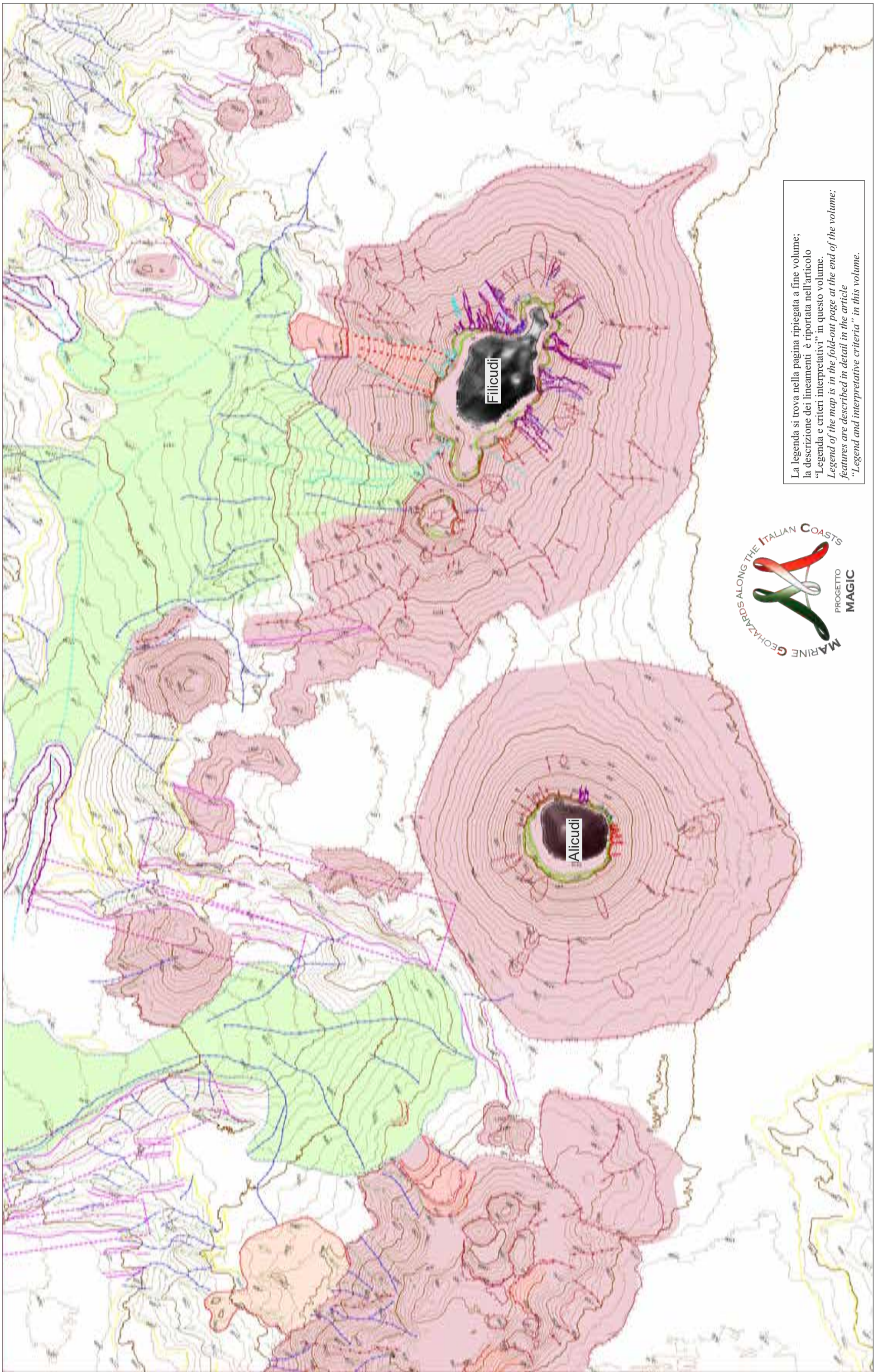




FOGLIO 19 ALICUDI-FILICUDI



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*



M. MARANI<sup>10A</sup>, F. GAMBERI<sup>0A</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*A</sup>, V. FERRANTE<sup>0\*</sup>, M. ROVERE<sup>0\*\*A</sup>, E. LEIDI<sup>0\*\*A</sup>

<sup>10</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



## FOGLIO 19 ALICUDI-FILICUDI



Il Foglio 19 “Alicudi-Filicudi” comprende la parte sommersa dell'arco eoliano occidentale, che è allineato in direzione NO e si compone dei vulcani sottomarini Eolo e Enarete ed il rilievo vulcanico di Sisifo (Marani e Gamberi, 2004b). Il foglio è situato nella parte settentrionale del Bacino di Cefalù, e ad ovest delle isole di Filicudi e Alicudi. Eolo e le isole di Filicudi e Alicudi sono posti sul margine che delimita tettonicamente il Bacino di Cefalù verso mare.

L'Isola di Filicudi si sviluppa in una direzione NO-SE. Questa direzione è mantenuta anche dalla presenza di un ulteriore edificio vulcanico sommerso posto a NO dell'isola. Questo ha una sommità piatta che raggiunge 50 m di profondità. La sua morfologia piatta verosimilmente risulta dall'abrasione marina avvenuta durante i periodi di basso livello marino dei cicli glaciali. Filicudi si trova sul confine del fondale pianeggiante del Bacino di Cefalù, a 1500 m di profondità. Il suo versante settentrionale, la cui base si trova a 1750 m di profondità, è interessato da un ampio solco erosivo delimitato da una scarpata alta 100 m. A circa 10 km dall'isola, una zona di fondale marino con topografia accidentata identifica delle ulteriori aree di attività vulcanica. Composti da basalti e andesiti, i prodotti più antichi dell'isola sono riferibili a 200 ka (Creamer et al., 2011; Barberi et al., 1994).

Alicudi è un cono quasi perfetto con base circolare situata all'interno della piana del Bacino di Cefalù a 1500 m di profondità. La piana continua a nord dell'isola come un banco, lungo 10 km e largo 5 km, delimitato da un'alta scarpata occidentale di 500 m. Il margine orientale degrada nella struttura di Filicudi con una scarpata di 250 m. Diversi edifici vulcanici minori sono sviluppati ai bordi del banco. I prodotti più antichi dell'isola sono riferibili a 167 ka e hanno una composizione caratterizzata da basalti e andesiti (Creamer et al., 2011; Villari, 1980).

Eolo si trova a 20 km a ovest dell'Isola di Alicudi. Il vulcano è allungato in direzione NO-SE ed è caratterizzato da fianchi irregolari, e un'ampia (3 km x 2 km) area sommitale relativamente pianeggiante a ~ 800 m di profondità (Marani e Gamberi, 2004b). La sommità piatta di forma circa quadrata è delimitata da alti lineari (da 75 a 125 m di altezza) su 3 lati, tranne quello meridionale. In quest'ultima regione, il fianco sud-occidentale dell'edificio termina con una scarpata alta 300 m. Questa è circondata da 3 piccoli conici (350 m, 250 m e 175 m di altezza), che formano così una depressione chiusa.

I campioni dragati da Eolo sono generalmente basaltici. Prodotti più evoluti, da daciti a rioliti sono stati campionati invece nella zona dei conici nel fianco SE del vulcano. I prodotti di Eolo sono datati tra 0,85-0,77 Ma (Beccaluva et al., 1985). L'ampia superficie della base di Eolo (80 km<sup>2</sup>) non sembra proporzionale alla sua attuale morfologia. Un'ipotesi possibile consiste nell'interpretare la sommità piatta delimitata da alti come una caldera piena, implicando l'avvenuta distruzione di un edificio in precedenza più grande.

*The Sheet 19 “Alicudi-Filicudi” includes the submerged portion of the western Aeolian arc, which is aligned in the NW direction, and consists of Eolo and Enarete Seamounts and the volcanic range comprising Sisifo Seamount (Marani and Gamberi, 2004b).*

*Located on the seaward portion of the Cefalù Basin, and west of the islands of Filicudi and Alicudi, Eolo and the islands of Filicudi and Alicudi are positioned at the northern margin of the Cefalu Basin.*

*The Island of Filicudi develops in a NW-SE direction. In the north-western sector, an additional distinct volcanic edifice is present; it has a flat top peaking at 50 m depth. The flat morphology of the edifice probably represents the result of repeated marine abrasion during low sea level glacial cycles. Filicudi is located at the border of the flat lying in the Cefalù Basin, at 1500 m depth. In fact, its northern slope drops to 1750 m, and is traversed by a wide erosional chute delimited by a 100-m-high escarpment. The feature extends from the shallow water portions down to the base of the edifice. The island is surrounded by a flat lying seafloor except for its northern sector.*

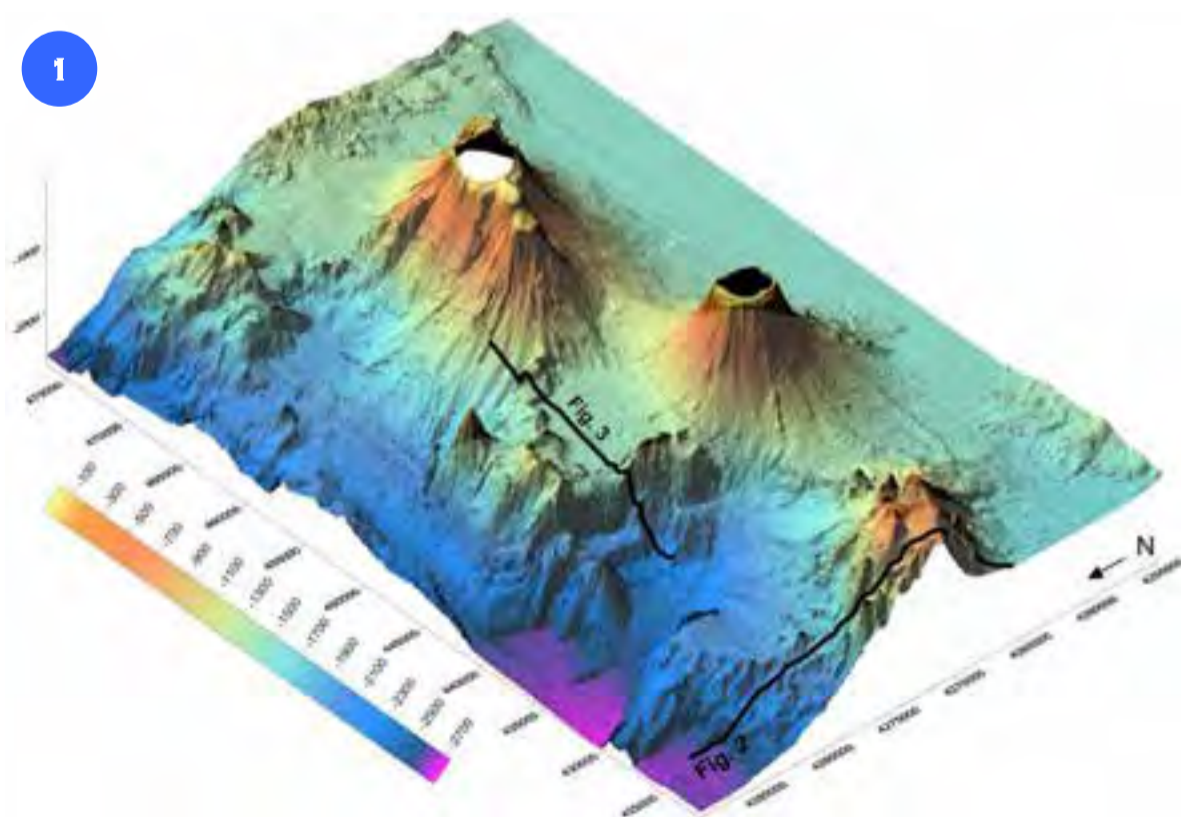
*An area of rugged seafloor topography, 10 km NE of the island, is a further indication of submarine volcanism. Comprised of basalts and andesites, the oldest products of the island are dated 200 ka (Creamer et al., 2011; Barberi et al., 1994).*

*Alicudi is a near perfect cone with circular base situated within the Cefalù Basin plain at 1500 m depth. The flat lying plain continues to the North of the island as a 10-km-long, 5-km-wide bench delimited by a 500-m-high western escarpment. The eastern margin has a relief of about 250 m before fading into the products of Filicudi Volcano. Several minor volcanic constructions are developed at the rims of the bench. A 500-m-high conical volcano is particularly developed at the north-eastern termination of the bench.*

*Comprised of basalts and andesites, the oldest products of the island are 167 ka (Creamer et al., 2011; Villari, 1980). Eolo is located 20 km westward from Alicudi Island. The volcano is generally characterised by irregular flanks, and a wide, 3 km by 2 km, relatively flat summit area, ~ 800 m deep, elongated in a NW-SE direction (Marani and Gamberi, 2004b). The flat summit is roughly square shaped and bounded by linear highs (75- to 125-m-high) on 3 sides except to the SW. In this latter side, the south-western portion of the summit area terminates at a 300-m-deep scarp surrounded by 3 small cones (350-, 250- and 175-m-high), which thus form a closed depression.*

*Dredge hauls from Eolo have included basalts, dacites and rhyolites, dated between 0.85-0.77 Ma (Beccaluva et al., 1985). The wide irregular base area of Eolo does not seem proportional to its present morphology. A conjecture could interpret the flat lying summit surrounded by delimiting highs as a filled caldera, implying the destruction of a previously larger edifice.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO ALICUDI-FILICUDI



*The slope region including the western submerged Eolian Arc and Filicudi and Alicudi islands is dominated by the dichotomy between the flat-lying seafloor of the Cefalù Basin to the south, at 1500 m depth, and the deepening slope to the north, at more than 2500 m depth, through the action of several large scarps tracing the locus of important fault*

*systems (Fig. 1). Filicudi and Eolo are positioned inside 'indentations' of the basin limits, while Alicudi seems to be emplaced within the basin plain. East and west of Filicudi, banks of basin plain continue northward of the volcano. The western bank terminates against the rugged seafloor morphology indicating further volcanism in this sector. The*

La regione di scarpata che racchiude l'arco eoliano sommerso occidentale e le isole di Filicudi e Alicudi è dominata dalla dicotomia tra la piana del Bacino di Cefalù a sud, a una profondità relativamente costante di 1500 m, e l'approfondimento della scarpata a nord, con profondità di oltre 2500 m, attraverso la presenza di alcune grandi scarpate che marcano il luogo d'azione di importanti sistemi di faglie (Fig. 1).

L'Isola di Filicudi e il Vulcano Eolo sono posizionati all'interno di "rientranze" dei limiti del Bacino di Cefalù, mentre Alicudi è posizionata all'interno della piana del bacino.

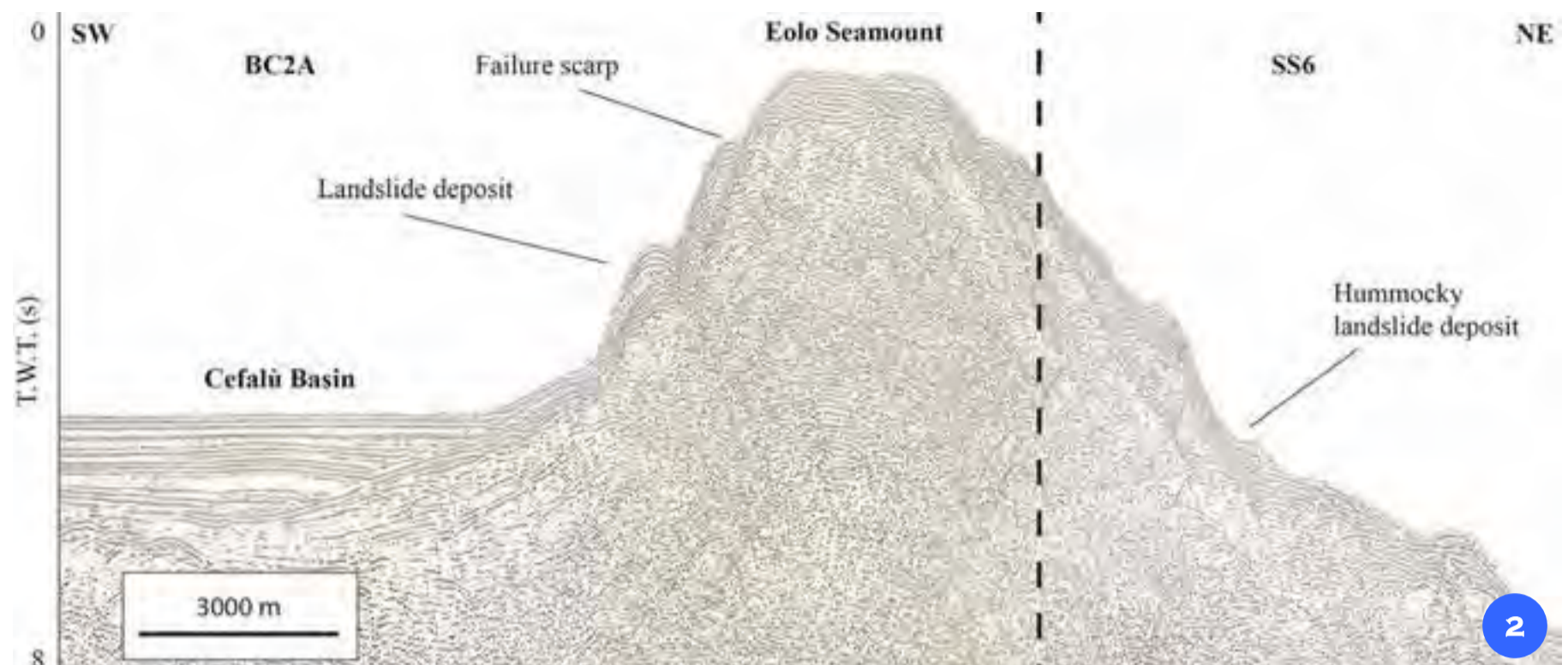
A est e a ovest di Filicudi, la pianura del Bacino di Cefalù si protrae a nord del vulcano.

Il banco occidentale termina dove il fondale marino con morfologia particolarmente accidentata indica ulteriore vulcanismo in questo settore. Il banco occidentale è direttamente di fronte all'Isola di Alicudi, si estende 10 km verso nord, ed è delimitato ad ovest da una scarpata alta 500 m e ad est da una scarpata alta 250 m.

Alicudi presenta una base circolare e una forma perfettamente conica mentre sia Filicudi che Eolo hanno assi allungati NO-SE e sono disposti *en echelon*.

*western bank is directly in front of Alicudi Island, a north-directed 10 km bench delimited by a 500-m-high western scarp and a 250-m-high eastern scarp abutting Filicudi. Alicudi has a circular base and perfectly conical form, whereas both Filicudi and Eolo have elongated NW-SE axes and are arranged *en echelon*.*

## VULCANO EOLO



Il Vulcano Eolo si trova immediatamente ad ovest dell'Isola di Alicudi. Esso presenta una forma leggermente allungata in direzione NO-SE e si estende per circa 14 km. Il vulcano presenta una sommità relativamente piatta rappresentando verosimilmente una caldera di dimensioni di 3 x 2 km, a 800 m di profondità, il cui bordo periferico conserva alcune zone di alto relativo di circa 100 m (Fig. 2). Nella sua terminazione sud-orientale la parte sommitale confluisce in una ripida scarpata profonda 300 m circondata da una serie di piccoli edifici conici riolitici (Marani e Gamberi, 2004b). I conici si distribuiscono attorno alla scarpata circondando una piccola depressione. I fianchi del Vulcano Eolo presentano ripetuti fenomeni di frana e di cedimento delle sue scarpate sia settentrionali sia meridionali. Una frana a superficie gibbosa con area di circa 16 km<sup>2</sup> è la testimonianza di un evento di instabilità avvenuto sul fianco settentrionale del vulcano. La traccia del profilo sismico della Figura 2 è riportata in Figura 1.

*Eolo Volcano is located west of Alicudi Island. It is slightly elongated along the NW-SE direction, reaching a length of about 14 km. It has a relatively flat top representing probably a caldera with dimensions of 3 x 2 km, located at 800 m depth. The periphery of the caldera has some areas that rise up to 100 m with respect to the surrounding seafloor (Fig. 2). In its south-eastern termination, a slope failure of the caldera rim results in a steep 300-m-deep margin, surrounded by a series of small volcanic cones of rhyolitic composition (Marani and Gamberi, 2004b). Cones are distributed around the embankment, thus enclosing a small and deep depression in the seafloor at the edge of Eolo. The flanks of Eolo Volcano display repeated landslides and failures of its northern and southern slopes. A landslide deposit characterized by rugged morphology, is present at the base of the southern flank, occupying an area of about 16 km<sup>2</sup>. The trace of the seismic profile in Figure 2 is shown in Figure 1.*

## STRUTTURE TETTONICHE

La regione occidentale dell'Arco delle Eolie è fortemente influenzata da importanti strutture tettoniche. Un esempio è il banco che si estende a nord dell'Isola di Alicudi (Fig. 3). Questo settore è delimitato ad ovest da una scarpata di faglia alta 500 metri e lunga 10 km che si estende in direzione N-S. La scarpata di faglia orientale è parzialmente nascosta dagli ultimi prodotti di Filicudi, ma dove visibile ha un dislivello di 250 m. Inoltre, la parte settentrionale dell'alto strutturale è il luogo di attività vulcanica, con lo sviluppo di un vulcano con altezza di 500 m. Un sistema di faglie simili con le stesse direzioni, a parte 15 km di *offset*, sembrano controllare la regione del Vulcano Eolo. Filicudi e Eolo potrebbero quindi essere collegati *en echelon* con Alicudi posizionato nel punto di raccordo.

*The western region of the Eolian Arc is heavily affected by large tectonic structures. An example is the bench extending north from the Island of Alicudi (Fig. 3). This feature is bounded westwards by a N-S directed fault scarp, which is 500-m-high and 10-km-long.*

*The eastern fault scarp is partially hidden by the latest products of Filicudi, but, where visible, it has a throw of 250 m. Furthermore, the northernmost part of the bench is the locus of volcanic activity, including the development of a 500-m-high volcano. A similar fault system with the same directions, albeit with some 15 km offset, seems to be controlling the Eolo Volcano region. Thus, Filicudi and Eolo could be linked *en echelon* with Alicudi positioned in between.*



## ATTIVITÀ IDROTERMALE E CORALLI SUL VULCANO EOLO



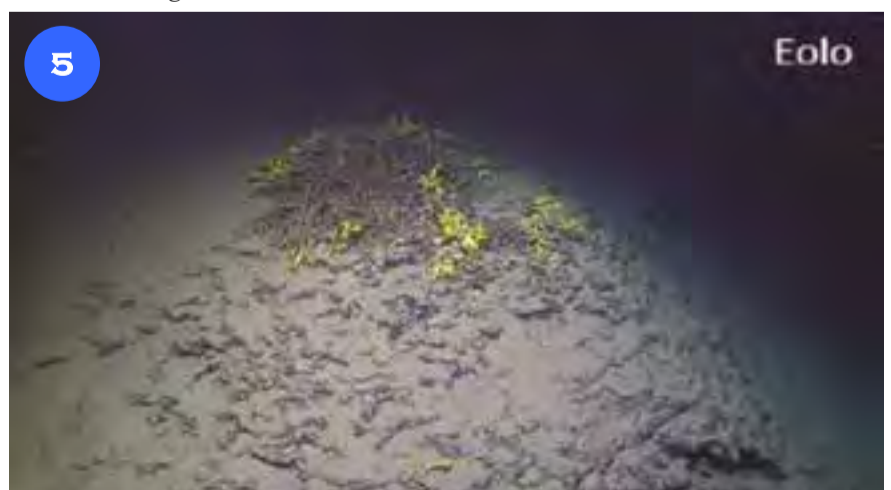
La sommità del Vulcano Eolo è il sito di una estesa attività idrotermale e relativi depositi. Tutti i campioni recuperati sono prodotti di bassa temperatura ricchi in manganese e ferro. In molti casi, i siti idrotermali ospitano organismi che vivono esclusivamente in questi ambienti estremi come i *tubeworm* giganti (famiglia *Siboglinidae*, *vestimentiferi*) (Fig. 4). Una colonia di *tubeworm* occupa delle lastre con depositi di ferro/manganese idrotermali (Fig. 4). Il precipitato marrone/arancione è la traccia di batteri ferro-ossidanti che interagiscono con gli esemplari di *vestimentiferi*.

*The top of Eolo Volcano is the site of extensive hydrothermal activity and deposits. All the recovered samples are low temperature products rich in manganese and iron. Many of the hydrothermal sites are associated with organisms that live exclusively in these specific extreme environments, such as the giant tube worms (*Siboglinidae*, *vestimentifera*) (Fig. 4). A tube worm colony occupying slabs of hydrothermal iron/manganese deposits (Fig. 4). The brown/orange fluff is the trace of iron oxidising bacteria interacting with the *vestimentifera* individuals.*

In Figura 5 è illustrata una colonia del corallo della famiglia *Dendrophyllidae* che si è sviluppata sopra un *mound* formato dall'accumulo di depositi idrotermali e resti di organismi.

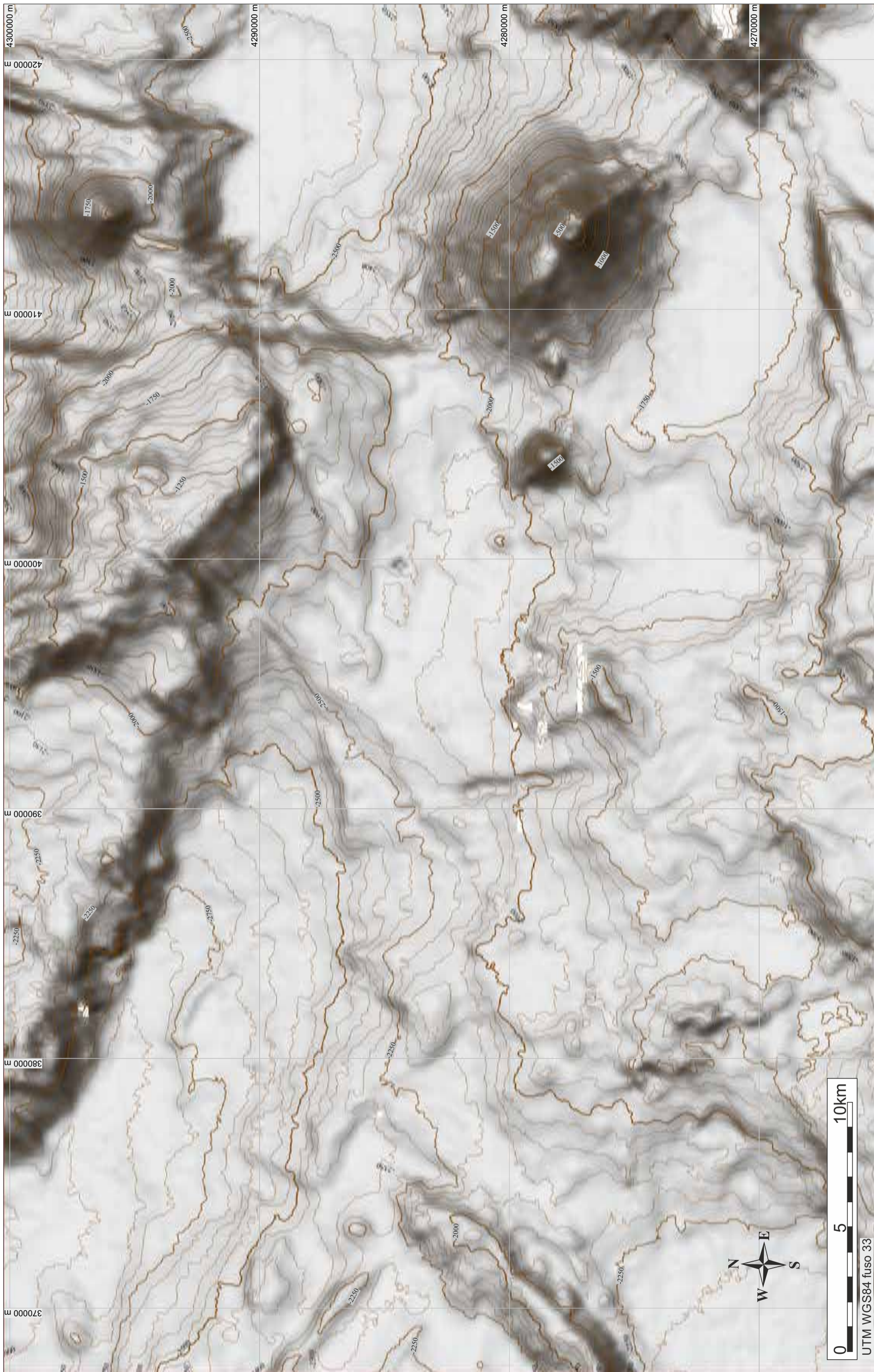
Nonostante sia possibile la crescita di questi coralli indipendentemente dall'attività idrotermale, essi sono comunemente associati alle zone di idrotermalismo diffuso e contribuiscono alla colonizzazione anche da parte di altri organismi di nicchia.

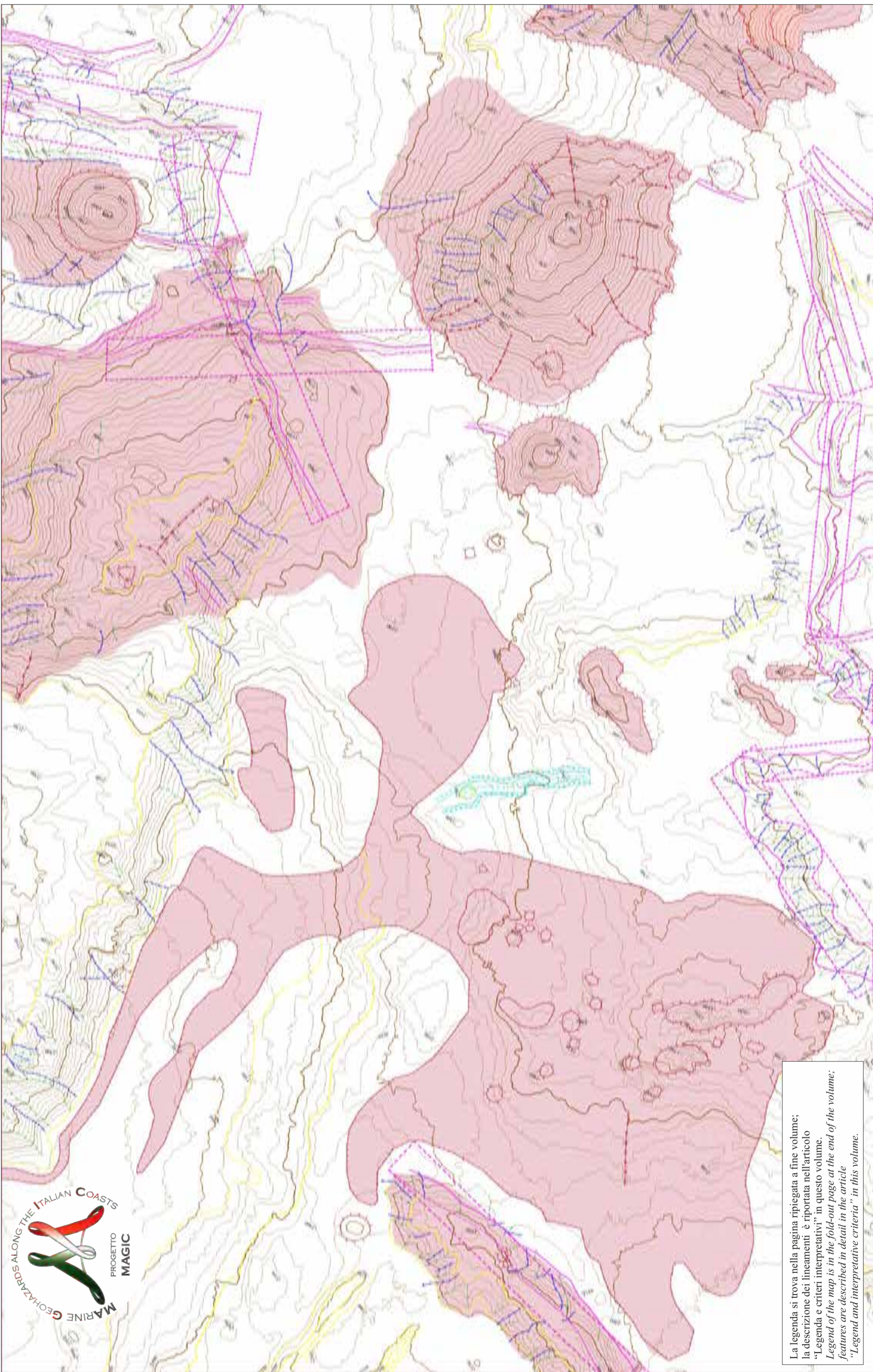
*A coral colony of *Dendrophyllidae* developed on a mound formed by the accumulation of hydrothermal deposits and remains of organisms (Fig. 5). Although the growth of these corals is possible regardless of hydrothermal activity, they are commonly associated with zones of diffuse hydrothermal flow, also contributing to the extension of the territorial range and promoting colonisation of other niche organisms.*





FOGLIO 20 SISIFO-ENARETE





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

M. ROVERE<sup>10\*</sup>, M. MARANI<sup>0^A</sup>, V. FERRANTE<sup>0\*</sup>, E. LEIDI<sup>0\*\*</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*^</sup>, F. GAMBERI<sup>^</sup>  
<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO





## FOGLIO 20 SISIFO-ENARETE



Il Foglio 20 “Sisifo-Enarete” comprende la parte occidentale dell’arco vulcanico delle Eolie, con i vulcani sottomarini Sisifo, Enarete, Enaretino ed una porzione di Eolo. Il foglio ospita nella sua parte meridionale la porzione nord-occidentale del Bacino di Cefalù, profonda circa 1700 m. Essa si approfondisce nel Bacino di Enarete a NE e nel Bacino di Sisifo a NO, separati dall’edificio vulcanico di Sisifo e profondi fino a 2800 m.

Sisifo si sviluppa su un rilievo allungato circa 20 km in direzione NO-SE, è delimitato da faglie normali lungo il versante meridionale ed è separato da Enarete da una stretta e poco profonda sella. I basalti e le trachiti che lo compongono sono stati datati 1,3-0,9 Ma (Beccaluva et al., 1985), rendendolo il vulcano sottomarino più antico dell’intero Arco Eoliano.

Enarete invece presenta una forma conica, leggermente allungata secondo l’asse NNO-SSE, ed un versante settentrionale caratterizzato da solchi erosivi e creste che sono stati formati da flussi gravitativi provenienti dalle zone sommitali. L’edificio di Enarete, che raggiunge la profondità minima di 300 m, è formato da basalti, datati 0,78-0,67 Ma (Beccaluva et al., 1985), e con vulcanici satelliti sui fianchi occidentale e meridionale. Campionamenti della parte sommitale del vulcano hanno evidenziato un’intensa attività idrotermale, caratterizzata da depositi ad ossidi ed idrossidi di manganese e ferro in neoformazione. Circa 3 km a ovest di Enarete si sviluppa un piccolo cono vulcanico coalescente, alto poche centinaia di metri. Un piccolo vulcano, definito informalmente Enaretino, è situato 6 km a est di Sisifo ed è alto quasi 1000 m rispetto alla piana del Bacino di Enarete.

Una vasta colata lavica affiorante o sub-affiorante a fondo mare è presente nella parte centrale del foglio. Essa è probabilmente alimentata da edifici vulcanici (vent) localizzati nella parte sud-occidentale del foglio. La colata ha una prevalente direzione di scorrimento verso nord, dove è confinata da una scarpata di faglia lunga 40 km, che delimita a sud il rilievo strutturale di Sisifo e forma una sorta di valle ai suoi piedi.

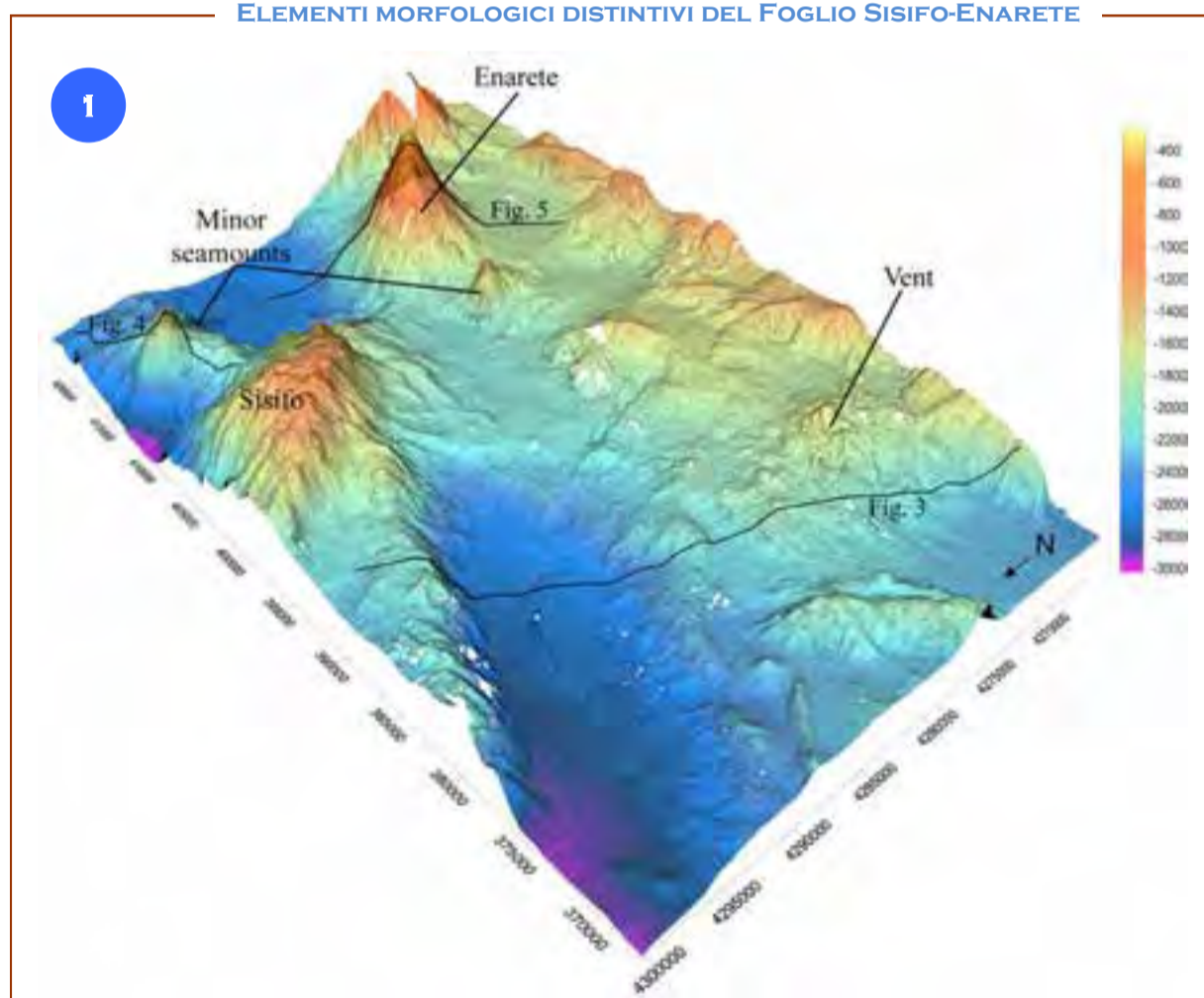
*The Sheet 20 “Sisifo-Enarete” encompasses the western sector of the Aeolian Arc, including the submarine volcanoes Sisifo, Enarete, Enaretino and a small portion of Eolo. Seafloor bathymetry in the southern part of the sheet area includes the north-western portion of the Cefalù Basin, at approximately 1700 m depth. The area becomes deeper northward, in the Enarete and the Sisifo basins, which are located in the NE and in the NW corners, respectively; these are separated by the volcanic edifice of Sisifo and reach the depth of 2800 m.*

*Sisifo is a NW-SE directed, 20-km-long, ridge, bordered by faults along its southern flank and is separated from Enarete by a morphological relative high. The volcanic edifice is made up of basalts and trachytes dated 1.3-0.9 Ma (Beccaluva et al., 1985), thus holding the oldest age in the Aeolian Arc.*

*Enarete, on the contrary, is cone-shaped, slightly NW-SE elongated, with a northern flank characterized by gullies and ridges formed by gravity flows originated from the summit areas. The Enarete Volcano, which reaches up to a minimum depth of 300 m, is formed by basalts dated 0.78-0.67 Ma (Beccaluva et al., 1985); small volcanic cones are located in its western and southern flanks. Sediment and rock sampling on the summit area of the volcano showed hydrothermal activity, consisting of recent deposits of manganese oxides and hydro-oxides. About 3 km westward of Enarete, a small coalescing cone stands up for a few hundreds meters. Another small volcano, tentatively named Enaretino, is located 6 km east of Sisifo and is up to 1000-m-high over the flat area of the Enarete Basin.*

*A vast seafloor outcropping and sub-cropping lava flow dominates the central area of the sheet, between Enarete and Sisifo. The flow is possibly fed by volcanic edifices (vent) located in the south-western area of the sheet. The flow has a northward direction and is confined to the north by a 40-km-long fault scarp, which delimits the structural ridge of the Sisifo Volcano and forms a valley at the foothills.*

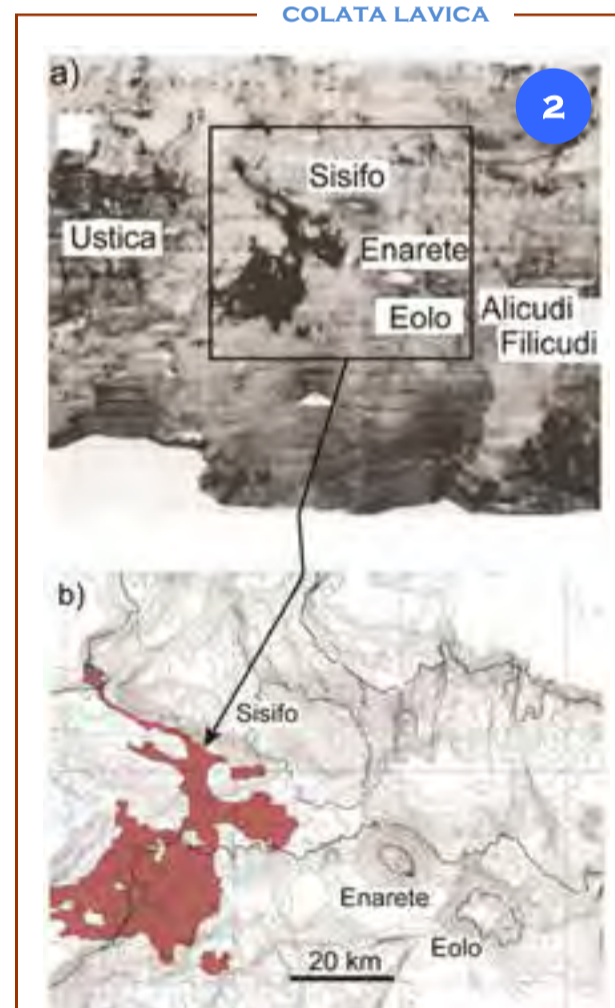
### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO SISIFO-ENARETE



Enarete e Sisifo si trovano a nord del Bacino di Cefalù (Fig. 1). Enarete è localizzato al margine della piana del bacino, in corrispondenza di un sistema di faglie che ribassa il fondale da 1700 a > 2000 m di profondità, verso nord. Sisifo, al contrario, è situato su una sella che si erge di 500 m rispetto alla profondità media del bacino. Coni di minori dimensioni si sviluppano a ovest di Enarete (altezza circa 500 m) e a est di Sisifo (altezza 1000 m). L’area sorgente della colata lavica di Figura 3 si trova nella porzione sud-occidentale del foglio.

*Enarete and Sisifo are located north of the Cefalù Basin (Fig. 1). Enarete is located at the edge of the basin, delimited by a fault system lowering the seafloor from 1700 to > 2000 m water depth. On the contrary, Sisifo is located along a NW-SE, 40-km-long and 500-m-high ridge. Minor volcanic cones develop to the west of Enarete (approximately 500-m-high) and to the East of Sisifo (1000-m-high). The source and possibly venting area of the large lava flow imaged in Figure 3 is located in the south-western portion of the sheet.*

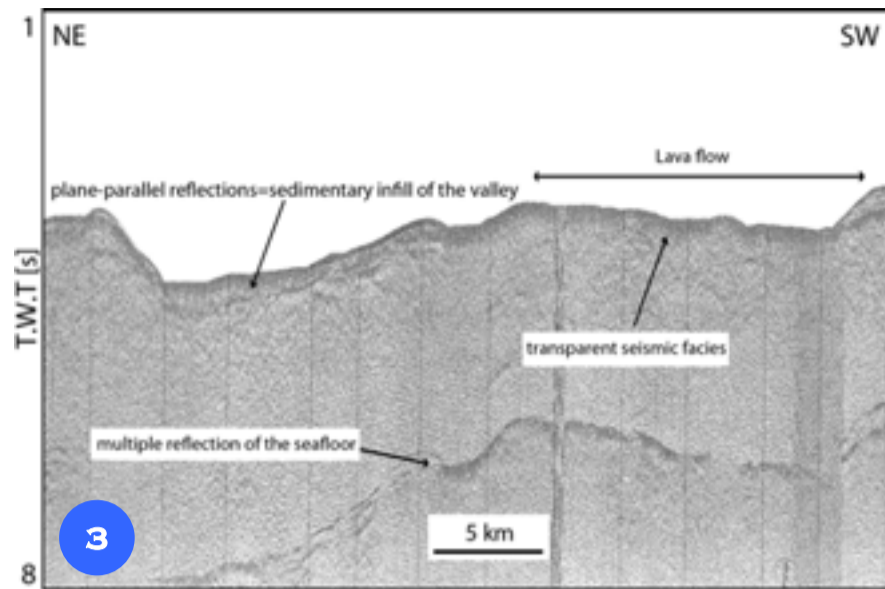
### COLATA LAVICA



Una colata lavica sul fondale marino è visibile nell’alta riflettività del fondo, che è stata acquisita insieme ai dati batimetrici multibeam, durante la campagna oceanografica TIR96 (Fig. 2a). La Figura 2b mostra l’estensione della colata lavica rispetto agli elementi principali del foglio.

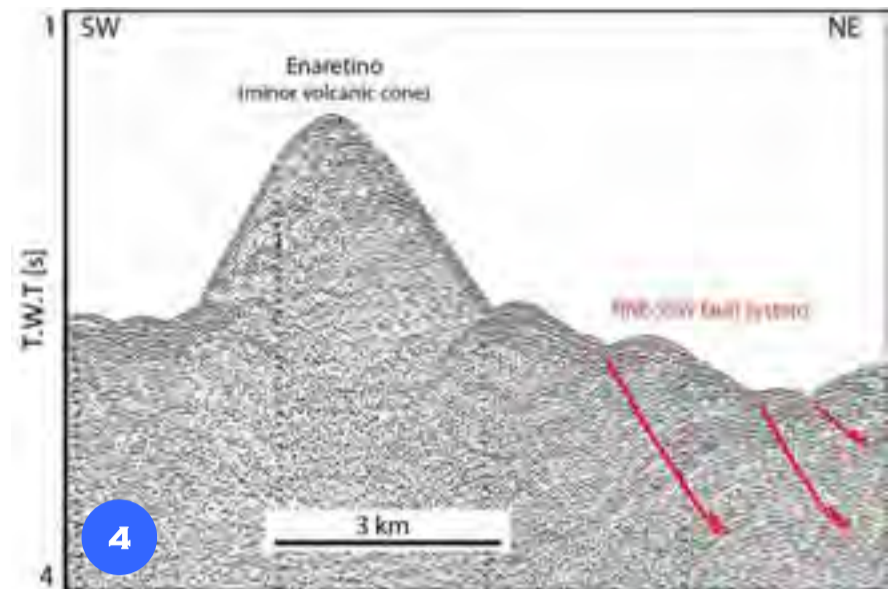
*A lava flow is imaged by the high seafloor backscatter acquired together with the multibeam bathymetric data during the oceanographic cruise TIR96 (Fig. 2a). Figure 2b is a line-drawing of the lava flow.*

## PROFILI SPARKER



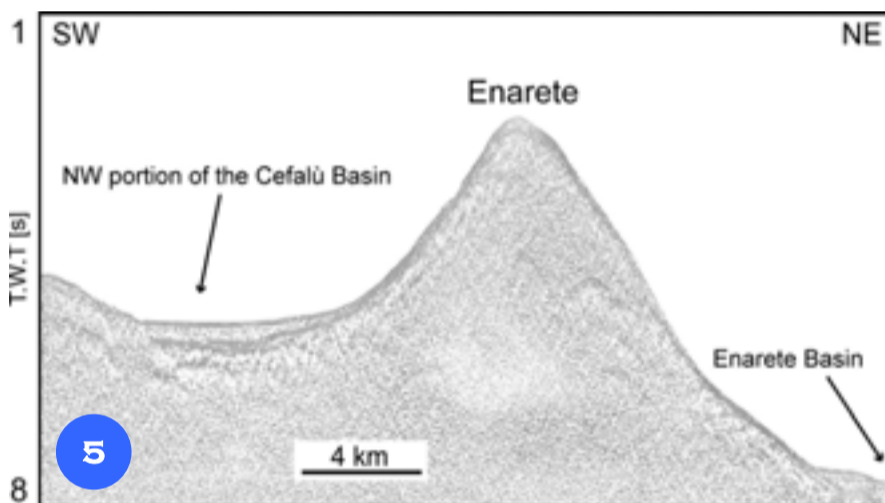
Nei profili sismici sparker 30 kJ, il fondale interessato dalla colata lavica risulta sordo alle onde acustiche, a differenza delle zone vicine caratterizzate da una pur sottile copertura sedimentaria a facies acustica piano-parallela (Fig. 3).

*In 30 kJ sparker seismic profiles, seafloor characterized by the lava flow shows no seismic penetration and no visible reflections, in contrast with the surrounding areas that display a relatively thick plane-parallel seismic facies (Fig. 3).*



L'apparato vulcanico di Enaretino è delimitato verso nord-est da una serie di faglie normali orientate NNE-SSO, evidenziate nel profilo sparker 30 kJ in Figura 4.

*The minor volcanic cone Enaretino is confined to the North-East by a NNE-SSW oriented normal fault system, as shown in the 30 kJ seismic profile of Figure 4.*



L'edificio vulcanico di Enarete è leggermente allungato secondo l'asse NO-SE ma, nel suo insieme, conserva una decisa forma conica. Il profilo sismico sparker 30 kJ che attraversa l'apparato vulcanico di Enarete ne mostra la sommità, che raggiunge 300 m di profondità d'acqua (Fig. 5). Essendo localizzato su un limite di scarpata, Enarete ha una forma asimmetrica, il suo fianco settentrionale termina a profondità maggiori di quello meridionale (rispettivamente 2000 m e 1700 m). Il versante settentrionale è interessato da solchi erosivi e creste, che incanalano sedimenti verso il piccolo Bacino di Enarete.

*The Enarete Volcano shows a main conical shape, but it is slightly elongated in the NW-SE direction. The seismic reflection 30 kJ sparker profile across the edifice shows the summit of the volcano reaching up to 300 m water depth (Fig. 5). Enarete is located on the edge of a slope basin, therefore displays asymmetric northern and southern flanks, lying at different depths (2000 m and 1700 m, respectively). The northern flank is characterized by the presence of gullies and ridges resulting from gravity flows, whose deposits reach the small Enarete Basin.*

## CORALLI



La parte sommitale del Vulcano Enarete è interessata da un'intensa attività idrotermale che consente il suo popolamento da parte di un'epifauna ricca di biodiversità. Nella fotografia di Figura 6 è riportato un esemplare del corallo coloniale della famiglia *Dendrophyllidae*. Il corallo si è instaurato su un substrato di breccia di lave eruttate in ambiente sottomarino e alterate dalla successiva attività idrotermale.

*The summit area of Enarete is the site of intense hydrothermal activity which sustains the life of an highly diverse benthic population. In the picture of Figure 6, a specimen of the colonial coral of the *Dendrophyllidae* family is shown. It developed on the seafloor made up of submarine lava breccia that have subsequently been altered by the intense hydrothermal activity.*

## IDROTERMALISMO SUL VULCANO ENARETE

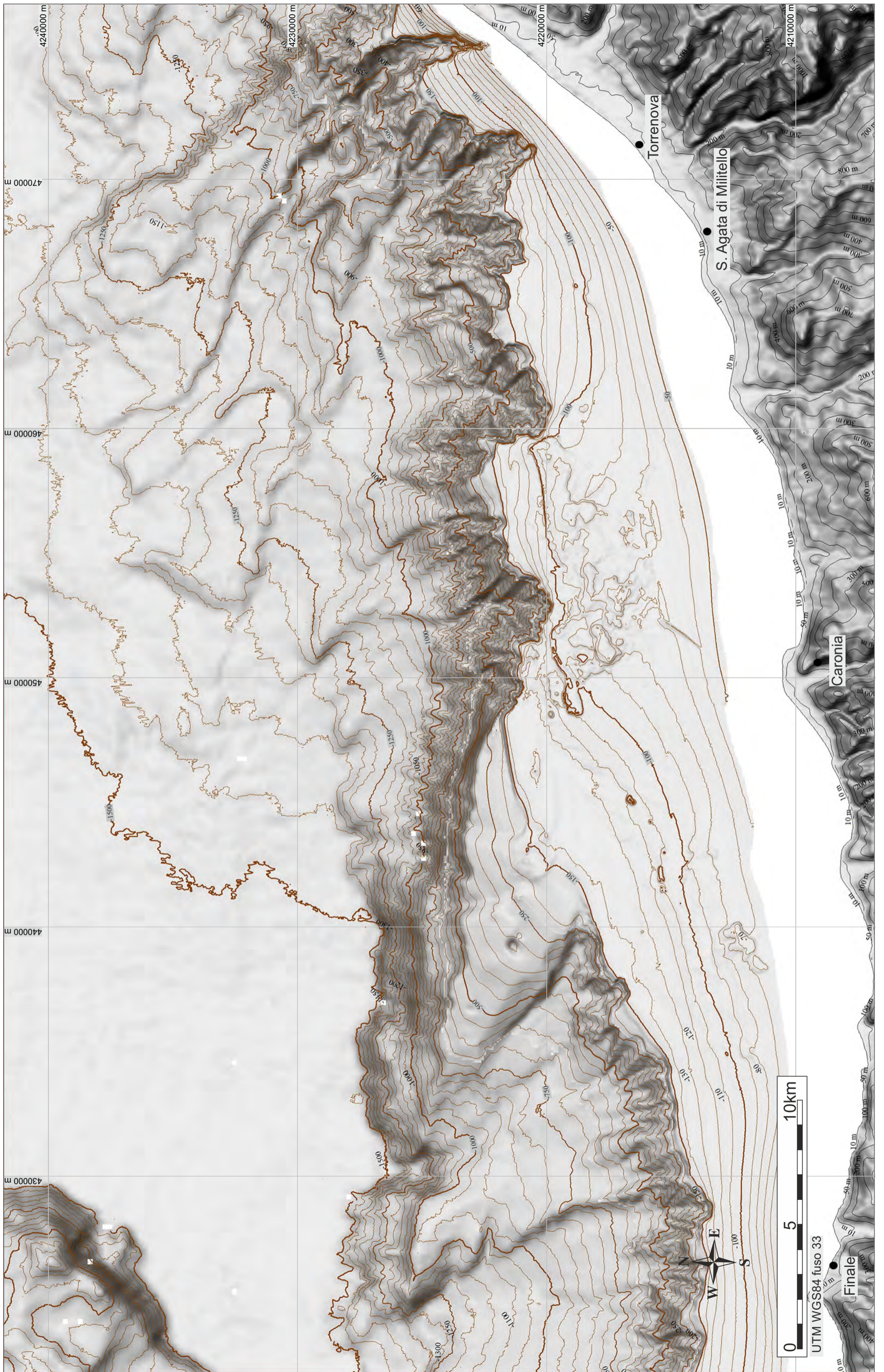
L'attività idrotermale causa la deposizione di ossidi ed idrossidi di manganese e ferro in neoformazione nella parte sommitale di Enarete (Fig. 7). I depositi prendono la forma tipica di camini, generati dalla precipitazione di minerali idrotermali di bassa temperatura, e dai quali fuoriescono fluidi idrotermali. Le costruzioni sono sede di colonie di batteri termofili, i quali hanno un ruolo importante nella costruzione stessa e nel mantenimento dell'edificio.

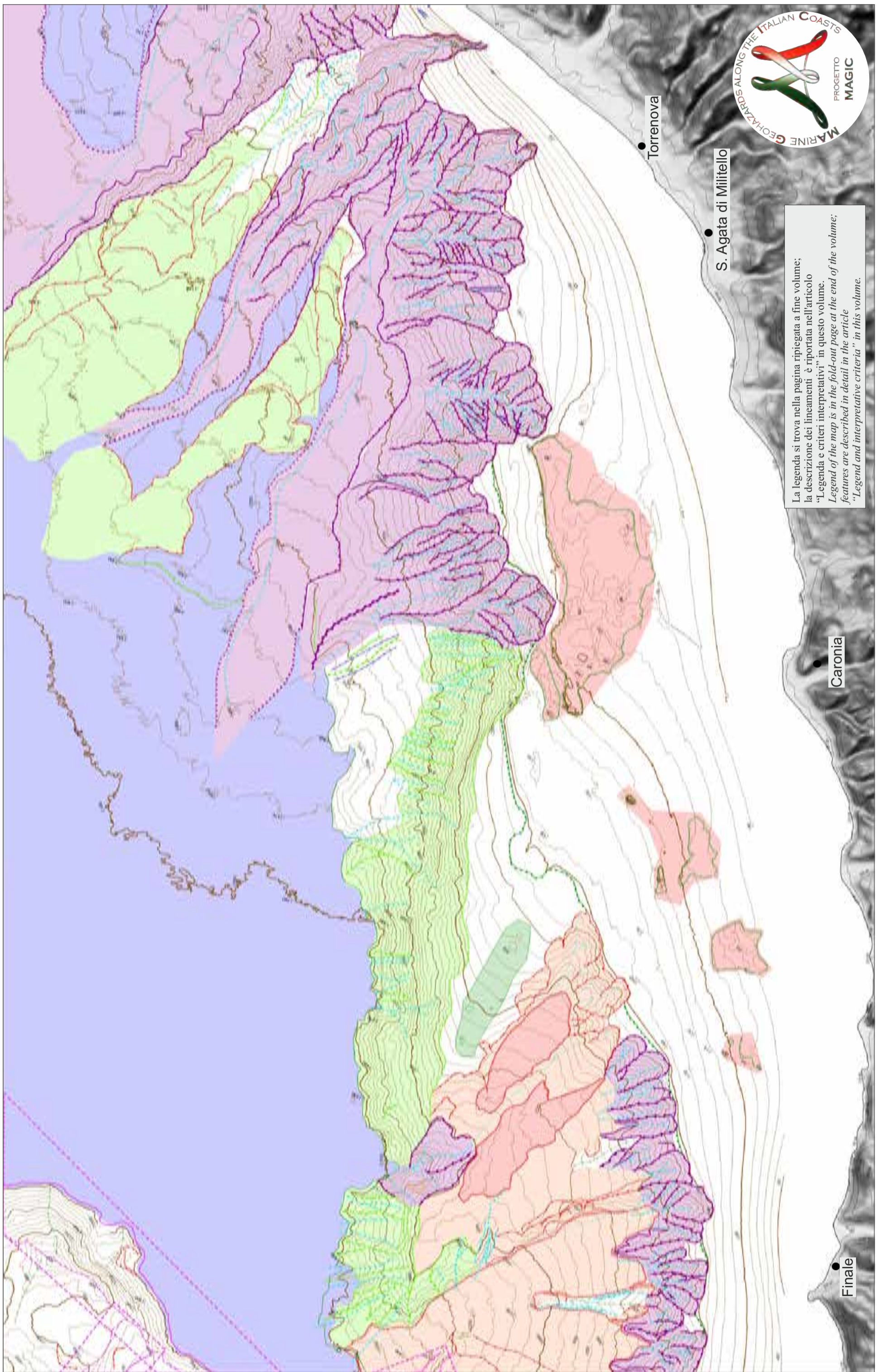
*Low temperature hydrothermal activity, characterised by freshly emitted deposits of manganese and iron oxy-hydroxides, is present at the summit of Enarete (Fig. 7). Deposits form mounds from which several chimneys emit low temperature hydrothermal fluids. Chimneys are colonised by thermophile bacteria, which have a fundamental role in the mound construction and long-term preservation.*





FOGLIO 23 SANT'AGATA DI MILITELLO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

F. GAMBERI<sup>1°A</sup>, E. LEIDI<sup>0°A</sup>, M. ROVERE<sup>\*A</sup>, M. MARANI<sup>0°A</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*A</sup>, G. DALLA VALLE<sup>A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; \*ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



## FOGLIO 23 SANT'AGATA DI MILITELLO

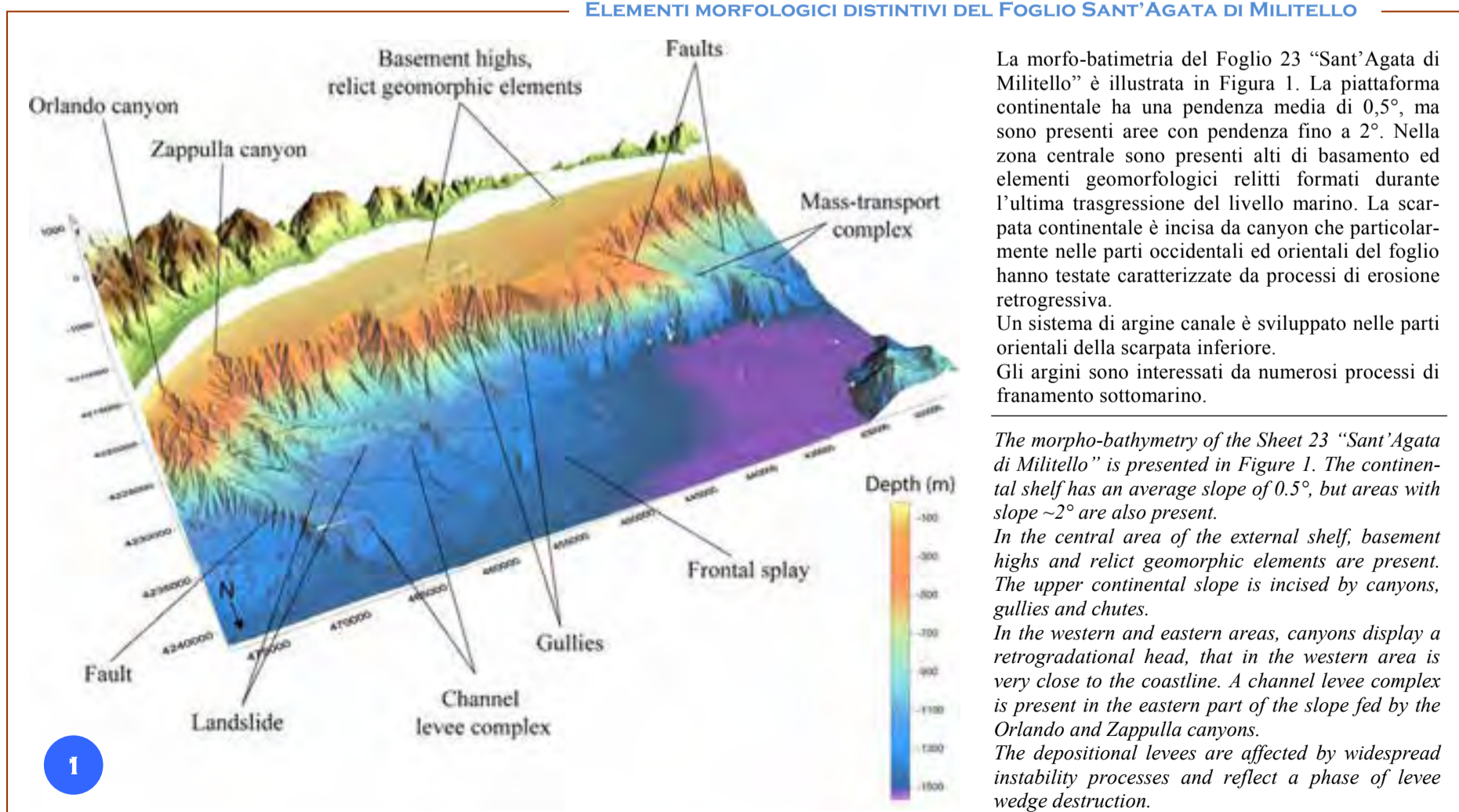


Il Foglio 23 “Sant’Agata di Militello” è ubicato lungo il margine settentrionale della Sicilia, compreso fra Capo d’Orlando e Finale. Il foglio Sant’Agata comprende la piattaforma e la scarpata continentali e una porzione della piana del Bacino di Capo d’Orlando localizzata a circa 1500 m di profondità. La piattaforma continentale raggiunge la sua massima estensione, di circa 12 km, nelle parti centrali del foglio e si restringe a circa 5 km verso i margini occidentali ed orientali. Il ciglio della piattaforma è localizzato in genere tra 140 e 150 m di profondità. Profondità più basse si riscontrano in coincidenza delle testate dei canyon. Nella porzione più orientale della piattaforma continentale, le testate dei canyon Zappulla e Orlando sono molto vicine alla costa e l’ampiezza della piattaforma è ancora più ridotta. La piattaforma continentale è caratterizzata da una parte interna dove è sviluppato il cuneo deposizionale dovuto alla progradazione olocenica. La piattaforma interna non è caratterizzata da particolari elementi morfologici, in quanto i dati sono stati acquisiti a partire da 40 m di profondità e coprono solo le parti distali degli attuali sistemi costieri, caratterizzati principalmente da sedimenti drappeggianti distribuiti uniformemente. Essi sono alimentati da fiumi a carattere torrentizio, che probabilmente tramite flussi iperpicniali costruiscono delta la cui porzione sommersa è presente nelle parti della piattaforma più vicine a costa rispetto alle aree rilevate. Nella piattaforma esterna sono presenti alti di basamento ed elementi morfologici relicti formati al di sopra della superficie di emersione corrispondente all’ultimo stazionamento basso del livello marino.

In particolare, sono presenti frecce litorali, tomboli, delta, barriere e lagune che si sono formati presumibilmente durante l’ultima risalita del livello marino. La scarpata superiore è solcata da una serie di canyon, *chute* e *gully*. I canyon più sviluppati sono presenti nella porzione orientale del foglio. In questa zona la testata del Canyon di Capo d’Orlando si segue fino al limite delle zone rilevate a meno di 500 m dalla costa, mentre quella del Canyon di Zappulla si trova a distanza dalla costa di soli 2 km. Anche nel margine occidentale del foglio sono presenti canyon ben sviluppati. In questa zona essi sono associati a strutture distensive ad orientazione prevalente NO-SE. In questa regione sono presenti numerosi fenomeni di instabilità che danno origine a depositi di frana sottomarina con variabile geometria e dimensione. Nelle zone di scarpata inferiore, i canyon di Capo d’Orlando e di Zappulla fanno passaggio a sistemi di argine e canale. Il risultante cuneo di deposizione è interessato da frequenti fenomeni di instabilità gravitativa a varia scala. Alla bocca dei canali, nella parte prossimale della piana bacinale, si sviluppano lobi deposizionali con varia estensione che occupano la piana bacinale fino a raggiungerne l’estremità più settentrionale, localizzata in prossimità delle scarpata meridionale dei vulcani delle Isole Eolie.

The area of the Sheet 23 “Sant’Agata di Militello” is located along the northern Sicilian margin, between Capo d’Orlando and Finale. The Sheet Sant’Agata includes the continental shelf and slope and a portion of the basinal plain of the Capo d’Orlando Basin at about 1500 m depth. The continental shelf has its maximum width of about 12 km in the central part of the sheet and narrows to only 5 km towards both the eastern and western margins. The shelf-break is located between 140 and 150 m depth. Lower depths are found in coincidence with the heads of the canyons. In particular, in the westernmost area, the heads of the Zappulla and Orlando canyons are very close to the coast; here, the shelf has a very reduced width (less than 500 m) and the shelf-break is consequently located at very shallow depth. The continental shelf is characterized by an inner part where the Holocene prograding wedge is developed and few morphologic features are evident. The lack of particular geomorphic elements is due to the fact that data were acquired below 40 m depth; thus, only the distal parts of the modern coastal systems, characterized mainly by an uniform drape of sediment, are evident. The coastal system is possibly fed by torrential rivers, that, when reaching the sea, cause hyperpycnal flows and build deltas, which submerged part is present in the areas closest to the coast and thus not imaged in the acquired data. In particular in the central and wide part of the shelf, the external shelf is characterized by highs of basement and relict morphologies above the erosional surface formed during the emersion in the last sea level lowstand. The relict depositional bodies originated during the successive transgression of sea level. In particular, spits, tombolos, deltas, coastal barrier and lagoon systems which formed during the last landward coastal retreat are evident. The upper continental slope is incised by a series of canyons, chutes and gullies. The largest canyons are present in the eastern part of the sheet. In this area, the head of the Orlando Canyon is imaged up to the limit of the acquired data at only 30 m depth, only 500 m from the coastline, whereas the head of the Zappulla Canyon is at only 2 km from the coastline. Large canyons are also developed in the eastern part of the sheet. In this area, canyons are associated with extensional faults with main trend NW-SE. This area is also affected by widespread instability processes giving rise to a mass transport complex, which is composed by different bodies with mainly a blocky texture. In the lower slope, the Orlando and Zappulla canyons connect to leveed channels. The resultant depositional levee wedge is affected by widespread instability processes at different scales. Where the channels reach the basin plain, frontal splays with different size are formed and span the whole basin plain; they reach the northern edge of the basin to the north of the limit of the sheet.

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO SANT'AGATA DI MILITELLO



La morfo-batimetria del Foglio 23 “Sant’Agata di Militello” è illustrata in Figura 1. La piattaforma continentale ha una pendenza media di 0,5°, ma sono presenti aree con pendenza fino a 2°. Nella zona centrale sono presenti alti di basamento ed elementi geomorfologici relictati formati durante l’ultima trasgressione del livello marino. La scarpata continentale è incisa da canyon che particolarmente nelle parti occidentali ed orientali del foglio hanno testate caratterizzate da processi di erosione retrogressiva.

Un sistema di argine canale è sviluppato nelle parti orientali della scarpata inferiore.

Gli argini sono interessati da numerosi processi di franamento sottomarino.

The morpho-bathymetry of the Sheet 23 “Sant’Agata di Militello” is presented in Figure 1. The continental shelf has an average slope of 0.5°, but areas with slope ~2° are also present.

In the central area of the external shelf, basement highs and relict geomorphic elements are present. The upper continental slope is incised by canyons, gullies and chutes.

In the western and eastern areas, canyons display a retrogradational head, that in the western area is very close to the coastline. A channel levee complex is present in the eastern part of the slope fed by the Orlando and Zappulla canyons.

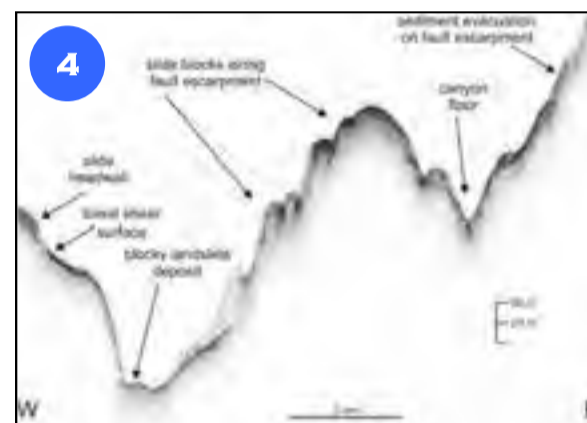
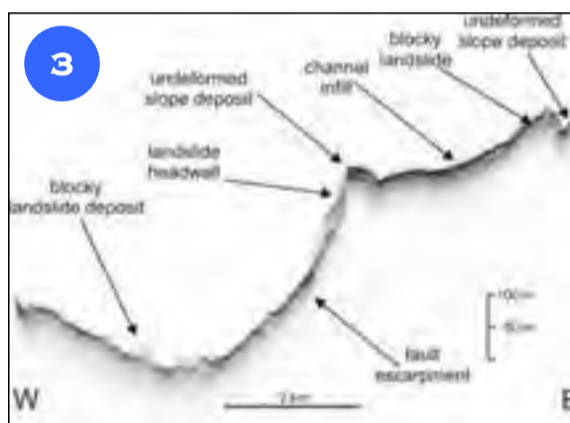
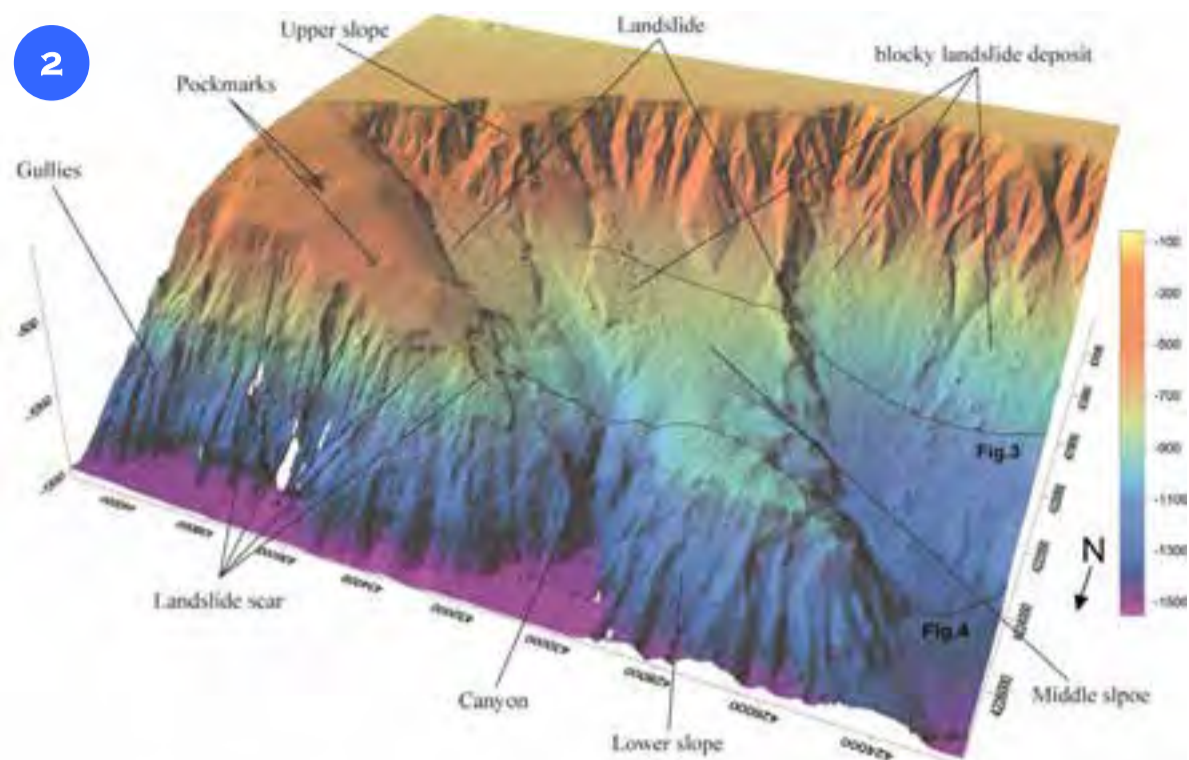
The depositional levees are affected by widespread instability processes and reflect a phase of levee wedge destruction.

## FAGLIE

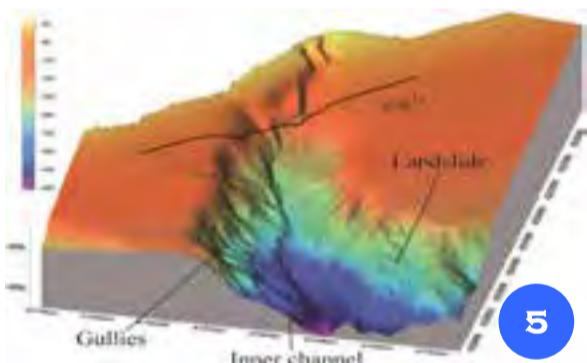
Nella parte più orientale del foglio la scarpata continentale si presenta articolata in tre settori (Fig. 2). La parte superiore ha una pendenza fino a 15° ed è caratterizzata da canyon sottomarini. La parte centrale è caratterizzata da una pendenza di 3° e dalla presenza di numerosi corpi sedimentari dovuti ad episodi di franamento sottomarino che danno origine a depositi di trasporto in massa. Alcuni dei corpi sedimentari dovuti a franamento sottomarino hanno una struttura a blocchi (Figg. 2 e 4). Infine la parte distale è caratterizzata da pendenze di circa 20°. Verso est l'area è bordata da una scarpata lineare ad andamento NO-SE che corrisponde probabilmente con una faglia (Figg. 3 e 4). Poco più ad ovest della faglia sono presenti depressioni sul fondo marino (Fig. 2) che possono essere interpretate come *pockmark*, indicative della presenza di gas nella successione sedimentaria. Un'altra struttura lineare che può corrispondere a una faglia è presente nella zona centrale dell'area.

*In the western part of the sheet, the continental slope is segmented into three distinct sectors (Fig. 2). The upper slope has a slope up to 15° and is characterized by submarine canyons. The central sector has a slope of only 3° and displays numerous sedimentary bodies due to submarine landslide episodes, which originate a mass-transport complex. Some of the landslide bodies have a blocky texture (Figs. 2 and 4). The lower slope is very steep with slope as high as 20° and is heavily dissected by gullies (Fig. 2). Toward the east, the unstable area is bordered by a linear NW-SE trending escarpment that can correspond with a fault (Figs. 3 and 4).*

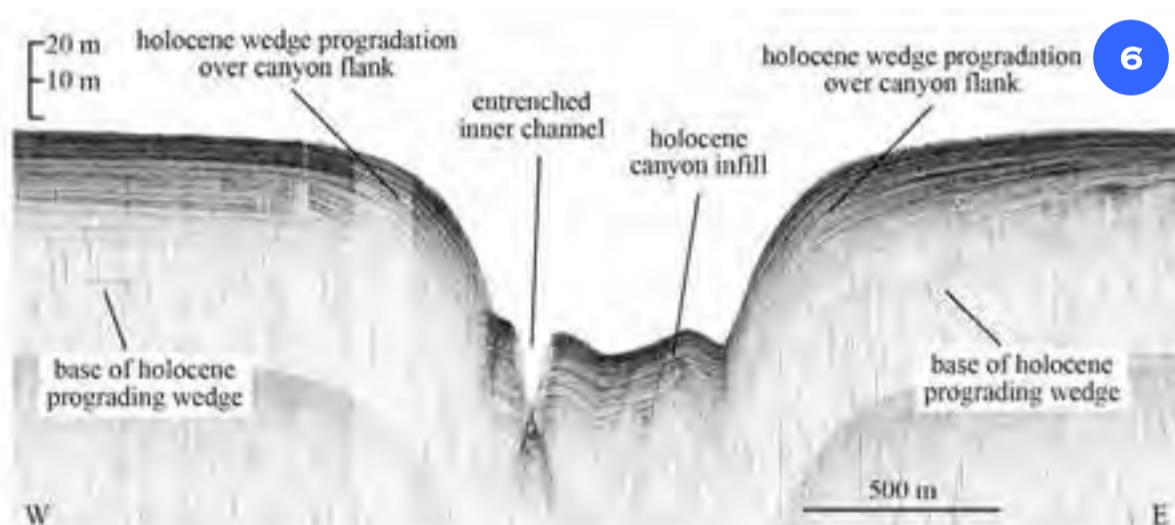
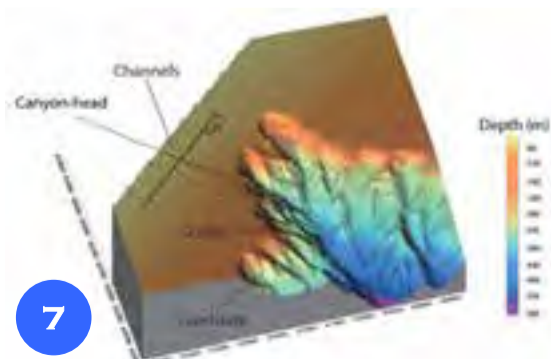
*Another linear structure with the same trend is present in the central part of the area (Fig. 2). In the slope, west from the unstable area, seafloor depressions evidence pockmarks, suggesting the presence of gas in the sedimentary succession.*



## TESTATE DEI CANYON

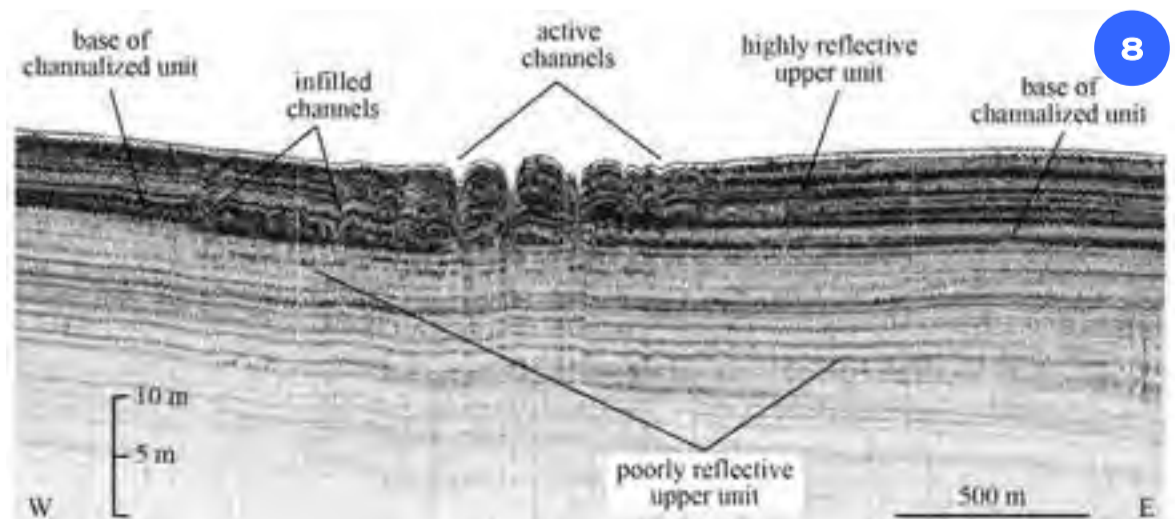


Nella porzione occidentale del foglio, i canyon di Zappulla e di Capo d'Orlando hanno la testata molto vicino a costa (Fig. 5). Per il Canyon di Capo d'Orlando, profondità di 70 m sono state rilevate a una distanza di soli 500 m dalla costa. Nel canyon è presente un riempimento in continuità con il cuneo di progradazione olocenico (Fig. 6). Esso è però inciso da un canale profondo circa 10 m che sembra testimoniare fenomeni erosivi recenti probabilmente in correlazione alla progradazione del delta e all'avvicinamento del fiume (Figg. 5 e 6). La stessa incisione continua anche nelle aree più basse dove si biforca. Il Canyon di Zappulla ha la testata più distante da costa e il ciglio della testata si trova a circa 75 m di profondità (Fig. 7). Nella parte occidentale della testata confluiscono tre canali lineari che si trovano a circa 3 m di profondità e che hanno una larghezza di circa 100 m. I canali sono sviluppati nella parte più superficiale della successione sedimentaria, non interessando la parte più profonda del cuneo olocenico. Si ipotizza che i canali si siano sviluppati in seguito all'avvicinamento dei sistemi costieri in seguito alla progradazione olocenica.

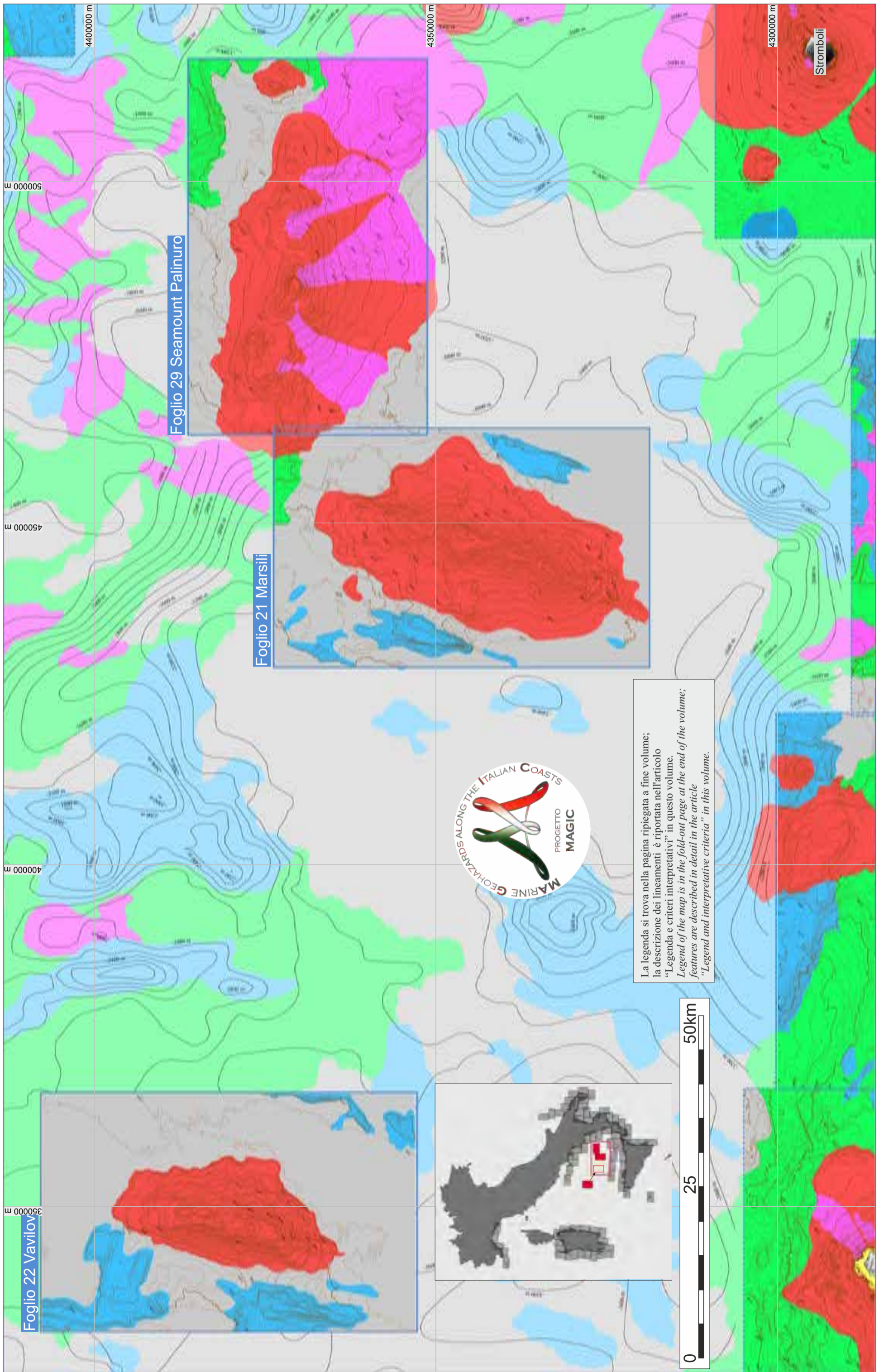


*In the western part of the sheet, the Orlando and Zappulla canyons have their heads very close to the coastline. The Orlando Canyon head is located at 70 m depth at only 500 m from the coastline (Fig. 5). In this canyon, an infill is present in continuity with the Holocene prograding wedge outside from it (Fig. 6). The infill is incised by a channel that is about 10 m deep (Fig. 6), suggesting that after the beginning of the progradation, the advancement of the coast caused erosional processes within the canyon. The same channel continues further toward the*

*coast, where it also bifurcates. The head of the Zappulla Canyon is more distant from the coastline and its escarpment is at about 75 m depth (Fig. 7). In the western part of its head, three channels, which developed in the adjacent shelf, converge. They are linear, 3-m-deep and 100-m-wide (Fig. 7). Channels are developed in the upper part of the sedimentary succession of the Holocene prograding wedge, not affecting its deepest part. Also in this case, it seems that the channels are recent features developed after the progradation of the associated coastal system.*



# TAVOLA 5 SEAMOUNT VULCANICI DEL TIRRENO CENTRO-MERIDIONALE



# TAVOLA 5 SEAMOUNT VULCANICI DEL TIRRENO CENTRO-MERIDIONALE

M. Marani<sup>◇</sup>, F. Gamberi<sup>◇</sup>, E. Leidi<sup>◇</sup>, A. Mercorella<sup>◇</sup>, M. Rovere<sup>◇</sup>, V. Ferrante<sup>◇</sup> (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CNR: <sup>◇</sup>ISMAR

Il Mar Tirreno è il più giovane bacino di retro-arco nel Mediterraneo, legato all'estensione e assottigliamento crostale conseguente alla subduzione di litosfera oceanica della placca ionica sotto l'Arco Calabro (Kastens et al., 1988, 1990; Sartori, 1990). La genesi del Mar Tirreno avviene in un contesto di convergenza tra la placca Africana e quella di Eurasia (Malinverno e Ryan, 1986; Argus et al., 1989; Dewey et al., 1989; De Mets et al., 1990; Ward, 1994) e alla formazione della catena alpina ed appenninica. La fase iniziale di apertura del bacino tirrenico, marcata dall'estensione E-O nel Tirreno centrale e nel margine occidentale della Sardegna, risale al Tortoniano (Zitellini et al., 1986; Kastens e Mascle, 1990). Durante il Pliocene, la produzione di crosta oceanica è localizzata nel settore occidentale e culmina con la formazione del bacino di retro-arco del Vavilov, all'interno del quale si sviluppa l'omonimo Vulcano Vavilov. In seguito, la direzione dello stress distensivo cambia da E-O a ESE. Ne consegue una migrazione verso est della produzione di crosta oceanica e la formazione del bacino di retro-arco del Marsili (1,9-1,7 Ma) e del Vulcano Marsili (<0,73 Ma). Contemporaneamente, il vulcanismo del Tirreno meridionale migra da ovest a sud-est, dalla Sardegna all'Arco Eoliano (Serri et al., 2001) portando all'attuale configurazione arco e retro-arco del Tirreno meridionale. I processi magmatici del Tirreno sono caratterizzati da eruzioni coeve di magmi tipo IAB (*Island Arc Basalt*) e OIB (*Ocean Island Basalt*). Il magmatismo tipicamente di arco, IAB, è molto diffuso. Lave calc-alcaline e shoshonitiche sono presenti nel Bacino del Marsili e del Vavilov, sul Vulcano Marsili, sulle Isole Eolie e la loro estensione nei *seamount* sottomarini. Inoltre, basalti T-MORB sono stati rinvenuti nel Bacino del Vavilov. Al contrario, i magmi OIB, ipotizzati di provenienza astenosferica, sono presenti solo in alcune aree ristrette quali il *Seamount* Marsili, il Vavilov, sull'Isola di Ustica e nella colata lavica Prometeo ubicata a sud di Ustica (Marani e Trua, 2002; Trua et al., 2002; Trua et al., 2014). In questo contesto, circa 350 ka, si sviluppa il complesso vulcanico di Palinuro composto da una catena di sette edifici vulcanici coalescenti che si estende in direzione E-O per 50 km. Il vulcanismo di arco del Palinuro e la sua posizione a ridosso del bacino di retro-arco del Marsili, lo identificano come limite settentrionale dell'attività dell'Arco Eoliano e dell'influenza diretta del processo di subduzione. I grandi vulcani di retro-arco del Tirreno sono localizzati in posizione assiale nei bacini Vavilov e Marsili e, nel caso del Palinuro, al margine fra crosta continentale e crosta oceanica. Gli edifici, che raggiungono un volume cumulativo di oltre 2000 km<sup>3</sup>, sono generati dagli effetti prodotti dalla dinamica della placca ionica in subduzione. Lo sviluppo dei bacini oceanici del Tirreno avviene in un ambiente in cui la litosfera in subduzione è in fase di sprofondamento e di rapido arretramento. Si ipotizza che questi processi siano stati attivati dalla lacerazione dei due lati della litosfera oceanica (Gvirtzman e Nur, 1999; Marani e Trua, 2002; Trua et al., 2002; De Astis et al., 2003) e la conseguente risalita di astenosfera e accrescimento della temperatura, instaurando le condizioni per la costruzione dei grandi vulcani sottomarini del Tirreno centro-meridionale.

*The Tyrrhenian Sea is the youngest back-arc basin in the Mediterranean. Its formation is related to the extension and crustal thinning which followed the subduction of the Ionian oceanic lithosphere beneath the Calabrian Arc (Kastens et al., 1988, 1990; Sartori, 1990). The genesis of the Tyrrhenian Sea took place in a context of convergence between the African plate and Eurasia (Malinverno and Ryan, 1986; Argus et al., 1989; Dewey et al., 1989; De Mets et al., 1990; Ward, 1994) and during the formation of the Alpine and Apennine chains. The initial opening stage of the Tyrrhenian Basin, marked by the east-west directed extension of the central Tyrrhenian and the western edge of Sardinia, dates back to the Tortonian (Zitellini et al., 1986; Kastens and Mascle, 1990). During the Pliocene, the production of oceanic crust is located in the western Tyrrhenian and culminates in the formation of the Vavilov back-arc basin, where the homonymous Vavilov Volcano develops. Subsequently, the direction of the minimum stress changes from E-W to ESE. As a consequence, the production of oceanic crust and the formation of the Marsili back-arc basin (1.9-1.7 Ma) and the Marsili Volcano (<0.73 Ma) migrated eastwards. When the back-arc basins developed, the volcanism of the southern Tyrrhenian migrated from west to south-east, from Sardinia to the Aeolian Arc (Serri et al., 2001), originating the present day arc and back-arc configuration of the southern Tyrrhenian Sea. The magmatic products of the Tyrrhenian Sea are characterized by contemporary eruption of IAB (Island Arc Basalt) and OIB (Ocean Island Basalts) magmas. The typical IAB arc magmatism is widespread. Calc-alkaline lavas and shoshonites are present in the Marsili Basin and in the Vavilov Basin, the Marsili Volcano, the Aeolian Islands and in their submarines extensions. In addition, MORB basalts are found in the Vavilov Basin. Instead, OIB magmas, of asthenospheric origin, are present only in some restricted areas, such as the Marsili Seamount, the Vavilov Volcano, Ustica Island and the Prometeo lava field located south-east of Ustica (Marani and Trua, 2002; Trua et al., 2002). In this context, the Palinuro volcanic complex developed ~350 ka BP. It consists of a chain of eight coalescent volcanic edifices that extend in the EW direction for 50 km. The IAB composition of Palinuro lavas and its location in the upper margin of the Marsili back-arc basin, indicate that the volcanic complex represents the northern limit of the Aeolian arc magmatism, where the direct influence of the subduction process becomes no longer effective. The large Tyrrhenian back-arc volcanoes occupy an axial position in the Vavilov and Marsili basins, and, in the case of Palinuro, at the margin between the continental and oceanic crusts. The edifices, attaining a cumulative volume of 2000 km<sup>3</sup>, are generated by the dynamics of the subducting Ionian slab. The development of the oceanic basins of the Tyrrhenian takes place in a setting in which the lithosphere in subduction is rapidly sinking and characterized by fast roll-back. These processes seem to have been activated by the lateral tearing at the two sides of the oceanic lithosphere (Gvirtzman and Nur, 1999; Marani and Trua, 2002; Trua et al., 2002; De Astis et al., 2003) and the consequent rise of hot asthenosphere, thus, enhancing the development of large submarine volcanoes.*

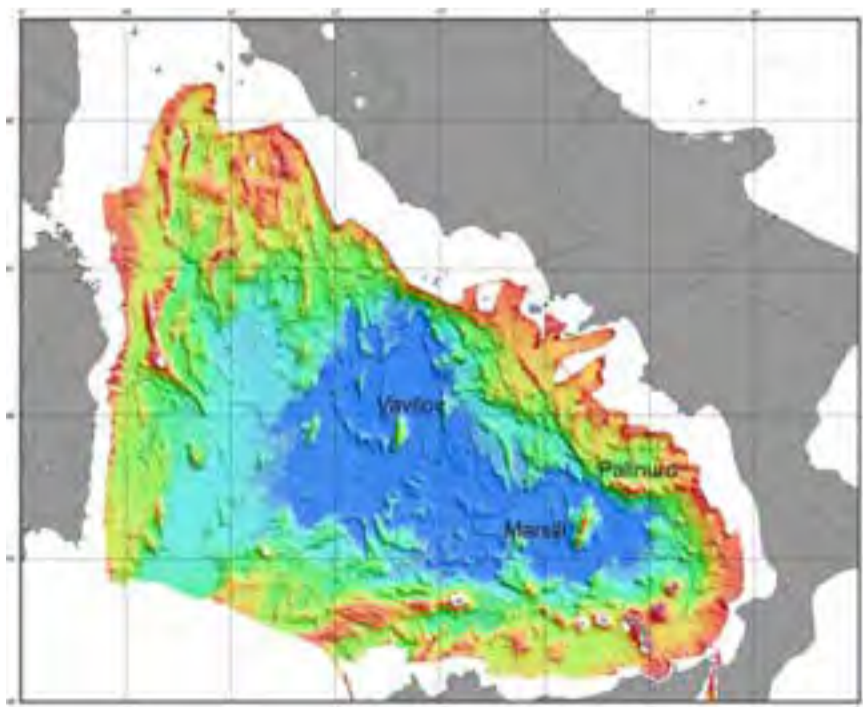


Figura 1. L'ubicazione geografica dei tre grandi apparati vulcanici del Mar Tirreno sul *Digital Elevation Model* (DEM).

*Figure 1. Location of the three large submarine volcanoes of the Tyrrhenian Sea shown on a colour, shaded relief bathymetric map.*

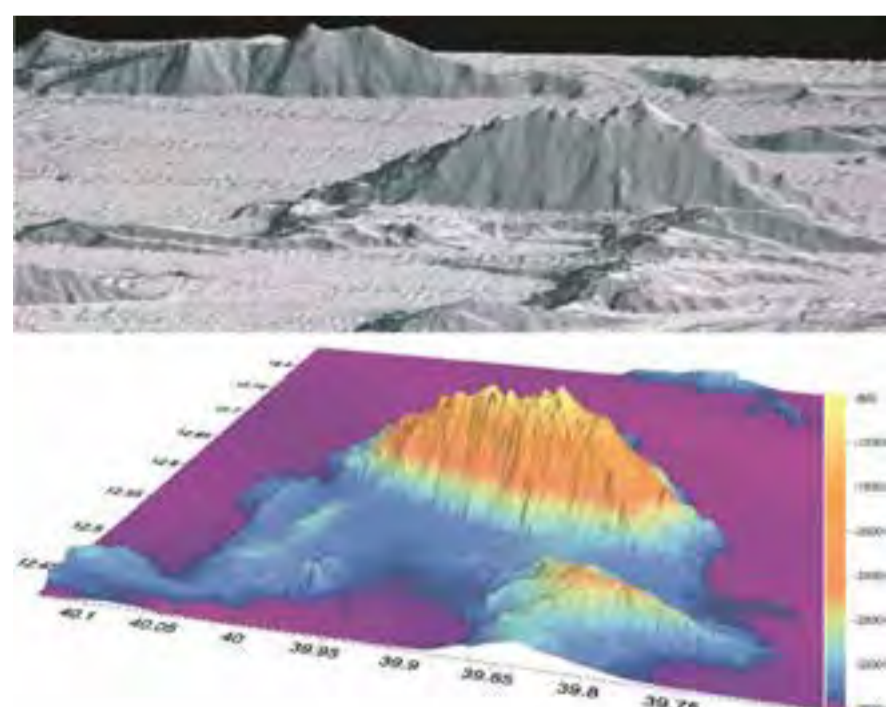


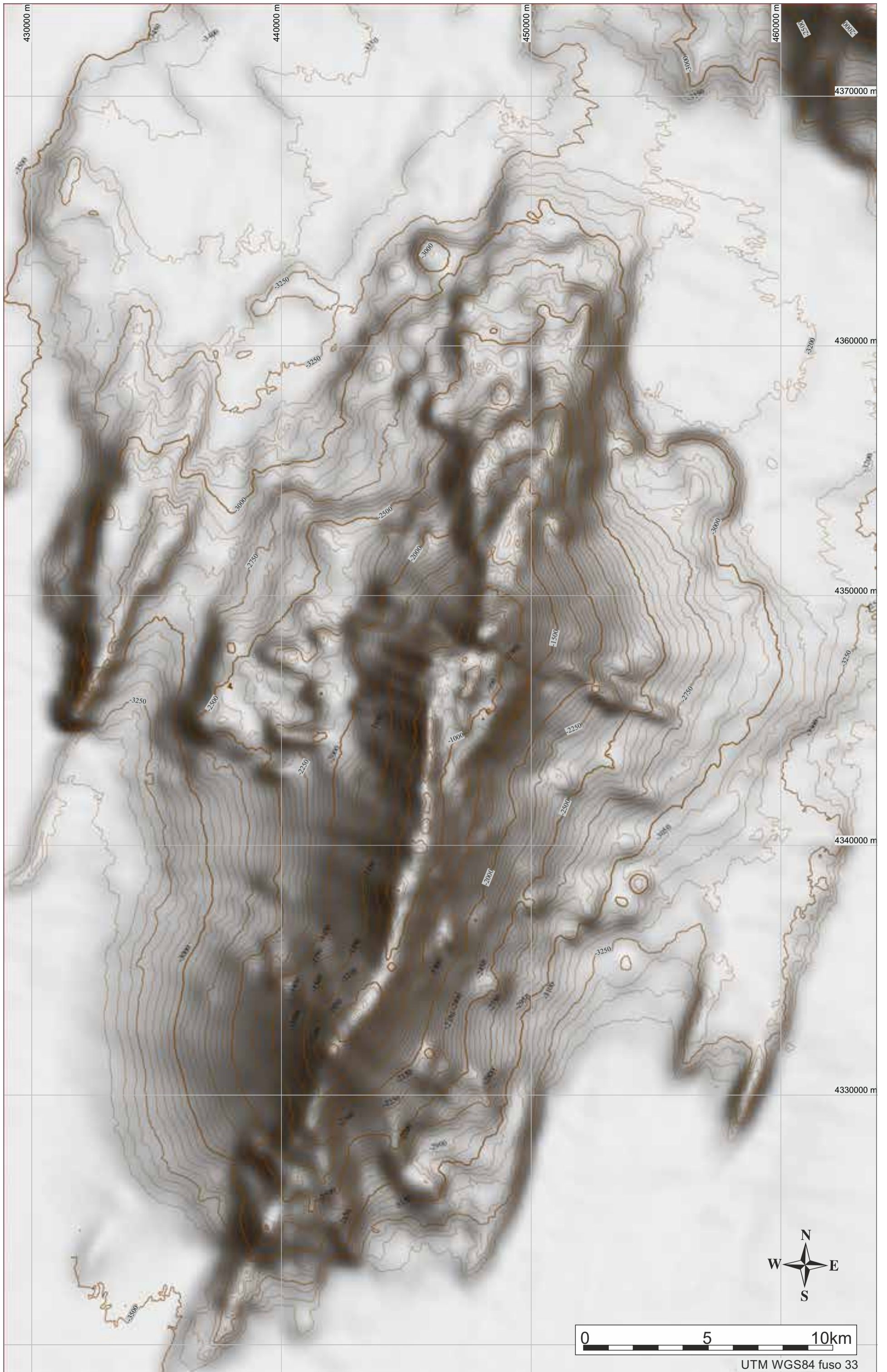
Figura 2. Immagini 3D del Vulcano Vavilov che illustrano l'evoluzione delle tecniche di elaborazione immagini dal 1996 (in alto) al 2014 (in basso).

*Figure 2. 3D images of Vavilov Volcano showing the technological evolution from 1996 (top) to 2014 (bottom) in image processing.*





FOGLIO 21 MARSILI



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.



## FOGLIO 21 MARSILI



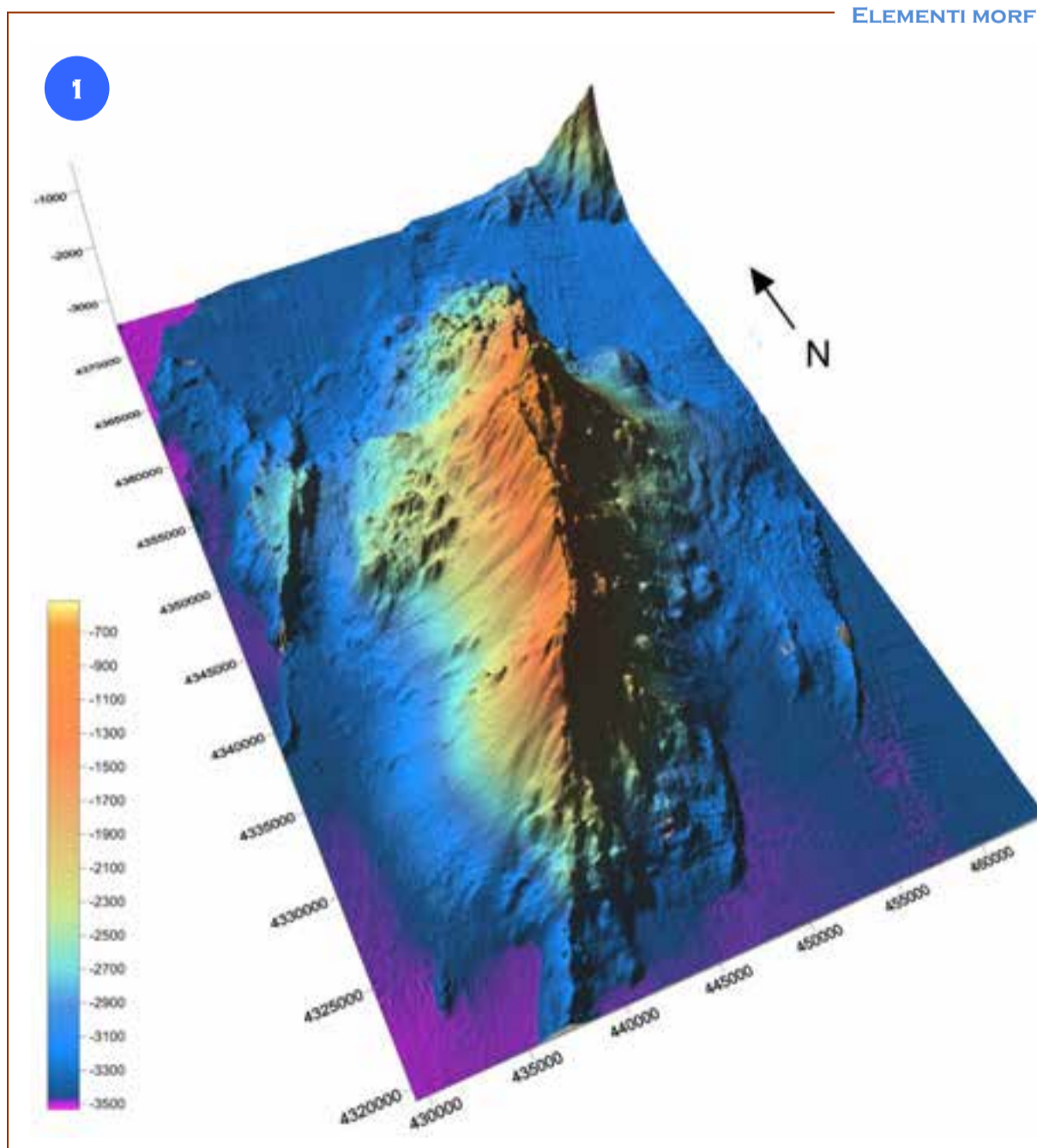
Il Foglio 21 “Marsili” comprende il Vulcano Marsili che si estende per una lunghezza di circa 60 km in direzione NNE-SSO e presenta una larghezza media di 16 km. Rispetto alla piana batiale circostante, si innalza di circa 3000 m e raggiunge una profondità minima di 489 m (Marani e Gamberi, 2004). Le notevoli dimensioni, la caratteristica morfologia del vulcano e i dati petrologici suggeriscono che si tratti di una dorsale di espansione oceanica ‘dilatata’ (Marani e Trua, 2002) originata a causa di una accresciuta produzione magmatica e dalla concomitante restrizione all’espansione determinata dalle esigue dimensioni del bacino di retroarco Marsili. Infatti, poiché il tasso di espansione del Bacino del Marsili (3-4 cm a<sup>-1</sup> negli ultimi 1,9 Ma i.e. Kastens et al., 1990; Cocchi et al., 2009) non è cambiato in modo significativo a partire dalla formazione iniziale del vulcano (<0,7 Ma), l’eccesso di produzione di magma richiesto per la costruzione di un così notevole rilievo potrebbe essere dovuto a una perturbazione termica locale derivante dalla risalita di mantello astenosferico attraverso fratture laterali della placca ionica. L’elemento principale del vulcano è la zona di *rift* assiale dove i prodotti vulcanici sono messi in posto lungo fessure allungate alimentate da dicchi (Marani e Gamberi, 2004). Essa si estende linearmente lungo la cresta dell’edificio per 20 km a meno di 1000 m di profondità, è larga circa 1 km ed è formata da una serie di edifici vulcanici allungati. Questi elementi morfologici vulcanici allungati e allineamenti di coni si estendono fino alla base meridionale e settentrionale del vulcano testimoniando che la zona di *rift* continua fino alle zone più profonde del vulcano. Due campi di edifici vulcanici caratterizzano i fianchi nord-occidentale ed occidentale del Vulcano Marsili. Il primo è composto da alcuni vulcani a cima piatta, da una serie di edifici conici e da una scalinata di terrazzi lavici sovrapposti; il secondo è costituito prevalentemente da edifici conici. Il fianco nord-orientale è caratterizzato da una fortissima pendenza (>30°) dovuta a un sistema di faglie con direzione N-S che rigettano l’edificio vulcanico. Nelle zone del Bacino Marsili, ai due lati del Vulcano Marsili, sono presenti due sistemi di faglie simmetriche con direzione parallela all’asse d’allungamento del vulcano che originano strutture ad *horst* e *graben*.

*The Sheet 21 “Marsili” includes the Marsili Volcano which rises 3000 m from the Marsili Basin seafloor to a minimum depth of 489 m. It is elongated ~ 60 km along the NNE-SSW direction, with mean width of 16 km. A narrow, 1-km-wide, linear rift zone of lower gradient stretches 20 km along the main axis of the volcano, approximately bounded by the 1000 m isobath (Marani and Gamberi, 2004). Taking into account the morphology, the petrological characteristics of the volcano and adjacent regional geological events, Marani and Trua, (2002) interpreted Marsili Volcano as a super-inflated spreading ridge, formed as a consequence of robust volcanism during the last 0.7 Ma within a regime of restricted spreading.*

*Augmented magmatic production was linked to the formation of lateral tears in the subducting Ionian slab and the subsequent input of deep and hot asthenospheric material into the mantle wedge. Vertical accretion was the result of the continued slow expansion of the Marsili back-arc basin (Kastens et al., 1990; Cocchi et al., 2009). The volcano summit axis zone and tip regions are characterized by the development of linear structures clustered in segments generated mainly by the alignment of narrow, linear cone ridges, or by the linear arrangement of several circular-based cones (Marani and Trua, 2002).*

*Segment locations show that the central portion of the volcano is the focal point of stress release and the site of ensuing volcanic activity.*

*Numerous small seamounts grow on the flanks of Marsili Volcano, being most developed on its north-western and western lower flank regions. Several seamounts are characterized by very low gradient, flat tops. A series of volcanic terraces, with typical semi-circular, steeply sloping flanks bounding flat seafloor, develop at 2800 m depth (Marani and Gamberi, 2004). Two NNE-SSW-directed (N16°) fault sets, parallel to the general trend of the summit axis, develop symmetrically in the basin-floor region, bounding the south-eastern and north-western flanks of the volcano, forming horst and graben pairs at the sides of Marsili Volcano.*



### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO MARSILI

Il Vulcano Marsili si estende per una lunghezza di circa 60 km in direzione NNE-SSO e presenta una larghezza media di 16 km (Fig. 1).

Rispetto alla piana batiale circostante, si innalza di circa 3000 m e raggiunge, come vetta, 489 m di profondità.

La zona di *rift* assiale, dove i prodotti vulcanici sono messi in posto ed alimentati da dicchi, è interessata da un idrotermalismo esteso, sia focalizzato sia diffuso. Tale idrotermalismo provoca un’alterazione estesa nella sommità del Vulcano Marsili che, dal punto di vista petrografico, risulta composta da andesiti basaltiche ed andesiti.

Contrariamente, le lave localizzate nei fianchi più profondi del vulcano, risultano essere unicamente di tipo basaltico.

Dati sismologici hanno messo in evidenza un’intensa attività vulcano-tettonica e tremore vulcanico indicando quasi certamente che processi vulcanici e geotermici sono attualmente attivi.

*Marsili Volcano rises 3000 m from the Marsili Basin seafloor to a minimum depth of 489 m. It is elongated ~ 60 km in the NNE-SSW direction, with mean width of 16 km (Fig. 1).*

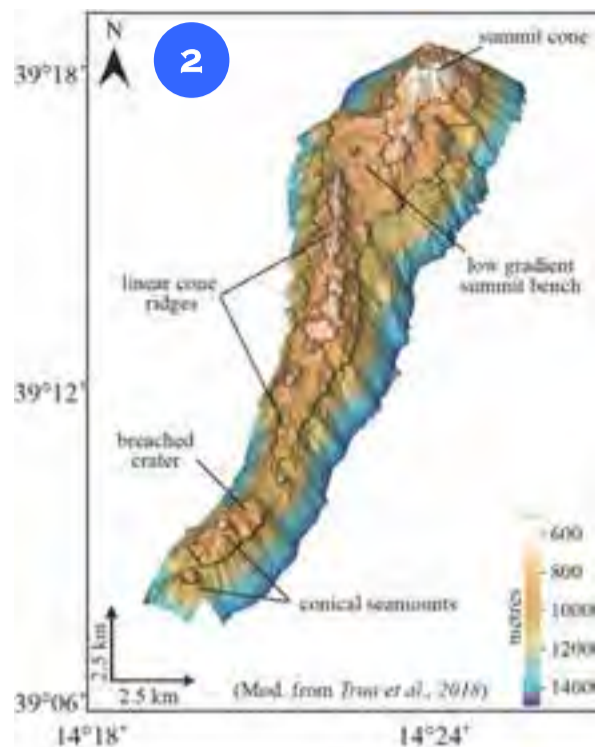
*The summit rift zone of Marsili, where dykes are thought to feed fissure eruptions, is also the site of intense hydrothermal activity, both focused within chimneys and diffuse along the seafloor.*

*The observed hydrothermalism is characterized by low temperature, however, high temperature metal sulphides have been recovered.*

*This zone is also characterized by lava with andesitic or basaltic andesite compositions in nature, in contrast to the uniquely basaltic compositions of the deeper, flank lavas.*

*Seismicity data recorded an intense volcano-tectonic activity and volcanic tremor, indicating that the Marsili is volcanically and geothermally active at the present day.*

## RIFT SOMMITALE



Due immagini della zona di rift lungo la cresta del vulcano sono riportate nelle Figure 2 e 3. La morfologia in rilievo (Fig. 2) mostra i principali edifici vulcanici che compongono la zona di rift e che ne determinano la linearità. La retta nera corrisponde alla rotta lungo la quale è stato acquisito il profilo side-scan sonar della Figura 4. La carta batimetrica (isobate ogni 20 m; Fig. 3) mostra, in rosso, i segmenti che compongono la zona di rift delineati dalla presenza di coni vulcanici allungati. La cima del vulcano è invece rappresentata da un cono alto circa 400 m. I cerchi rossi indicano i due centri del cono; la stella nera indica l'area interessata da idrotermalismo.

Two views of the Marsili summit rift zone are shown in Figures 2 and 3. The shaded relief image (Fig. 2) shows the volcano landforms of the summit zone, giving for its linearity. The black line is the trace of the side-scan sonar line of Figure 4. The bathymetry image (Fig. 3; contour interval 20 m) shows, in red, the segments composing the rift zone traced along the linear cone ridges. A summit cone 400-m-high is at the top of Marsili (500-m-deep). The red dots mark the two vents of the summit cone, the star is the area surveyed by ROV, where hydrothermal activity has been highlighted.

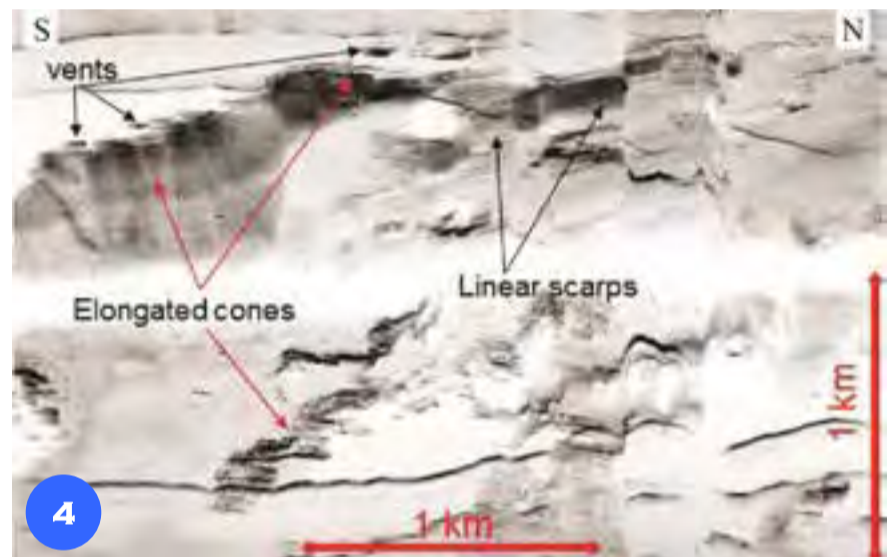


## SIDE SCAN SONAR SUL MARSILI

La porzione iniziale della linea SSS localizzata in Figura 2 è mostrata in Figura 4. Toni scuri corrispondono ad alta riflettività. Il nadir passa lungo la porzione a basso gradiente della sommità da nord verso sud e illumina, a ovest, il primo segmento dei Linear Cone Ridges (LCRs) che compongono il rift; le tracce di alta riflettività nelle cime dei coni sono state interpretate come le bocche apicali e suggeriscono una classica evoluzione tramite eruzioni fissurali che portano alla costruzione di edifici con singoli punti di eruzione. Le scarpate lineari, non risolvibili dai dati batimetrici, testimoniano lo stato di stress strutturale della cima dell'edificio.

The initial portion of the SSS line traced in Figure 2 is shown in Figure 4. Black tones correspond to high backscatter. The nadir passes along the low gradient summit bench of the volcano, from north to south, imaging to the west the first segment of the linear cone ridges (LCRs) making up the rift; high backscatter at their tops may indicate the single vents of the volcanic cones.

The eastern part of the profile shows the arrangement of the short cone ridge extending from the base of the summit cone. Linear scarps preceding the LCRs, not resolved by the multibeam bathymetry, are the evidence of the structural stresses active at the summit rift zone.



## I PRODOTTI: LAVES E DEPOSITI

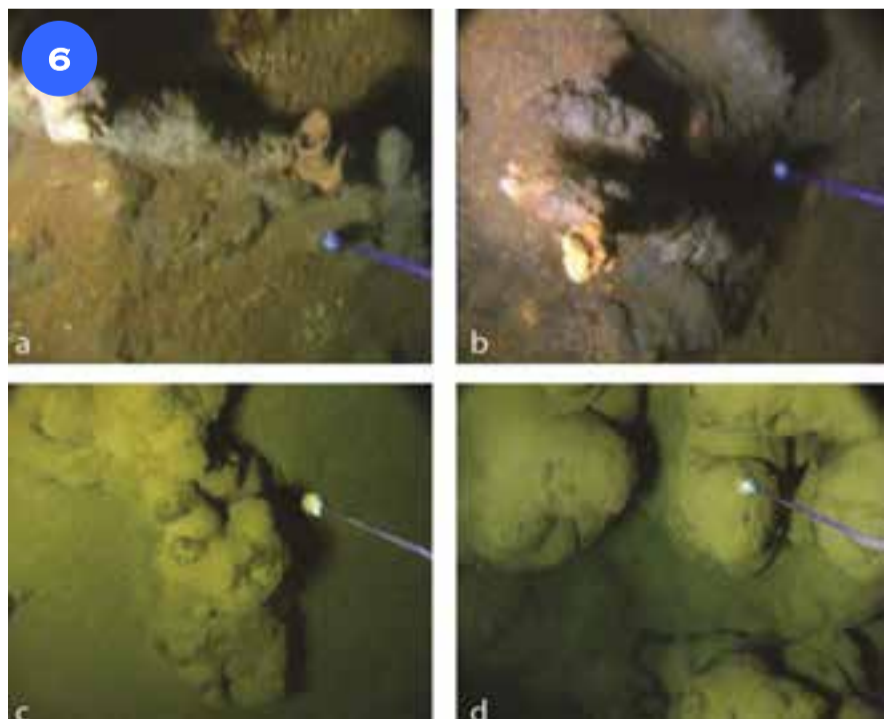


L'apice del vulcano, rappresentato da un cono alto circa 400 m che raggiunge una profondità minima di 500 metri, è caratterizzato da estesi campi di clasti e sabbie vetrose vulcanoclastiche. Le lave in questa zona (Fig. 5) sono andesitiche e raramente lave a pillow; è più frequente un fondale ricoperto da lave mediamente vescicolate che talvolta assumono un aspetto simile a scorie (Fig. 5a), tipiche di una attività eruttiva di tipo Stromboliana. Le lave presenti a profondità più elevate (Fig. 5b), tipicamente basalti a lave a pillow e colate (sheet flow) sono invece poco vescicolate e più massicce.

The summit cone of Marsili is covered by fresh volcanoclastic sand shards and angular blocks. The lavas, andesitic in nature, are commonly vesiculated agglutinates (Fig. 5a), similar to scoria lavas typical of Strombolian eruptive activity. Deep water lavas are basaltic in nature, poorly vesiculated and commonly occur as pillow lavas or sheet flows (Fig. 5b). These products are more massive and of higher density than the shallower andesites.

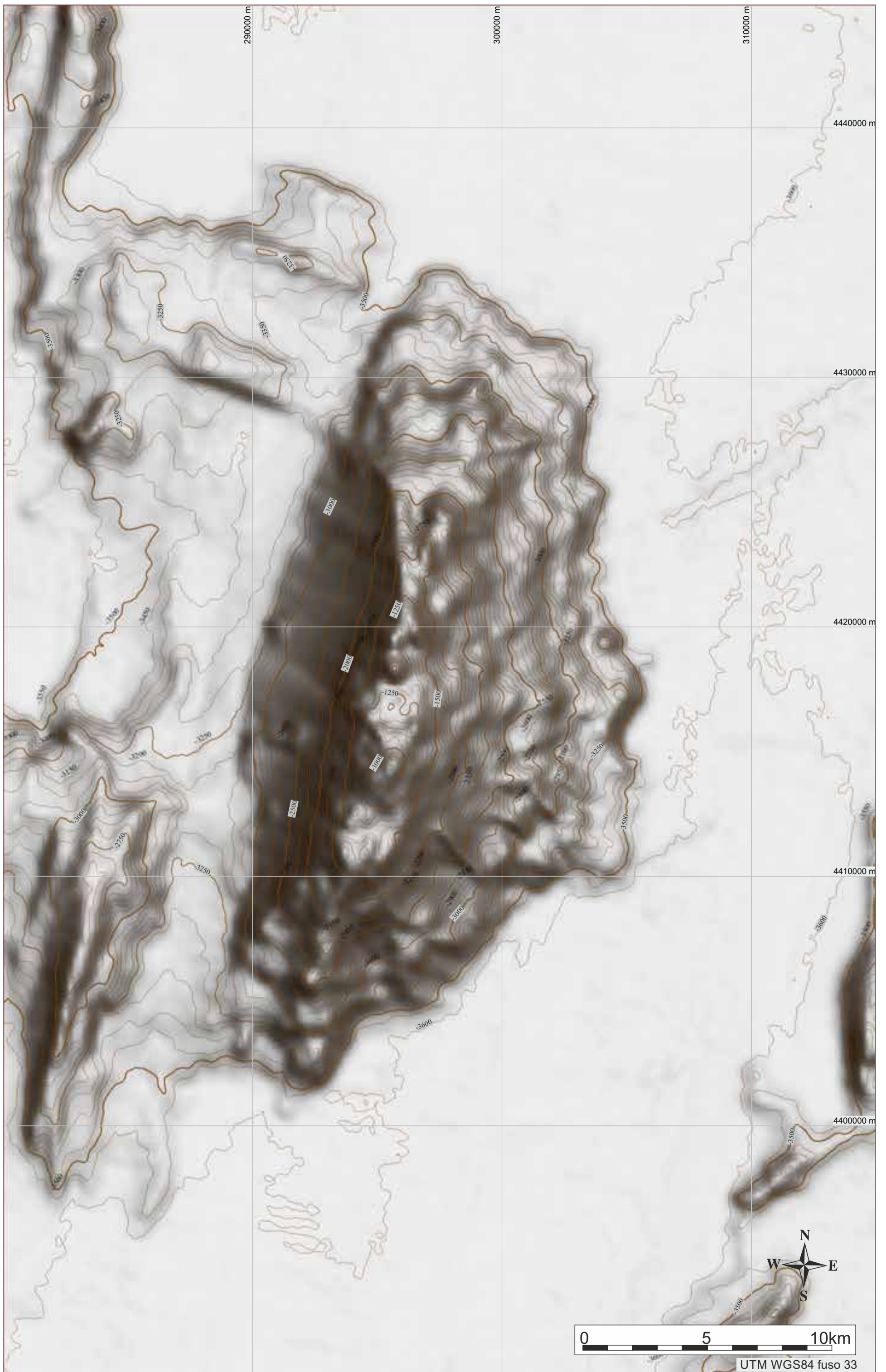
Camini idrotermali sono presenti sulla cresta del Marsili a circa 600 m di profondità (Fig. 6). Si notano depositi giallastri di bassa temperatura (ossidi e idrossidi di ferro) nella porzione apicale di camini grigi (Fig. 6b). È inoltre visibile un camino aperto ed estinto composto da solfuri di alta temperatura (>200°) (Fig. 6a), dimostrata dal rinvenimento di frammenti di solfuri poli-metallici, che ha preceduto l'attuale attività di bassa temperatura. Nonostante la mancanza di stime circa la profondità dell'alterazione idrotermale e l'estensione areale del fenomeno, queste osservazioni evidenziano un possibile forte indebolimento di alcune porzioni della parte sommitale del vulcano. Lave a pillow in situ sono state osservate a circa 2600 m di profondità (Figg. 6c e 6d). Esse sono le forme laviche che sostanzialmente compongono i fianchi del vulcano.

Hydrothermal chimneys are present at 600 m depth, on the summit crater of Marsili (Fig. 6). The yellow deposits of the chimney (Fig. 6b) are due to ongoing accretion of low temperature iron oxy-hydroxides on the top of the lower grey-black chimney. The reddish-grey open chimney (Fig. 6a) is instead an extinct high temperature (>200°) precipitate of metal sulphides that preceded the current low temperature activity. Although there are no indications of the depth of alteration, the hydrothermal activity unquestionably marks, a weakening of the topmost portion of the Marsili edifice. Pillow lavas are developed on a flat-top volcano at 2600 m depth (Figs. 6c and 6d). These lava landforms, typical of submarine eruptions, likely form the bulk of the lower volcano flanks of the Marsili Volcano.

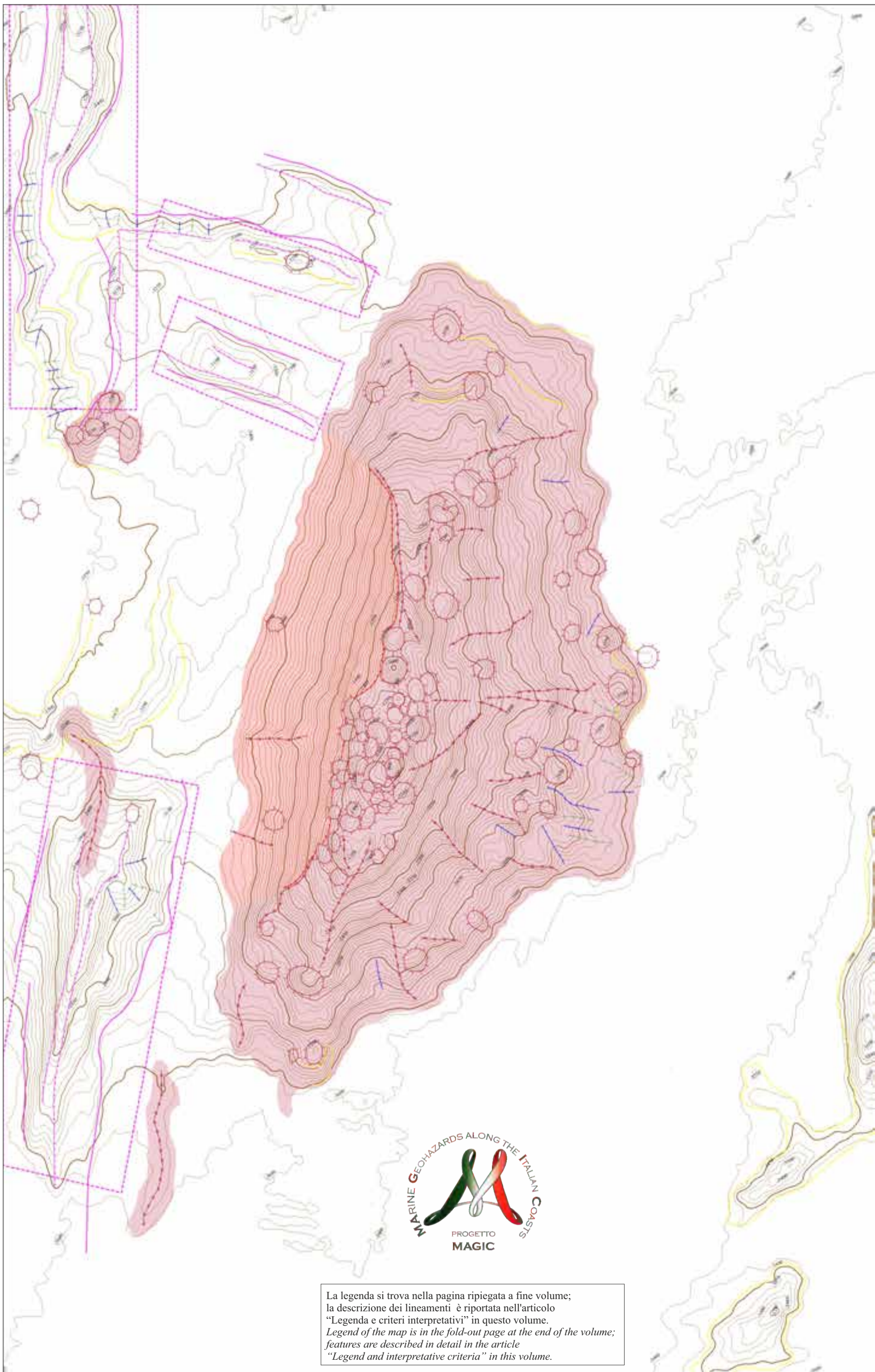




FOGLIO 22 VAVILOV



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*





## FOGLIO 22 VAVILOV

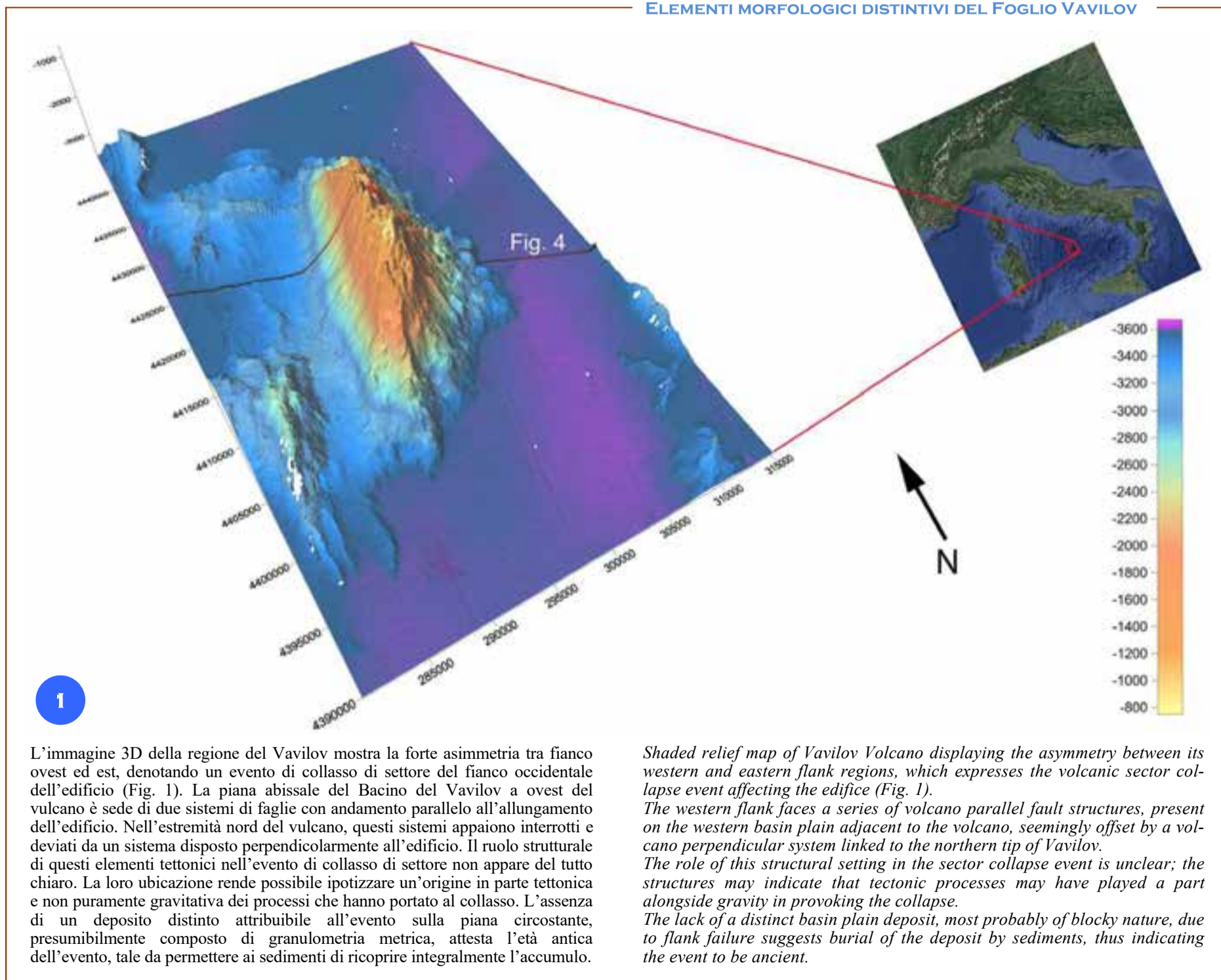


Il Vulcano Vavilov ha una lunghezza di 30 km in direzione NNE-SSO, una larghezza di 15 km e raggiunge un'altezza di 2,8 km. E' un vulcano di retro-arco situato al centro del Bacino Vavilov nel Tirreno centrale, considerato il bacino oceanico più antico del Tirreno con età pliocenica, di circa 4,3-2,6 Ma. Il Vavilov è un vulcano maturo, la sua formazione risale alla fase di oceanizzazione del Bacino Vavilov a circa 3 Ma (Kastens et al., 1988). Tuttavia, la parte sommitale del vulcano è successivamente tornata ad essere attiva (Robin et al., 1987) tra 0,4 e 0,1 Ma. La sommità del Vavilov è dominata dallo sviluppo di due coni vulcanici alti 250 m e da alcuni edifici più piccoli. Una serie di piccoli edifici e di allineamenti vulcanici si sono sviluppati lungo la probabile zona di rift del vulcano e in corrispondenza di rilievi trasversali sono presenti morfologie analoghe ai terrazzi lavici. In generale, lo sviluppo degli edifici minori avviene nelle zone più profonde dei fianchi settentrionali e orientali. L'elemento morfologico principale è rappresentato da una nicchia che interessa l'intero fianco occidentale dell'edificio, interpretabile come collasso di settore. La causa del collasso non è univoca, essendo ipotizzabile sia un processo gravitativo che tettonico. Come conseguenza, il fianco occidentale non presenta alcuna struttura vulcanica a differenza del fianco orientale dove la struttura originaria del vulcano è preservata come dimostra lo sviluppo di piccoli edifici di forma conica (Marani e Gamberi, 2004). L'assenza di un deposito sul fondale antistante la nicchia, fa supporre che l'eventuale accumulo sia sepolto, a causa di un'età non recente dell'evento. Nella porzione nord-occidentale del Vulcano Vavilov il fondo mare viene dislocato da un sistema di faglie con direzione ENE-OSO che delimitano una regione ad *horst* e *graben*. Queste faglie sono interrotte ad ovest da un sistema di alti strutturali con direzione N-S. Questo complesso sistema di faglie legate al fianco nord-ovest dell'edificio individua una zona di pericolosità, rappresentando una zona potenziale per l'innescio di instabilità del fianco nord-occidentale del vulcano.

*Vavilov Volcano has a length of ~30 km, elongated in the N-S direction, with a maximum width of ~15 km. It rises 2800 m from the flat Vavilov Basin floor, at 3600 m depth, to a minimum water depth of 800 m. It is a back-arc volcano developed in the Vavilov Basin affected by Pliocene spreading 4.3-2.6 Ma. Vavilov is a mature volcano, its formation occurring at the time of oceanisation of the Vavilov back-arc basin, approximately 3 Ma (Kastens et al., 1988). However, at 0.4 to 0.1 Ma, the summit area seems to have been subsequently active (Robin et al., 1987). The overall morphology of Vavilov Volcano is dominated by the strong asymmetry between its eastern and western flanks. While the eastern flank, dipping on average 15°, displays irregular "volcanic" topography due to small cones, restricted terraces and ridges, a large portion of the western flank is steeply dipping (from >30° above 2800 m depth to 20° along the lower flanks) and is remarkably smooth, displaying a complete lack of small scale topography.*

*Considering the arcuate scar that bounds the high gradient western flank, it is likely that this portion of the volcano has been affected either by one or more flank collapses or by faulting, resulting in the removal of a large volume of the pre-existing edifice. The lack of rugged topography on the basin floor could be related to sediment blanketing, thus, indirectly indicating a timing of the event. The summit of the volcano is composed of a relatively low gradient area occupied by two large 250 m high, circular cones and a number of smaller edifices. Both the southern and northern flanks of the volcano are traversed by 100-150-m-high ridges, some characterised by the development of small cones, that originate at the summit tips and continue to the base of the volcano. In particular on the northern flank, interruption of the ridges by steep transverse scarps gives rise to terrace-like morphologies. However, apart from the summit cones, Vavilov Volcano is the site of a number of circular based cones that are mainly located on the lower slope portions, between 2500 and 3500 m depth.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO VAVILOV



L'immagine 3D della regione del Vavilov mostra la forte asimmetria tra fianco ovest ed est, denotando un evento di collasso di settore del fianco occidentale dell'edificio (Fig. 1). La piana abissale del Bacino del Vavilov a ovest del vulcano è sede di due sistemi di faglie con andamento parallelo all'allungamento dell'edificio. Nell'estremità nord del vulcano, questi sistemi appaiono interrotti e deviati da un sistema disposto perpendicolarmente all'edificio. Il ruolo strutturale di questi elementi tettonici nell'evento di collasso di settore non appare del tutto chiaro. La loro ubicazione rende possibile ipotizzare un'origine in parte tettonica e non puramente gravitativa dei processi che hanno portato al collasso. L'assenza di un deposito distinto attribuibile all'evento sulla piana circostante, presumibilmente composto di granulometria metrica, attesta l'età antica dell'evento, tale da permettere ai sedimenti di ricoprire integralmente l'accumulo.

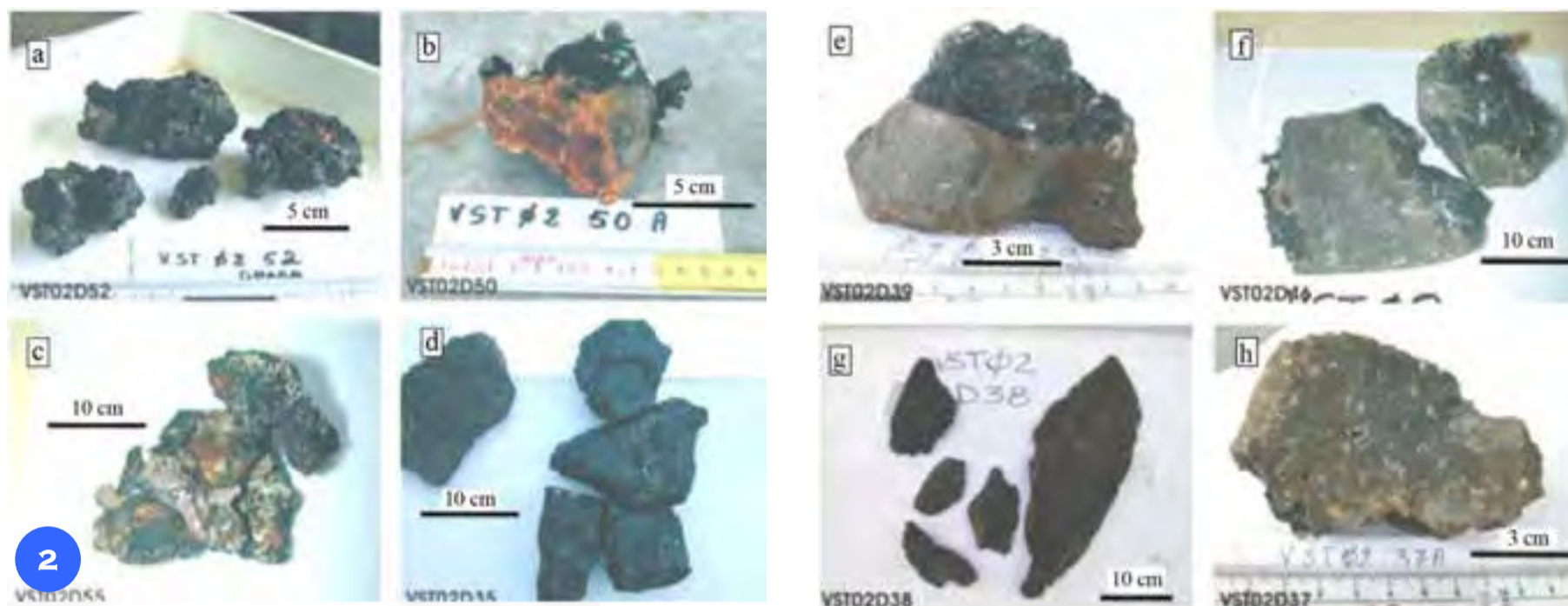
*Shaded relief map of Vavilov Volcano displaying the asymmetry between its western and eastern flank regions, which expresses the volcanic sector collapse event affecting the edifice (Fig. 1).*

*The western flank faces a series of volcano parallel fault structures, present on the western basin plain adjacent to the volcano, seemingly offset by a volcano perpendicular system linked to the northern tip of Vavilov.*

*The role of this structural setting in the sector collapse event is unclear; the structures may indicate that tectonic processes may have played a part alongside gravity in provoking the collapse.*

*The lack of a distinct basin plain deposit, most probably of blocky nature, due to flank failure suggests burial of the deposit by sediments, thus indicating the event to be ancient.*

## VULCANITI DELL'EDIFICIO VAVILOV



Vari campioni sono stati recuperati dal Vulcano Vavilov (Fig. 2): a) Scorie vulcaniche; b) Breccia; c) Scorie vulcaniche esplosive; d) Precipitati di manganese di natura idrotermale; e), f), g), h) Campioni di lava (da Gamberi et al., 2006). Dal punto di vista della natura delle rocce recuperate, il Vavilov presenta due modalità: i fianchi inferiori fino a circa 1500 m di profondità sono sede di sedimentazione di tipo *hard ground*, quindi siti di precipitazione e formazione di croste di carbonato di calcio ricoperte da depositi di manganese. Questi processi di deposizione attestano l'età antica di queste porzioni dell'edificio. Nella parte superiore del vulcano e sulla sommità invece si rinvencono scorie vulcaniche fresche, breccie e depositi di manganese non consolidate di origine idrotermale indicando che la parte superiore del vulcano è la sede di attività più recente, come documentato dalle scorie, e interessata da idrotermalismo attivo, come documentato dal ritrovamento del deposito di manganese.

Numerous seafloor samples have been collected from the Vavilov Volcano (Fig. 2): a) Scoria; b) Volcanic breccia; c) Explosive scoria; d) Unconsolidated hydrothermal manganese deposit; e), f), g) and h) Lava fragments (from Gamberi et al., 2006). The make-up of the Vavilov Volcano depends on the age of the edifice. On the lower flanks, up to a minimum depth of about 1500 m, sedimentation is very scarce, leading to the precipitation and formation of carbonate crusts and nodules typical of *hard ground* deposits, commonly covered by a veneer of manganese. These characteristics suggest the edifice to be of the ancient age. Above 1500 m depth, fresh scoria and soft hydrothermal samples suggest a more recent activity, thus defining a second phase of volcanic activity of the Vavilov. After a first period of activity related to its formation, at present Vavilov Volcano is affected by a vigorous hydrothermal activity.

## DEPOSITO DI FRANA ALLA BASE DELL'EDIFICIO

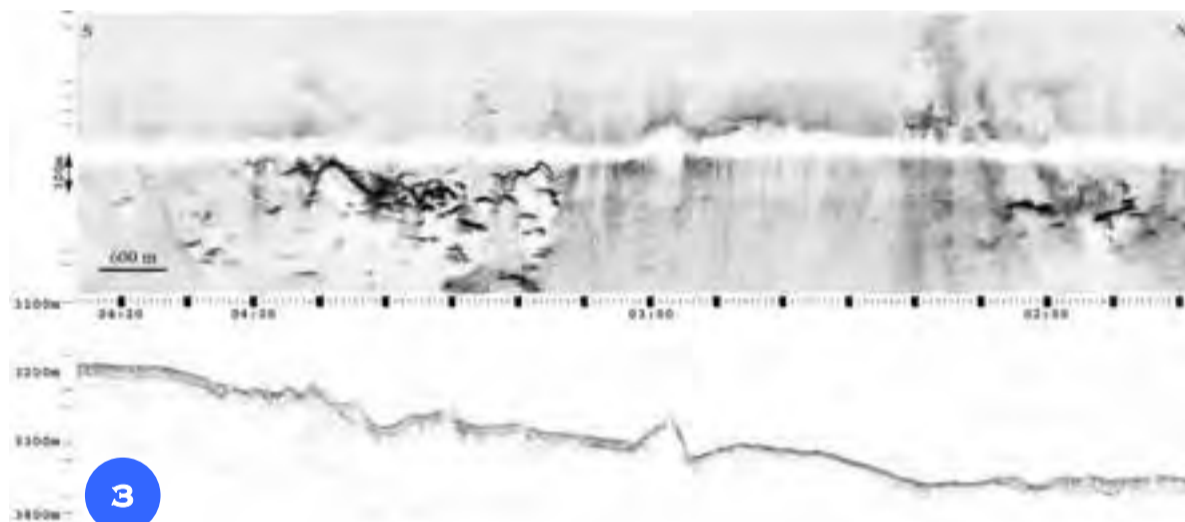
Una porzione di linea MAK-II, sonar a scansione laterale (SSS) a 30 kHz (immagine in alto), ed un profilo sismico sub bottom profiler (SBP) a 12 kHz (immagine in basso), posizionato lungo la base occidentale del Vavilov a circa 3200 m di profondità (toni scuri-alta riflettività), è riportata in Figura 3.

La linea è stata acquisita con l'intenzione di individuare la presenza o meno del deposito della frana di collasso del fianco ovest dell'edificio.

I dati side scan sonar mostrano alcuni elementi ad alta riflettività disseminati alla base dell'edificio che possono rappresentare sedimenti e blocchi sciolti provenienti da eventi recenti di normale degradazione dei fianchi ripidi del vulcano.

Lineazioni trasversali alla linea del profilo side scan sonar sono le tracce provocate dai processi di flusso di sedimenti sciolti lungo canali e *chute* che solcano la parte inferiore del fianco del Vavilov.

Il profilo sub bottom profiler, invece, mostra intervalli di sedimentazione relativamente spessa a geometria piana parallela alternati ad intervalli caratterizzati da riflessioni ad iperbole, non penetrabili, che corrispondono ad aree di sottofondo, talvolta affiorante, costituito da blocchi di materiale caotico e disorganizzato riconducibili ad un deposito di frana sepolto da una coltre di sedimenti torbiditici con disposizione normale piano parallela.



A portion of line Deep-tow MAK-II, 30 kHz side-scan sonar (top), and 12 kHz sub-bottom profiles located along the basin plain adjacent to the base of the western flank of Vavilov (high backscatter-dark ones) are shown in Figure 3. The line was acquired to verify the seafloor makeup and identify possible evidences of a landslide deposit. SSS data show that there is no a distinctly identifiable failure deposit on the seafloor. High backscatter elements trace the

base of the volcano and may also represent loose blocky rubble that is expected as normal degradation. Linear, higher backscatter streaks that cross the line represent sediment transport in small channels bounded by irregularities in the seafloor. The SBP profile shows relatively thick, parallel bedding in the area just beyond the volcano base. However, the base of the bedded sediments is irregular and sometimes interrupted by the sub-surface blocky morphology.

## SISMO-STRATIGRAFIA DEL BACINO CIRCOSTANTE



Il profilo sismico a riflessione monocanale di Figura 4 attraversa il Vulcano Vavilov (tutte le profondità in tempi doppi). Il basamento acustico è ben individuabile al di sotto della disposizione regolare dei sedimenti piano paralleli che colmano i bacini che circondano il vulcano. In genere, i sedimenti hanno spessori superiori a 0,5 s nelle zone di bacino che sono caratterizzate anche da un fondale piatto. Anche le aree di rilievo ai bordi dei bacini, come la Dorsale D'Ancona, sono ricoperte da 0,25 s di sedimenti piano paralleli. L'eccezione è la base del fianco occidentale del Vavilov dove il fondale diventa irregolare e il basamento acustico passa da 0,25 s a pochi millisecondi di spessore, sopra ad un basamento altamente riflettente che si fonde con la base del vulcano. Questa geometria è molto diversa da quella che caratterizza il riempimento del bacino del fianco est dell'edificio vulcanico. Un simile carattere acustico del basamento potrebbe essere generato da un'imponente corpo di frana di un antico collasso di settore del Vavilov?

The single channel seismic reflection profile of Figure 4 crosses Vavilov Volcano (all depths are expressed in two way time). The acoustic basement is distinct below the regular parallel bedding of the basins flanking the volcano.

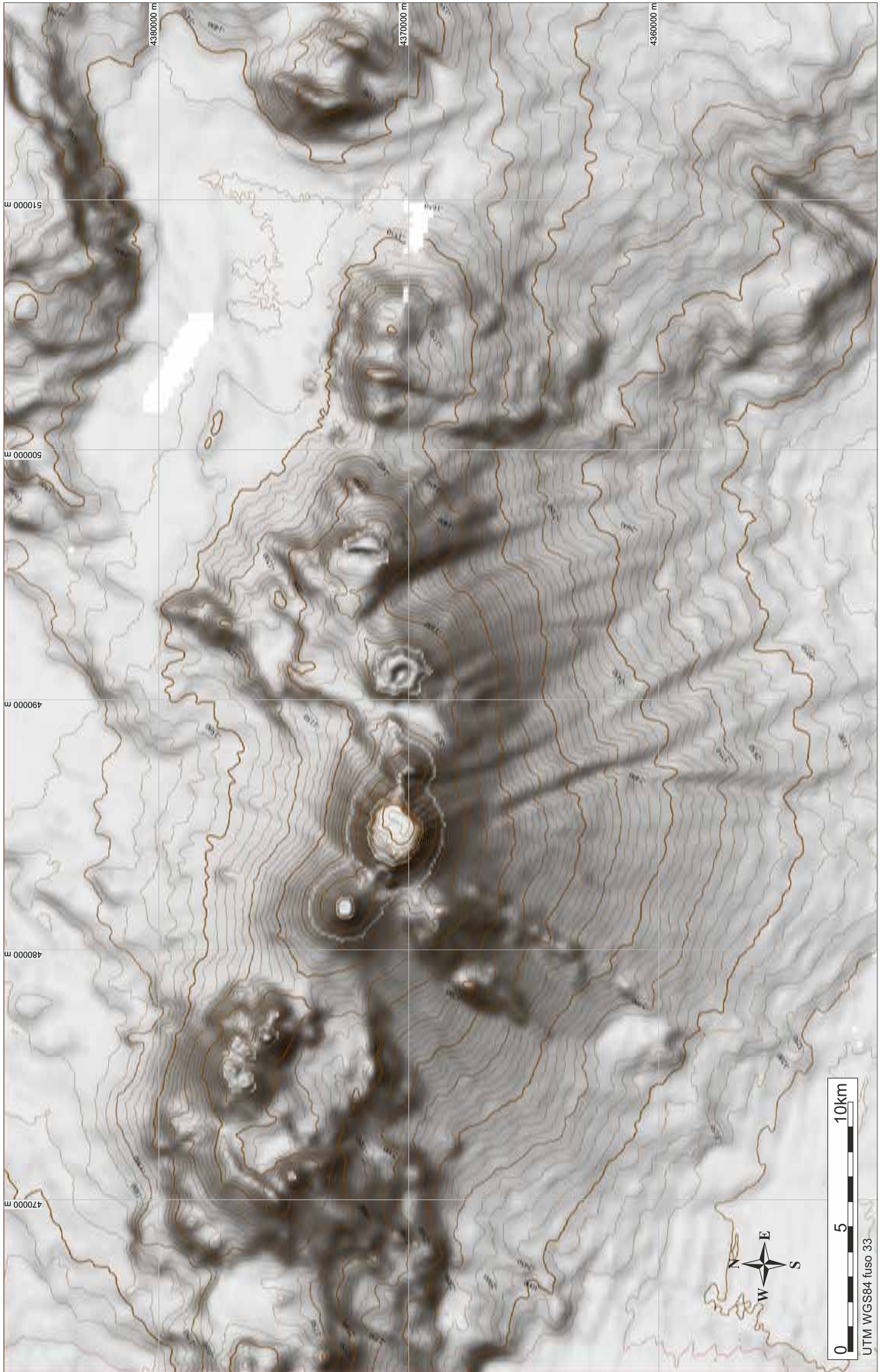
Sediments generally have an average thickness of more than 0.5 s in both the flanking basins with flat-floored seafloor. At least 0.25 s of sediment also cover the high standing areas of the basin limits, e.g. the D'Ancona Ridge.

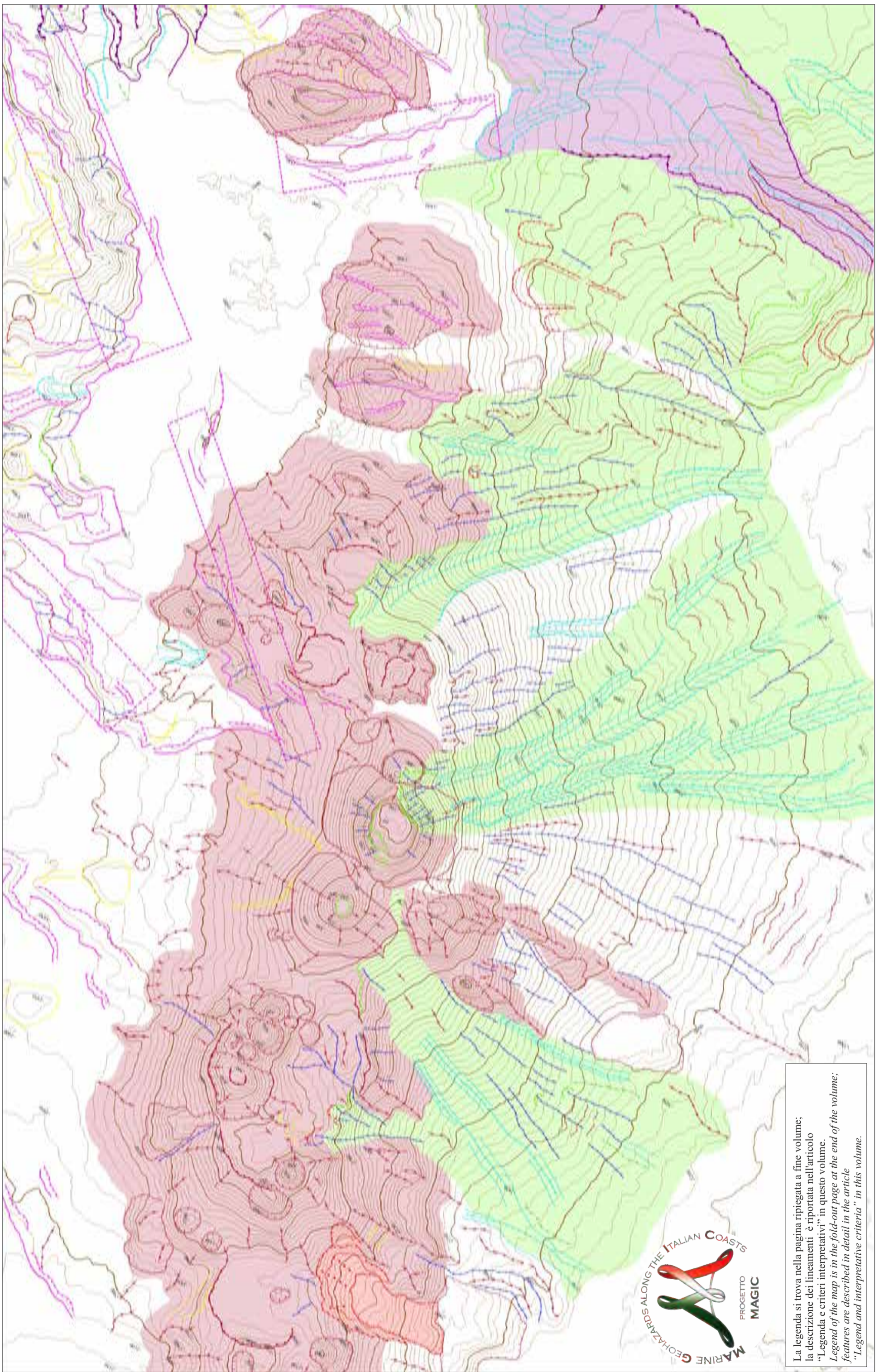
The exception is the basement reflection below the western flank of the volcano – here the seafloor rises irregularly towards the volcano but the sediment thickness reduces from about 0.25 s at some distance to a few milliseconds, above a highly reflective acoustic basement that is interrupted by the volcano base. The basin infill geometry at the eastern flank of the edifice, is totally dissimilar, with regular layered beds. Could this basement character represent the acoustic blanking due to a large landslide deposit related to an ancient flank collapse?





FOGLIO 29 SEAMOUNT PALINURO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 La descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

M. MARANI<sup>10^A</sup>, V. FERRANTE<sup>0^\*</sup>, M. ROVERE<sup>0^\*\*</sup>, F. GAMBERI<sup>0^A</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*^</sup>, E. LEIDI<sup>\*^A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



# FOGLIO 29 SEAMOUNT PALINURO



Il Foglio 29 “Seamount Palinuro” include il Complesso Vulcanico del Palinuro (CVP), lungo circa 50 km e allineato E-O, che delimita a nord l'estensione della piana batiale del Bacino Marsili.

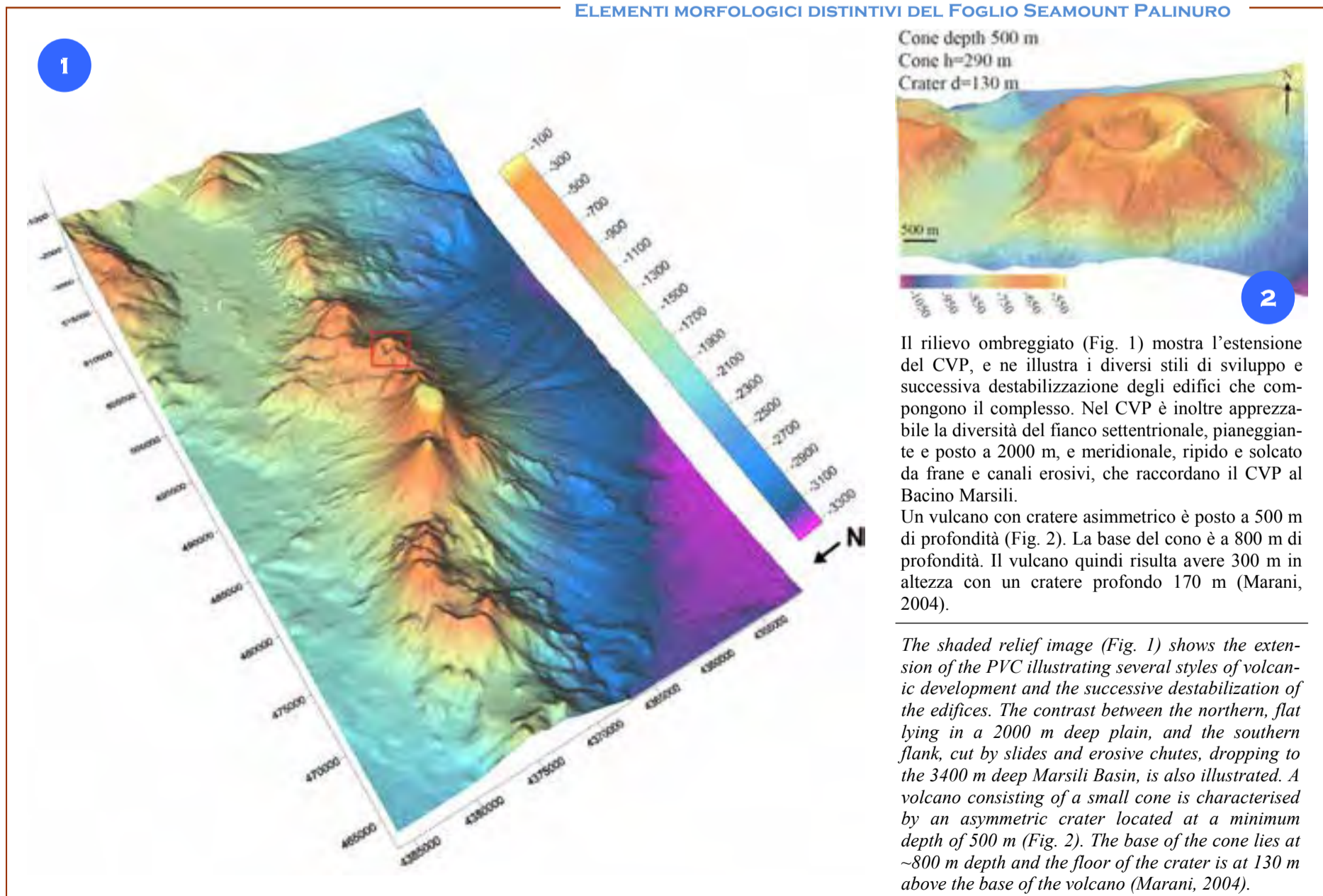
La morfologia del CVP è notevolmente diversa sia da quella dei vulcani che dei *seamount* riferibili al vulcanismo eoliano. Nel Palinuro si possono riconoscere almeno otto diversi edifici che, coalescenti alla base, formano un'unica struttura topografica. La struttura del CVP è ulteriormente complicata da strutture di collasso vulcano-tettonico (Marani e Gamberi, 2004). Nel settore occidentale del CVP è presente una marcata alterazione idrotermale (Marani et al., 1999). I fianchi del CVP sono caratterizzati dalla presenza di colate laviche e dicchi lineari di varia estensione e lunghezza. Il fianco meridionale è inoltre interessato da fenomeni gravitativi che si esplicano attraverso nicchie di frana, solchi erosivi e canali lungo i quali il materiale proveniente dalla sommità del CVP arriva nella piana batiale.

Due vulcani con sommità piatta, posta a 70 e 200 m di profondità, rappresentano le aree meno profonde del CVP. Ad ovest di questi edifici sono presenti due caldere di collasso a circa 800 m di profondità. Una di esse sviluppa una serie di coni secondari dove si registra un'estesa attività idrotermale. Ad est del CVP si trovano una serie di edifici vulcanici che presentano vari gradi di instabilità, essendo interessati da colassi gravitativi. Un unico edificio, posto a circa 500 m di profondità, presenta un ampio e profondo cratere che non dimostra di aver subito processi di destabilizzazione (Fig. 2).

Il magmatismo è di tipo *Island Arc Basalts* (IAB), simile a quello delle isole e *seamount* dell'Arco Eoliano e rappresenterebbe il limite settentrionale del magmatismo IAB dell'Arco Eoliano. Dal punto di vista strutturale, il CVP può rappresentare la zona di raccordo crostale fra la catena appenninica e le falde dell'Arco Calabro-Peloritano. A questo riguardo si nota che il versante pianeggiante settentrionale (settore “appenninico”) del CVP si trova a circa 2000 m di profondità mentre il fianco meridionale si raccorda alla piana batiale, rappresentata dalla crosta oceanica del Bacino Marsili, a 3400 m di profondità. Questa scarpata di circa 1,5 km è considerata una sutura di natura profonda, a livello crostale, e verosimilmente anche di importanza litosferica, ponendo a contatto due componenti crostali di natura integralmente differente.

*The Sheet 29 “Seamount Palinuro” includes the Palinuro Volcanic Complex (PVC), which is made up of island arc basalts and basaltic andesites, similar to the magmatism characterising the Aeolian Arc volcanoes and seamounts, and has been dated 0.35 Ma (Beccaluva et al., 1985). The PVC delimits the north-western extent of the Aeolian Arc volcanism. It is a composite volcanic complex stretched in the E-W direction for 75 km. It stands between the northern lower slope at 2000 m depth and the southern deep Marsili Basin (3400 m depth). At least eight single volcanic edifices can be recognised along the PVC (Fig. 1), their bases coalescing to form a near continuous volcanic ridge. Shallow water depths characterise the central portion of the PVC, with two volcanoes reaching 175 and 70 m depth. They display flat tops, mostly due to emersion during glacial times. To the west of the two shallower volcanoes, clusters of small cones surround a depressed area bordered by an arcuated north-western ridge and smooth slope. This morphology could be related to a caldera-forming gravitational collapse event of a pre-existing volcanic edifice, followed by the creation of resurgent domes; the linear scarp bordered by the smooth slope could be the sole remainder of the original volcano flank. A series of smaller cones develop to the east, including a small cone characterised by an asymmetric crater located at a minimum depth of 500 m (Fig. 2). This portion of the PVC is affected by tectonic structures and gravitational collapses that are very prominent in the morphology of the last volcano, Glabro, isolated from the other PVC edifices. Based on the difference between the slope of its eastern flank and the flat seafloor to the west, the base of the cone lies at ~800 m depth. Crater walls have a maximum height of 290 m, diminishing to 180 m at its western rim. The crater floor is at 130 m above the base of the volcano. No data are available about rock composition. Assumptions may be made for the generation of this feature that range from explosive activity or lava drain-back and/or lava lake formation. Structurally, the PVC is positioned along a region of suture between the Apenninic Chain and the nappes of the Calabro-Peloritan Arc. The North flank of the PVC rests on a flat basin plain at 2000 m depth, while the southern flank of the PVC drops down to the ocean crust floored Marsili Basin, lying at 3400 m depth within a stretch of a few km. This near 1.5 km drop represents a tectonic structure of lithospheric importance, which connects two crustal components of different nature.*

## ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO SEAMOUNT PALINURO

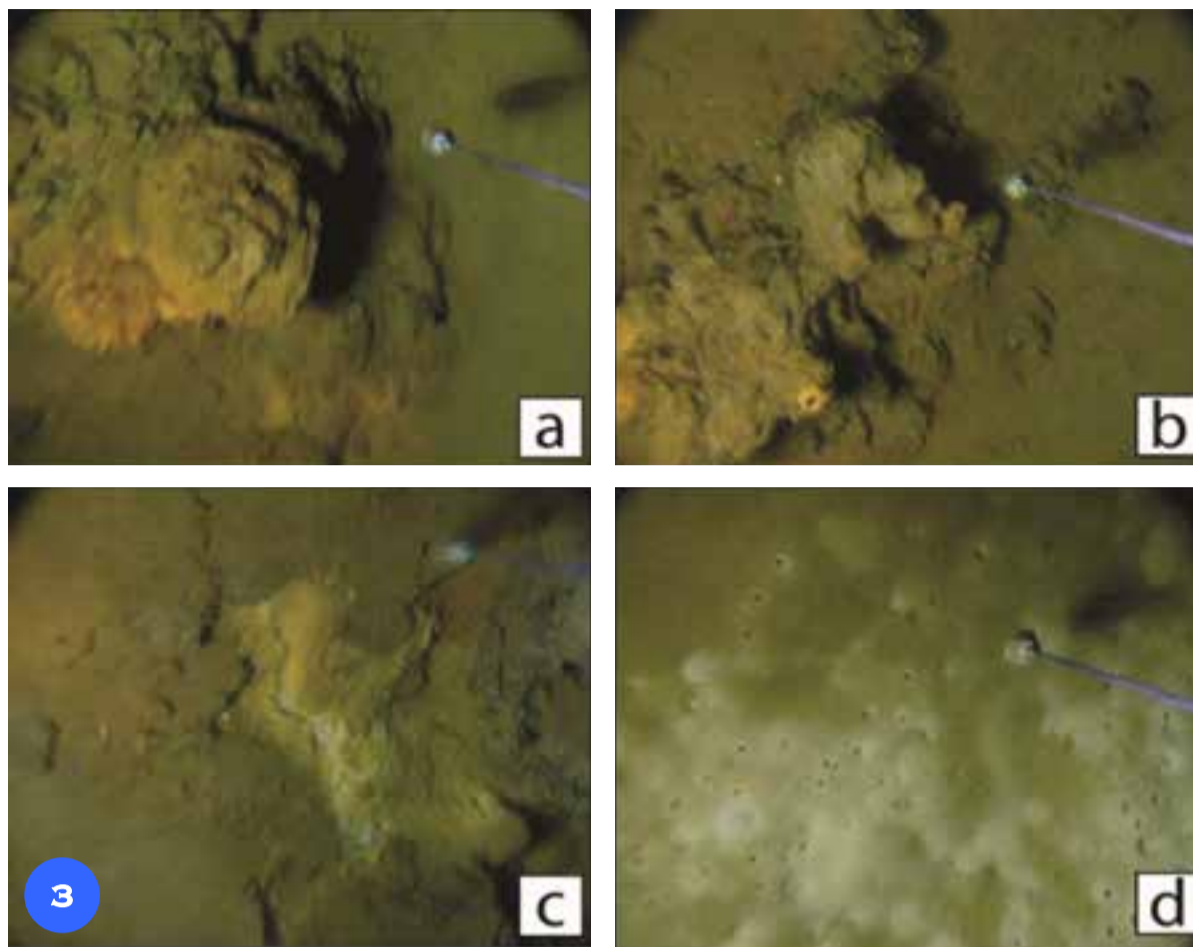


Il rilievo ombreggiato (Fig. 1) mostra l'estensione del CVP, e ne illustra i diversi stili di sviluppo e successiva destabilizzazione degli edifici che compongono il complesso. Nel CVP è inoltre apprezzabile la diversità del fianco settentrionale, pianeggiante e posto a 2000 m, e meridionale, ripido e solcato da frane e canali erosivi, che raccordano il CVP al Bacino Marsili.

Un vulcano con cratere asimmetrico è posto a 500 m di profondità (Fig. 2). La base del cono è a 800 m di profondità. Il vulcano quindi risulta avere 300 m in altezza con un cratere profondo 170 m (Marani, 2004).

*The shaded relief image (Fig. 1) shows the extension of the PVC illustrating several styles of volcanic development and the successive destabilization of the edifices. The contrast between the northern, flat lying in a 2000 m deep plain, and the southern flank, cut by slides and erosive chutes, dropping to the 3400 m deep Marsili Basin, is also illustrated. A volcano consisting of a small cone is characterised by an asymmetric crater located at a minimum depth of 500 m (Fig. 2). The base of the cone lies at ~800 m depth and the floor of the crater is at 130 m above the base of the volcano (Marani, 2004).*

## ATTIVITÀ IDROTERMALE



Le immagini acquisite tramite video-camera trainata a yo-yo, illustrano la natura dell'attività idrotermale di bassa temperatura osservata a circa 700 m di profondità (Fig. 3).

Esempi dei processi e dei lineamenti osservati: camino in costruzione dalla morfologia a cavolfiore (Fig. 3a), un camino con fuoriuscita di fluidi probabilmente stabilito su camino più consolidato costituito da depositi ad alta temperatura attualmente estinti (Fig. 3b), delle fratture sul fondo marino con mineralizzazioni che dimostrano attività idrotermale diffusa (Fig. 3c) e una colonia idrotermale ad alta densità nelle zone di fuoriuscita dei fluidi idrotermali (Fig. 3d).

*The nature of the hydrothermal activity of Palinuro observed at about 700 m depth with a deep-towed video-camera (Fig. 3). Ongoing activity is represented by low temperature Fe oxyhydroxide chimneys growing upon extinct high temperature sulphide constructions.*

*Examples of the observed processes and features include: cauliflower shaped constructional low temperature chimney (Fig. 3a), chimneys with open orifices for through-going fluids probably built on low-lying sulphide constructs (Fig. 3b), mineralised seafloor fractures evidencing diffused hydrothermal activity (Fig. 3c) and high concentration patches of organisms correlated with diffuse hydrothermal flow (Fig. 3d).*

Nel caso del Seamount Palinuro è stata rilevata una struttura a *mound* sulla sommità di uno dei coni secondari della caldera occidentale (Fig. 4). Su un fondo caratterizzato da sedimento fine e da alcuni frammenti di *spatter* lavico sono presenti delle fratture beanti caratterizzate dalla fuoriuscita di fluidi trasparenti con temperatura tra 80 e 90 °C. Gli aloni bianchi in primo piano indicano la colonizzazione dei siti di fuoriuscita di fluidi da parte di comunità di batteri termofili (Fig. 4).

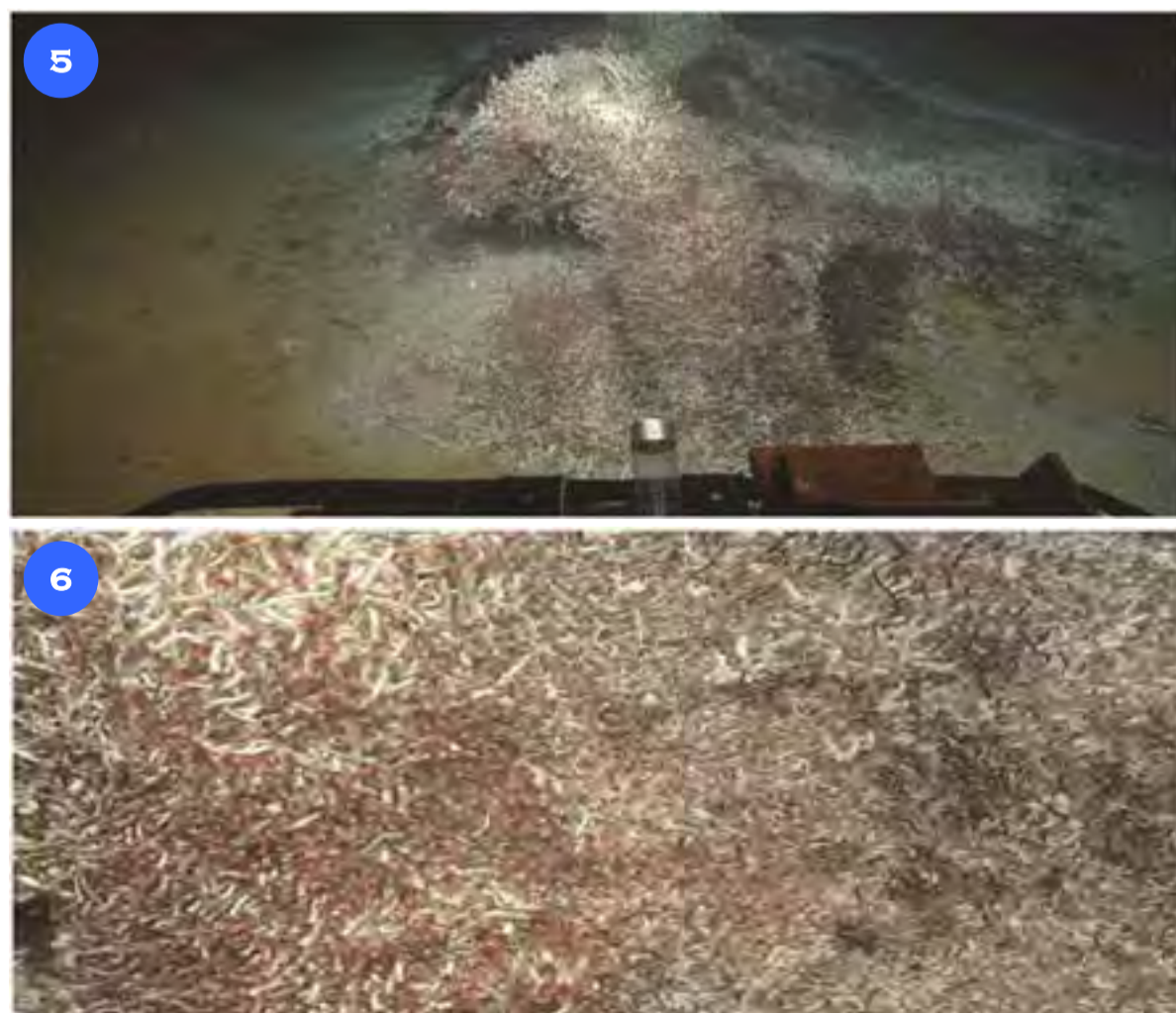
*On the Palinuro Seamount a mound structure has been found at the top of the resurgent dome of the western caldera (Fig. 4).*

*Seafloor is made up of fine sediments and spatter-like lava fragments, where open fractures are characterized by fluids escape at temperatures ranging between 80 and 90 °C.*

*Fractures are surrounded by white patches which represent colonisation sites for thermophilic bacteria (Fig. 4).*



## VERMI A TUBO



In prossimità dei depositi, legati al processo di emissioni di fluidi, descritti in Figura 3 si sviluppa una estesa colonia di *tubeworm* giganti (*Siboglinidae*, *vestmentiferi*; Fig. 5).

Questi particolari organismi sono tipicamente associati ai siti di idrotermalismo di mare profondo.

I loro processi vitali dipendono dalla presenza di fluidi ricchi in solfuri che provengono dalle venute idrotermali.

Questi fluidi sono metabolizzati da batteri zolfo-riducenti che risiedono negli organi specializzati presenti all'interno del corpo dei *tubeworm* (Fig. 6). Gli ecosistemi di mare profondo caratterizzati da idrotermalismo sono considerati un modello rappresentativo di come si sia originata la vita in pianeti particolarmente ricchi in acqua.

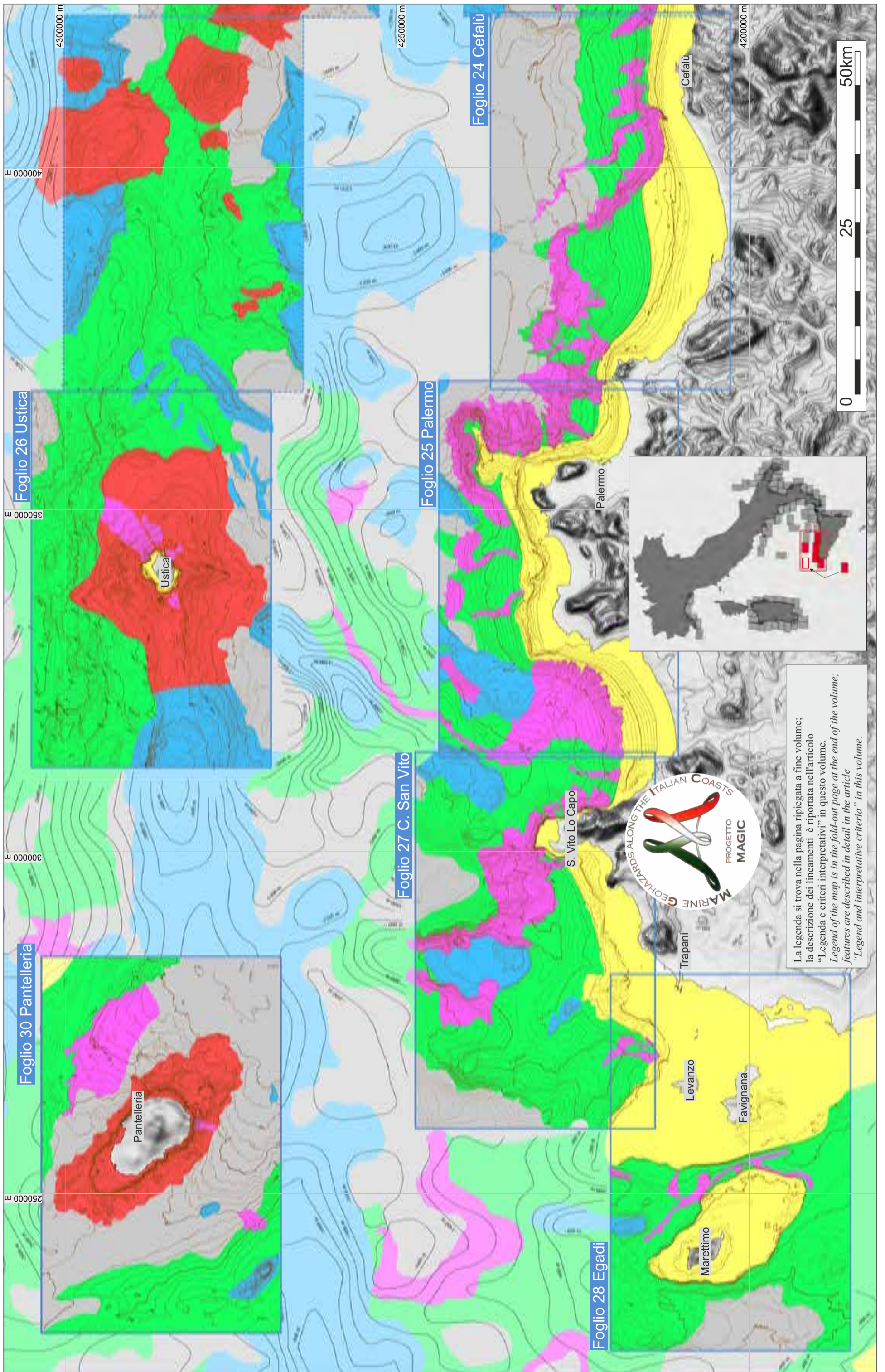
*In the proximity of the fluid related features, described in Figure 3, a widespread colony of giant tubeworms (*Siboglinidae*, *vestmentifera*) developed (Fig. 5).*

*These peculiar organisms are typical of deep-sea hydrothermal vents (Fig. 6).*

*Tubeworm nutrition depends on the presence of sulphide rich fluids emanating from the vents, which are metabolised by sulphur reducing bacteria living in a specialised organ within the body of tubeworms.*

*These deep-sea ecosystems that develop in sites of hydrothermal fluid discharge, may represent one of the possible examples for the origin of life in planetary environments rich in water.*

# TAVOLA 6 SICILIA NORD-OCCIDENTALE E PANTELLERIA



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

# TAVOLA 6 SICILIA NORD-OCCIDENTALE E PANTELLERIA

Sulli<sup>◊</sup>, M. Calarco<sup>\*</sup>, M. Agate<sup>◊</sup>, L. Albano<sup>◊</sup>, A. Bosman<sup>\*</sup>, G. Di Grigoli<sup>◊</sup>, F. Gargano<sup>◊</sup>, V. Lo Presti<sup>◊\*</sup>, E. Martorelli<sup>◊\*</sup>, V. Pennino<sup>◊</sup>, A. Sposato<sup>\*</sup>, E. Zizzo<sup>◊</sup>, G. Anzelmo<sup>◊</sup>, A. Bonfardeci<sup>◊</sup>, D. Casalbore<sup>\*◊</sup>, G. Ciaccio<sup>◊</sup>, A.M. Conte<sup>◊</sup>, M. Ingrassia<sup>\*</sup>, S. Innangi<sup>\*</sup>, F. Interbartolo<sup>◊</sup>, E. Lai<sup>\*</sup>, C. Lo Iacono<sup>◊</sup>, C. Luzzu<sup>◊</sup>, P.E. Orrù<sup>\*</sup>, F. Pepe<sup>◊</sup>, M. Pierdomenico<sup>\*</sup>, C. Romagnoli<sup>◊</sup>, D. Spatola<sup>◊</sup>, F.L. Chiocci<sup>\*◊</sup> (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CoNISMa: <sup>\*</sup>DSCG UniCa, <sup>◊</sup>DST UniRoma1, <sup>◊</sup>DiSTeM UniPa, <sup>◊</sup>BiGeA UniBo ; CNR: <sup>\*</sup>IGAG, <sup>\*</sup>IAMC, <sup>◊</sup>IGG

Il margine continentale della Sicilia nord-occidentale è localizzato in un'area di transizione fra la Catena Maghrebide-Siciliana e il bacino tirrenico e si estende dalla piattaforma nord siciliana fino al Bacino Marsili (Sulli et al., 2013). In questo settore sono presenti differenti elementi morfologici: una piattaforma continentale, estesa meno di 8 km con inclinazione media di 1,5°; una scarpata continentale, suddivisa in superiore ed inferiore e separate da un'area pianeggiante a circa 1500 m di profondità; una piana batiale ad oltre 3000 m di profondità. Nel Quaternario la morfogenesi attiva nella piattaforma, nella scarpata e lungo la fascia costiera è stata influenzata da cambiamenti climatici, dalle oscillazioni glacio-eustatiche e dal lento sollevamento dell'attuale settore nord-siciliano (Pepe et al., 2003; Sulli et al., 2012). Nel margine coesistono diversi meccanismi tettonici: a) Compensivi, legati alla formazione della Catena Appenninico-Maghrebide, che si sviluppa al margine collisionale tra la placca africana e quella eurasiatica (Catalano et al., 1994); b) Distensivi, legati allo sviluppo del settore di retroarco del complesso di subduzione Ionio-Tirreno; c) Trascorrenti, nella zona di raccordo tra i due settori. La Catena Siciliano-Maghrebide è composta da tre livelli sovrapposti: 1) Unità Sicilidi e Flysch Numidico; 2) Unità di mare profondo meso-cenozoiche; 3) Unità carbonatiche di mare basso meso-cenozoiche (Catalano et al., 1994). L'unità cristallina Kabilo-Calabre sovrascorre sulla Catena Siciliano-Maghrebide lungo il fronte del Drepano, ad andamento circa ESE-ONO, ancora attivo durante il Pliocene inferiore (Sulli, 2000). A partire dal Messiniano la catena è interessata da tettonica distensiva, in seguito alla quale si aprono bacini intramontani, limitati da faglie listriche con crescita e riempiti da spesse successioni sedimentarie (Fabbri et al., 1981). Nel Pliocene sup.-Pleistocene inf. una fase tettonica compressiva determina la riattivazione di faglie dirette orientate E-O e l'inversione dei bacini (Agate et al., 2000). Durante il Neogene-Quaternario nel Mediterraneo centrale si sviluppano lineamenti di natura tettono-magmatica, uno dei quali è localizzato nella scarpata nord siciliana, dove si formano i vulcani Aceste ed Anchise (5,3-3,5 Ma), Ustica e la parte occidentale dell'Arco Eoliano (<1 Ma; Argnani e Savelli, 1999). Ustica è la porzione sommitale di un grande edificio vulcanico, che si innalza da 3000 m di profondità. L'evoluzione vulcanologica dell'isola è stimata in un intervallo che va da 735 a 130 ka ed è suddivisa in 5 cicli di attività. A sud dell'isola il Canale di Sicilia è un'area di *rifting* attivo dal tardo Miocene, dove si distinguono: il Banco Avventura, il Bacino di Gela, i *graben* di Pantelleria, Linosa e Malta, (interpretati da AA. come bacini di *pull-apart*), le piattaforme maltese, tunisine e i banchi vulcanici (Colantoni, 1975). La massima espressione della tettonica distensiva è la presenza delle isole vulcaniche di Pantelleria e Linosa, dei numerosi *seamount*, dei banchi sottomarini e di varie manifestazioni vulcaniche localizzate lungo sistemi di faglie NO-SE e lungo faglie *strike-slip* N-S (Civile et al., 2010). Pantelleria è uno stratovulcano, composto per il 94% da trachiti e rioliti peralcaline note come Pantelleriti (Parello et al., 2000). Il Canale di Sicilia è caratterizzato da una litosfera continentale assottigliata (60-70 km), la Moho è profonda 30-35 km in prossimità della costa siciliana e circa 20-25 km in corrispondenza dei tre *graben* (Civile et al., 2010). La sismicità del Canale di Sicilia è connessa al *rifting* che genera terremoti superficiali e di debole intensità (Ferrugia et al., 1987). Il Tirreno meridionale è caratterizzato da diversi tipi di sismicità, legata: a) A processi di subduzione della placca ionica; b) All'attività delle camere magmatiche, con sismicità registrata a profondità massime di 5 km; c) All'attività dell'*upper plate* con meccanismi focali di tipo compressivo nel settore occidentale, distensivo nel settore centrale ed orientale, e trascorrente tra le Eolie e i Peloritani (Agate et al., 2000; Giunta et al., 2009).

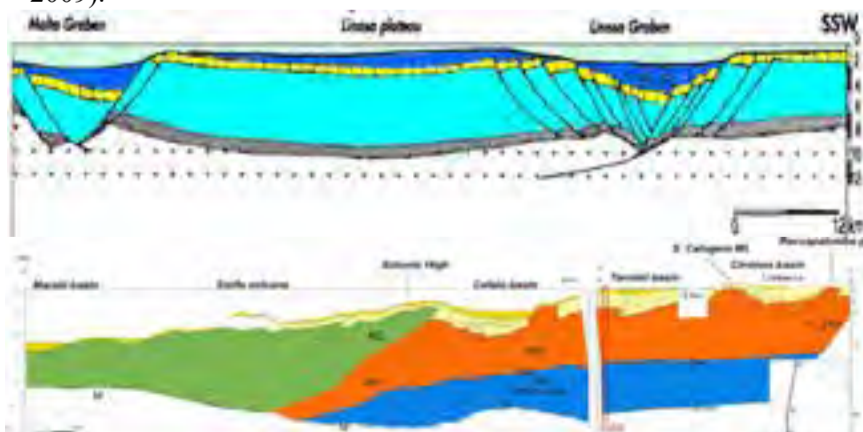


Figura 1. Sezioni geologiche attraverso il settore compreso tra il Canale di Sicilia ed il bacino tirrenico

Figure 1. Geological cross-section from the Sicily Channel to the Tyrrhenian Basin (across Sicily main land)

The continental margin off north-western Sicily, formed since the Neogene, is located in a transitional area between the Sicilian Maghrebide Chain to the south and the Tyrrhenian Basin to the north, and extends from the northern Sicilian continental shelf to the Marsili Basin (Sulli et al., 2013). In this sector, there are different morphological elements: an about 8-km-wide continental shelf, characterized by an average slope of 1.5°; a continental slope, separated in an upper and a lower segment by flat areas at 1500 m depth; a bathyal plain at 3000 m depth. During the Quaternary, active morphogenesis in the continental shelf and slope and along the coastal zone has been strongly influenced by climate change, glacio-eustatic sea level changes and the slow uplift of the N-Sicilian sector (Pepe et al., 2003; Sulli et al., 2012).

Along the margin, different tectonic mechanisms coexist: a) Compressional, related to the formation of the Apennine-Maghrebide thrust belt, which acts at the collisional margin between the African and the Eurasian plates (Catalano et al., 1994); b) Extensional, related to the development of the back-arc zone of the Ionian-Tyrrhenian subduction complex; c) Transcurrent, between the two sectors.

The Sicilian-Maghrebide Chain is composed of three layers: 1) Sicilide and Numidian Flysch units; 2) Meso-Cenozoic units of deep sea; 3) Meso-Cenozoic carbonates of shallow sea (Catalano et al., 1994). The crystalline Kabilo-Calabride unit overlies on the Sicilian-Maghrebide Chain along the front of Drepano, ESE-WNW trending, still active during the Pliocene (Sulli, 2000). Since the Messinian, the chain has been affected by extensional tectonics, followed by intra-mountain basins opening, bordered by listric growth faults and filled by thick sedimentary successions (Fabbri et al., 1981). In the Late Pliocene-Early Pleistocene, a compressive tectonic phase caused the reactivation of E-W trending normal faults and the inversion of the basins (Agate et al., 2000).

During the Neogene-Quaternary, in the central Mediterranean Sea, tectono-magmatic features developed, like the one located in the N-Sicilian continental slope, where Aceste and Anchise submarine volcanoes formed (5.3-3.5 Ma), together with Ustica and the western sector of the Eolian Arc (<1 Ma) (Argnani and Savelli, 1999). Ustica Island is the top portion of a large volcano, that rises from 3000 m depth. The volcanic evolution of the island is estimated as ranging from 735 to 130 ka and is divided into five cycles of activity (De Vita et al., 1998).

The Sicily Channel is an active *rifting* zone since the Late Miocene, where it is possible to distinguish: the Adventure Bank, the Gela Basin, Pantelleria, Linosa and Malta grabens (interpreted like pull-apart basins), the Maltese and Tunisian platform and volcanic banks (Colantoni, 1975). The volcanic islands of Pantelleria and Linosa, the numerous *seamounts*, submarine banks and various volcanic events located along the NW-SE fault systems and N-S strike-slip faults, represent the main expression of extensional tectonics (Civile et al., 2010). Pantelleria is a strato-volcano, composed of 94% by trachytes and peralkaline rhyolites known as Pantellerites (Parello et al., 2000).

The Sicily Channel is characterized by a thinned continental lithosphere (60-70 km), the Moho is 30-35-km-deep near the Sicilian coasts and about 20-25 km in correspondence of the three graben (Civile et al., 2008). The Sicily Channel seismicity is connected to the *rifting* that generates shallow earthquakes with low-intensity (Ferrugia et al., 1987).

The southern Tyrrhenian Sea is characterized by different types of seismicity related to: a) Processes of subduction of the Ionian Plate; b) The activities of magma chambers, with maximum focus depth of 5 km; c) The upper plate seismicity with compressional focal mechanisms in the western sector, extensional in the central and eastern sectors, and strike-slip mechanisms between the Eolian Islands and the Peloritani Mountains (Agate et al., 2000; Giunta et al., 2009).

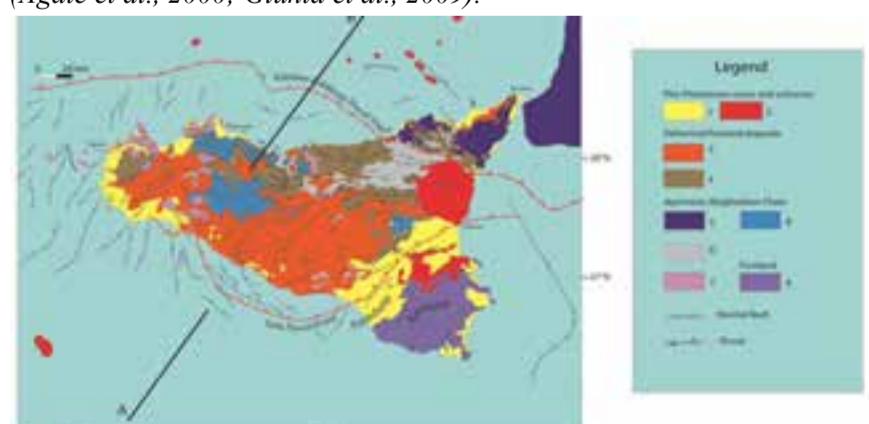
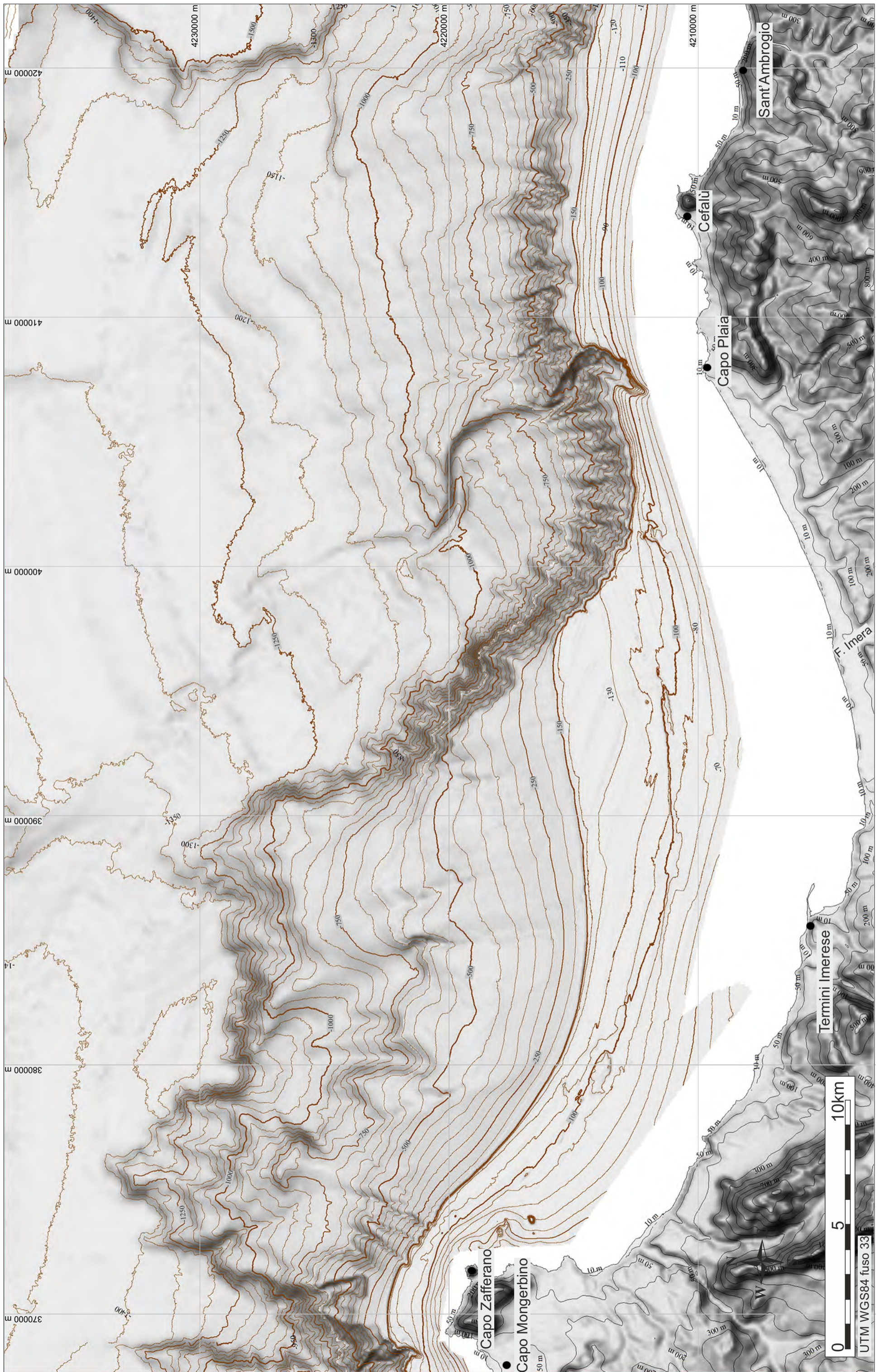


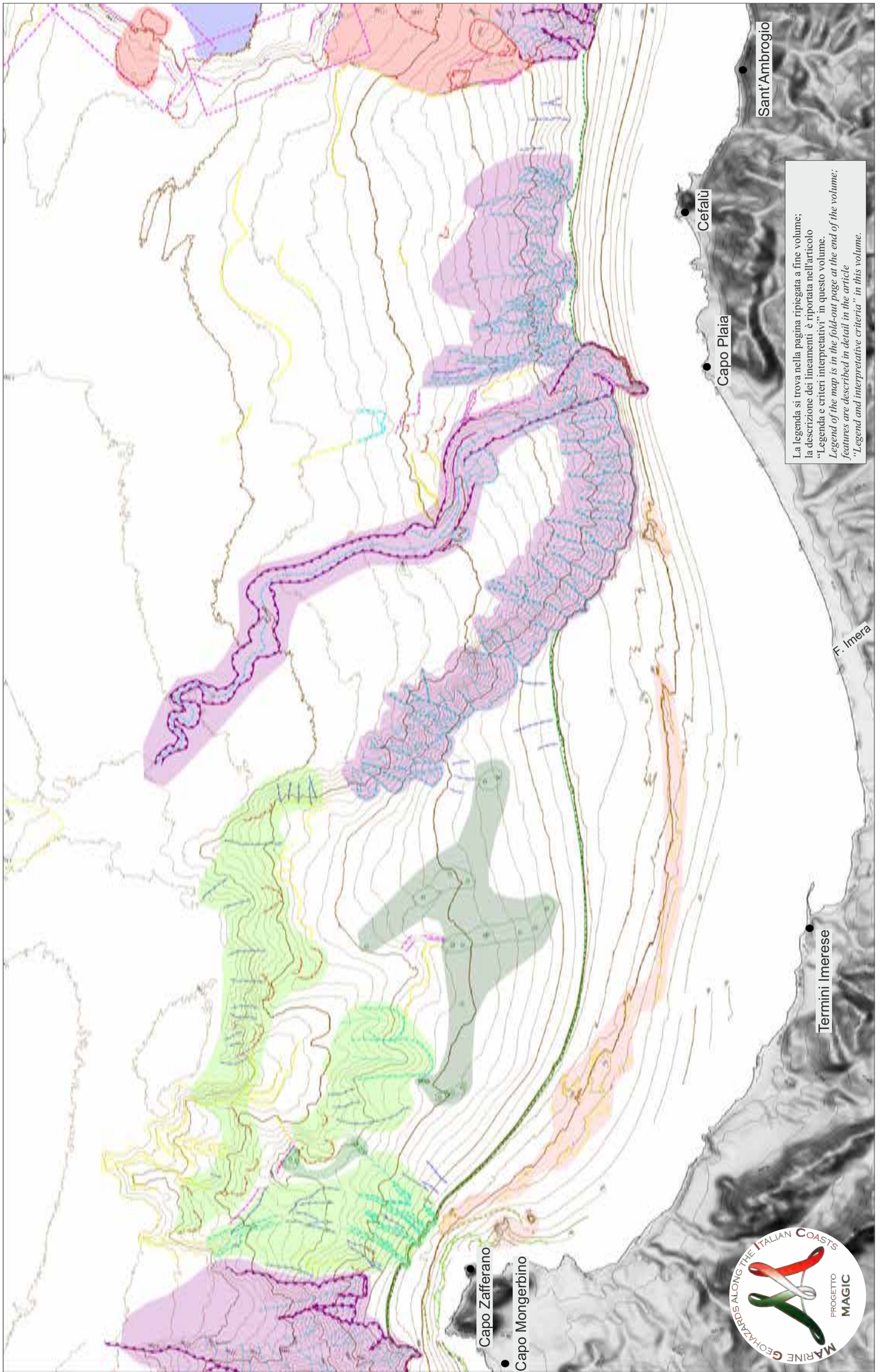
Figura 2. Schema strutturale della Sicilia con i principali fronti della catena appenninico maghrebide.

Figure 2. Structural sketch with the main thrust fronts of the Sicilian-Maghrebide chain.



FOGLIO 24 CEFALÙ





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.



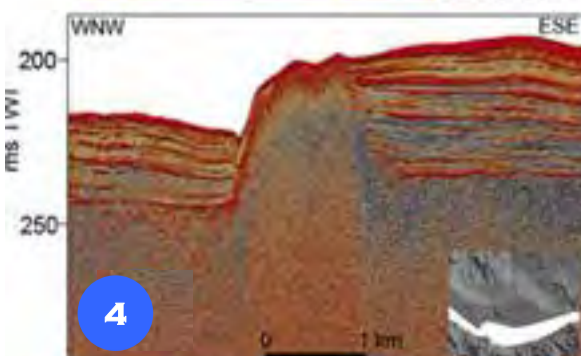
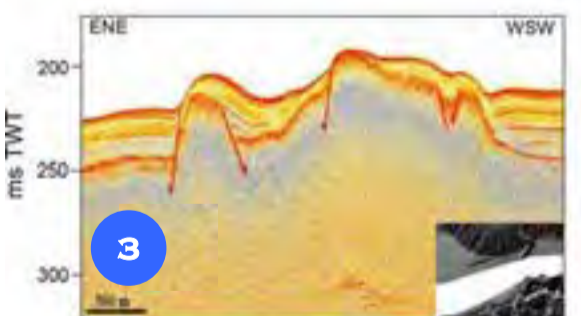
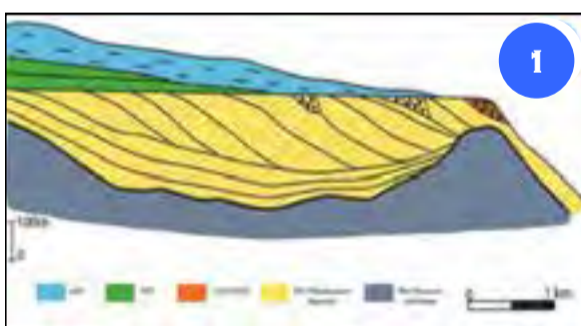
A. SULLI<sup>10\*</sup>, M. AGATE<sup>\*\*^</sup>, F. GARGANO<sup>\*\*^</sup>, V. LO PRESTI<sup>0\*</sup>, V. PENNINO<sup>0\*\*^</sup>, F. INTERBAROLO<sup>0\*</sup>, F. PEPE<sup>\*</sup>, G. DI GRIGOLI<sup>\*</sup>, A. BONFARDECI<sup>\*</sup>, S. INNANGI<sup>\*</sup>, P.E. ORRÙ<sup>^</sup> <sup>1</sup>RESPONSABILE FOGGIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



L'area rappresentata dal Foglio 24 "Cefalù" ricade nella porzione centrale del margine continentale nord-siciliano, estendendosi dalla costa sino alla latitudine di 38° 17', e comprende aree di piattaforma, scarpata e bacino intra-scarpata (Bacino di Cefalù). Lungo questo tratto del margine la costa descrive un'ampia insenatura che, tra Capo Zafferano e Capo Plaia, accoglie il Golfo di Termini Imerese. La piattaforma ha un'ampiezza tra 2,2 ed oltre 11 km, presenta inclinazioni sino a 1-2° ed è movimentata da rilievi morfologici estesi sino a qualche chilometro e alti circa 10 m, localizzati tra 80 e 120 m di profondità. Il ciglio delimita la piattaforma tra 125 e 160 m di profondità e nel settore antistante Capo Plaia è in arretramento, profondamente inciso dalla testata dell'omonimo canyon. La scarpata è interessata da incisioni canalizzate, che si sviluppano prevalentemente con decorso rettilineo lungo la direzione di massima pendenza, allineamenti di *pockmark* (Pennino et al., 2014) e nicchie di distacco diffuse principalmente nella zona di raccordo tra la scarpata e il Bacino di Cefalù ed in corrispondenza delle maggiori scarpate di faglia. L'area è stata suddivisa in due settori: uno occidentale, compreso tra Capo Mongerbino e la foce del Fiume Imera, ed uno orientale compreso tra la foce del Fiume Imera e il tratto di costa antistante il centro abitato di S. Ambrogio. I due settori, che presentano notevoli differenze morfo-strutturali, sono separabili da un lineamento che si sviluppa in direzione NO-SE, in corrispondenza del quale l'ampiezza della piattaforma varia repentinamente. Il settore occidentale è caratterizzato da un bacino intra-piattaforma colmato da una successione progradante di età plio-quadernaria che poggia in discordanza sul substrato pre-pliocenico (Fig. 1). Il riempimento del bacino, confinato da una soglia strutturale allungata in direzione ONO-ESE, ha favorito l'accrescimento frontale del margine, determinando la maggiore ampiezza della piattaforma. La soglia procedendo verso est si interrompe in corrispondenza del lineamento tettonico NO-SE, oltre il quale la piattaforma risulta più stretta e acclive. Anche la scarpata mostra differenti caratteristiche tra i due settori, risultando più stretta ed inclinata ad oriente, dove si osservano un maggior numero di incisioni canalizzate. I lineamenti tettonici recenti e/o attivi influenzano notevolmente l'andamento del sistema piattaforma-scarpata favorendo l'instabilità gravitativa del fondale e generando numerose incisioni canalizzate e frane sottomarine. Lungo il margine faglie sub-verticali dislocano la successione pleistocenica-quadernaria interessando anche il fondo del mare (Fig. 3) e controllano l'andamento del Canyon Capo Plaia. Altri lineamenti tettonici lungo la piattaforma hanno prodotto alti morfologici, allungati in direzione circa E-O e NO-SE, che fungono da soglie per i sedimenti attuali (Fig. 4). La recente attività tettonica è accompagnata da una blanda attività sismica, caratterizzata da bassa intensità ( $2 < M_d < 3$ ) e profondità degli ipocentri  $< 15$  km, distribuita sia lungo la piattaforma che lungo la scarpata.

The area represented by the Sheet 24 "Cefalù" lies in the central portion of the northern Sicily continental margin, extending from the coast up to the parallel of latitude 38° 17' and including areas of shelf, slope and intra-slope basin (Cefalù Basin). Along this segment of the margin, the coast describes a large inlet, between Capo Zafferano and Capo Plaia, where the Gulf of Termini Imerese is hosted. The shelf is between 2.2-km-wide and more than 11-km-wide, displays an average slope between 1-2° and is characterized by elongated, up to several kilometers long, morphological relieves, that are about 10-m-high, located between 80 and 120 m depth. The edge defines the platform between 125 and 160 m depth; it is retreating in front of Cape Plaia, deeply scoured by the canyon head. The escarpment is widely affected by channelized incisions, which mainly develop following a straight course along the direction of maximum slope, alignment of *pockmarks* (Pennino et al., 2014) and slide headscarps, widespread mainly in the junction zone between the slope and the Basin of Cefalù or in correspondence of the major fault escarpments. The area has been divided into two sections: one to the west, between Cape Mongerbino and the mouth of the River Imera, and another to the East between the mouth of the River Imera and the coast in front of S. Ambrogio village. The two areas, with very different morpho-structural setting, are separated by a feature that is developed in a NW-SE direction, where the extension of the platform abruptly changes. The western sector is characterized by an intra-platform basin filled by a Plio-Quaternary prograding succession that unconformably rests on the pre-Pliocene substrate (Fig. 1). The basin fill, confined by a threshold elongated in a WNW-ESE direction, has favored the outward accretion of the margin, resulting in the increased wideness of the platform in this section. Moving eastward, the threshold stops at the NW-SE tectonic lineament, beyond which the platform is more narrow and steep. Also the slope shows different features between the two sections, resulting narrower and steeper to the east, where we can observe a greater number of channelized incisions. Recent and/or active tectonic features deeply affect the shelf-to-slope system, by supporting the gravitational instability of the seabed and generating numerous channelized incisions and submarine landslides. Along the margin, sub-vertical faults displace the Pleistocene-Quaternary succession also affecting the sea bed (Fig. 3), and control the thalweg of the Cape Plaia Canyon. Other tectonic features along the shelf generated elongated morphological relieves with a E-W and NW-SE trending, which act as thresholds for the sediment (Fig. 4). The recent tectonic activity is accompanied by a mild earthquake activity, characterized by low magnitude ( $2 < M_d < 3$ ) and hypocenters depth  $< 15$  km, that is distributed along the platform and along the slope.

## ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL SETTORE OCCIDENTALE



Lo schema proposto in Figura 1 illustra l'assetto geologico della piattaforma nel Golfo di Termini Imerese, dove si riconosce un bacino sepolto colmato da depositi plio-quadernari. Le geometrie di questi depositi sono mostrate nel profilo sismico sparker trasversale alla piattaforma continentale (Sulli et al., 2012). La successione pleistocenica, interessata da faglie (**F**) e scivolamenti (**s**), è troncata dalla superficie di erosione formatasi durante l'ultima caduta eustatica (**SB**). Al margine della piattaforma si riconosce il cuneo progradante di stazionamento basso (**LST**); verso terra uno spesso cuneo di depositi olocenici (**TST+HST**) si è accumulato durante le fasi di risalita e alto stazionamento del livello del mare. Il profilo chirp di Figura 3 mostra i depositi dell'ultima sequenza deposizionale discordanti sulla superficie di erosione, che delimita il tetto del substrato pre-olocenico. Lineamenti tettonici, che a luoghi mostrano strutture di crescita, dislocano i depositi quadernari. Il profilo chirp di Figura 4 attraversa un alto morfologico a controllo strutturale che si estende in direzione circa E-O. Esso costituisce una soglia per l'accumulo di una più spessa successione olocenica.

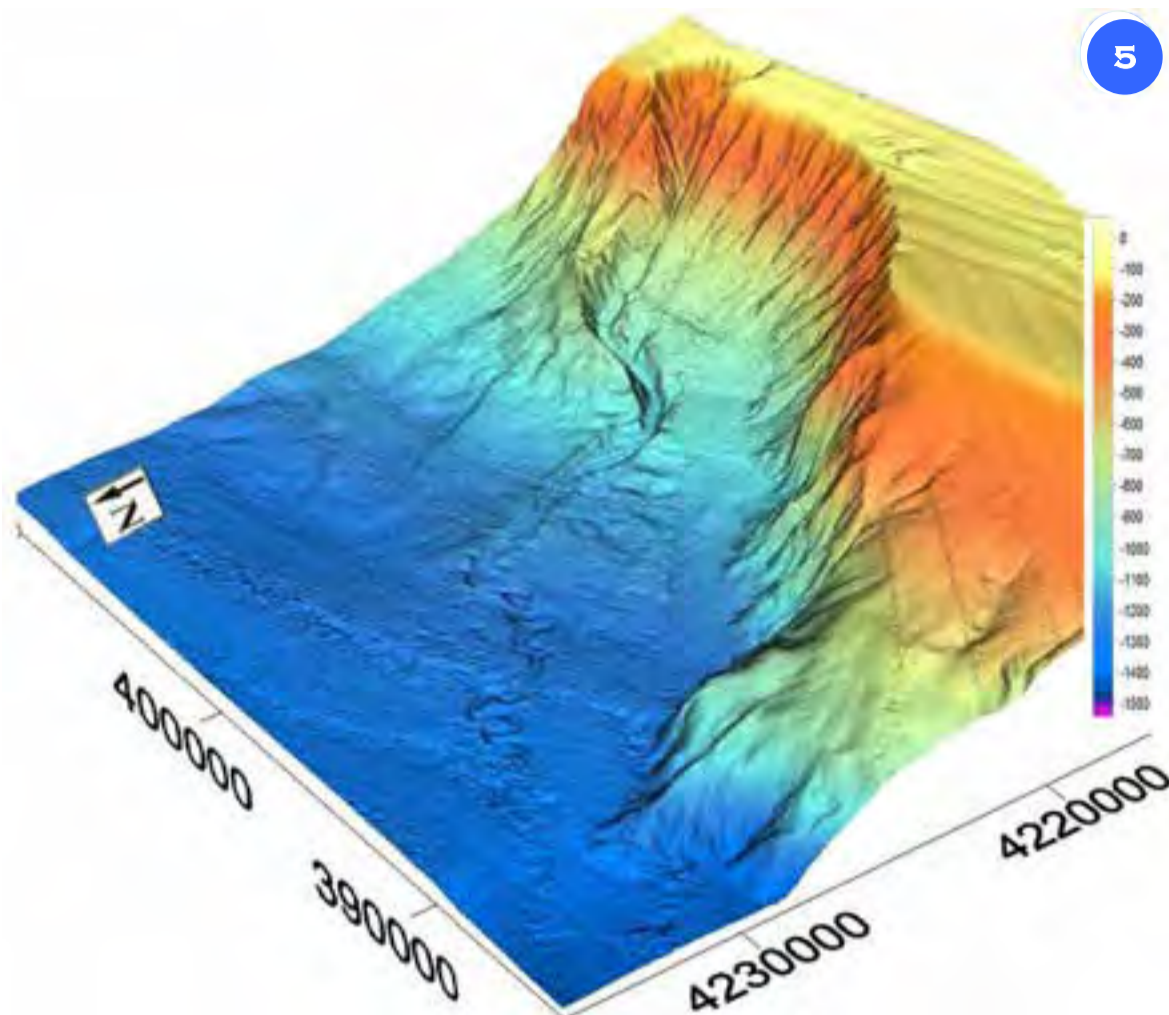
Simplified scheme showing the geological setting of the continental shelf in the Gulf of Termini Imerese, which images a buried basin filled by Plio-Quaternary deposits (Fig. 1).

The stratigraphic features of the fill are illustrated in the sparker seismic profile across the continental shelf (Fig. 2).

The Pleistocene succession, affected by faults (**F**) and sliding (**s**), is truncated by the erosional surface formed during the last eustatic fall (**SB**). Along the shelf margin, the lowstand prograding wedge (**LST**) lies. Above the **SB**, a thick holocene wedge (**TST+HST**) accumulated during the sea level rising and highstand. The chirp profile of Figure 3 images the last depositional sequence unconformably lying above the erosional surface bounding the top of the pre-Holocene bedrock.

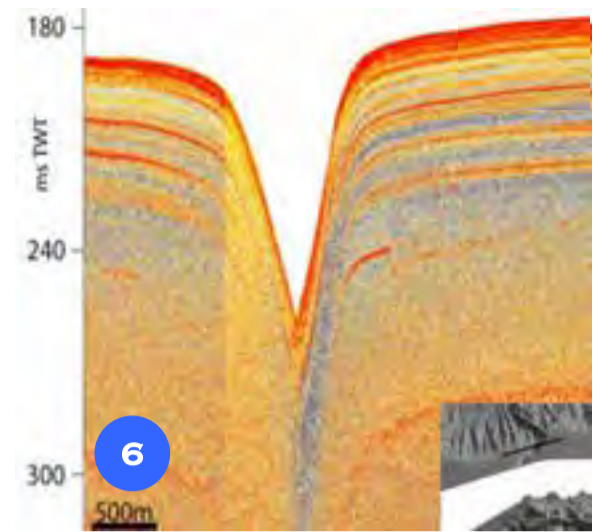
Recent tectonics offset Quaternary deposits and can show a synsedimentary growth pattern.

The chirp profile of Figure 4 crosses an E-W oriented structural relief. It represents a threshold for the accumulation of a thicker Holocene succession.



Il Canyon Capo Plaia è situato nel settore orientale del Golfo di Termini Imerese e si estende per una lunghezza di circa 40 km (Fig. 5). La testata del canyon, ubicata a meno di 2,5 km dalla costa, presenta una forma allungata ed un decorso rettilineo con direzione SO-NE. Nel tratto iniziale, il fianco destro del Canyon di Capo Plaia, risulta caratterizzato da tre nicchie di distacco coalescenti larghe nell'insieme circa 1 km. Il canyon mostra un percorso tortuoso ed un andamento leggermente meandriforme nel tratto più distale dove l'indice di sinuosità è pari a 1,24. Il canyon ha un'evoluzione progressiva (dall'alto verso il basso) con un'importante controllo tettonico, evidenziato da netti cambiamenti di direzione dell'asse. Nel tratto prossimo alla testata i fianchi hanno un'inclinazione di circa 16° e sono poco interessati da processi erosivi; nel tratto più distale l'inclinazione diminuisce e si attesta su valori

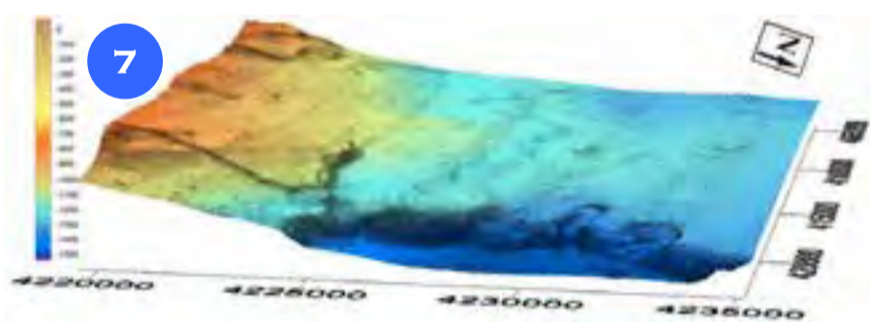
di circa 7°, fatta eccezione tra 750 e 1000 m di profondità, in cui il canyon mostra un'ansa in direzione NO-SE con valori di inclinazione nel fianco destro di circa 15°. Il canyon ha una sezione trasversale a "V" fortemente asimmetrica (Fig. 6), con il fianco orientale, alto fino a 100 m, ben più sviluppato di quello occidentale. La valle mediamente ampia circa 1000 m si restringe a soli 500 m a circa 650 m di profondità, dove si osserva il cambiamento del profilo trasversale da una forma a "V" ad una forma ad "U". In base all'andamento del profilo longitudinale ed alle caratteristiche morfologiche generali, si può desumere che il canyon è stato scavato da flussi sedimentari erosivi che iniziavano il loro trasporto dal margine della piattaforma continentale, dove la testata del canyon può intercettare il flusso dei sedimenti presi in carico dalla corrente di deriva litorale.



The Canyon of Cape Plaia is located in the eastern sector of the Gulf of Termini Imerese and extends about 40 km in length (Fig. 5). The head of the canyon, located less than 2.5 km far from the coast, has an elongated shape and a straight course with a SW-NE direction. In the upper part, the right side of the canyon is scoured by three coalescent headscarps, around 1-km-wide on the whole.

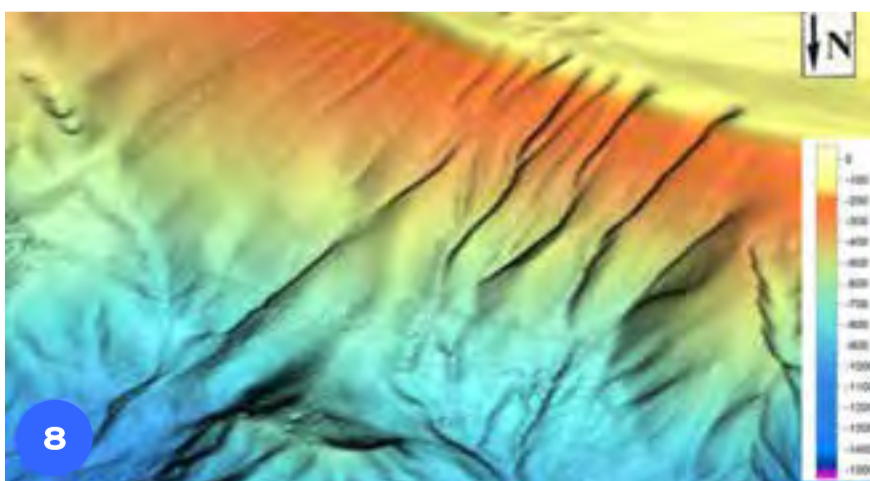
The Canyon of Cape Plaia shows a tortuous path, slightly meandering in the most distal part, where the sinuosity index is equal to 1.24. The canyon has a progressive (top-down) evolution with a major tectonic control, highlighted by sharp changes in the axis direction. Close to the head, the canyon walls reach a slope of about 16° and are just slightly affected by slope failures; along the most distal part, the wall slope decreases to values of about 7°, except between 750 and 1000 m depth, where the thalweg describes a bend NW-SE oriented with slope values along the left wall of about 15°. The canyon displays a strongly asymmetric "V shaped" cross-section (Fig. 6), with the eastern flank, up to 100 m high, that is more developed than the western one. The cross section of the canyon, about 1000-m-wide on average, narrows to only 500 m at about 650 m depth, where the transverse profile changes from a "V-shaped" to a "U-shaped" cross section. Based on the longitudinal profile and the general morphological features, it can be inferred that the canyon was carved by erosive sedimentary flows. Sedimentary flows began their transport from the edge of the continental shelf, where the head of the canyon could intercept the flow of sediments taken in load by the littoral drift current.

FRANE E POCKMARK LUNGO LA SCARPATA



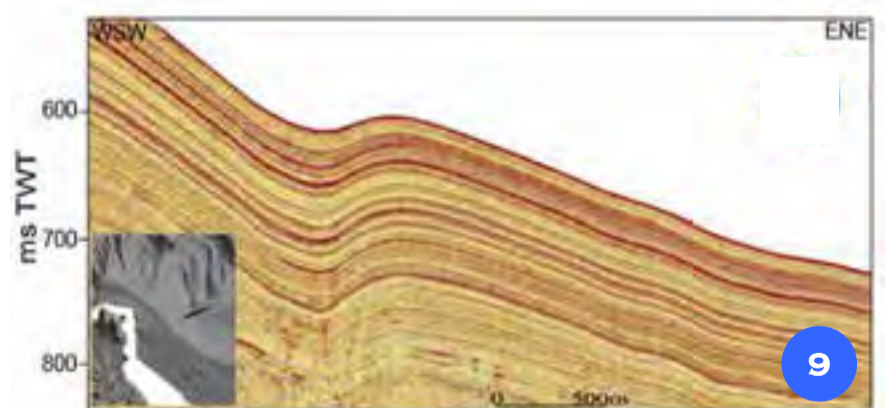
Lineamenti tettonici (faglie), che interessano la scarpata continentale con direzione NNO-SSE, generano sul fondale marino scarpate morfologiche alte fino a 250 m. Tali scarpate creano condizioni favorevoli all'innescio di frane sottomarine, come evidente dal modello tridimensionale illustrato in Figura 7 (vista da est).

Tectonic features (faults) affecting the continental slope with a NNW-SSE direction, form escarpments up to 250-m-high, which promote the development of submarine landslides, as seen in the digital terrain model of Figure 7 (view from the east).



Il modello morfo-batimetrico del settore occidentale della scarpata continentale del Golfo di Termini Imerese mostra incisioni canalizzate e depressioni sub-circolari legate a processi di risalita di fluidi (pockmark), di dimensioni non superiori a 200 m (Fig. 8).

Il profilo sismico che attraversa una di queste depressioni (Fig. 9) mostra la geometria dei riflettori sismici con la concavità rivolta verso l'alto per uno spessore di 160 m.

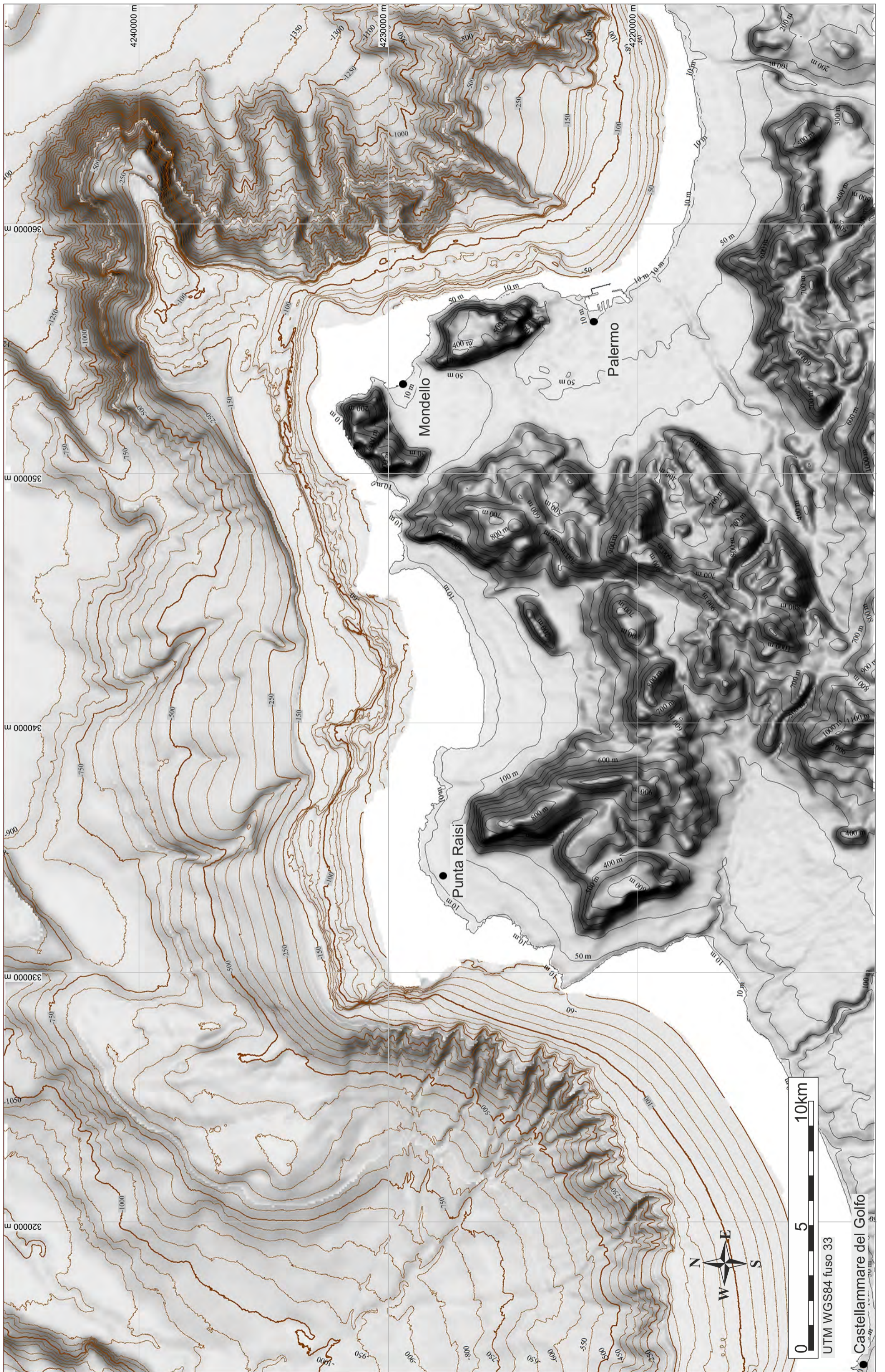


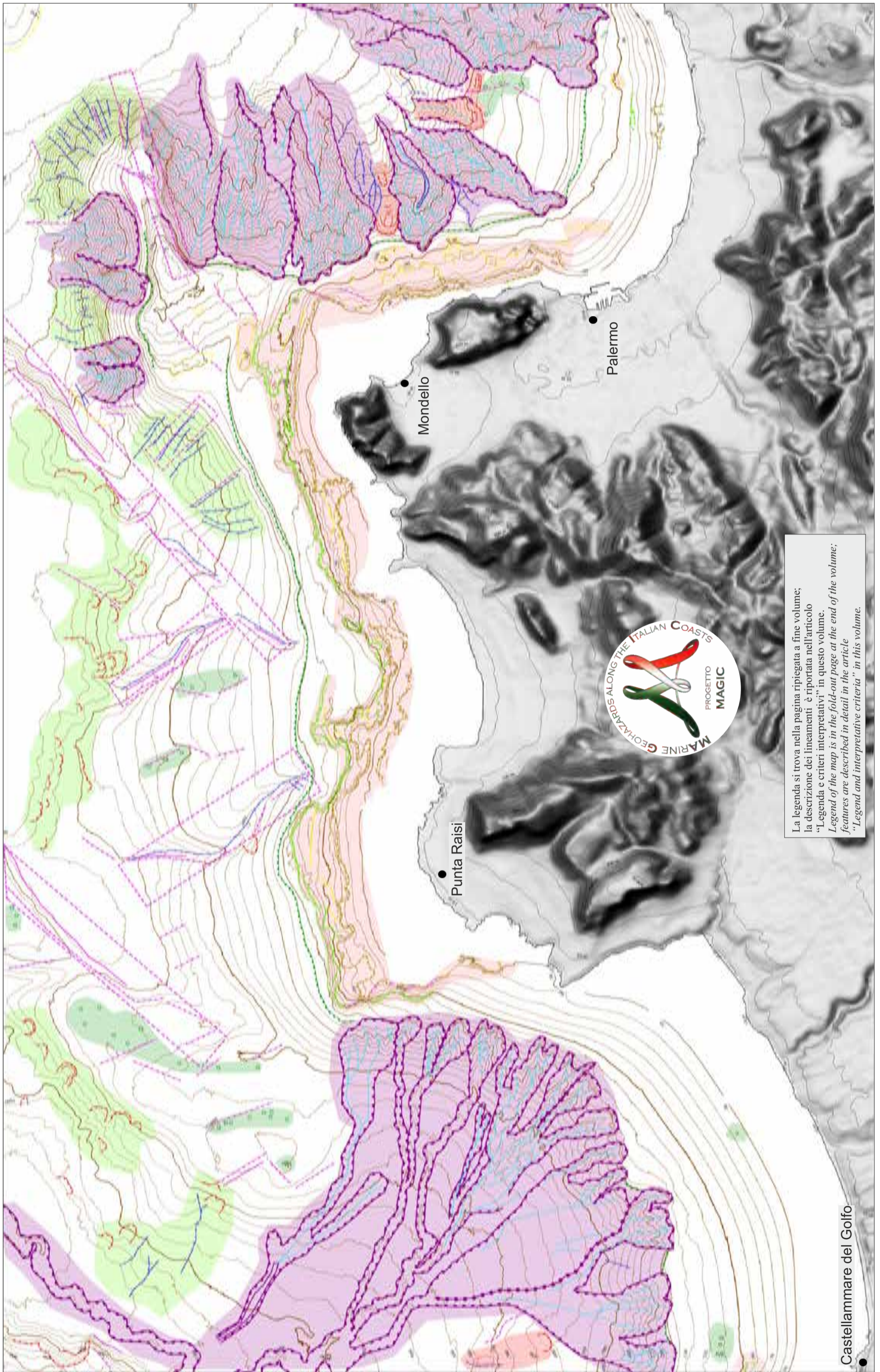
The digital terrain model in the western sector of the continental slope of the Gulf of Termini Imerese shows channelized incisions and sub-circular depressions associated with submarine fluid seepage (pockmark), no larger than 200 m (Fig. 8).

The seismic profile that crosses one of these depressions (Fig. 9) shows the geometry of seismic reflectors with concavity facing upwards for a thickness of 160 m.



FOGLIO 25 PALERMO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Castellammare del Golfo

All'interno del Foglio 25 "Palermo" ricadono due ampie depressioni (Golfo di Castellammare e Golfo di Palermo) separate da un settore morfologicamente rilevato che si estende nell'area marina antistante i monti di Palermo. In ognuno di questi tre settori il sistema piattaforma-scarpata presenta caratteri differenti per quanto riguarda l'estensione e l'inclinazione della piattaforma continentale, la profondità e la natura del bordo della piattaforma e le morfologie presenti lungo i fondali. Queste ultime riflettono gli effetti di molteplici processi: l'ultima oscillazione eustatica, l'attività di lineamenti tettonici recenti o ancora attivi e i fenomeni di instabilità gravitativa.

La piattaforma è ampia tra 2,5 e 8 km con un'inclinazione media tra 1° e 1,5° ed il ciglio si rinviene a tra 120 e 165 m di profondità. Una marcata rottura di pendio concava, presente nel Golfo di Palermo tra 70 e 90 m di profondità e nell'area antistante i monti di Palermo tra 95 e 125 m di profondità, costituisce il limite tra il settore interno e quello esterno della piattaforma. In quello interno sono riconoscibili morfologie relitte (paleo-falesie, beach rock, terrazzi di abrasione marina) formati durante l'ultima risalita del livello del mare. Questa separazione tra piattaforma interna ed esterna non è presente nel Golfo di Castellammare.

Gli ambienti di scarpata si estendono dal bordo della piattaforma sino a circa 1400 m di profondità, con valori dell'inclinazione media compresi tra 5,5° e 8° (i valori massimi si osservano lungo i fianchi della Barra, un alto morfostrutturale sommerso a nord del Golfo di Palermo). Nel Golfo di Castellammare ed in quello di Palermo i fondali della scarpata continentale sono solcati da numerosi canyon sottomarini che costituiscono vie preferenziali per il trasporto dei sedimenti dalla piattaforma verso le aree bacinali che si estendono all'interno della scarpata continentale (*intra-slope basin*). Nei due golfi i canyon mostrano caratteri morfologici molto differenti che riflettono differenti modalità di formazione ed evoluzione (Fig. 1; Lo Iacono et al., 2014). Le principali differenze riguardano la forma della testata ed il ruolo giocato dai processi di instabilità gravitativa che risultano molto più diffusi ed estesi lungo i fianchi dei canyon presenti nel Golfo di Palermo (Lo Iacono et al., 2011; Sulli et al. 2018). Anche nel settore antistante i monti di Palermo sono presenti incisioni canalizzate ben sviluppate, la maggiore delle quali raggiunge una lunghezza di circa 9 km e quasi 100 m di profondità. L'origine di queste incisioni è riconducibile all'azione di faglie orientate NNO-SSE e NE-SO. Lineamenti tettonici con questi orientamenti sono molto diffusi all'interno del foglio e documentano un'attività tettonica recente che genera un'articolazione del fondale con alti e bassi morfologici separati da scarpate di faglia alte sino a 300 m.

Alcune delle faglie osservate sono inoltre attive e sismogenetiche come documentato dalla distribuzione degli epicentri dei terremoti (Figg. 2 e 3). In particolare i cluster delle sequenze sismiche del 1998 (M 5,2) e del 2002 (M 5,6), le cui soluzioni focali rivelano meccanismi compressivi, ed orientati rispettivamente NO-SE ed ENE-OSO, sono allineati con alcune delle strutture tettoniche riconosciute.

*The two large depressions of the Gulf of Castellammare and the Gulf of Palermo are included in the Sheet 25 "Palermo"; they are separated by a submarine ridge that extends offshore Palermo mounts. In each of these three areas, the continental shelf-slope system is characterized by striking differences concerning the continental shelf width and steepness, the nature and depth of the shelf edge and the morphological features occurring along the seafloor. These features reflect the effects of different processes: the last eustatic oscillation, the activity of recent or still active tectonic features and the gravitational instability.*

*The continental shelf is between 2.5- and 8-km-wide, with an average slope between 1° and 1.5°, and the edge is located between 120 and 165 m depth. An enhanced, upward concave break of slope, observed between 70 and 90 m depth in the Palermo Gulf and between 95 and 125 m depth in front of the Palermo mounts, represents the boundary which separates the inner and outer sectors of the shelf. Along the inner one, relict morphologies (paleo-cliffs, beach rocks, marine abrasion terraces), which formed during the last sea level rise, are evident. This separation between inner and outer platform is absent in the Gulf of Castellammare.*

*The continental slope domains are stretching from the edge of the platform down to about 1400 m depth, with average slope values between 5.5° and 8° (maximum values are observed along the flanks of the submerged Barra High, north of the Gulf of Palermo).*

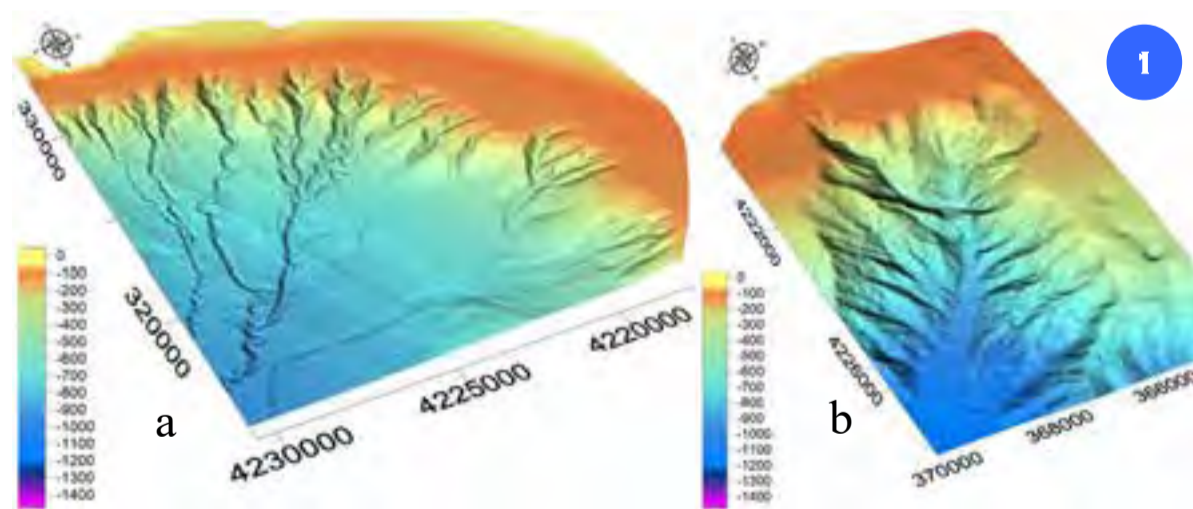
*Along both the Gulf of Castellammare and the Gulf of Palermo, the continental slope is scoured by numerous submarine canyons that constitute preferential pathways for the transport of sediment from the platform to the basinal areas located along the continental slope. When comparing the two gulfs, canyons show very different morphological characters as a consequence of their different formation and evolution (Fig. 1; Lo Iacono et al., 2014). The main differences concern the headscarp shape and the role played by the gravity mass movements that are more extensive along the canyon walls in the Palermo Gulf (Lo Iacono et al., 2011; Sulli et al., 2018).*

*Also in the area in front of the Palermo mounts, channelized incisions are well developed, the largest of which reaches a length of about 9 km and a depth of nearly 100 m.*

*The origin of these linear scours is due to the activity of faults NNW-SSE and NE-SW oriented. Tectonic features with these trends are widely distributed within the sheet; they document a recent tectonic activity that generates an articulation of the seabed with morphological highs and lows separated by fault scarps up to 300-m-high.*

*Some of the observed faults are also active and seismogenic, as documented by the distribution of earthquake epicenters (Figs. 2 and 3). Indeed, focal solutions clusters of seismic sequences of 1998 (M 5.2) and 2002 (M 5.6), whose solutions reveal compressive mechanisms NW-SE and ENE-WSW oriented, are aligned with some of the tectonic structures recognized.*

## CANYON SOTTOMARINI



*The Canyon of Castellammare developed in the eastern sector of the gulf from the confluence of several minor incisions (Fig. 1a), which spread out from the edge of the continental shelf down to a depth of about 1000 m, where they merge into the main flow. At greater depths, the canyon develops within a structural depression that continues up to the Ustica Basin, for a total length of more than 60 km.*

*The Palermo Gulf is characterized by numerous canyons generated by different mechanisms, most of which developed in a straight line along a maximum length of 12 km. Some of these formed along tectonic features, others are set in front of the main rivers, others have retrogressive evolution (bottom-up) with*

*headscarps that penetrate into the shelf and producing, in some places, an uneven pattern.*

*The Canyon Eleuterio (Fig. 1b) is the widest of the Palermo Gulf; it displays a head approximately 3.5-km-wide, characterized by the coalescence of a number of landslide escarpments, which are also common along the canyon wall. The morphological differences observed between the canyons of the two gulfs reflect different genetic mechanisms.*

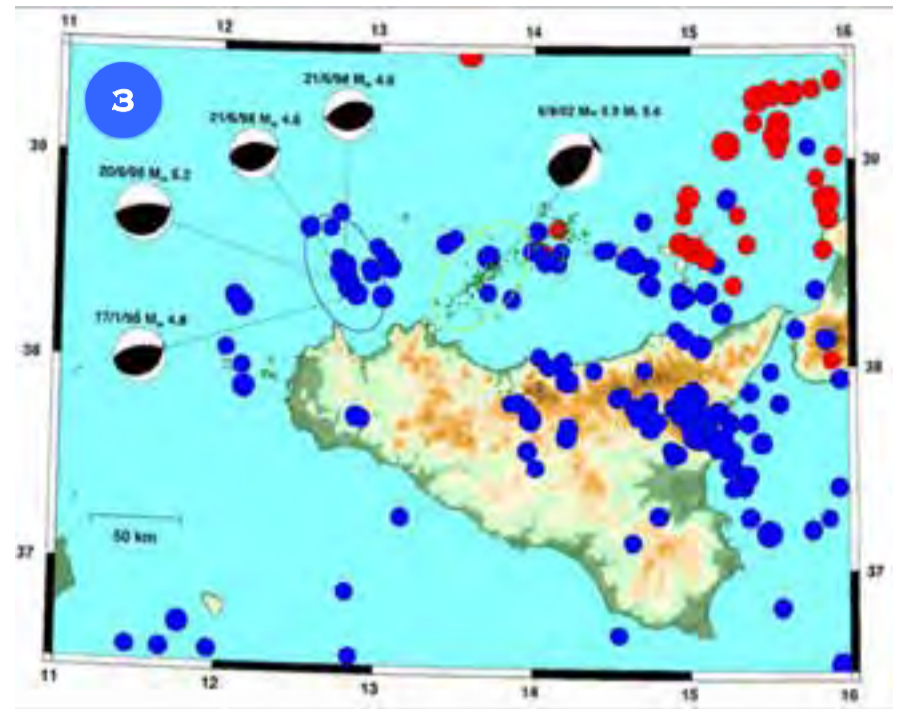
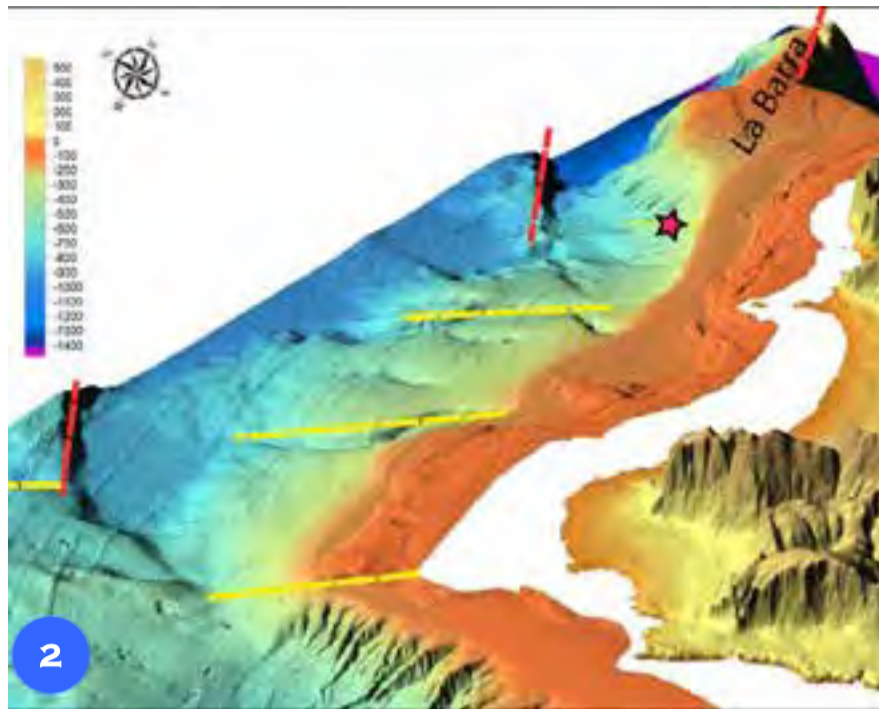
*The Canyon of Castellammare formed after the activity of erosive sedimentary flows from the margin of the continental shelf, while the canyons of the Palermo Gulf are mainly the product of the retrogressive development of submarine landslides (Lo Iacono et al., 2014).*

Il Canyon di Castellammare nasce nel settore orientale del golfo dalla confluenza di numerose incisioni minori (Fig. 1a), che si dipartono dal ciglio della piattaforma continentale proseguendo sino a circa 1000 m di profondità, dove confluiscono nell'asse principale del canyon. A profondità maggiori il canyon si sviluppa all'interno di una depressione strutturale che prosegue sino al Bacino di Ustica, per una lunghezza complessiva di oltre 60 km.

Il Golfo di Palermo è caratterizzato da numerosi canyon, la maggior parte dei quali si sviluppano con andamento rettilineo per una lunghezza non superiore a 12 km, generati da differenti meccanismi di formazione. Alcuni di questi canyon si formano in corrispondenza di lineamenti tettonici, altri si impostano in corrispondenza dei principali corsi fluviali, altri ancora hanno un'evoluzione retrogressiva (dal basso verso l'alto) con testate che si addentrano nella piattaforma determinando, in alcuni tratti, un andamento frastagliato del ciglio.

Il Canyon Eleuterio (Fig. 1b) è il più ampio tra quelli del Golfo di Palermo: presenta una testata ampia circa 3,5 km, caratterizzata dalla coalescenza di più nicchie di frana, le quali sono molto diffuse anche lungo i fianchi. Le differenze morfologiche osservate tra i canyon dei due golfi riflettono differenti meccanismi genetici.

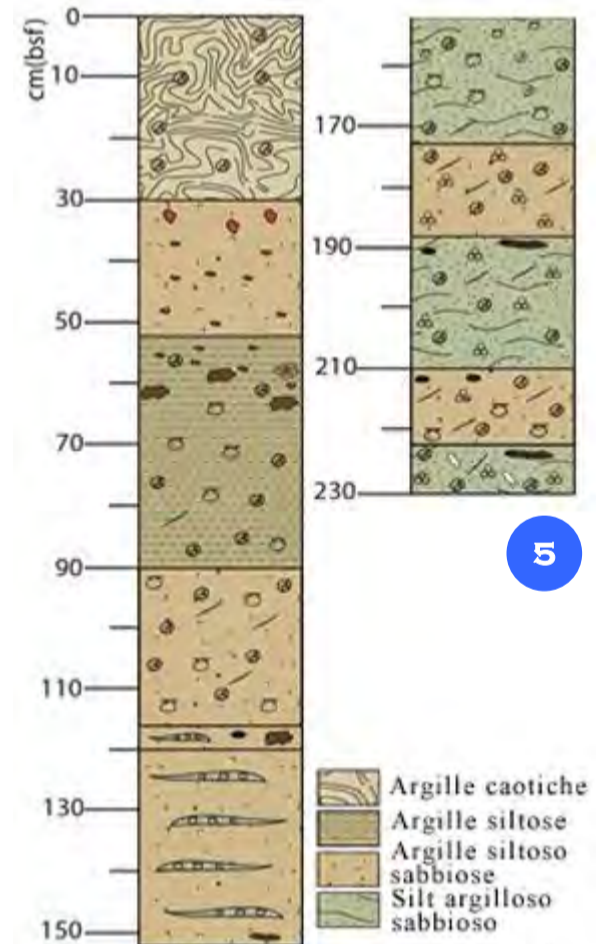
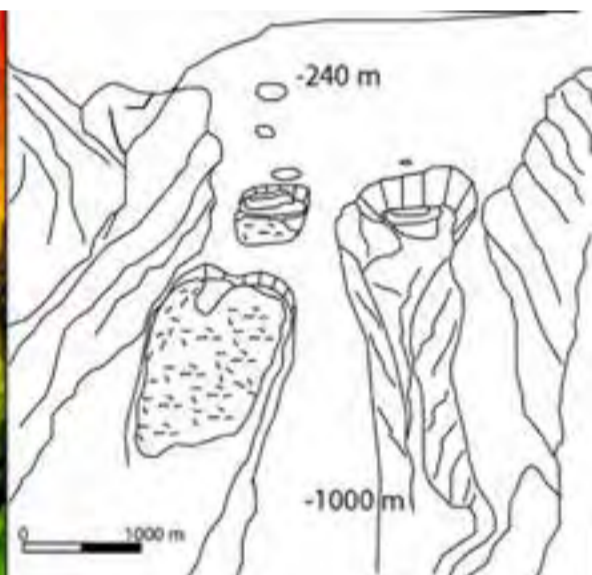
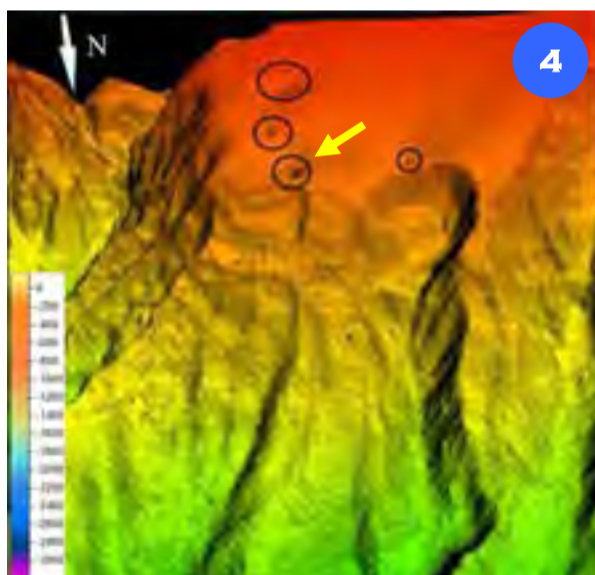
Il Canyon di Castellammare si è formato ad opera dell'azione di flussi sedimentari erosivi provenienti dal margine della piattaforma continentale; i canyon del Golfo di Palermo sono principalmente il prodotto dello sviluppo retrogressivo di frane sottomarine (Lo Iacono et al., 2014).



Il modello morfo-batimetrico mostra il sistema compressivo orientato ENE-OSO (in rosso) evidenziato da faglie inverse ad alto angolo, come nel settore della Barra, ed il sistema transtensivo e/o distensivo orientato NO-SE (in giallo) con, in alcuni casi, strutture di inversione (Fig. 2). Nella carta di Figura 3 sono mostrati (ellisse in blu) gli epicentri delle sequenze sismiche avvenute nel 1998 e nel 2002 con i meccanismi focali degli eventi di maggiore intensità (Md). Come si vede, il cluster degli epicentri della sequenza del 2002 (ellisse in giallo), a nord del Golfo di Palermo, risulta allineato con la faglia che borda l'alto morfologico della Barra ed il cluster del terremoto del 1998 è allineato con le strutture tettoniche presenti nell'offshore dei monti di Palermo. Questi due sistemi si possono definire attivi e sismogenetici.

Tectonic features and seismicity. The DTM in Figure 2 shows the compressive system ENE-WSW oriented (in red) highlighted by high-angle reverse faults, as close to La Barra, and the transtensional and/or extensional system NW-SE oriented (in yellow), in some cases characterized by structures of inversion (Fig. 2). In the map of Figure 3, the cluster of the earthquake of 2002 (yellow ellipse), located north of the Gulf of Palermo and aligned with the fault line which skirts La Barra, and the cluster of 1998 (blue ellipse), aligned with the tectonic structures present in the Palermo mounts offshore, along with the focal solution of the most intense events, are shown. The focal solutions reveal compression mechanisms and allow to define these two systems as active and seismogenic.

FUORIUSCITA DI FLUIDI ED INSTABILITÀ GRAVITATIVA

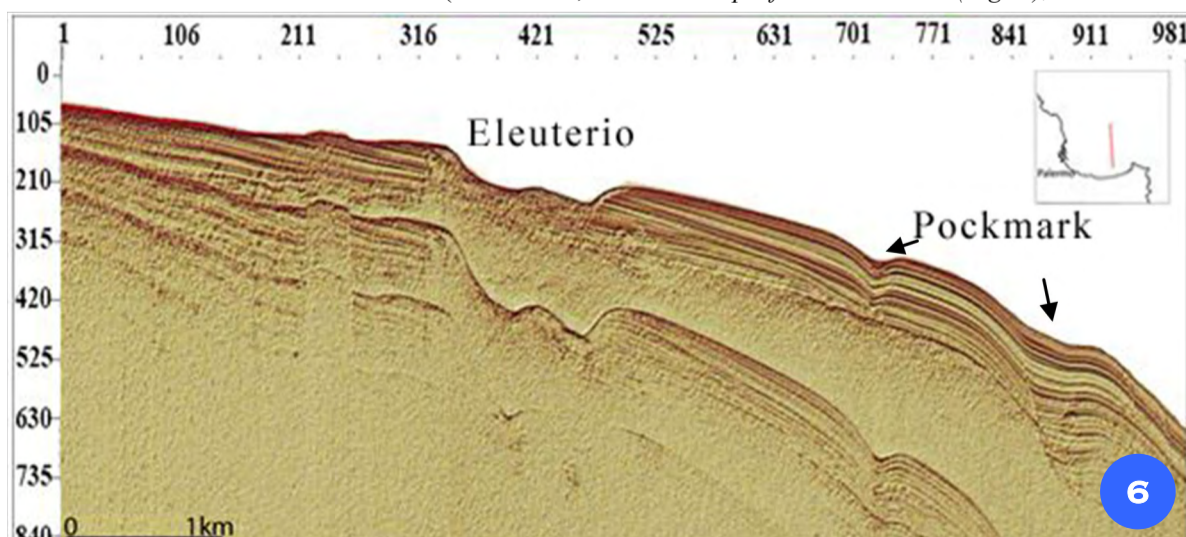


I pockmark, diffusi lungo la scarpata superiore, presentano diametro compreso tra 100 e 350 m e si trovano tra 5 e 20 m di profondità. Nel Golfo di Palermo alcuni pockmark si trovano immediatamente a monte delle nicchie di frana (Fig. 4) e sono costituiti da sedimenti prevalentemente argillosi (Fig. 5; Pennino et al., 2014). È il caso di due frane rinvenute tra il Canyon Oreto ed il Canyon Eleuterio tra 360 e 410 m di profondità e ad una distanza di circa 8,5 km dalla costa. La frana occidentale è caratterizzata da una nicchia di distacco larga circa 900 m, una scarpata alta circa 100 m solcata da numerose incisioni e una forma ad anfiteatro. La frana orientale è caratterizzata da una nicchia di distacco larga circa 690 m, una scarpata principale alta 95 m e una scarpata secondaria con altezza di circa 65 m (Sulli et al.,

2013). La risalita dei fluidi che ha generato i pockmark, riconosciuti immediatamente a monte delle nicchie di distacco delle frane, ha favorito l'instabilità dei sedimenti agevolando l'innescio dei processi gravitativi. Il profilo sismico sparker (Fig. 6) attraversa il margine intercettando la testata del Canyon Eleuterio e due pockmark lungo la scarpata. La freccia in giallo indica l'ubicazione della carota in Figura 4.

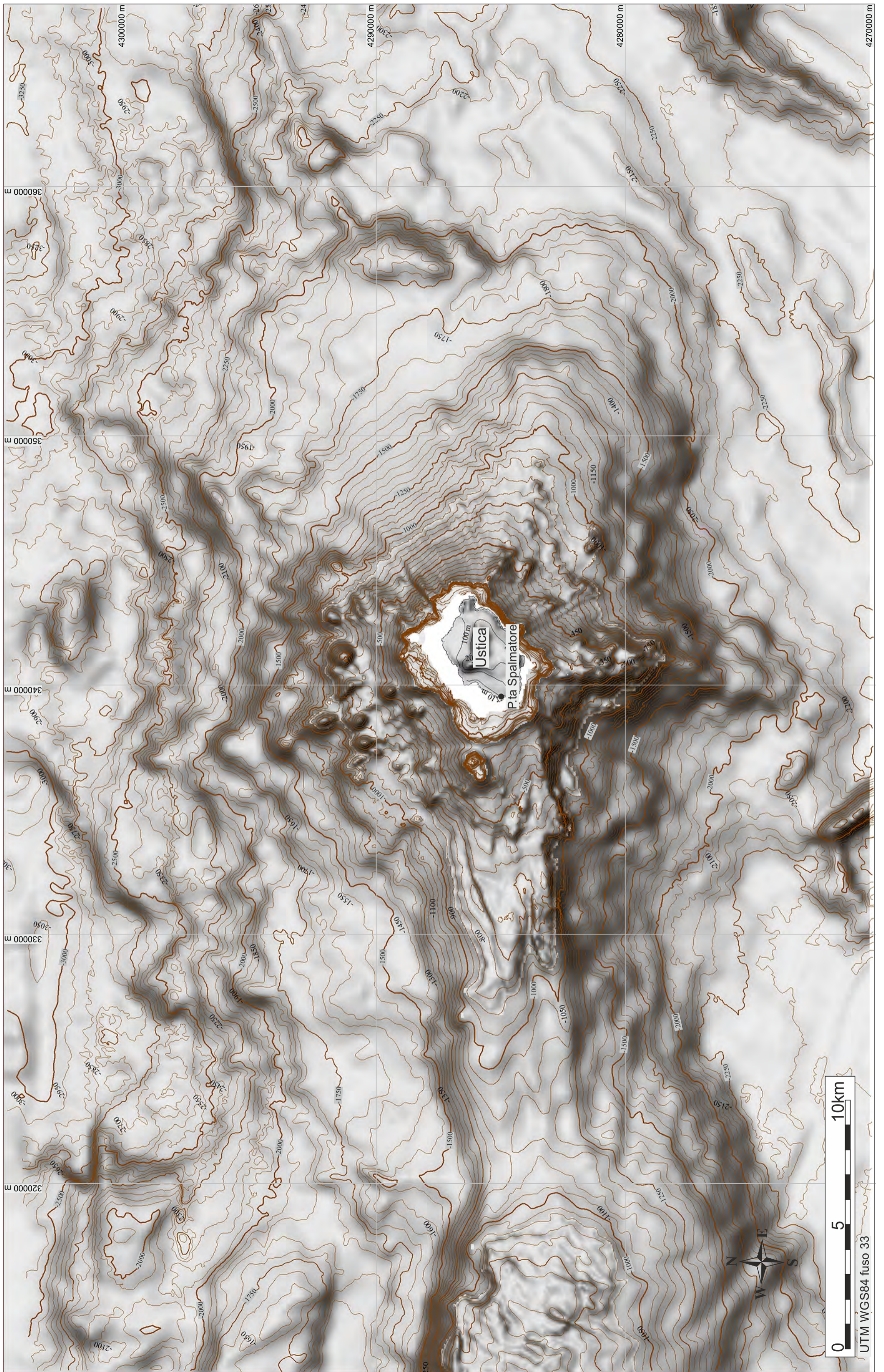
Fluid escape and gravitational instability. The pockmarks, disseminated along the upper slope, have diameter between 100 and 350 m and are between 5 and 20 m deep. Some pockmarks in the Palermo Gulf lie immediately upstream of the headscarp of the landslides (Fig. 4), and consist

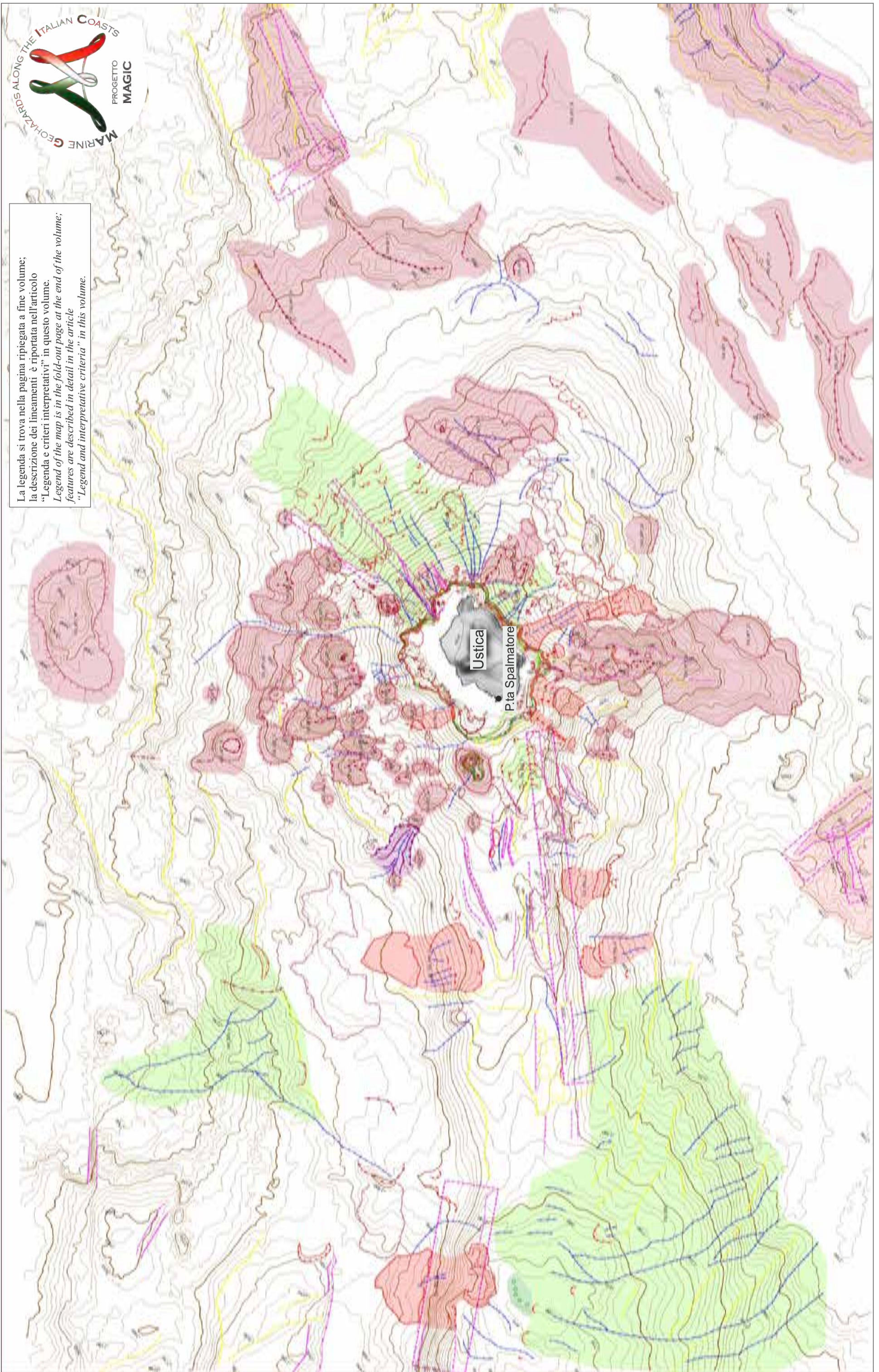
mainly of clay sediments (Fig. 5; Pennino et al., 2014). This is the case of two landslides found between the Canyon Oreto and the Canyon Eleuterio between 360 and 410 m depth, at a distance of about 8.5 km from the coast. The western landslide is characterized by a large detachment approximately 900-m-wide, and an amphitheater-shaped escarpment about 100-m-high and scoured by numerous gullies. The landslide toward east is characterized by a detachment approximately 690-m-wide, a main headscarp 95-m-high and a secondary escarpment with a height of approximately 65 m (Sulli et al., 2013). Fluids emission, which generated pockmarks found immediately upstream of the headscarps of landslides, enhanced sediments instability by triggering gravitational processes. The sparker seismic profile (Fig. 6) crosses the shelf margin intercepting the head of the Canyon Eleuterio and two pockmarks along the escarpment. In Figure 4, yellow arrows indicate core location.





FOGLIO 26 USTICA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Ustica  
 P.ta Spalmatore





Il Foglio 26 “Ustica” è in larga parte occupato dagli edifici vulcanici di Ustica e di Anchise, i quali formano una dorsale allungata in direzione circa est-ovest, che si eleva da fondali profondi oltre 2500 m al margine sud-occidentale della piana batiale tirrenica.

I due edifici vulcanici mostrano caratteri differenti: affinità alcalina ed età pleistocenica per Ustica, affinità calcalkalina ed età probabilmente pliocenica per Anchise (Fig. 1 e 2). La sommità del Vulcano Anchise è oggi sommersa a 534 m di profondità, mentre la porzione sommitale di Ustica forma un’isola che si eleva fino a 244 m sul livello del mare.

Attorno all’isola si estende una ristretta piattaforma continentale, caratterizzata da una superficie di abrasione marina (Furlani et al. 2017), modellata sulle rocce vulcaniche e ricoperta da una sottile coltre sedimentaria di natura vulcanoclastica e bioclastica. La piattaforma risulta più ampia e continua in corrispondenza dei quadranti nord-occidentali, dove la massima ampiezza è di 2 km. Il ciglio, prevalentemente erosivo, delimita la piattaforma continentale tra 100 e 130 m di profondità (Fig. 3).

Le pendici sottomarine del vulcano mostrano caratteri differenti tra il settore settentrionale e quello meridionale. Quello a nord è caratterizzato da numerosi coni eruttivi, presenti sino a 1900 m di profondità, aventi differenti dimensioni ed altezze, alcuni dei quali di età recente, come suggerito dalla morfologia ben conservata. Molti di questi coni vulcanici si allineano con i lineamenti tettonici principali a carattere regionale, riconosciuti sia a terra che in *offshore* (orientati ENE-OSO, NO-SE; Fig. 5), e a luoghi costituiscono delle soglie che fungono da ostacolo per i sedimenti, formando limitate aree sub-pianeggianti nella scarpata con pendenze comprese tra i 3° ed i 5°. I coni vulcanici maggiori sono posti tra 290 e 1130 m di profondità e raggiungono altezze massime di 890 m e pendenze massime sui fianchi di 38° circa, e la loro base in media non è mai minore di 1.5 km<sup>2</sup>.

Il settore meridionale risulta più scosceso e quasi privo di coni eruttivi e presenta un’inclinazione media più elevata, intorno a 13°. La maggiore acclività del pendio sottomarino favorisce l’innescio di diffusi processi di instabilità gravitativi, evidenziata da nicchie di distacco ampie fino a 1700 m, ed accumuli di frana sia a blocchi che con superficie gibbosa. Lo sviluppo in direzione circa est-ovest del settore di scarpata tra Ustica ed Anchise, segue l’andamento di un importante lineamento tettonico recente, noto come Faglia Arso, riconosciuta anche in affioramento nell’Isola di Ustica (Fig. 5). Alla base del pendio meridionale del vulcano, a più di 2100 m di profondità, si estende il bacino intra-scarpata di Ustica, la cui superficie risulta movimentata dalla presenza di dicchi vulcanici orientati circa NE-SO (Fig. 3), mentre verso nord i fondali alla base del pendio vulcanico degradano verso la piana batiale sud tirrenica.

*The Sheet 26 “Ustica” is largely occupied by the volcanic edifices of Ustica and Anchises, which form a ridge approximately elongated in the E-W direction, which rises from 2500 m depth along the south-western margin of the Tyrrhenian bathyal plain.*

*The two volcanic edifices show different characters: alkaline affinity and Pleistocene age for Ustica, calc-alkaline affinity and probably Pliocene age for Anchises (Figs. 1 and 2).*

*The top of the Anchise Volcano is now submerged at 534 m depth, while the top of Ustica originated an island that rises up to 244 m above the sea level. A narrow continental shelf encompasses the island, characterized by a marine abrasion surface (Furlani et al., 2017) shaped on the volcanic bedrock and covered with a thin layer of volcanoclastic and bioclastic sediments. The shelf is wider and more continuous along the north-western offshore, where it attains the maximum amplitude of about 2 km. The shelf break, predominantly erosive, occurs between 100 and 130 m depth (Fig. 3).*

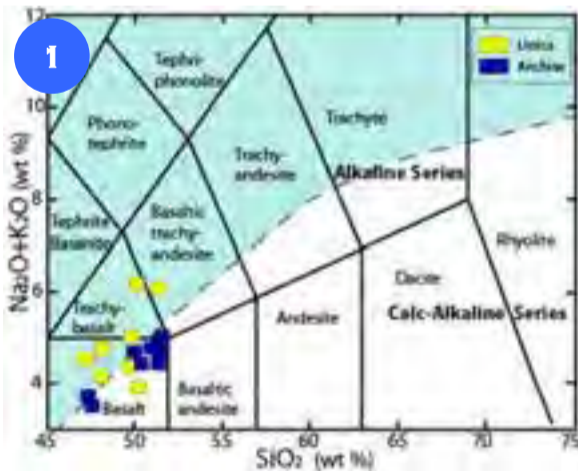
*The submarine slopes of the volcano show different characters in the northern and southern sectors. The northern submarine slope, down to 1900 m depth, is characterized by a number of volcanic cones, having different sizes and heights; some of them are recent, as suggested by the well-preserved morphology.*

*The volcanic edifices often align with the main regional tectonic features recognized both onshore and offshore and oriented ENE-WSW and NW-SE (Fig. 5). In some cases, the cones form morphologic thresholds that act as a dam for sediment transport, bounding subplanar limited areas along submarine escarpments, with slope between 3° and 5°. The major volcanic cones occur from 290 to 1130 m depth and reach heights up to 890 m and gradients along the flanks of approximately 38°; their basis is never smaller than 1.5 km<sup>2</sup>.*

*The southern sector is steeper and almost devoid of volcanic cones. It has an higher average slope, around 13°. The greater steepness of the submarine slope in this area, promotes the onset of widespread processes of gravitational instability, as evidenced by head escarpments large up to 1700 m, and accumulations showing landslide blocks or bumpy surfaces.*

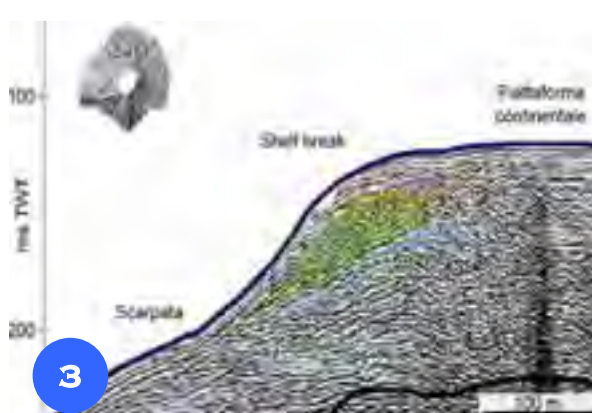
*The approximately E-W direction of the escarpment between Ustica and Anchises follows the trend of a recent, major tectonic lineament, known as Arso Fault, which has been also recognized in outcrop on the Island of Ustica (Fig. 5). At the base of the southern slope, below 2100 m depth, the intra-slope Basin of Ustica lies. In the surface of the basin, NE-SW oriented volcanic dikes are present, whereas northward, the seabed at the base of the slope deepens gradually towards the south Tyrrhenian bathyal plain (Fig. 3).*

## ROCCE E SEDIMENTI VULCANO-CLASTICI

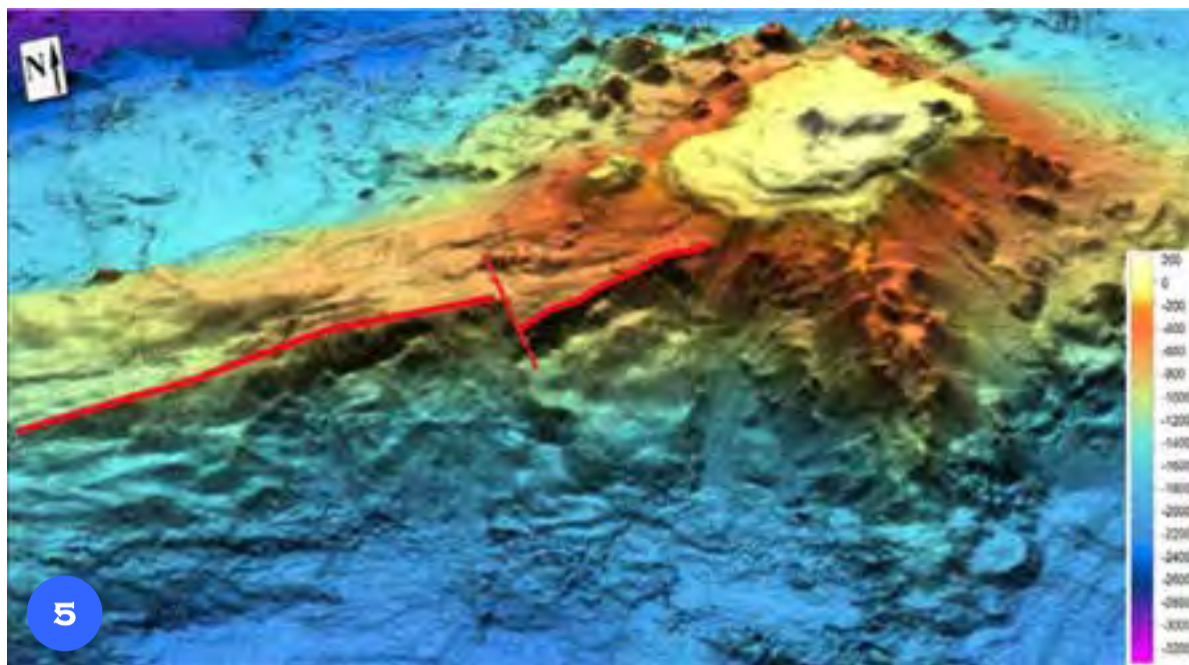


Il diagramma Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> mostra la differente affinità delle serie magmatiche di Ustica ed Anchise, rispettivamente alcalina e calcalkalina (modificato da Cadoux et al., 2005; Fig. 1). La sezione sottile a nicols incrociati dei basalti di Ustica (Fig. 2) mostra fenocristalli di olivina (colori vivaci) e plagioclasio (tonalità di grigio). I fenocristalli sono immersi in una pasta di fondo microcristallina costituita da plagioclasio e olivina (Peccerillo, 2005b).

Il profilo sismico (sparker 16 kJ; Fig. 3), nell’*offshore* settentrionale di Ustica, mostra depositi progradanti al margine della piattaforma. Alla base della scarpata sud-orientale una coltre sedimentaria di depositi torbiditici e vulcanoclastici, spessa circa 70 m, poggia in *onlap* su alcuni dicchi vulcanici, caratterizzati da una facies sismica sorda (profilo sismico chirp; Fig. 4).



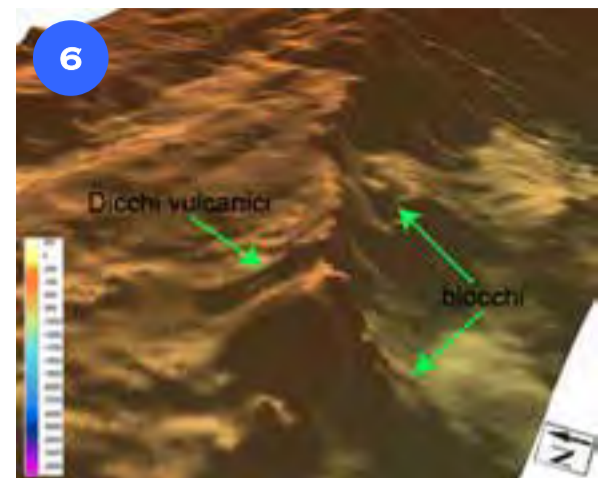
*The Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> diagram shows the different affinity between the magmatic series of Ustica and Anchise volcanoes, alkaline and calcalkaline, respectively (modified from Cadoux et al., 2005; Fig. 1). The thin section in crossed nicols of the basalts of Ustica (Fig. 2), shows phenocrysts of olivine (vibrant colors) and plagioclase (gray). The phenocrysts are set in a background pasta of microcrystalline plagioclase and olivine (Peccerillo, 2005b). The seismic profile (sparker 16 kJ; Fig. 3) images show the prograding shelf margin along the NW offshore. At the base of the SE escarpment, a layer of volcanoclastic and turbidite deposits, 70 m-thick, onlap on volcanic dikes, characterized by free reflection seismic facies (chirp seismic profile; Fig. 4).*



La Faglia Arso (Fig. 5) è una faglia a carattere regionale (Etiopie et al., 1999) localizzata nel settore occidentale della scarpata con direzione N60°E. Questa faglia risulta dislocata per circa 750-800 m in due tronconi da un lineamento caratterizzato da una orientazione circa N-S. Nel complesso la Faglia Arso si estende per più di 15 km, presentando una scarpata molto acclive, al cui ciglio si trovano un gran numero di dicchi (Fig. 6), disposti lungo la direzione della faglia.

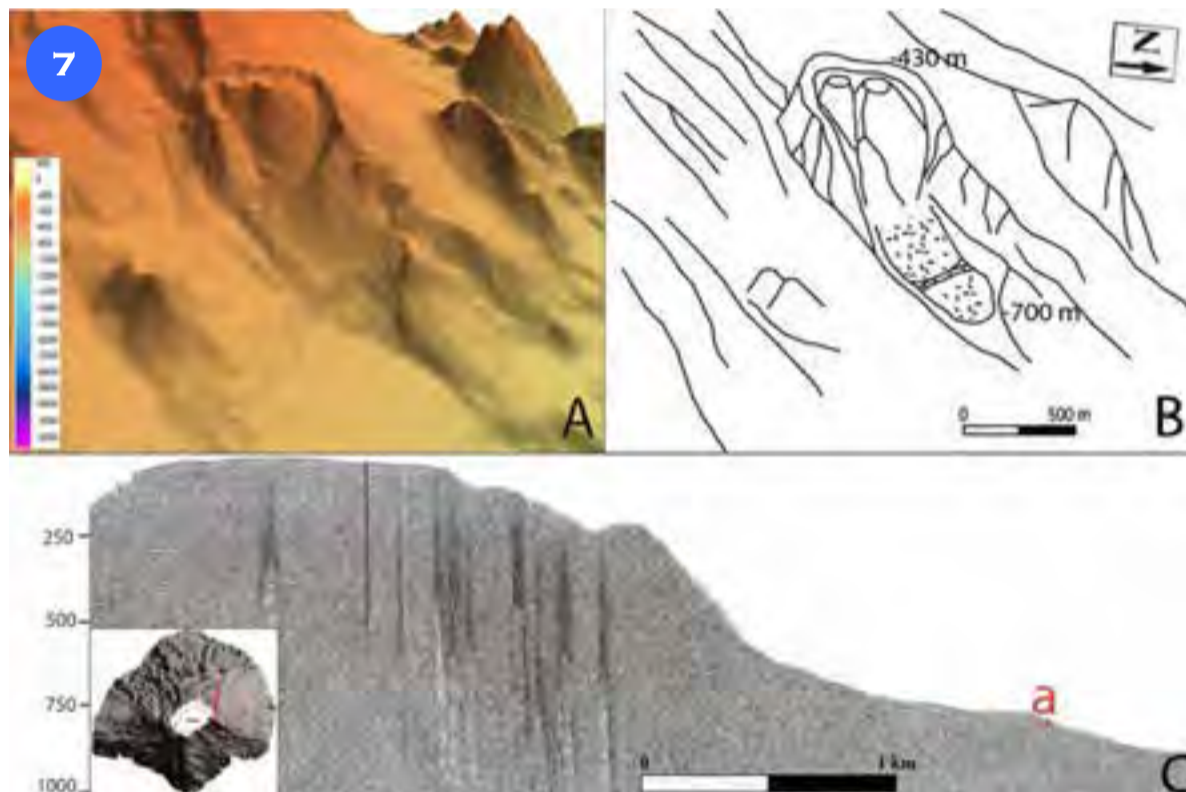
La Faglia Arso ed altre faglie orientate N50°E localizzate nel versante nord-orientale e sud-orientale, mostrano lo stesso andamento dei lineamenti strutturali rilevati a terra, dei quali rappresentano la prosecuzione nel settore offshore.

Nel settore orientale della scarpata, oltre i 2000 m di profondità, i lineamenti strutturali orientati secondo i due sistemi principali, NO-SE e ENE-OSO, ribassano l'intero settore sud-orientale dando luogo al bacino intra-scarpata di Ustica.



Arso Fault (Fig. 5) is a regional fault (Etiopie et al., 1999), located in the western sector of the escarpment, with N60°E direction. It is offset for 750-800 m into two sections by a N-S oriented lineament. The fault extends for more than 15 km on the whole, having a very steep fault scarp, at whose edge there are numerous dikes (Fig. 6), arranged along the direction of the fault. This fault and other features oriented N50°E located along the north-east and south-east slopes, show the same trend of the structural lineaments detected on the mainland, representing their prolongation in the offshore. In the eastern sector of the escarpment, at more than 2000 m depth, the structural lineaments NW-SE and ENE-WSW oriented (according to the two main systems) offset the whole south-eastern area, giving rise to the intra-slope Basin of Ustica.

MORFOLOGIE VULCANICHE ED INSTABILITÀ GRAVITATIVA LUNGO LA SCARPATA VULCANICA SOTTOMARINA

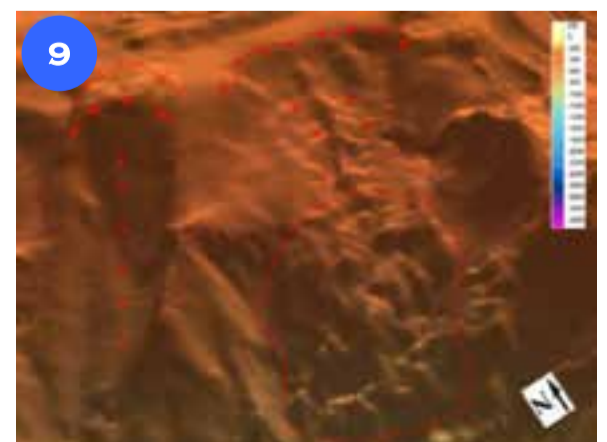
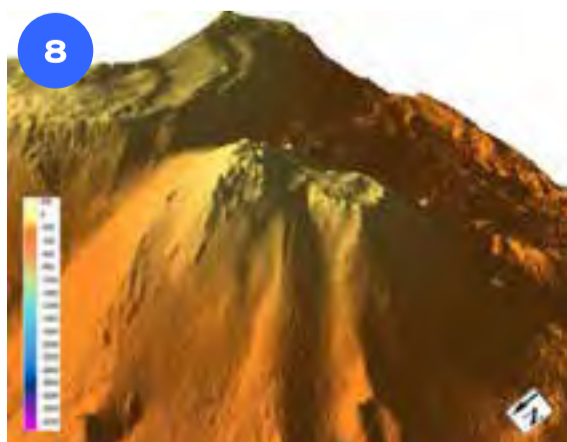


Nel settore nord-orientale della scarpata è presente un apparato vulcanico poligenico formatosi in 2 fasi successive (Fig. 7). Dopo una prima fase di sviluppo del centro vulcanico originario, rappresentato da una depressione di 600 m di diametro, sembra seguire la formazione di due centri vulcanici minori all'interno della stessa area. La recente formazione di tali apparati è messa in risalto dalle depressioni in coincidenza del condotto, non riempite né da successivi materiali derivanti da crolli dell'orlo craterico della prima struttura vulcanica, né da sedimenti pelagici. A) Modello batimetrico tridimensionale; B) Interpretazione del modello batimetrico; C) Profilo sparker 16 kJ lungo la scarpata settentrionale; la lettera rossa *a* indica l'accumulo di frana del versante orientale del cono vulcanico più antico, collassato durante la formazione di quelli più recenti (Sulli et al., 2013). Il centro vulcanico di Banco Apollo (Fig. 8), localizzato nel settore occidentale della scarpata e situato a ~3 km ad O di Punta dello Spalmatore, è costituito da due coni vulcanici sommitali con forma sub-circolare, la cui genesi è riconducibile a risalite magmatiche lungo faglie distensive. Il centro vulcanico si eleva di 350 m da 400 m di profondità, ha un'area di base di 2700 m<sup>2</sup>, larghezza media di 2500 m e inclinazione media di ~25°. Tutti gli altri coni eruttivi, localizzati lungo la scarpata N, sono classificati come centri vulcanici poligenici, generati da più episo-

di che emettono grandi volumi di magma a differente composizione. La Figura 9 mostra un modello 3D di un settore del fondale nell'offshore sud-occidentale dell'isola. La nicchia di distacco composta è formata da 4 nicchie coalescenti, poste a 110 m di profondità e distanti dalla costa ~400 m.

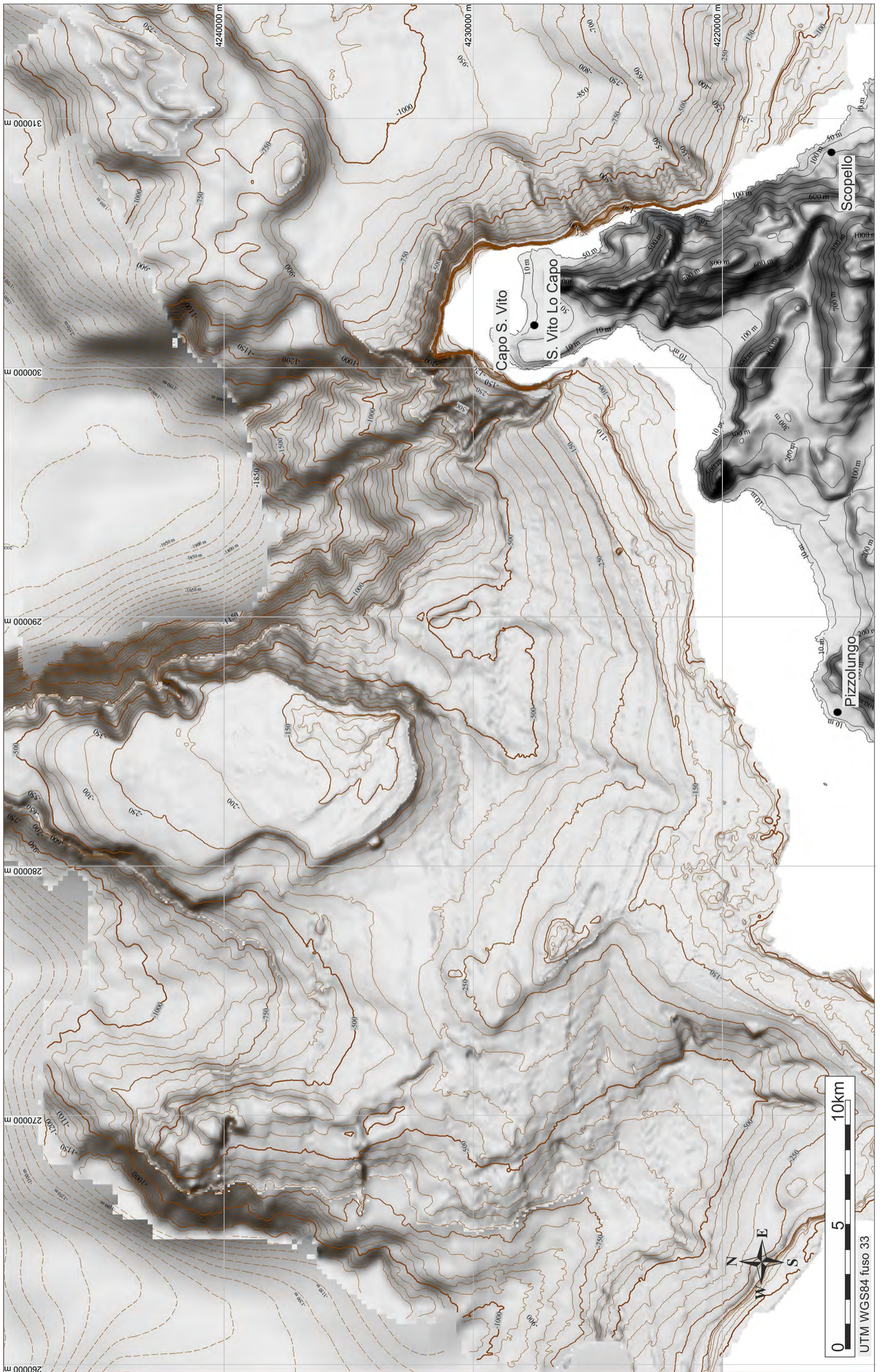
L'area della nicchia è di 0,360 km<sup>2</sup> e dal ciglio si sviluppano solchi erosivi che, grazie alle elevate pendenze della scarpata, fungono da vie preferenziali per la mobilitazione dei sedimenti. A ~350 m di profondità si individua un deposito di frana composto da blocchi, su una superficie con inclinazione di ~20°.

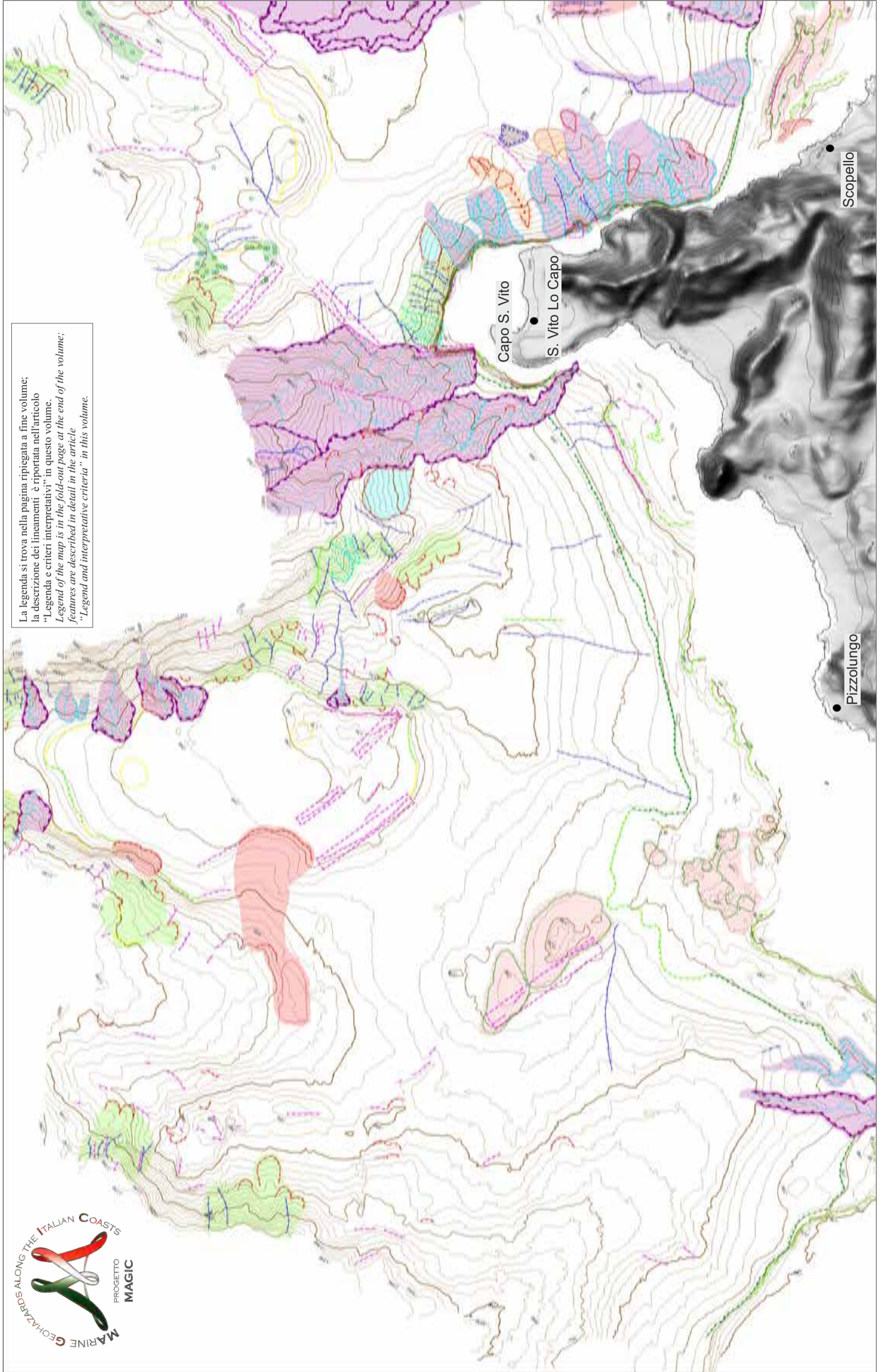
Along the north-eastern escarpment there is a polygenic volcanic complex, formed in two successive steps (Fig. 7). After an early stage of development of the original volcanic center, represented by a depression with a diameter of 600 m, two minor volcanic centers within the same area formed. The recent formation of the minor apparatus is suggested by the depression observed in the conduit, not yet filled by subsequent materials coming from the crater rim collapses of the former volcanic structure, neither by pelagic sediments. A) Three-dimensional bathymetric model; B) Interpretation of the bathymetric model; C) 16 kJ sparker seismic profile along the northern escarpment; the red letter *a* indicates the accumulation of a landslide deposit on the eastern side of the oldest volcanic cone, that collapsed during the formation of the newer ones. The volcanic center of Apollo Bank (Fig. 8), is located in the western sector of the escarpment, about 3 km west of Punta Spalmatore. It consists of two sub-circular volcanic cones, whose genesis is due to magma ascents along extensional faults. The volcanic center rises to 350 m from 400 m depth, has a base area of 2700 m<sup>2</sup>, average width of 2500 m and average slope of about 25°. All the other eruptive cones, located along the north escarpment, are classified as polygenic volcanic centers, that are generated by multiple episodes that emit large volumes of magma of different composition. Figure 9 shows a DTM along the south-west offshore of the island. The composite head escarpment is formed by four coalescing headscarps, located at 110 m depth and at a distance of about 400 m from the coast. The headscarp area is 0.360 km<sup>2</sup>. Erosive furrows develop from the edge. Due to the steep slopes of the escarpment, erosive furrows act as preferential pathways for the mobilization of sediments. At approximately 350 m depth, there is a landslide deposit composed of blocks, on a surface with an inclination of about 20°.





FOGLIO 27 CAPO SAN VITO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



All'interno del Foglio 27 "Capo San Vito", la Penisola di San Vito delimita ad ovest il Golfo di Castellammare, che è la più ampia e profonda insenatura presente lungo la costa della Sicilia settentrionale. Il golfo si apre in corrispondenza di una depressione strutturale, in parte riempita da depositi plio-quadernari. Questa depressione è in parte chiusa verso nord dall'Alto di San Vito, una soglia strutturale costituita da unità del substrato pre-pliocenico, delimitata da ripide scarpate di faglia. Ad ovest dell'alto si apre un'altra depressione confinata, delimitata verso ovest da un alto strutturale, Banco Scuso, oltre il quale il fondale marino si approfondisce verso la Valle di Levanzo (propaggine meridionale del Bacino di Trapani). Questo settore del margine nord siciliano è dunque caratterizzato da un'alternanza di alti e bassi strutturali che rendono molto vario ed articolato l'assetto del sistema piattaforma-scarpata, caratterizzato da importanti dislivelli batimetrici: la massima profondità dei fondali, pari a quasi 2000 m, si raggiunge nel Bacino di Erice mentre la sommità del Banco Scuso, posta a dieci miglia nautiche dalla costa siciliana, si trova a poco più di 100 m al di sotto del livello del mare. Questi dislivelli creano condizioni favorevoli al verificarsi di fenomeni di instabilità gravitativa, per cui la scarpata continentale risulta diffusamente interessata da morfologie erosive, canalizzate e non, legate ai processi sedimentari di trasporto in massa. I più estesi rilievi intra-scarpata sono il Banco Scuso ad ovest e l'Alto di San Vito ad est, tra i quali è racchiuso un settore della scarpata diffusamente interessato da processi erosivi, e al cui interno si individua il Sistema di Canyon del Cofano che si sviluppa sino al Bacino di Erice. In particolare Banco Scuso rappresenta una piattaforma isolata, allungata in direzione nord-sud, che separa i bacini intra-scarpata di Erice e Trapani. Il banco è bordato da scarpate piuttosto acclivi con andamento a tratti rettilineo, che indicano un importante controllo strutturale secondo direttrici orientate NO-SE e NE-SO, le quali determinano condizioni di instabilità gravitativa lungo i pendii sottomarini dove si osservano nicchie di frana e canyon. L'Alto di San Vito è separato dall'omonima penisola da una stretta depressione; esso si allunga in direzione NNE-SSO fino al Bacino di Ustica. Lungo le scarpate di entrambi gli alti sono state dragate rocce carbonatiche meso-cenozoiche. La piattaforma continentale presenta un'estensione molto variabile su brevi distanze: si estende fino a 12 km nella Baia del Cofano, si restringe fino a poche centinaia di metri o anche meno attorno alla Penisola di San Vito, raggiunge un'estensione di oltre 5 km nel settore occidentale del Golfo di Castellammare. Anche la profondità alla quale si rinviene il ciglio varia sensibilmente muovendosi attorno alla Penisola di San Vito. Il ciglio della piattaforma si imposta tra 150 e 160 m di profondità nella Baia del Cofano e tra 50 e 150 m di profondità lungo il tratto di costa che si affaccia sul Golfo di Castellammare. Repentine variazioni della profondità del ciglio si osservano attorno all'estremità settentrionale della Penisola di San Vito, in corrispondenza delle testate dei canyon che si impostano lungo lineamenti tettonici.

*In the Sheet 27 "Capo San Vito", San Vito Peninsula bounds to the west the Gulf of Castellammare, that is the widest inlet along the northern Sicilian coast. The gulf is hosted in a structural low filled up by Plio-Quaternary deposits. To the north, the basin is partly confined by the San Vito High, a structural threshold made up of pre-Pliocene units and bordered by steep fault escarpments.*

*Moving to the west, beyond the San Vito High, there is the Erice Basin, a tectonic trough confined, towards west, by the Banco Scuso High. Beyond this high, the seabed deepens towards the Valle of Levanzo, along the southern side of the Trapani Basin. This sector of the northern Sicilian margin is characterized by the alternation of structural highs and lows, which makes varied and articulated the physiography of the shelf-to-slope system. As a consequence, we observe relevant bathymetric gradients: the seabed reaches a maximum depth of about 2000 m inside the Erice Basin, and the top of the San Vito High, located at 10 nautical miles from the sicilian coast, is at about 100 m depth. This depth gradient enhances mass wasting in submarine escarpments and also the presence, in the continental slope seabed, of extensive slope failures, which are generated by erosive sedimentary flows.*

*The widest intra-slope highs are Banco Scuso and San Vito, which confine a sector of the continental slope affected by several erosional features, where the Cofano Canyon System extends to the Erice Basin. Banco Scuso is a separated platform, elongated in a North-South direction, between Erice Basin and Trapani Basin.*

*Banco Scuso is bordered by steep and straight flanks controlled by NW-SE and NE-SW tectonic lineaments, which enhance gravity instability phenomena along the submarine escarpments, where landslide headscarps and canyons can be recognized. A narrow trough separates the San Vito High from the San Vito Peninsula. This threshold develops in a NNE-SSW direction towards the Ustica Basin.*

*Dredges collected along the slopes flanking Banco Scuso and San Vito High recovered mostly shallow to deep water Meso-Cenozoic carbonate rocks.*

*The continental shelf shows an highly variable extension over short distance: it extends up to 12 km in the Bay of Cofano, narrows to a few hundred meters or less around the Peninsula of San Vito, and reaches a width of more than 5 km in the western sector of the Gulf of Castellammare.*

*Even the depth of the shelf edge varies considerably around the Peninsula of San Vito. The shelf edge is located between 150 and 160 m depth in the Bay of Cofano and between 50 and 150 m depth along the coast of the Gulf of Castellammare. Unexpected changes in the depth of the shelf break are observed around the northern edge of the Peninsula of San Vito, in correspondence with the headscarps of the canyons that are set up along tectonic lineaments.*

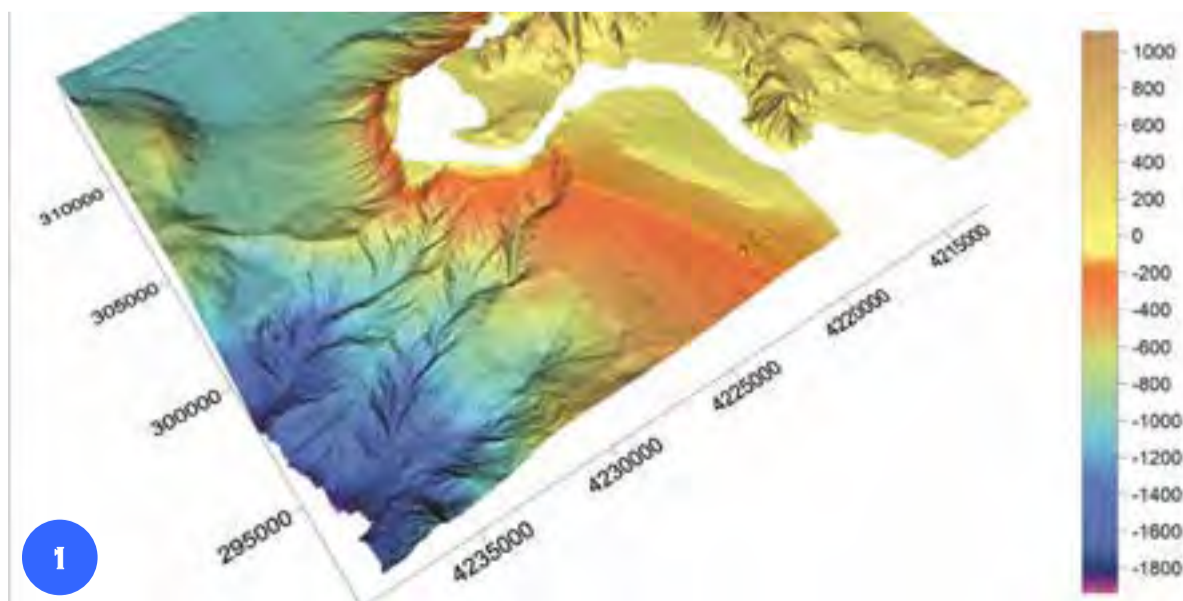
## IL SISTEMA DEL COFANO

Il Sistema del Cofano (Fig. 1) è costituito da due canyon le cui testate si trovano a una distanza minima di 400 metri dalla costa, in prossimità di Capo San Vito. Il canyon più occidentale si estende lungo la scarpata superiore sino al Bacino di Erice ed ha una testata posta a 92 m di profondità ad andamento sinuoso che incide il ciglio della piattaforma spingendosi verso l'interno per 2300 m. Le pareti sono solcate da canali ad andamento rettilineo che confluiscono nel *thalweg* centrale. L'ampiezza minima raggiunta dalla testata è 250 m vicino costa, quella massima è 700 m a 2000 m di distanza. La sinuosità del *thalweg* diminuisce all'aumentare della profondità. Il canyon, dopo ~4 km, trova uno sbarramento in

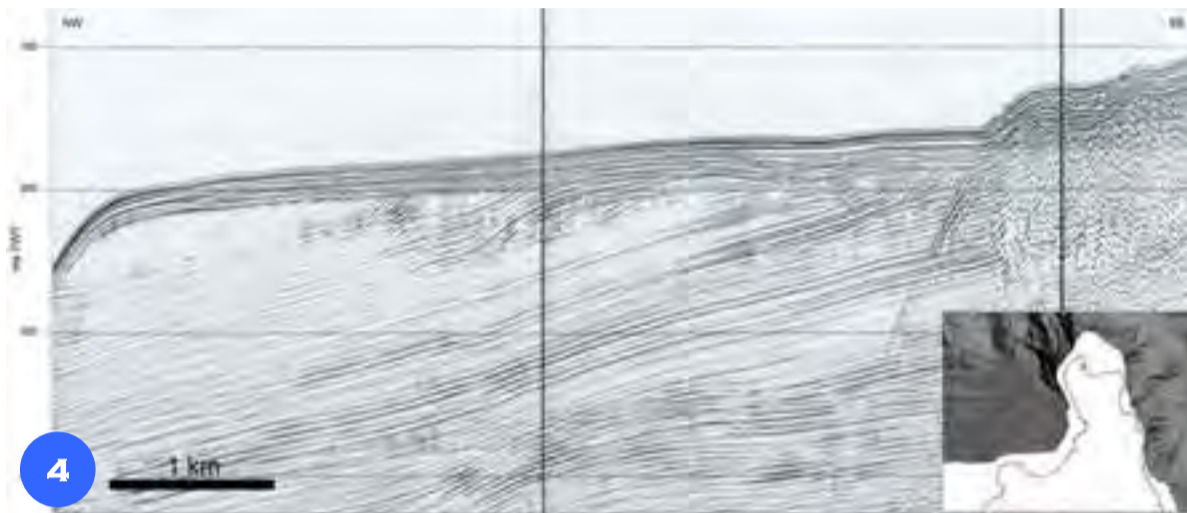
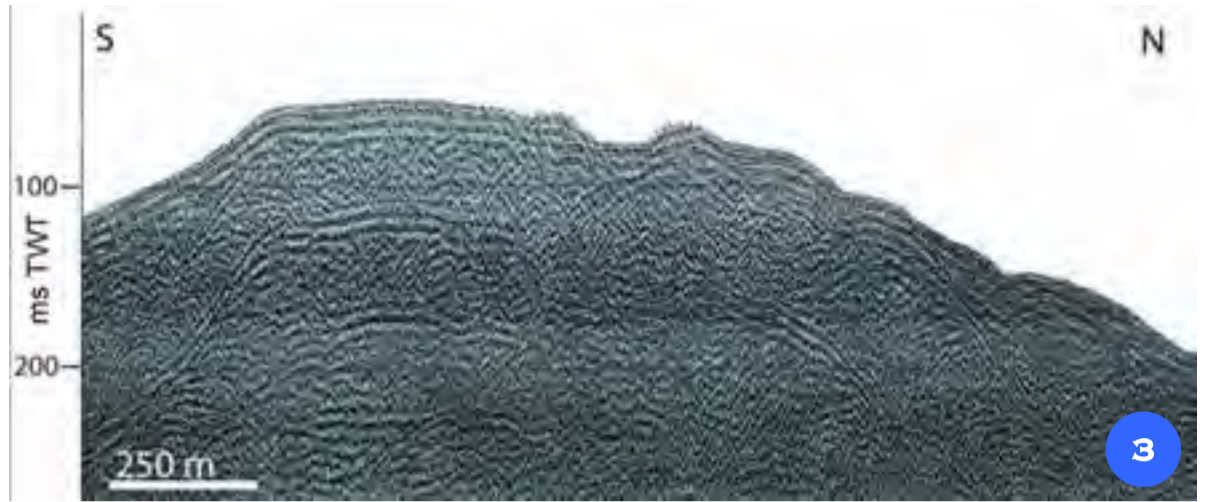
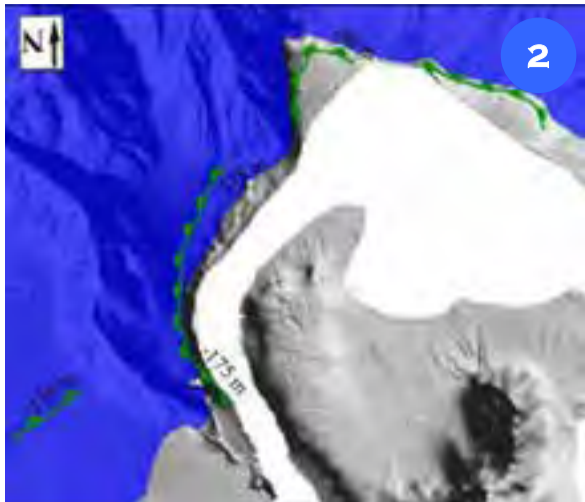
direzione NNO-SSE, per cui devia il suo percorso, formando un'ansa più accentuata ad ovest. Esso presenta nella porzione prossimale una sezione trasversale a "V", che diventa ad "U" nella porzione distale (>1200 m). Le pareti del canyon, movimentate dalle nicchie di distacco di numerose frane, presentano valori di pendenza compresi tra 14° e 20°; i valori più bassi sono stati riscontrati lungo il fianco sinistro mentre quelli più alti in quello destro. Il canyon più orientale ha una testata più ampia, pari a ~1550 m, solcata da canali ad andamento pressoché rettilineo che confluiscono nel *thalweg* centrale. La testata è posta ad una profondità di 75 m e a ~250 m dal ciglio della piattaforma

ma. Il fianco destro del canyon mostra gli effetti di un forte controllo strutturale determinato da faglie ad andamento N-S e NE-SO e valori di pendenza più elevati (fino ad oltre 30°) rispetto al fianco sinistro.

*The System of Cofano (Fig. 1) consists of two canyons whose heads are located at a minimum distance from the coast of 400 m, near Cape San Vito. The westernmost canyon stretches along the upper slope up to the Erice Basin and shows a headscarp with a sinuous path, up to 92-m-deep. It affects the shelf edge, indenting it for 2300 meters. Walls are crossed by rectilinear rills that flow into the central *thalweg*. The minimum width of the head is of 250 m and is reached close to the coast, whereas the maximum width is 700 m and is reached 2000 m away from the coastline. The sinuosity of the *thalweg* decreases with increasing water depth. The canyon diverts its path after a NNW-SSE trending dam located at about 4 km from the headscarp, forming a more pronounced loop to the west. In the proximal sector, it displays a "V" shaped cross section, which becomes "U" shaped in the distal portion (>1200 m). The walls of the canyon, affected by several landslides, are characterized by slope values between 14° and 20°; the lowest values were found along the left side of the canyon, while the higher ones were found along the right one. The easternmost canyon has a wider head (~1550 m) scoured by almost straight rills that flow towards the central *thalweg*. The head is placed at 75 m depth and about 250 m from the shelf edge. The right side of the canyon shows the effects of a relevant structural control determined by N-S and NE-SW trending faults and slope values higher (over 30°) than in the left side.*



## DUE DIFFERENTI TIPI DI PIATTAFORMA CONTINENTALE



Attorno alla Penisola di San Vito la piattaforma continentale presenta caratteri significativamente differenti da quelli osservati in altri settori del margine siciliano. Queste differenze riguardano sia l'estensione che il suo assetto. In prossimità dell'estremità settentrionale della penisola la piattaforma risulta ampia al massimo un paio di chilometri e in alcuni tratti manca del tutto (Fig. 2). Inoltre essa si presenta smembrata in lembi isolati, separati tra loro dalle testate dei canyon e da lineamenti tettonici.

La piattaforma corrisponde a luoghi ad una superficie di abrasione sul substrato pre-quadernario (Fig. 3), a luoghi al tetto della successione pleistocenica progradante (Fig. 4; Agate et al., 2002). Il ciglio si posiziona a quote differenti, passando da 80 a 175 m di profondità. Queste variazioni riflettono il controllo esercitato dalle strutture tettoniche (in blu i fondali ad oltre 125 m di profondità).

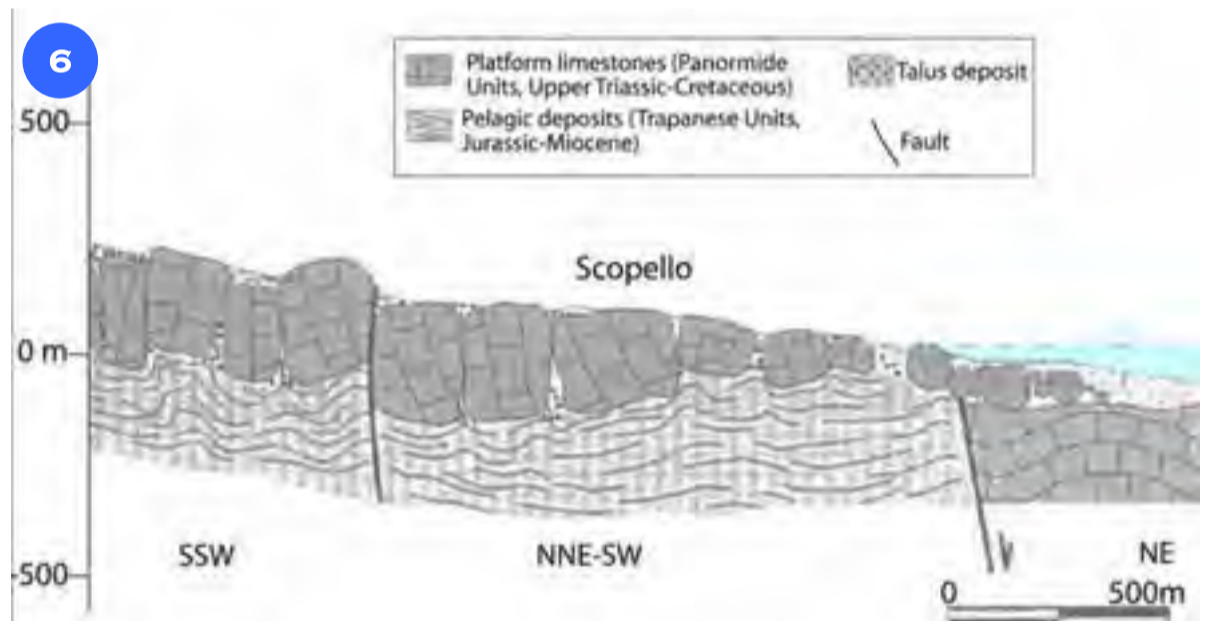
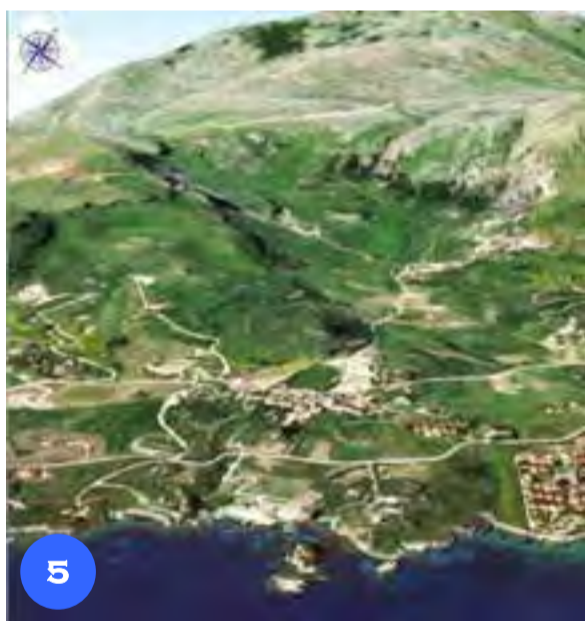
The continental shelf around the Peninsula of San Vito shows characteristics significantly different from those observed in other sectors of the Sicilian margin. These differences concern both the extent and the setting of the continental shelf. It is wider no more than a couple of kilometers and in some

places it is completely missing (Fig. 2). In addition, it appears dismembered into isolated segments, separated by the heads of the canyons and by tectonic features.

Segments of the shelf are made up of abrasion surfaces on the pre-Quaternary substrate (Fig.

3); in some places, they represent the top of the Pleistocene prograding succession (Fig. 4; Agate et al., 2002). The edge is positioned at different depths, which range from 80 m to 175 m, depending on tectonic activity (water depths >125 m are in blue).

## LA FRANA DI SCOPELLO



Il corpo di frana si sviluppa in prossimità dell'abitato di Scopello, lungo la costa orientale della Penisola di San Vito, per una lunghezza di oltre 3 km (Fig. 5). Oltre la linea di costa il corpo di frana si estende per circa 1,4 km fino a 90 m di profondità e copre una superficie di 1,8 km<sup>2</sup>. L'accumulo sommerso, costituito da blocchi di dimensioni anche decametriche, poggia su un terrazzo di abrasione marina (Fig. 6). La zona di distacco è caratterizzata da una scarpata sub-verticale la cui altezza raggiunge i 100 m.

Lungo il corpo di frana sono dispersi blocchi carbonatici di notevoli dimensioni che risultano chiaramente sradicati e variamente ruotati. Alcuni blocchi trasportati fino al mare hanno originato i faraglioni oggi osservabili lungo la costa (Fig. 7). Quest'ultima presenta una convessità originata proprio dalla parte distale dell'accumulo di frana. La Frana di Scopello è classificata come deformazione gravitativa profonda di versante, che si manifesta in superficie come una frana complessa di espansione laterale-colata di terra (Agnesi et al., 1995).

L'instabilità gravitativa è favorita dall'assetto strutturale dell'area, dove rocce carbonatiche a comportamento fragile poggiano su argille a comportamento plastico. Inoltre faglie ad andamento N-S concorrono allo sviluppo della frana e il processo viene mantenuto attivo anche dall'erosione marina che ne scal-

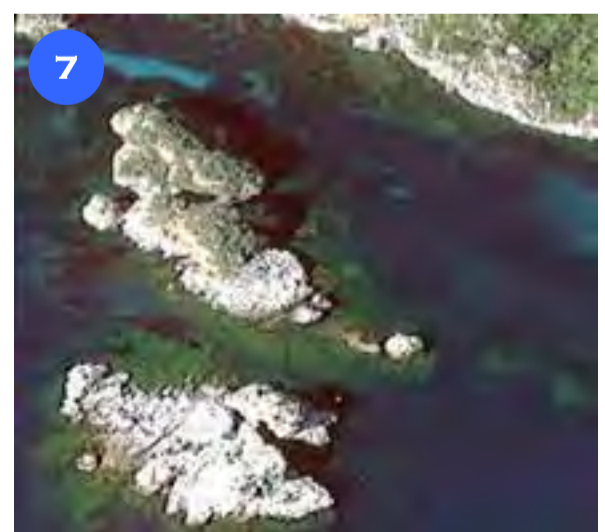
za la parte terminale.

Il grado di attività appare essere alquanto elevato, con movimenti più o meno superficiali, periodicamente ricorrenti.

The Scopello Landslide deposit develops close to the village of Scopello, along the eastern coast of the Peninsula of San Vito, for more than 3 km (Fig. 5). Apart from the coastline, the landslide extends for about 1.4 km until 90 m depth, and covers an area of 1.8 km<sup>2</sup>. The submerged deposit, consisting of blocks up to decametric, rests on a wave cut terrace (Fig. 6). The detachment zone is characterized by a sub-vertical slope whose height reaches 100 m.

Along the landslide body, unrooted and variously rotated carbonate blocks of considerable size are scattered. Some blocks transported to the sea originated the stacks now observed along the coast (Fig. 7). The coastline has a convexity which developed from the more distal area of the landslide accumulation. The Landslide of Scopello has been classified as a deep-seated gravitational slope deformation; its surface appears as a lateral expansion-ground flow complex landslide (Agnesi et al., 1995).

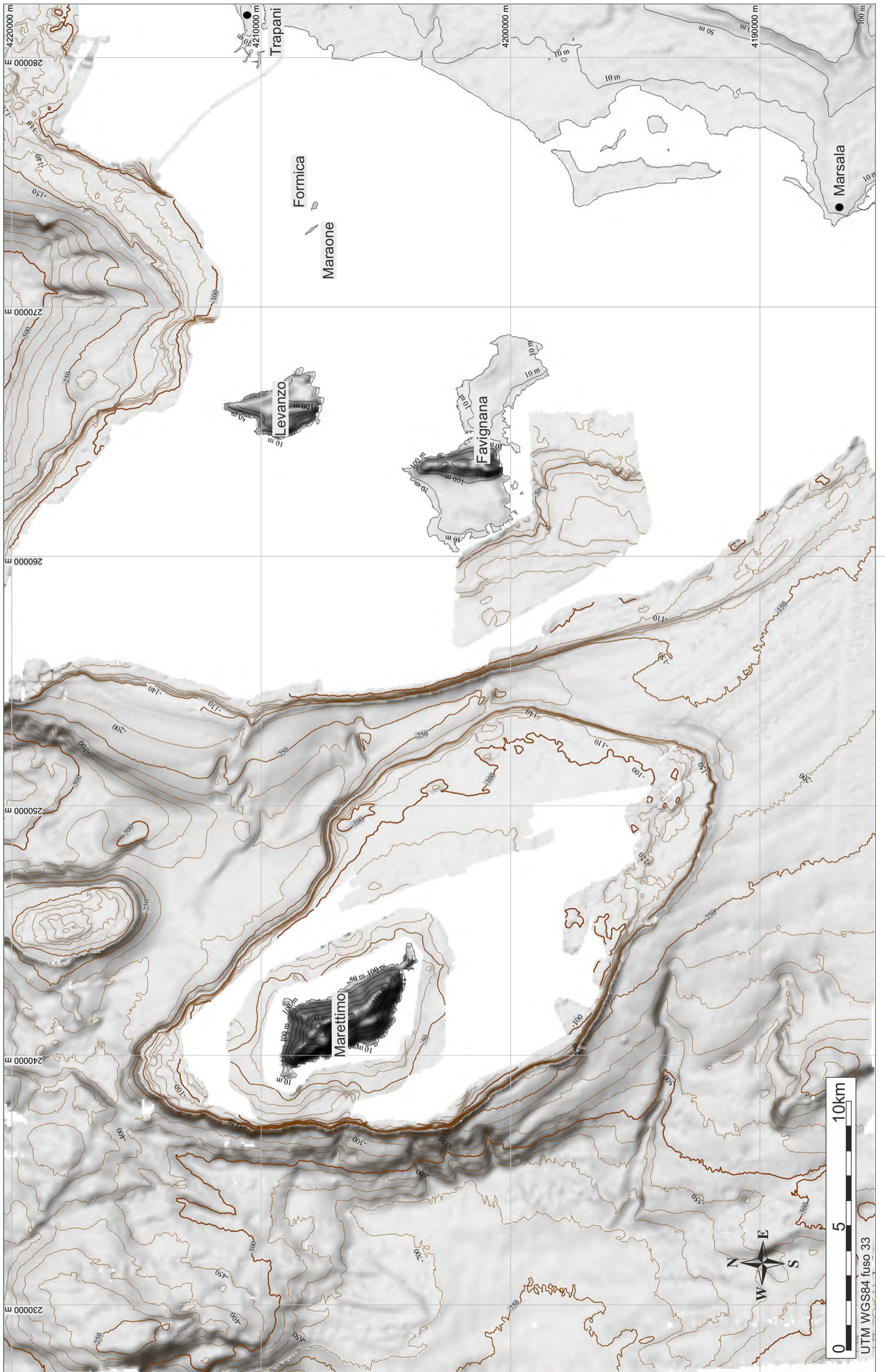
The gravitational instability is enhanced by the

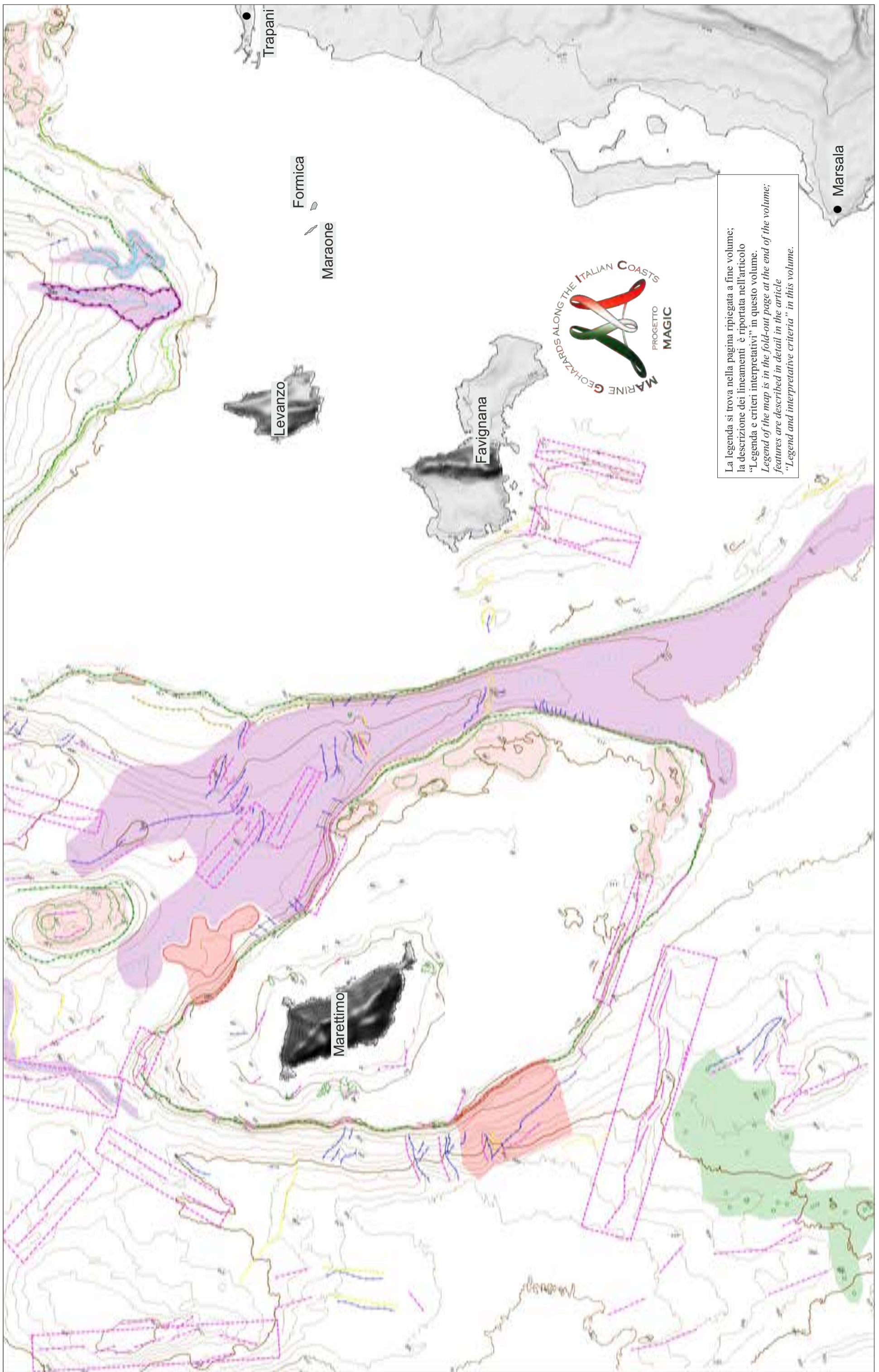


structural setting, where carbonate rocks with brittle behavior lie on clay with plastic behavior. In addition, N-S trending faults contribute to the development of the landslide and the process is kept still active by marine erosion that undermines the distal portion of the landslide body. The degree of activity is high, with more or less superficial movements, periodically recurring.



FOGLIO 28 EGADI







Il Foglio 28 “Egadi” include l’arcipelago delle Isole Egadi (Fig. 1), che è costituito dalle Isole di Favignana, Levanzo, Maraone e Formica, situate sulla piattaforma continentale siciliana, e dall’Isola di Marettimo, che si trova su un lembo di piattaforma isolato, separato dalla piattaforma siciliana dalla Valle di Marettimo.

La valle (Fig. 2) è una stretta depressione allungata in direzione NNO-SSE con fondali tra 120 e 400 m di profondità. Essa rappresenta il prolungamento settentrionale del Canale di Mazara, una stretta depressione lungo il settore compreso tra la piattaforma siciliana ed il Banco Avventura, che verso nord, oltre le Egadi, confluisce nel Bacino di Trapani. La continuità della valle risulta interrotta da soglie a decorso E-O/ENE-OSO, a valle delle quali si sviluppa una depressione con la tipica struttura romboidale dei bacini di *pull-apart*. La Valle di Marettimo, per la sua posizione, intercetta una parte del flusso di masse d’acqua che, sospinte dalla corrente levantina (LIW; Fig. 3), attraversano lo Stretto di Sicilia per diffondersi nel Mediterraneo occidentale.

A sud dell’arcipelago, al largo del tratto di costa che si estende da Capo Lilibeo fino a Torre S. Teodoro, l’Isola Lunga delimita uno specchio di acque basse al cui interno sono presenti un paio di isolotti: Isola Santa Maria ed Isola Pantaleo. Quest’area, nota come Stagnone di Marsala, rappresenta uno dei rari esempi di costa protetta oggi presente in Sicilia. L’arcipelago ospita la più vasta area marina protetta d’Italia, istituita nel 1991. Nell’arcipelago delle Isole Egadi la piattaforma continentale raggiunge un’ampiezza di circa 30 km, una delle maggiori estensioni presenti lungo il margine sud-tirrenico siciliano.

Sui fondali sono presenti, a varie profondità, estese superfici sub-pianeggianti separate da scarpate di varia inclinazione, numerosi alti morfologici di varia dimensione e composizione, controllati da lineamenti tettonici, dove si accumulano estese formazioni di coralligeno (Banco dei Pesci, Secca di Levanzo, Secca del Toro), forme di fondo di vario tipo e paleo-tomboli formati quando il livello del mare stazionava a quote più basse durante l’ultima risalita del livello del mare (un tombolo sommerso si trova tra l’Isola di Favignana e l’Isola di Levanzo ed un altro tra l’Isola di Favignana e l’Isola Lunga; Agnesi et al., 1993). Il bordo della piattaforma presenta un andamento molto articolato alternando tratti in arretramento a tratti in progradazione. Per lunghi tratti il bordo assume un andamento rettilineo, essendo controllato da lineamenti strutturali recenti (Gasparo Morticelli et al., 2016), che risultano evidenti attorno all’Isola di Marettimo e lungo la scarpata, con andamento prevalente ONO-ESE e NNO-SSE (Fig. 4). Il margine progradante è ben sviluppato soprattutto nel settore a sud-ovest dell’Isola di Favignana (Fig. 5; D’Angelo et al., 2004).

The Sheet 28 “Egadi” includes the Egadi Archipelago (Fig. 1), which consists of the Favignana, Levanzo, Maraone and Formica islands, located on the continental shelf contiguous to Sicily, and the Island of Marettimo, which is located on a platform separated from the Sicilian shelf by the Valley of Marettimo.

The Valley of Marettimo (Fig. 2) is a narrow elongated depression in the NNW-SSE direction, with depths ranging between 120 and 400 m. The northern extension of the Mazara Channel develops between the Sicilian shelf and Adventure Bank, and flows to the north into the Trapani Basin. The continuity of the valley is interrupted by E-W/ENE-WSW thresholds, which origin downstream a depression with the typical structure of the rhombic pull-apart basins.

Due to its location, the Valley of Marettimo intercepts a part of the flow of water masses that are pushed by the Levantine Intermediate Water current (LIW; Fig. 3) across the Strait of Sicily and spread to the western Mediterranean Sea. Along the valley, bottom currents originate both erosional and depositional sedimentary features.

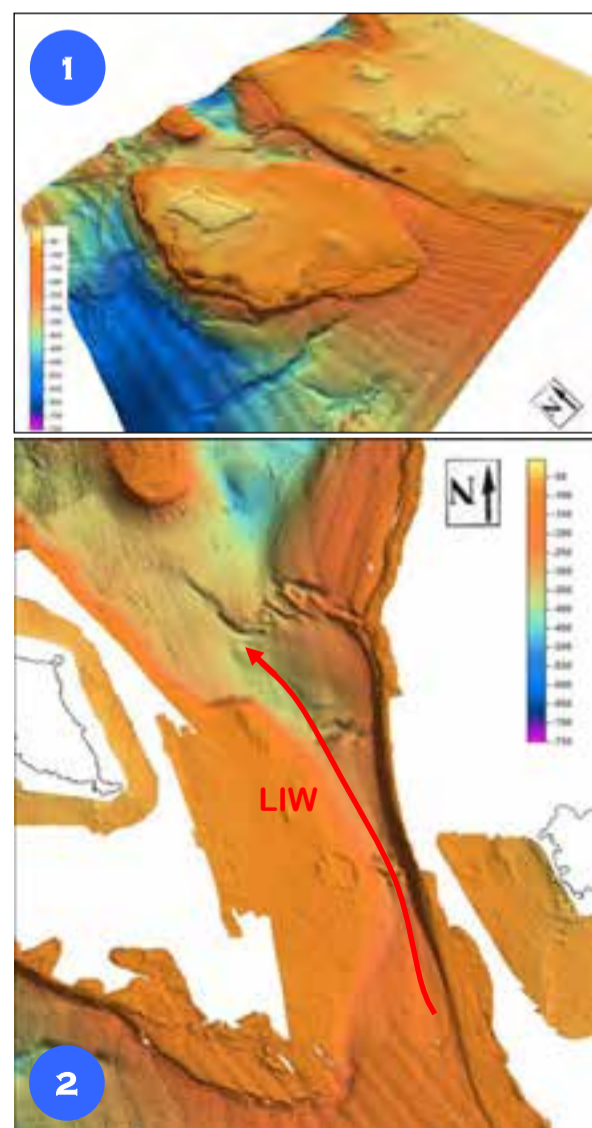
South of the archipelago, off the coast from Capo Lilibeo to Torre S. Teodoro, Isola Lunga delimits a restricted sector of shallow waters with a couple of islands: Isola Santa Maria and Isola Pantaleo. This area (Stagnone di Marsala), is one of the rare examples of protected coastal areas in Sicily. The archipelago hosts one of the largest marine protected areas of Italy, which was founded in 1991.

Along the archipelago of the Egadi Islands, the continental shelf reaches a width of about 30 km, one of the major extensions along the southern Tyrrhenian–Sicilian margin.

On the seabed at different depth ranges, extensive flat surfaces separated by low angle escarpments are found, together with morphologic relieves of variable size and composition, which are controlled by tectonic features, and where extensive coralligenous formations accumulate (Banco dei Pesci, Secca di Levanzo, Secca del Toro). Bedforms characterized by various sizes and paleo-tombolos originated when the sea level was at a deeper level, during the last sea level rise (Agnesi et al., 1993), are also present.

The continental shelf edge displays a very articulated pattern, alternating retreating and progradational segments. The continental shelf edge takes a straight course for long stretches, being controlled by recent structural lineaments (Gasparo Morticelli et al., 2016). These are evident especially around the Marettimo Island and along the continental slope, with a prevailing WNW-ESE and NNW-SSE direction (Fig. 4). The progradational margin is well developed, especially in the area south-west of the Island of Favignana (Fig. 5; D’Angelo et al., 2004).

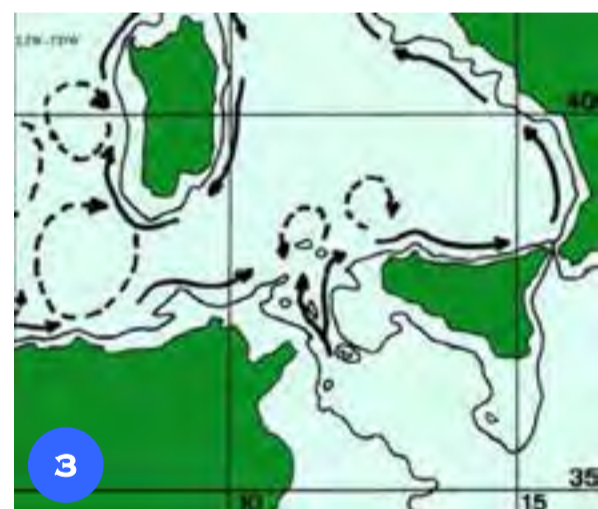
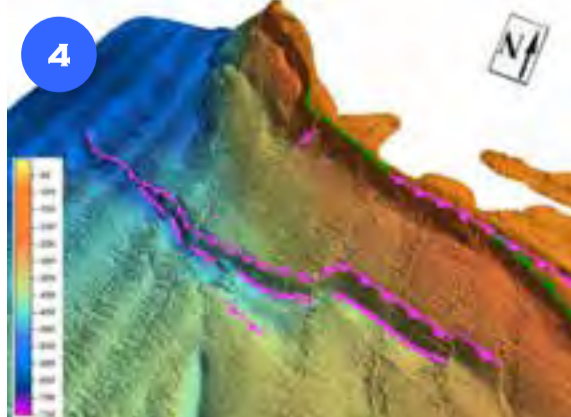
## NEOTETTONICA E STRUTTURE ASSOCIATE



Rappresentazione tridimensionale in “falsi colori” dei fondali delle Isole Egadi (i colori sono rappresentativi delle profondità, riportate in metri nella scala graduata a sinistra della figura) (Fig. 1). La Valle di Marettimo interrompe la continuità della piattaforma continentale tra le Isole di Favignana e Marettimo; questa valle è sede di processi erosivi e deposizionali ad opera di correnti sottomarine (Fig. 2). La Figura 3 rappresenta in maniera schematica le correnti: LIW (Levantine Intermediate Water) e TDW (Tyrrhenian Dense Water) (modificato da Millot, 1999).

In Figura 4 è riportato il lineamento tettonico localizzato nell’*offshore* meridionale dell’Isola di Marettimo. Si estende per 11,7 km con andamento *en-echelon*, prevalentemente in direzione ONO-ESE.

L’evidenza morfologica della dislocazione del fondo mare ad opera della faglia è maggiore nel settore orientale, dove presenta altezza massima di scarpata di 100 m ed inclinazione di 13°; diversamente, nel settore occidentale, alle profondità maggiori, l’altezza massima di scarpata è di circa 30 m con inclinazione massima di 6°.



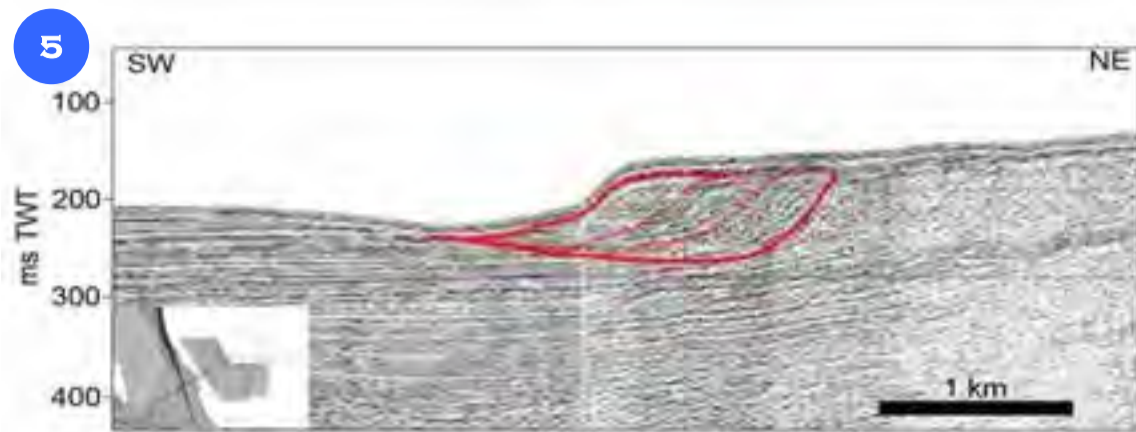
In Figure 1, the 3D map in “false color” of the Egadi Islands is shown (colors are representative of the depth, which is in meters in the graduated scale on the left of the figure).

The Valley of Marettimo breaks the continuity of the continental shelf between the Islands of Favignana and Marettimo; this valley accommodates depositional and erosional processes due to submarine currents (Fig. 2). Figure 3 (modified from Millot, 1999) shows the map of the LIW and TDW currents in the central Mediterranean area.

In Figure 4, the tectonic lineament located in the southern offshore of the Island of Marettimo is indicated. It extends for 11.7 km with an *en-echelon* pattern, predominantly in the WNW-ESE direction.

The displacement of the sea bottom by means of the fault shows a greater morphological evidence in the eastern sector, where it has a maximum height of 100 m and slope of 13°; conversely in the western sector, at deeper waters, the maximum height of the slope is ~30 m with a maximum inclination of 6°.

DEPOSITI PROGRADANTI AL MARGINE DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE



South of the Island of Favignana, during the sea level fall and lowstand stage (Last Glacial Maximum), successions of prograding coastal deposits up to 40-m-thick accumulated along the shelf edge (Fig. 5).

Within the succession, it is possible to recognize at least three juxtaposed wedges formed during discrete phases of sediment accretion. These margin deposits are not very common around the Egadi Islands because of the reduced sedimentary

supply available in these areas. At the top of the prograding wedges located south of Favignana Island, during the Holocene sea level rise, the abrasive action of the waves shaped a sub-flat smooth surface, up to 2.5-km-wide.

At the top of the prograding wedges located south of Favignana Island, during the Holocene sea level rise, the abrasive action of the waves shaped a sub-flat smooth surface, up to 2.5-km-wide.

FORME DI FONDO

Nelle Isole Egadi i fondali della piattaforma continentale sono sede di intense correnti trattive, le quali mobilizzano sedimenti sabbiosi e ghiaiosi formando estesi campi di dune subacquee ed altre forme di fondo (Lo Iacono e Guillén, 2008) (Fig. 6). Campi di piccole dune ( $1\text{ m} < \lambda < 2,5\text{ m}$ ) si riconoscono nella piattaforma interna attorno alle Isole di Marettimo e Favignana.

A Marettimo si rinvencono fino a 30 m di profondità, sono costituite da sabbie medio-fini e la loro estensione laterale può raggiungere i 700 m, con direzioni prevalenti NE-SO e N-S (Fig. 7).

Attorno all'Isola di Favignana sono state osservate lungo il settore meridionale ed occidentale, tra 15 e 55 m di profondità, con lunghezze d'onda che variano da 65 cm a circa 1,5 m ed un'altezza variabile dai 5 ai 20 cm.

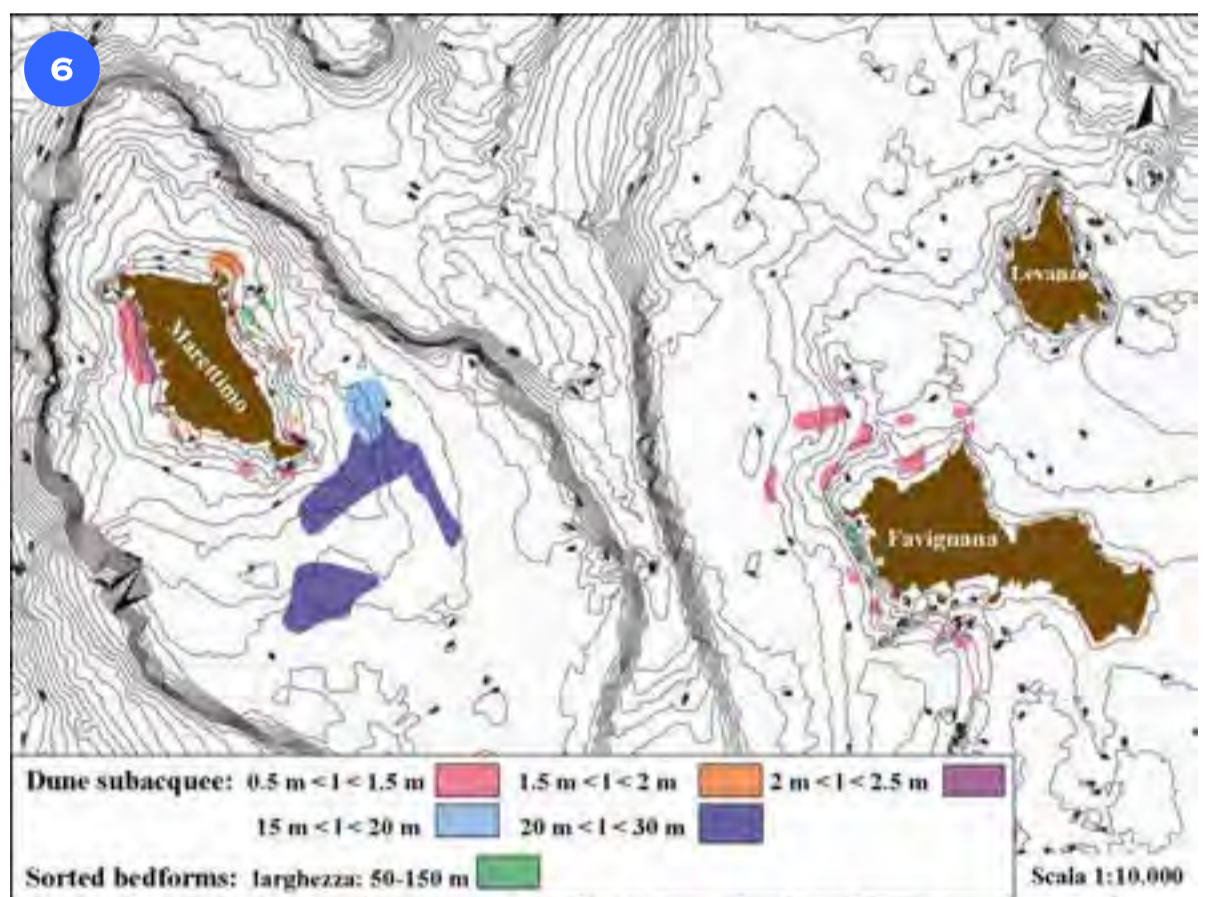
Queste strutture sono costituite da sabbie medie-grossolane con una componente bioclastica (Lo Iacono, 2003).

In the seabed surrounding the Egadi Islands, the continental shelf is affected by intense currents, which mobilize sandy and gravelly sediments forming extensive dune fields and other sorted bedforms (Lo Iacono and Guillén, 2008) (Fig. 6). Fields of small dunes ( $1\text{ m} < \lambda < 2.5\text{ m}$ ) are evident in the inner platform around Favignana and Marettimo Islands.

Around Marettimo Island, these structures are found up to a maximum depth of 30 m; they are composed of medium-fine sands and can reach a lateral extension of 700 m with NE-SW and NS directions (Fig. 7).

Around the Island of Favignana, small dunes were observed along the southern and western sectors, from 15 to 55 m depth, with wavelengths ranging from 65 cm to 1.5 m and height varying from 5 to 20 cm.

These structures are composed of medium-coarse sand with bioclastic component (Lo Iacono, 2003).

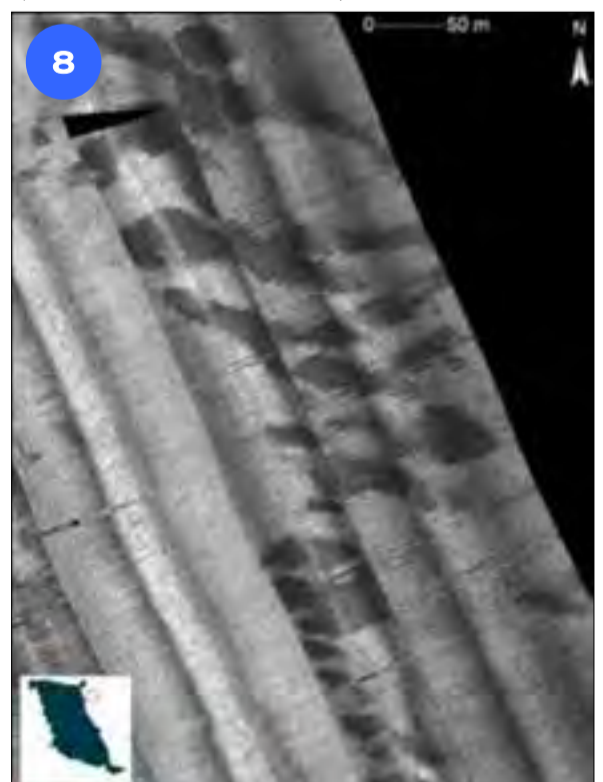
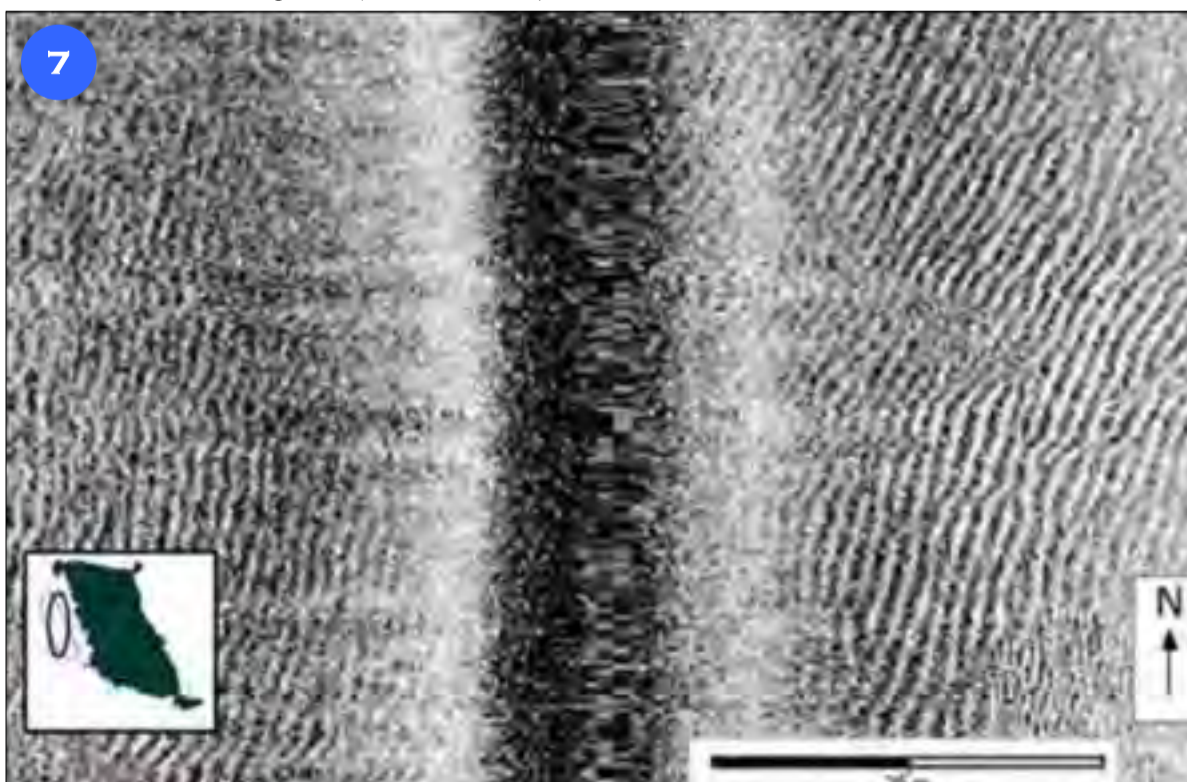


I sand patch sono strutture sedimentarie longitudinali costituite da fasce allungate di sedimento sabbioso, ben riconoscibili nei sonogrammi del side scan sonar, dove si presentano con una facies acustica piuttosto scura a causa dell'altissimo contrasto di retrodiffusione (Fig. 8).

A nord-est di Marettimo i sand patch formano campi di sabbie medie, larghi dai 15 ai 50 m, che si allungano secondo una direzione E-O fino a 150 m (Lo Iacono e Guillén, 2008).

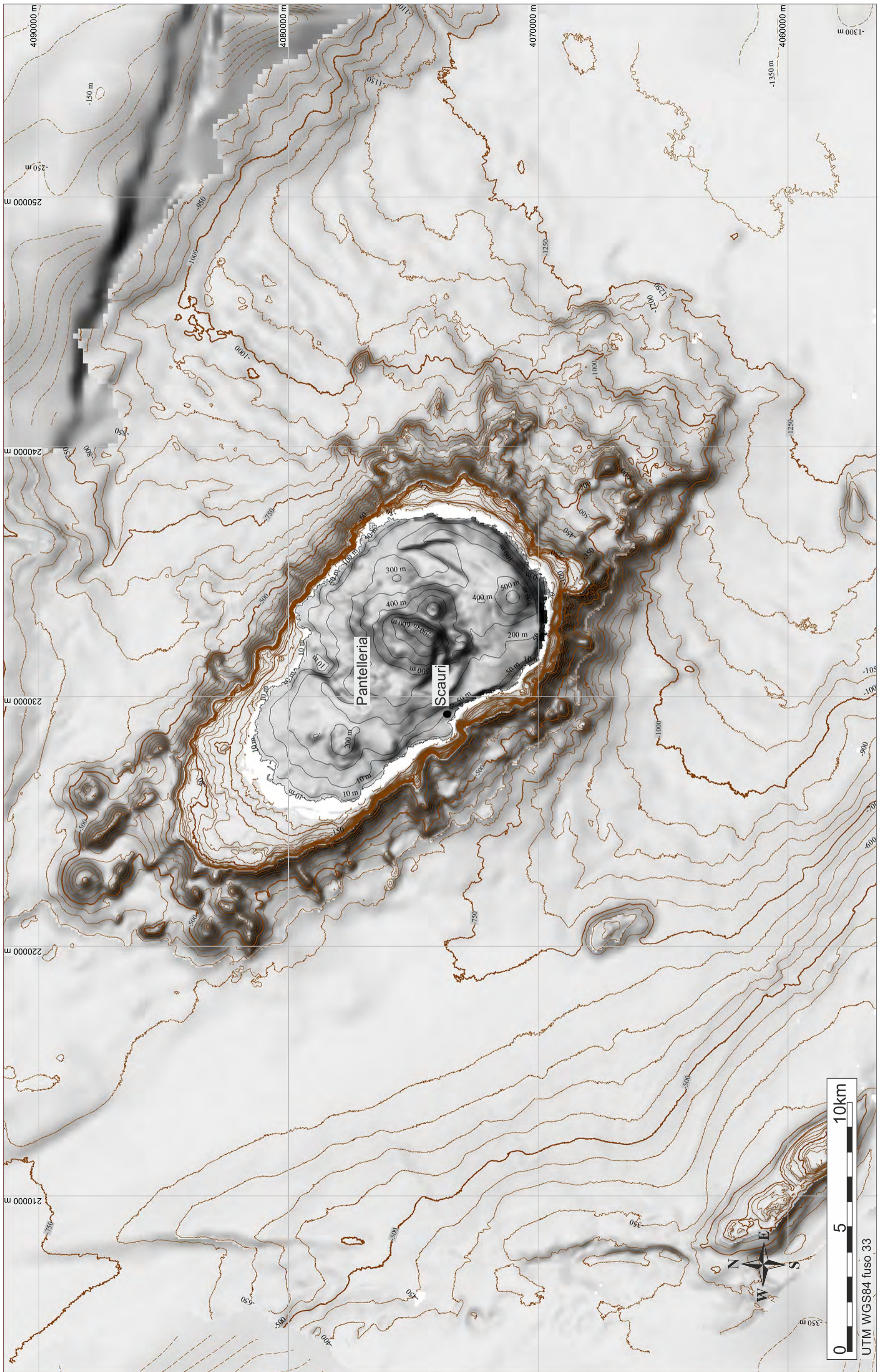
Sand patches are longitudinal sedimentary structures formed by stretch bands of sandy sediment, easily recognizable in the side scan sonar sonograms, where they display a rather dark acoustic facies because of the very high backscatter contrast (Fig. 8).

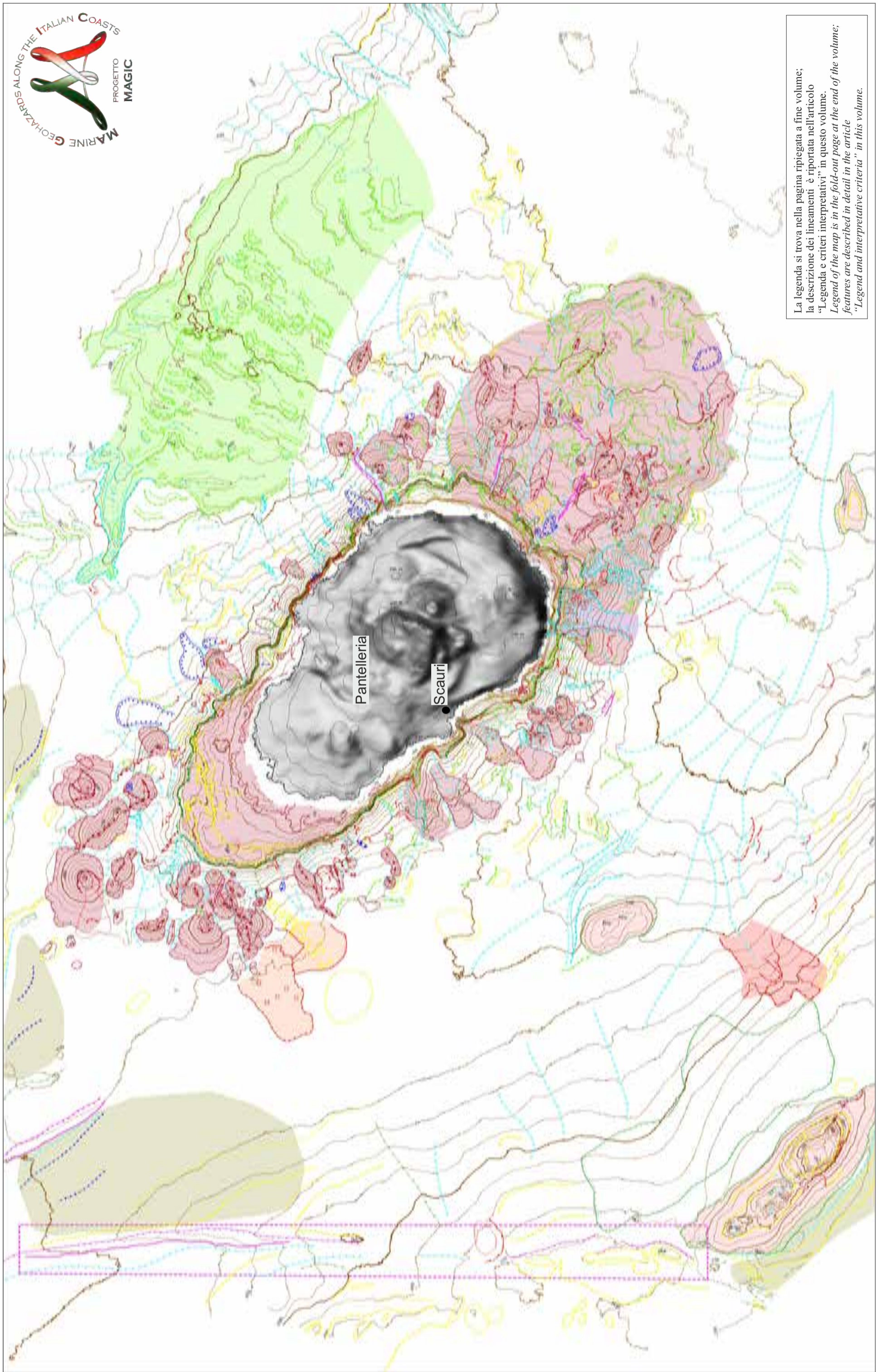
North-east from Marettimo Island, sand patches form fields of medium sands, from 15- to 50-m-wide, extended up to 150 m in the E-W direction (Lo Iacono and Guillén, 2008).





FOGLIO 30 PANTELLERIA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

Il Foglio 30 “Pantelleria” include l’Isola di Pantelleria, situata nel Canale di Sicilia a circa 85 km dalla Sicilia e 70 km dalla Tunisia, che rappresenta la porzione emersa (circa il 20%) di un edificio vulcanico la cui base si trova a circa 1200 m di profondità. La storia eruttiva del complesso vulcanico di Pantelleria è caratterizzata da attività ciclica, con periodi di quiescenza alternati ad intense eruzioni di tipo esplosivo, seguite da periodi di attività effusiva; le maggiori eruzioni di carattere esplosivo hanno causato due collassi calderici, il più recente dei quali è avvenuto a seguito dell’eruzione del Tufo Verde (~45 ka, Mahood e Hildreth, 1986; Orsi et al., 1991). Negli ultimi 30 ka la caldera è stata interessata dalla risorgenza del domo endogeno di Montagna Grande (836 m). L’attività eruttiva più recente risale al 1891 quando si è avuta un’eruzione sottomarina, a circa 5 km a NO del porto di Pantelleria, segnalata dalla presenza di blocchi di lava galleggianti internamente cavi (*lava balloon*) con diametri fino a 1,5 m (Ricco, 1892; Washington, 1909).

L’isola è attualmente interessata da termalismo diffuso, rappresentato da fumarole, sorgenti di acqua calda ed emissioni di anidride carbonica (moffette). L’allungamento generale dell’edificio vulcanico in direzione NO-SE è relazionata alle principali direttrici tettoniche che hanno controllato l’apertura e lo sviluppo del *Rift* del Canale di Sicilia. La piattaforma insulare presenta ampiezze e profondità del ciglio differenti nei diversi settori; essa è ampia circa 4 km e con ciglio situato a circa 120 m di profondità nel settore NO, mentre risulta irregolare e con un’ampiezza massima di circa 1,5 km nel settore SE, a causa del progressivo smantellamento legato a processi erosivi. Diversamente, lungo i fianchi NE e SO la piattaforma è spesso assente o poco sviluppata e presenta un ciglio a circa 100 m di profondità. Ad eccezione del settore NO, sono stati riconosciuti terrazzi deposizionali sommersi tra 40 e 60 m di profondità. I fianchi sommersi dell’edificio sono caratterizzati da numerosi lineamenti legati sia all’attività vulcanica sia a processi erosivo-deposizionali. In particolare, sono stati identificati edifici conici secondari, fessure eruttive e colate laviche, presenti sia nei settori costieri che nelle porzioni più profonde. Nel settore NO, sono stati riconosciuti 26 edifici vulcanici con morfologia ben preservata, che includono anche il centro eruttivo responsabile dell’evento del 1891 (Conte et al., 2014). Lungo i fianchi dell’edificio sono stati inoltre osservati lineamenti erosivi e d’instabilità a piccola-media scala, tra i quali un deposito di frana che occupa un’area di circa 14 km<sup>2</sup> al piede del fianco NO e numerosi canali erosivi, che giungono talvolta ad erodere la piattaforma insulare ed i sovrastanti terrazzi deposizionali fino a basse profondità (40-60 m), a distanze minime dalla linea di costa inferiori a 100 m.

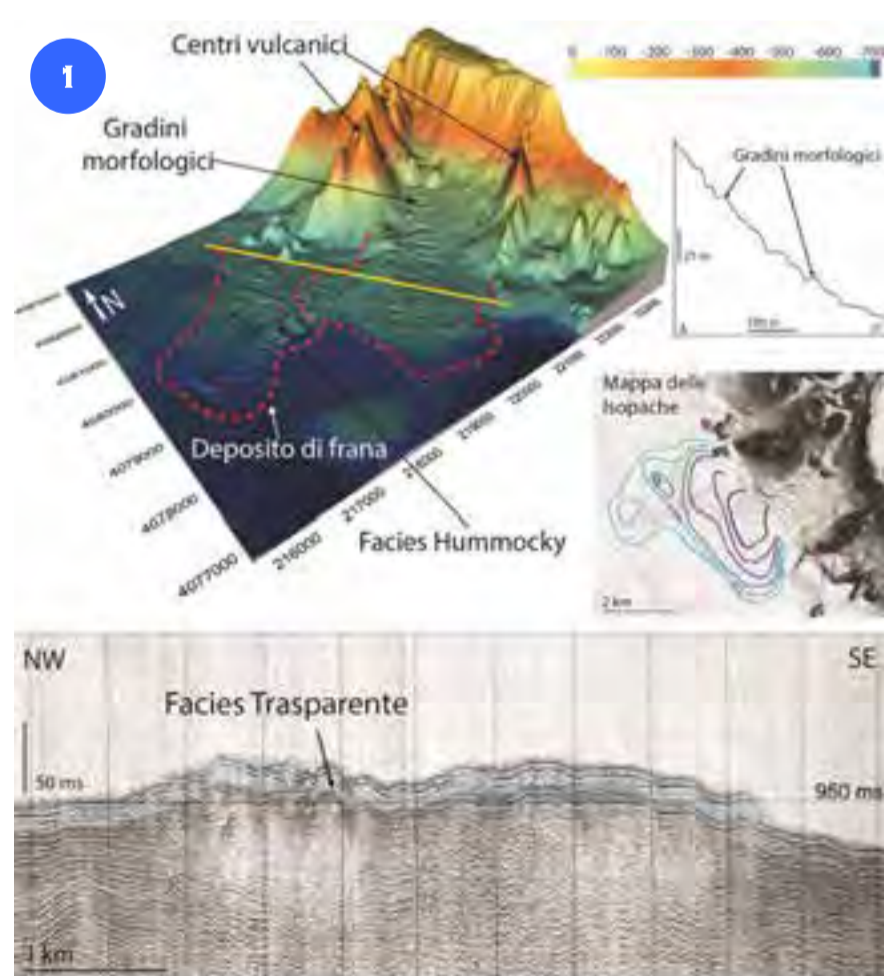
Depositi conturritici, legati all’interazione delle correnti presenti nel Canale di Sicilia con il fondale, sono diffusi prevalentemente al piede della scarpata che delimita il Bacino di Pantelleria (Martorelli et al., 2011). Lungo la scarpata continentale a ovest di Pantelleria tra i 250 e i 500 m di profondità, sono state inoltre osservate numerose morfologie sub-circolari rilevate pochi metri rispetto al fondale, attribuibili a biocostruzioni.

*The Sheet 30 “Pantelleria” includes Pantelleria Island, which is located in the Sicily Channel, 85 km from the coasts of Sicily and 70 km off from Tunisia, and represents the emerged part (about 20%) of a larger volcanic edifice, whose base is located at about 1200 m depth. The Pantelleria volcanic complex has an eruptive history characterized by cyclic activity, with periods of quiescence followed by periods of low energy eruptions and large explosive eruptions, often followed by effusive volcanism; some of the largest explosive eruptions caused two caldera collapses, the most recent took place following the eruption of the Green Tuff (~ 45 ka BP, Mahood and Hildreth, 1986; Orsi et al., 1991). Over the past 30 ka, the caldera has been affected by the resurgence, with uplifting and tilting of the Montagna Grande Block (836 m). The most recent activity at Pantelleria was a shallow submarine eruption occurred in 1891. The eruption, about 5 km off the NW coasts of the island was detected by the occurrence of floating “lava balloon”, hollow lava blocks, reaching a maximum diameter of 1.5 m (Ricco, 1892; Washington, 1909).*

*The island is actually affected by widespread thermal manifestations, such as hot springs and thermal wells, low-flow-rate persistent fumaroles and emanations of pure CO<sub>2</sub> (moffettes). The volcanic edifice is elongated in the NW-SE direction, as a consequence of the main tectonic trends that controlled the opening and development of the Sicilian Channel Rift. The insular shelf has different morphology around the edifice; in the NW sector, it extends for more than 4 km between the coastline and the shelf break, located at about 120 m depth, whereas it reaches 1.5 km of width in the SE sector. Conversely, in the NW and SE flanks, the insular shelf is narrow or totally absent and the shelf break is located at ~100 m depth. Except for the NW sector, submerged depositional terraces, with the edge located between 40 and 50 m depth, can be locally observed around the island. The flanks of the Pantelleria volcanic edifice are characterized by several features related to volcanic activity and to erosive-depositional processes. Specifically, volcanic cones, eruptive fissures and lava flows were recognized both in shallow and deep areas. A large volcanic field is located in the NW sector of the edifice and is composed of 26 centers characterized by a fresh morphology, including the vent responsible for the 1891 submarine eruption (Conte et al., 2014). Instability-erosive phenomena are widespread along the flanks, encompassing erosive channels and slides scars. A landslide deposit covering an area of about 14 km<sup>2</sup> was observed at the toe of the NW flank. Several erosive channels were also observed, sometimes indenting the insular shelf and the submerged depositional terrace up to 40-60 m depth, less than 100 m far from the coastline.*

*Contourite deposits, formed under the influence of bottom currents of the Sicily Channel, mainly occur at the base of the slope that borders the Pantelleria Basin (Martorelli et al., 2011). On the continental slope west of Pantelleria Island, between 250 and 500 m depth, several morphological reliefs interpreted as bioherms were observed. They are few meters high and are characterized by a sub-circular shape.*

## FRANE SOTTOMARINE



L’immagine prospettica 3D in Figura 1 mostra la presenza, alla base della scarpata sul fianco occidentale dell’edificio vulcanico, di un deposito attribuibile ad uno o più eventi di frana, che occupa un’area di circa 14 km<sup>2</sup>, tra 600 e 730 m di profondità.

I dati batimetrici mostrano come l’area di svuotamento sia attualmente occupata da alcuni centri eruttivi, verosimilmente sviluppatasi posteriormente all’evento di instabilità, che ne hanno obliterato l’originaria morfologia.

Il deposito è associato nei profili sismici ad una facies trasparente (Fig. 1) con spessori massimi di circa 65 ms (circa 50 m) e occupa un volume totale stimato di circa 0,4 km<sup>3</sup>. Esso è caratterizzato, nella porzione più prossimale, da una serie di gradini morfologici trasversali alla massima pendenza, alti da 5 a 20 m e lunghi da 300 a 800 m, di forma arcuata con concavità rivolta verso mare, interpretati come *cyclic step*, la cui origine è legata al passaggio di flussi iperpicnali. Diversamente, nella porzione più distale, la superficie del deposito è caratterizzata da una morfologia ad *hummocky* prodotta da numerosi blocchi ampi da 20 a 100 m che si elevano fino a circa 10 m rispetto al fondale circostante.

*The 3D view in Figure 1 shows a large landslide deposit covering an area of about 14 km<sup>2</sup>, located at the base of the north-western flank of Pantelleria volcanic edifice, between 600 and 730 m depth. It is not clear whether this deposit is related to a single or multiple instability event.*

*The original morphology of the landslide scar is in fact masked by several eruptive centers occurring within the scar area, whose formation was likely subsequent to the instability event.*

*The landslide deposit is associated to a transparent seismic facies (Fig. 1) and its maximum thickness has been estimated from seismic profile as 65 ms (about 50 m). The total estimated volume of the deposit is about 0.4 km<sup>3</sup>. In the inner portion of the deposit, bathymetric data show the presence of crescent-shaped bedforms, 5- to 20-m-high, with wavelengths ranging from 300 to 800 m, that were interpreted as cyclic steps, whose origin is attributed to the action of gravity flows. Conversely, in the distal portion, the surface of the deposit is characterized by a hummocky morphology, produced by numerous blocks 20- to 100-m-wide, that rise up to 10 m from the surrounding seafloor.*

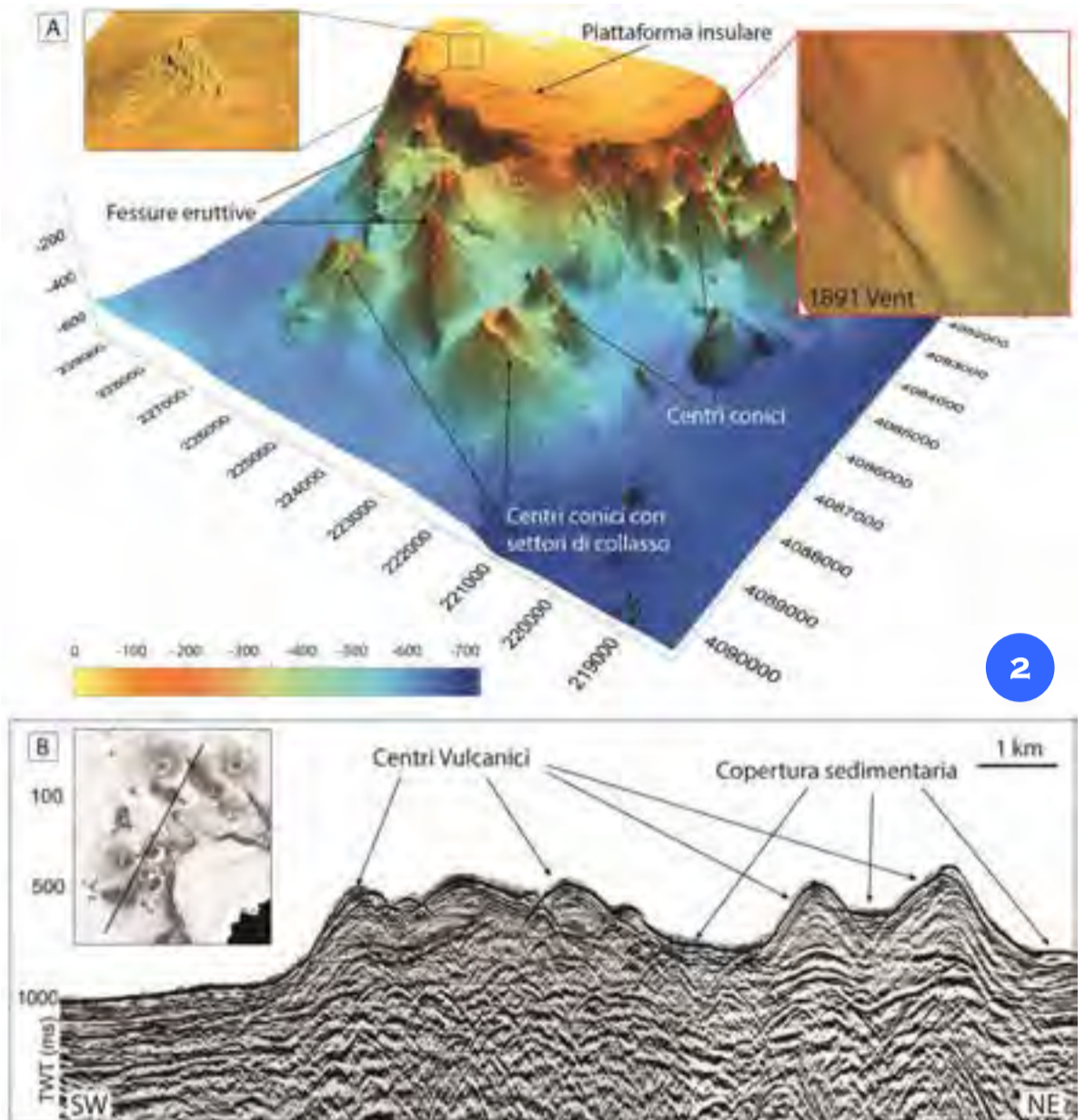
## APPARATI ERUTTIVI SOMMERSI NEL SETTORE NORD-OCCIDENTALE DELL'EDIFICIO VULCANICO

Nel settore nord-occidentale dell'edificio vulcanico di Pantelleria, oltre il ciglio della piattaforma insulare, sono stati identificati circa venti apparati eruttivi sommersi che occupano un'area di circa 50 km<sup>2</sup>, tra 320 e 730 m di profondità (Fig. 2A).

I centri eruttivi presentano diametro basale di dimensioni variabili da alcune centinaia di metri fino a oltre 2 km, e altezze variabili da 60 a 400 m. La maggior parte dei centri eruttivi sono caratterizzati da una morfologia sub-conica, assimilabile a quella dei coni di scorie subaerei, mentre alcuni si presentano come centri di emissione coalescenti, disposti secondo fessure eruttive talvolta parallele alle maggiori strutture tettoniche del *Rift* di Pantelleria, lunghe fino a 2,7 km. Alcuni degli edifici conici di maggiore dimensione mostrano evidenze di collassi sommitali anche multipli, che raggiungono un'ampiezza di alcune centinaia di metri (Fig. 2A). La presenza di un nuovo cono di dimensione minore all'interno della nicchia di distacco testimonierebbe una ripresa dell'attività eruttiva. Alla base dei centri vulcanici è presente una copertura sedimentaria, come evidente dal profilo sismico multicanale in Figura 2B.

All'interno del campo vulcanico nel settore nord-occidentale dell'Isola di Pantelleria è stato inoltre riconosciuto il centro eruttivo responsabile dell'eruzione del 1891 (Conte et al., 2014). Si tratta di un piccolo apparato conico con doppio apice localizzato lungo il fianco dell'edificio vulcanico di Pantelleria, a circa 300 m di profondità (Fig. 2A). L'edificio ha una base di circa 230 m e un'altezza di circa 90 m (sommità localizzata a 270 m di profondità), con un volume stimato di circa 1 milione di m<sup>3</sup>. Anche lungo la piattaforma insulare è stata osservata la presenza di centri eruttivi isolati, le cui sommità si trovano a meno di 40 m di profondità. L'affioramento mostrato nell'inset a sinistra in Figura 2A presenta una morfologia sub-circolare, con un diametro basale di circa 400 m ed un'altezza di circa 20 m. Tali lineamenti morfologici sono stati interpretati come coni vulcanici smantellati dall'erosione durante l'ultimo ciclo glacioeustatico.

*In the north-western sector of the volcanic edifice of Pantelleria Island, below the insular shelf edge, about twenty eruptive centers have been identified, that are distributed over an area of about 50 km<sup>2</sup> between 320 and 730 m depth (Fig. 2A). The volcanic centers display basal diameters ranging from few hundreds of meters to more than 2 km and heights ranging from 60 to 400 m. Most of the eruptive centers are characterized by a sub-conical morphology, similar to subaerial scoria cones. Conversely, some centers display an elongated morphology, probably generated by coalescence of different vents arranged according to eruptive fissures (up to 2.7-km-long)*

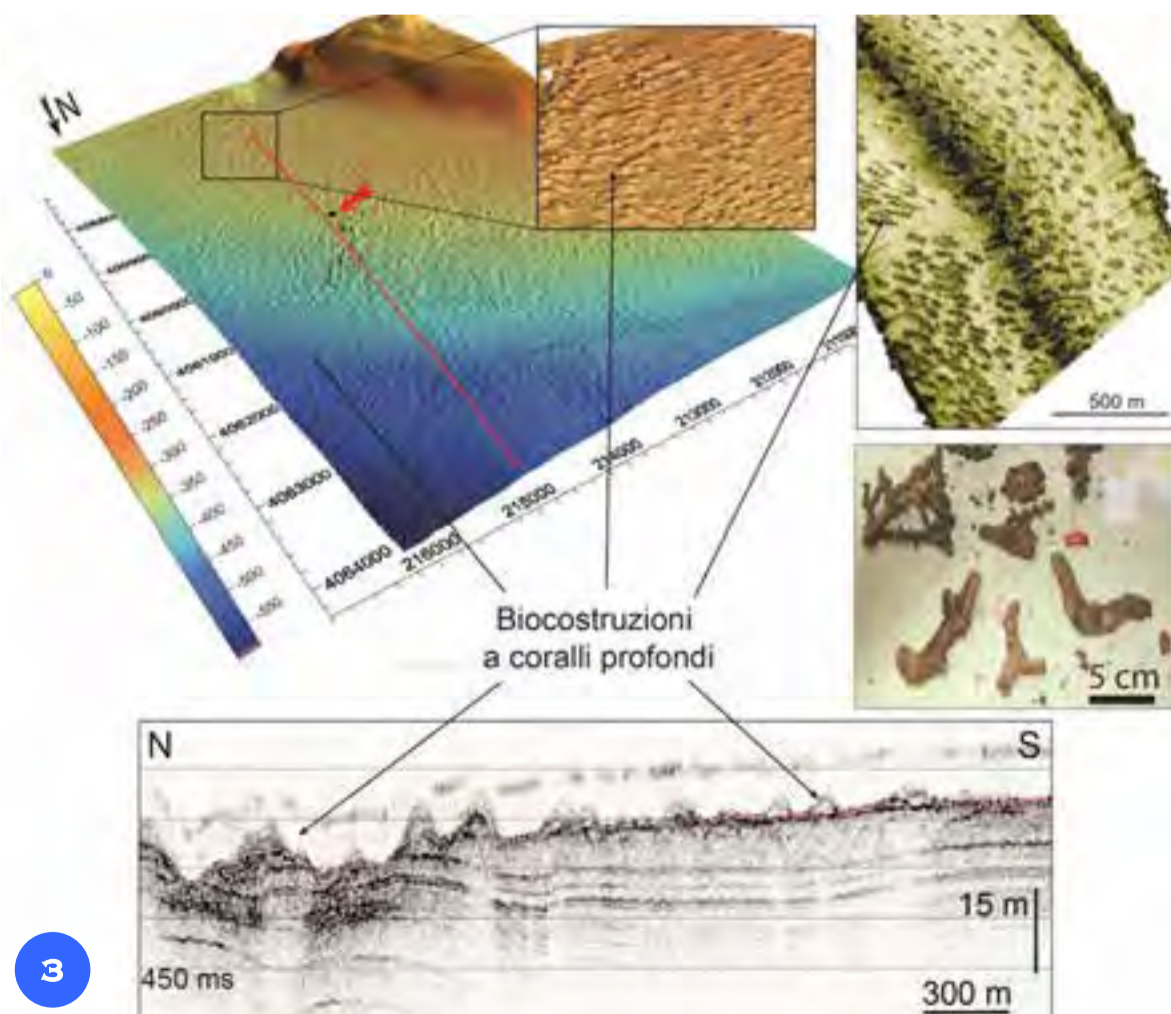


*often oriented parallel to the main tectonic structures of Pantelleria Rift. Some of the volcanic centers are affected by single or multiple summit collapse scars some hundreds of meters wide, and narrow cones within them (Fig. 2A), probably indicating concurrent or successive volcanic activity. At the base of the volcanic centers, the multichannel seismic profile in Figure 2B shows the presence of a sedimentary cover.*

*The volcanic field in the north-western sector of Pantelleria also includes the eruptive center responsible for the 1891 event (Conte et al., 2014); it is a small cone with a double summit peak that is*

*located along the flank of the volcanic edifice of Pantelleria at about 300 m depth (Fig. 2A). The cone is about 90-m-high (summit peak located at 270 m depth), has a basal diameter of about 230 m, with a total estimated volume of 1 million m<sup>3</sup>. Isolated eruptive centers were also observed along the insular shelf, and their summit is located at depths shallower than 40 m. In particular, the upper-left inset in Figure 2A shows a 20-m-high volcanic outcrop with a sub-conical morphology and basal diameter of about 400 m. These features were interpreted as volcanic cone partially eroded during the last glacioeustatic cycle.*

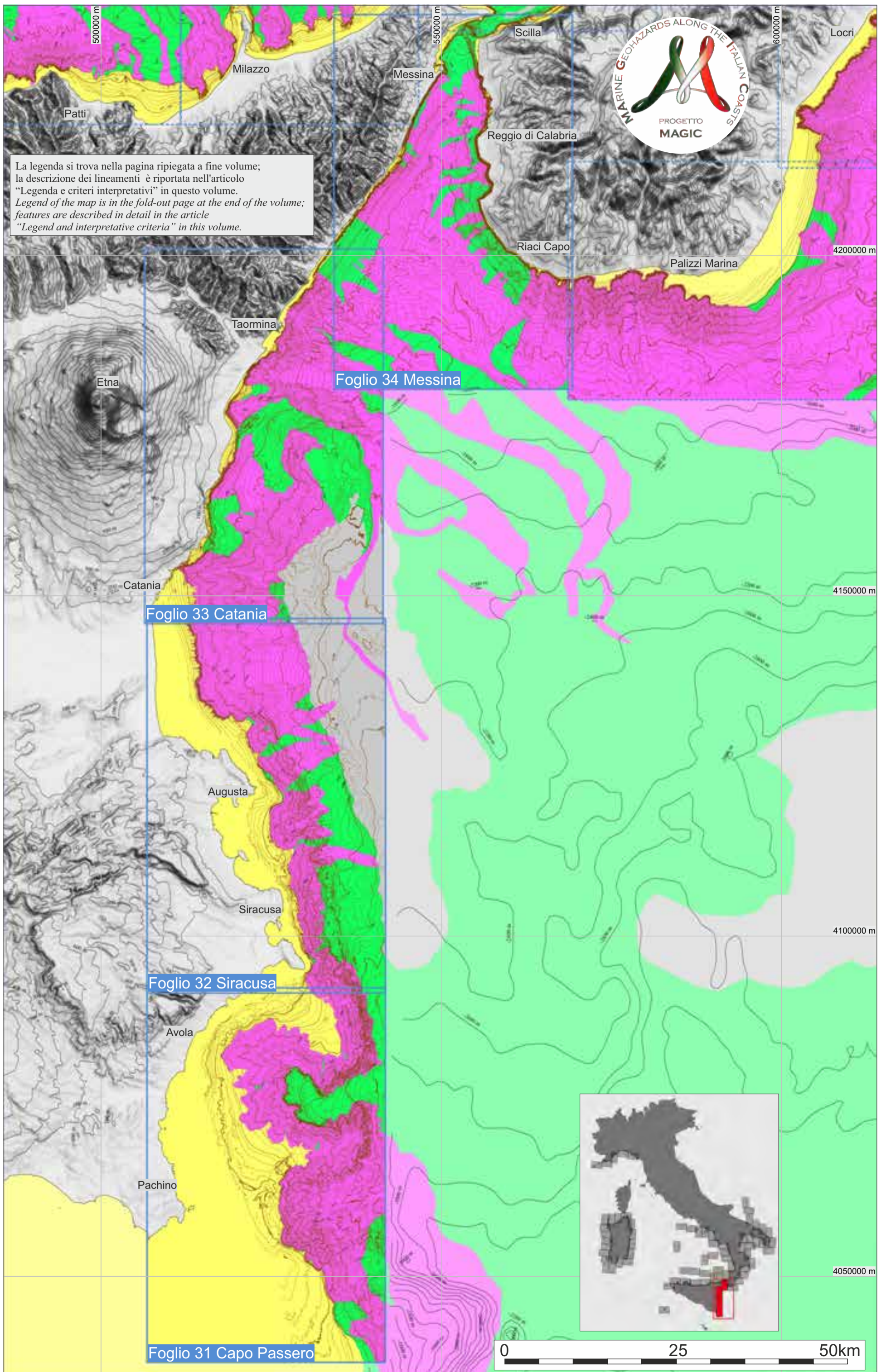
## BIOCOSTRUZIONI



Lungo la scarpata occidentale del Bacino di Pantelleria, sono state osservate numerose morfologie sub-circolari di diametro compreso tra 20 e 90 m, rilevate fino a 10 m rispetto al fondale e distribuite su un'area di circa 40 km<sup>2</sup>, nella fascia batimetrica compresa tra 300 e 600 m di profondità (Fig. 3). Si tratta di biocostruzioni prodotte da colonie di coralli profondi delle specie *Madrepora oculata* e *Lophelia pertusa*, allo stato attuale in gran parte fossili, talora ricoperte da un sottile film di ossidi di ferro e manganese, come confermato dai campionamenti (freccia rossa in Fig. 3). Le biocostruzioni sono associate a zonazioni dell'intensità di backscatter che danno luogo ad una peculiare facies acustica, visibile nell'inset in alto a destra in Figura 3. I profili chirp evidenziano lo sviluppo delle biocostruzioni al di sopra di unità sedimentarie stratificate, che mostrano troncature erosive con riflettori localmente caratterizzati da elevata riflettività.

*Along the western slope of the Pantelleria Basin, the seafloor is characterized by the presence of numerous small sub-circular reliefs up to 10-m-high and from 20- to 90-m-wide, distributed over an area of about 40 km<sup>2</sup>, between 300 and 600 m depth (Fig. 3). They are bioherms built by the cold water corals *Madrepora oculata* and *Lophelia pertusa*, at present mostly dead and covered by iron and manganese oxides, as confirmed by samples (red arrow in Fig. 3). The bioherms produce a typical acoustic facies characterized by high backscatter patches (upper right inset in Fig. 3). Chirp profiles highlight the presence of the bioherms over stratified sedimentary units, that display erosive unconformities locally characterized by high reflectivity.*

TAVOLA 7 SICILIA ORIENTALE



# TAVOLA 7 SICILIA ORIENTALE

F.L. Chiocci\*, A. Argnani<sup>◊</sup>, L. Gasperini<sup>◊</sup>, E. Martorelli\*, A. Bosman\*, M. Ligi<sup>◊</sup>, D. Ridente\*, M. Marchetti\*, C. Adami\*, M. Calarco\*, D. Casalbore\*, D. Cavallaro\*, M. Coltelli\*, F. Del Bianco<sup>◊</sup>, F. Falese\*, A. Fascetti\*, V. Ferrante<sup>◊</sup>, M. Ingrassia\*, E. Lai\*, E. Leidi<sup>◊</sup>, M.D. Lodi\*, F. Maisto\*, A. Mercorella<sup>◊</sup>, E. Morelli\*, M. Pierdomenico\*, A. Polonia<sup>◊</sup>, A. Sposato\* (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CoNISMa: <sup>◊</sup>DST UniRoma1; CNR: \*IGAG, <sup>◊</sup>ISMAR, <sup>◊</sup>INGV

La Sicilia orientale e la Calabria sud-occidentale rappresentano una delle regioni più geologicamente attive d'Italia, è caratterizzata da forti sollevamenti e spostamenti laterali (evidenziati dalle velocità GPS), grandi terremoti storici e dal più grande vulcano attivo d'Europa, il Monte Etna. A nord dell'Etna sono presenti i terreni dell'Arco Calabro; un edificio a falde tettoniche dissezionato da faglie estensionali plio-pleistoceniche che sono particolarmente ben espresse in Sicilia nord-orientale e Calabria sud-occidentale. La deformazione estensionale è tuttora attiva come documentato dal campo di velocità GPS e dalla limitata sismicità strumentale. Al largo della costa che si estende dall'Etna allo Stretto di Messina è presente una ripida scarpata, che appare sui profili sismici come una monoclinale di relativamente recente formazione, possibilmente legata al sollevamento della costa (Argnani et al., 2009). Questa condizione promuove l'instaurarsi di repentine inondazioni che producono flussi iperpicnali che contribuiscono a incidere canyon sottomarini e inducono frane sottomarine (Casalbore et al., 2011).

La regione a sud dell'Etna si colloca nell'avampese Ibleo, delimitato ad est dalla ripida Scarpata di Malta che rappresenta il limite tra la crosta continentale e la crosta oceanica della piana batiale ionica, con un dislivello di circa 3 km. Dati di sismica a rifrazione indicano un assottigliamento crostale dai ca. 30 km della piattaforma, ai 18-20 km del bacino ionico. Il settore della Scarpata di Malta che si estende dall'Etna ad Augusta mostra evidenze di tettonica attiva, con faglie estensionali che raggiungono il fondo mare (Fig. 2; Argnani e Bonazzi, 2005). Le evidenze di tettonica attiva sono presenti anche a nord, fino alle Eolie centrali, passando dai Peloritani e da Capo Milazzo, lungo un allineamento NNO-SSE (Argnani et al., 2007), e identificano la possibile espressione superficiale di uno strappo litosferico che si colloca al passaggio fra la litosfera oceanica ionica e quella continentale Ibleo-Maltese (Fig. 1; Argnani, 2009). Nella sua parte settentrionale questo strappo litosferico interagisce con il sollevamento e con l'estensione che caratterizzano l'Arco Calabro. Sebbene la sismicità strumentale sia limitata, quest'area è fra le più sismicamente attive d'Italia, essendo stata la sede del terremoto che distrusse Messina e Reggio Calabria nel 1908. Il terremoto è stato localizzato a mare; tuttavia, nonostante la sua notevole magnitudo (Mw 7,2), non ci sono evidenze di rotture sul fondo mare, e la posizione della faglia, che viene stimata a direzione ca. N-S dai dati sismologici, è tuttora dibattuta.

Anche la Sicilia sud-orientale è caratterizzata da grandi terremoti storici, con il terremoto del 1693 che rappresenta l'evento maggiore. Anche in questo caso la posizione della faglia sorgente è dibattuta, sebbene l'ubicazione lungo la Scarpata di Malta al largo di Augusta (Fig. 2) sembra giustificare sia il terremoto sia il maremoto che lo accompagnò e che interessò le coste di tutta la Sicilia orientale (Argnani et al., 2012). L'Etna, il più grande vulcano d'Europa, si colloca nei pressi della ripida scarpata che borda il Mar Ionio, e la porzione orientale del suo edificio è soggetta a un lento e costante movimento di scivolamento verso est che può essere correlato con la deformazione gravitativa che interessa tutto il margine continentale (Chiocci et al., 2011; Argnani et al., 2013).

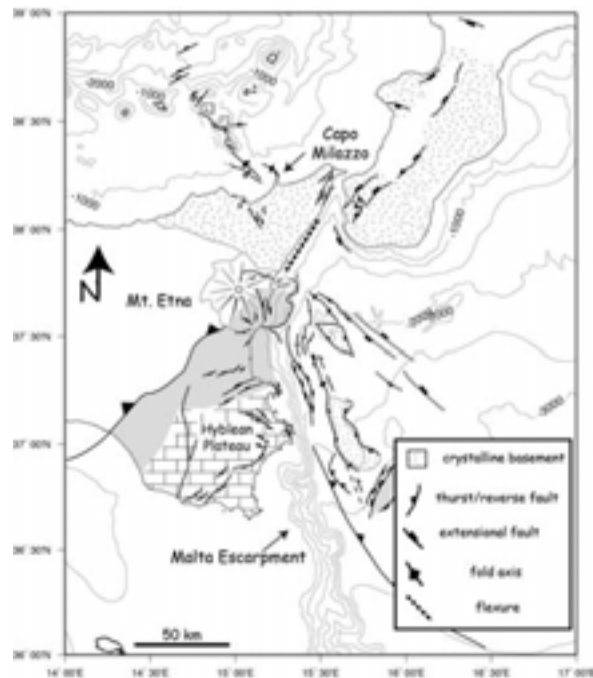


Figura 1. Carta strutturale del margine ionico della Sicilia (Argnani, 2009; Argnani et al., 2013). In grigio l'estensione nel sottosuolo del Plateau Ibleo.

Figure 1. Structural map of the eastern Sicily offshore (Argnani, 2009; Argnani et al., 2013). The subsurface extent of the Hyblean Plateau is highlighted in grey.

The eastern Sicily and south-western Calabria made up one of the most geologically active region in Italy, being characterized by rapid uplift, a complex GPS velocity field, remarkable historical earthquakes, and the largest active volcano in Europe, the Mount Etna.

North of Mount Etna, terrains of the Calabrian Arc are present, i.e. a stack of tectonic nappes that was dissected by extensional faults during the Plio-Pleistocene, which are present mainly in north-east Sicily and south-west Calabria. Extensional deformation is still active in the Messina Strait, as indicated by GPS velocities and limited instrumental seismicity. The stretch of continental margin from the Messina Strait to Mount Etna is characterized by a very steep slope. Multichannel seismic profiles indicate that this slope resulted from a recent flexure, possibly related to uplift of the coastal area (Argnani et al., 2009); such setting let the area to be prone to flash flood that may generate hyperpycnal flows able to carve submarine canyons and trigger submarine landslides (Casalbore et al., 2011).

South of Mount Etna, the foreland of the Apennines is present. Here, the steep slope (up to 3-km-high) Malta Escarpment represents the boundary between the deep oceanic crust of the Ionian Sea and the Malta-Hyblean Plateau. Seismic refraction data reveal that the crust is thinning remarkably across the Malta Escarpment, from 30 km to the west to 18-20 km in the Ionian Basin. The sector of the Malta Escarpment that extends from Mount Etna to Augusta shows evidence of active tectonics, mostly characterized by extensional faults, with related half grabens imaged on seismic profiles (Fig. 2; Argnani and Bonazzi, 2005).

Lines of evidence supporting active tectonics extend further North, through Mount Etna, in the Peloritani mountains, at Capo Milazzo and the central Aeolian Islands (Argnani et al., 2007). This long and roughly North-trending alignment of active structures suggests that eastern Sicily is possibly affected by a tectonic regime driven by a lithospheric process; a possible candidate is represented by the incipient tear at the continent and ocean boundary along the western side of the subducted Ionian slab (Fig. 1; Argnani, 2009). In its northern sector, the deformation related to this lithospheric tear is interacting with the fast uplifting of Calabria and Peloritani, and with the orogen-parallel extension that accompanies the highest relieves of the whole Calabrian Arc. This is one of the most seismically active regions of Italy, with seismicity that reproduces, in a patchy way, the tectonic complexity. Instrumental seismicity in the Messina Strait is limited, but this sector was struck on December 1908 by Italy's most destructive earthquake. The earthquake was located offshore, but in spite of its high magnitude (Mw 7.2) there is little evidence of fault rupture on the seafloor. A roughly north-trending fault is inferred from seismological data, but the exact fault position and even its polarity are still debated.

The whole south-eastern Sicily is characterized by a large historical seismicity, with the 11<sup>th</sup> January 1693 earthquake being the strongest event (Mw 7.3). The location of this event is still discussed, but it seems reasonable to locate it in the submarine slope just offshore Augusta (Fig. 2), as the earthquake was followed by an important tsunami, perceived along all the eastern coast of Sicily (Argnani et al., 2012). Mount Etna, the largest onshore volcano of Europe, is located very close to the steep eastern Sicily slope. Tectonic and gravitational instability of the facing continental margin may have contributed to the evolution of the volcanic edifice. In particular, it is thought to be responsible for the well-documented seaward sliding of the volcano eastern flank (Chiocci et al., 2011; Argnani et al., 2013).

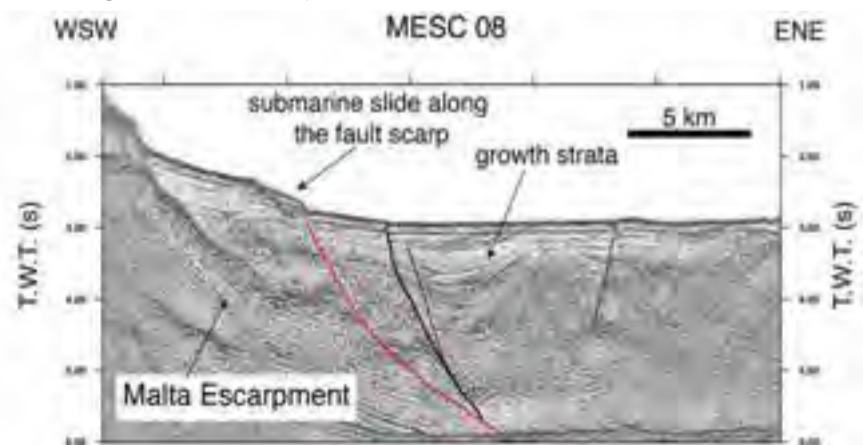


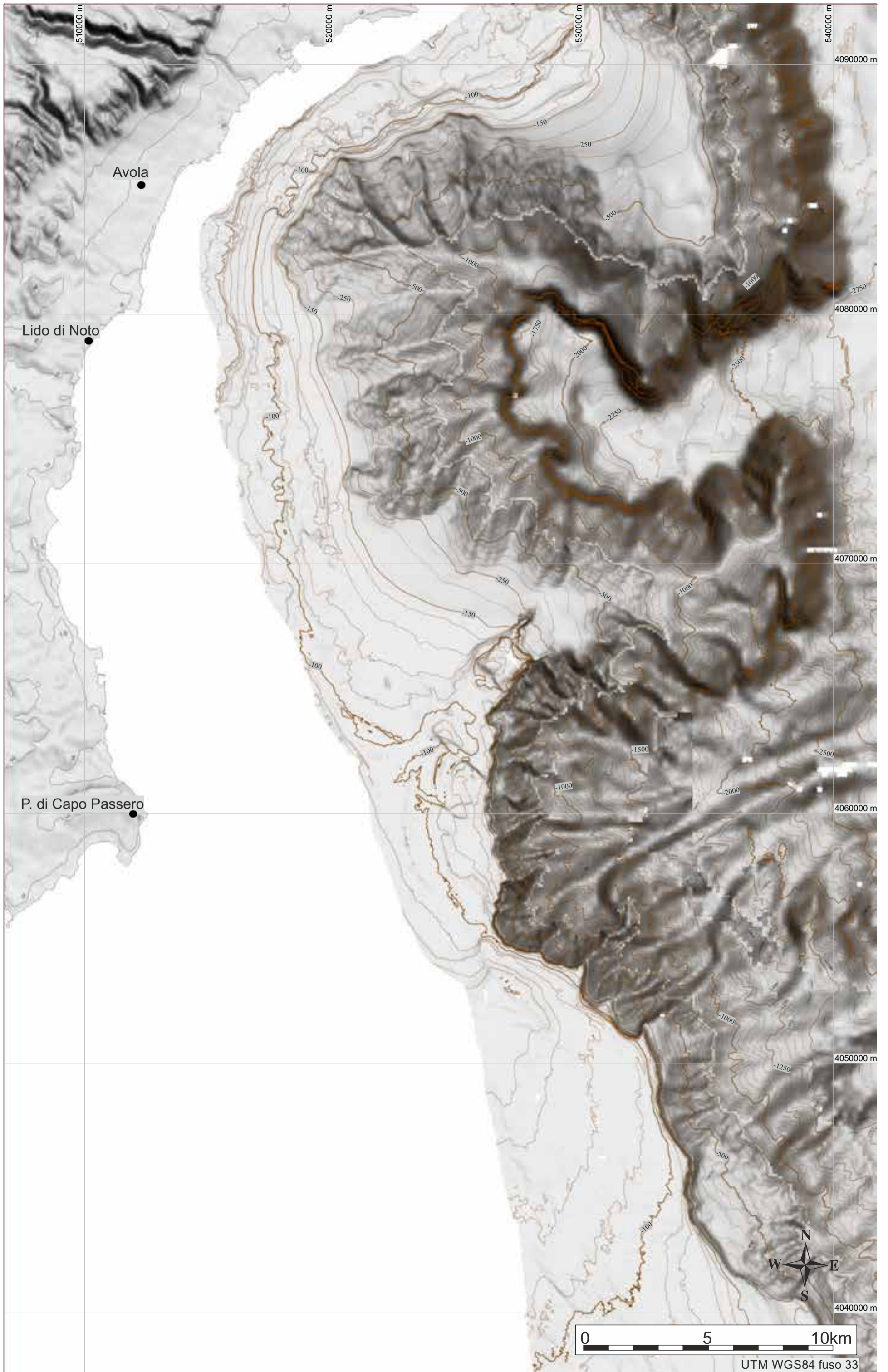
Figura 2. Profilo sismico che mostra le strutture al largo di Augusta. La faglia in rosso è attiva e taglia il fondo mare. Una frana si imposta sul letto della faglia (da Argnani e Bonazzi, 2005)

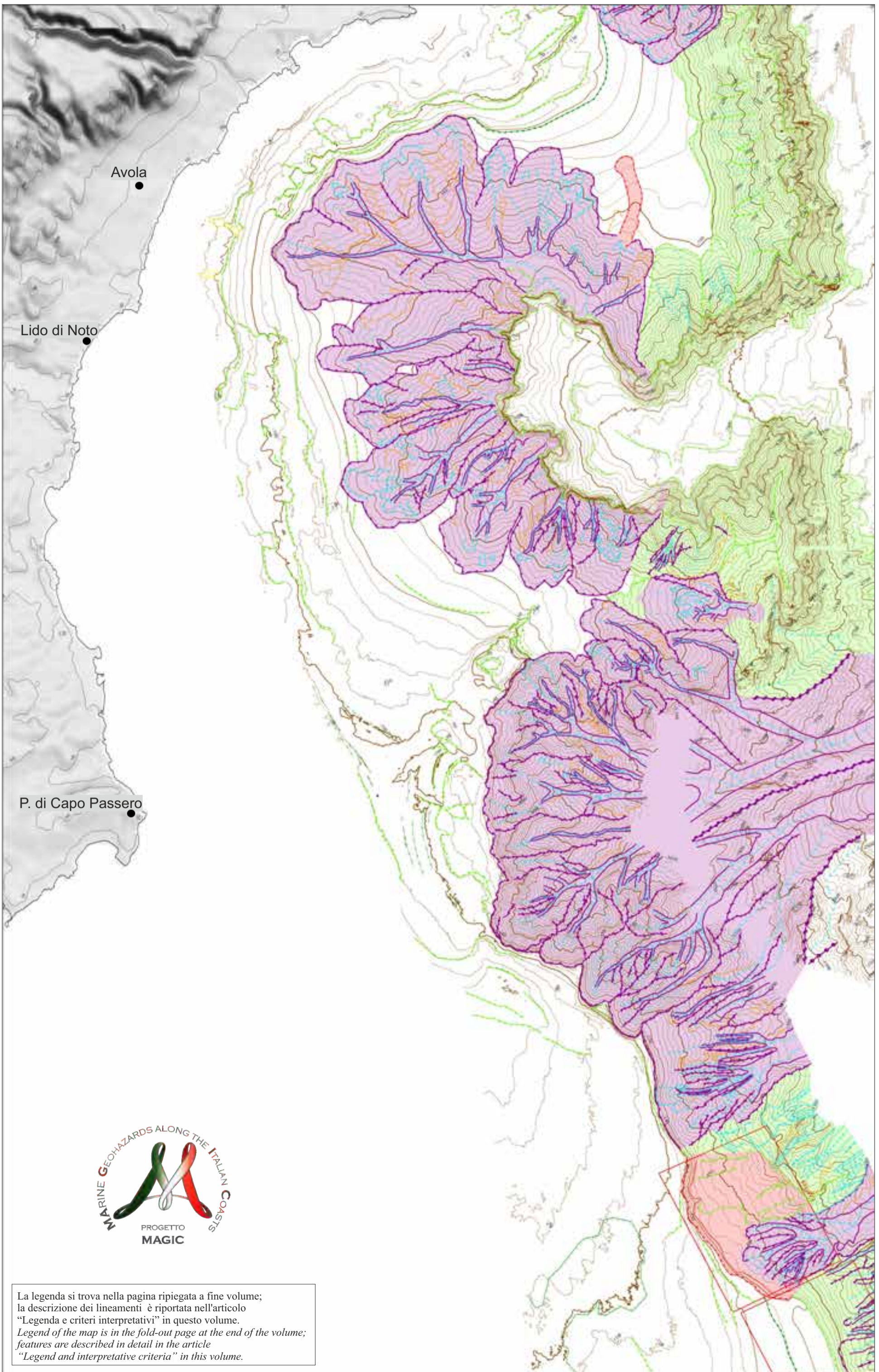
Figure 2. Seismic profile showing the structural features offshore Augusta. The red normal fault is active and cuts the sea floor. A slide is affecting the footwall of the active splay (after Argnani and Bonazi, 2005).





FOGLIO 31 CAPO PASSERO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

A. ARGNANI<sup>1,0^A</sup>, E. LEIDI<sup>0^\*^A</sup>, V. FERRANTE<sup>\*</sup>, M. LIGI<sup>\*</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*^A</sup>  
<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



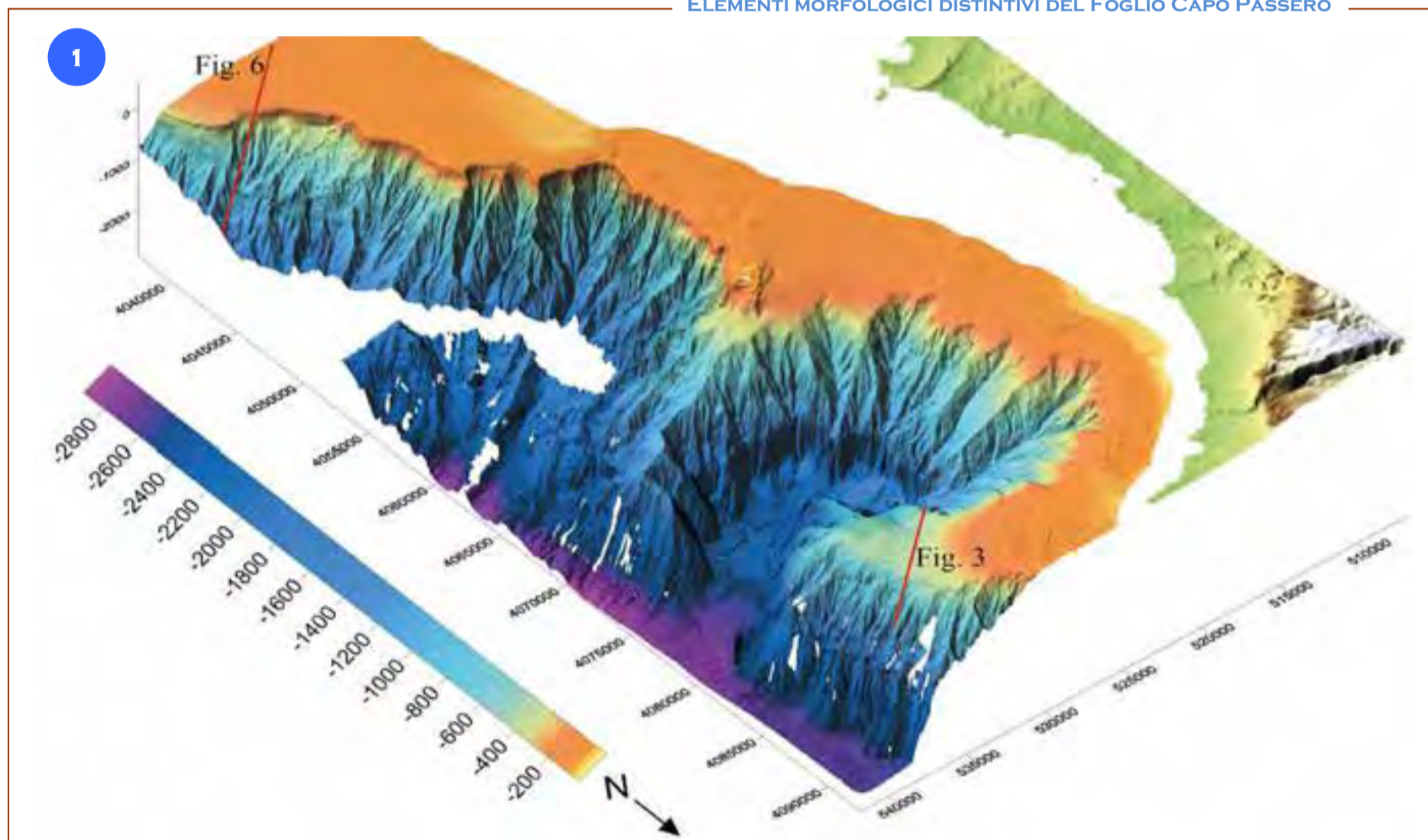
## FOGLIO 31 CAPO PASSERO



L'area del Foglio 31 "Capo Passero" insiste sul margine della Scarpata di Malta, un elemento morfologico di scala regionale che prosegue a nord e a sud del foglio con un'estensione di oltre 200 km, e che separa la piattaforma del Mare Pelagiano dal bacino oceanico del Mar Ionio. La ripida Scarpata di Malta è da tempo riconosciuta come un importante lineamento nel Mediterraneo centrale (Scandone et al., 1981; Casero et al., 1984; Finetti, 1982, 1985; Philip, 1987). Dati di sismica mostrano un brusco assottigliamento della crosta, da 30 km nello Stretto di Sicilia a 18-20 km nello Ionio (Makris et al., 1986). Sulla base di dati sismici e di dragaggi è stato messo in luce che il rilievo della Scarpata di Malta era esistente nel Messiniano, con vene e croste di sedimenti messiniani poste sopra rocce di età mesozoica (Scandone et al., 1981). La scarpata appare come un margine carbonatico erosionale ereditato dal Mesozoico (Bijou-Duval et al., 1982; Argnani e Bonazzi, 2005); questa eredità contribuisce a mantenere pendenze elevate, soprattutto nella sua parte inferiore oltre a impartirne una morfologia caratterizzata da rientranze e salienti. I sedimenti cenozoici che ricoprono la piattaforma carbonatica si sono depositi in un ambiente di mare basso distante da apporti sedimentari dal continente. Questi sedimenti sono fini e marnosi e sono soggetti a movimentazione per instabilità gravitativa al margine della piattaforma. La scarpata appare attualmente in erosione e la morfologia risulta modellata da franamenti (probabilmente di tipo *slump*) e flussi gravitativi di variabile entità con evoluzione retrogressiva. La morfologia mostra un aspetto calanchivo nella parte media-superiore della scarpata, con testate ad anfiteatro ben sviluppate e un fitto reticolo di canali erosivi. Nella parte meridionale, sono presenti incipienti fenomeni di instabilità. Non sono invece presenti connessioni a reticoli fluviali relitti sulla piattaforma.

*The Sheet 31 "Capo Passero" covers the margin of the Malta Escarpment, a N-S oriented morphological element of regional scale which extends for more than 200 km, separating the Pelagian Sea platform from the Ionian Sea oceanic basin. The steep Malta Escarpment is considered as a main feature of the central Mediterranean since long time (Scandone et al., 1981; Casero et al., 1984; Finetti, 1982, 1985; Philip, 1987). Seismic data across the escarpment show an abrupt thinning of the crust, from 30 km in the Strait of Sicily to 18-20 km in the Ionian Sea (Makris et al., 1986). The analysis of seismic data and dredge samples suggests that the relief of the Malta Escarpment already existed in the Messinian, with veins and crusts of Messinian sediments covering the Mesozoic rocks (Scandone et al., 1981). The slope appears as an erosional carbonate margin inherited from the Mesozoic (Bijou-Duval et al., 1982; Argnani and Bonazzi, 2005), which explains the high steepness of the slope especially in its lower sector, and the morphology characterized by recesses and salients. The Cenozoic sediments covering the carbonate platform were deposited in shallow marine environment, far from sedimentary contributions from the continent. These sediments are fine grained and marly and are subject to gravitational instability. The escarpment is currently in erosion and its morphology is modelled by landslides and gravitational flows of variable entity with an overall retrogressive evolution. The resulting morphology is characterized by a badland-like appearance in the middle-upper escarpment, with well developed amphitheater headscarps and a dense network of erosional channels. In the southern sector of the sheet, incipient phenomena of instability occur. Connections with relict fluvial networks on the platform are absent.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO CAPO PASSERO



La morfologia nell'area del Foglio 31 "Capo Passero" appare caratterizzata da una ripida scarpata, vistosamente in erosione, che si articola in un anfiteatro molto marcato nel settore settentrionale e in una rientranza meno sviluppata nel settore meridionale; le due rientranze sono separate da una stretta cresta erosiva (Fig. 1). La scarpata è intensamente incisa da un reticolo di canali sottomarini, particolarmente sviluppati nella parte alta della scarpata, dove è presente la copertura di sedimenti clastici cenozoici. Nell'anfiteatro settentrionale si può notare che nella parte inferiore della scarpata, dove affiorano i carbonati mesozoici, le pendenze sono ancora maggiori. Il ciglio della piattaforma appare lobato lungo tutto il segmento del foglio. Nell'anfiteatro settentrionale il ciglio è inciso da un reticolo dendritico di canali sottomarini ben sviluppati, mentre nel settore meridionale del foglio le incisioni appaiono come cicatrici di frane e i canali sottomarini mostrano una minore organizzazione gerarchica. Al bordo meridionale del foglio è presente una frana incipiente di grandi dimensioni.

*The morphology of the area of the Sheet 31 "Capo Passero" is characterized by a steep erosional slope which presents a large and marked amphitheater in the northern sector and a smoother recess in the southern sector, separated by a narrow erosional ridge (Fig. 1).*

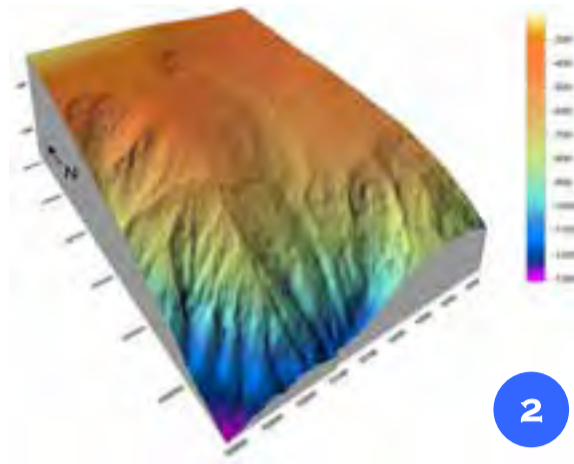
*The slope is heavily incised by a drainage system made of submarine channels, particularly well developed in the upper slope, where they incise the Cenozoic clastic sedimentary cover.*

*In the lower slope of the northern amphitheater, where the Mesozoic platform limestones crop out, the slope is markedly steeper. The shelf edge is carved with a lobate pattern along all the sheet. A well developed dendritic channel network is carving the shelf edge in the northern amphitheater, whereas in the southern sector of the sheet, the shelf edge is mostly scarred by landslides, and submarine channels are less developed. A large incipient slump is present at the southern border of the sheet.*

#### ANFITEATRO SETTENTRIONALE—SISTEMA DI DRENAGGIO

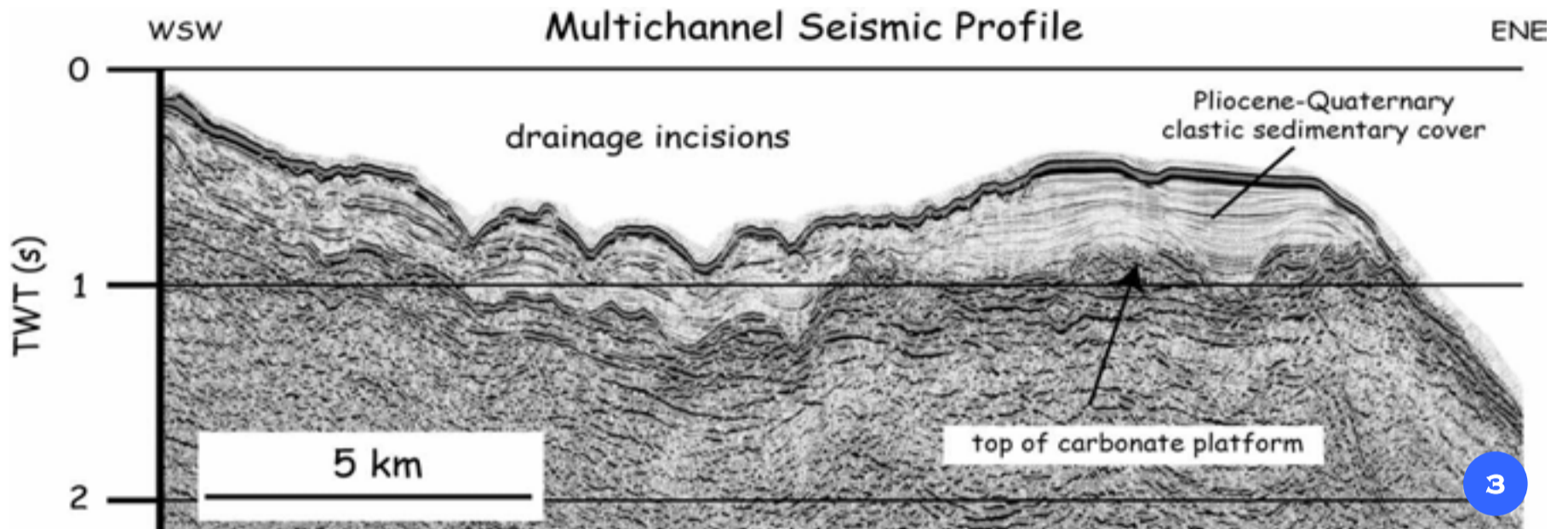
L'anfiteatro settentrionale è caratterizzato da un drenaggio evoluto con un reticolo dendritico a molti livelli gerarchici, che ricorda forme di erosione calanchive.

L'assenza di connessioni con un reticoli fluviale, del quale non si vedono tracce nella piattaforma continentale, suggerisce che il sistema di drenaggio sia mantenuto da processi di instabilità gravitativa a piccola scala ed eventualmente da correnti di fondo. La nicchia legata a un processo di flusso di fango al margine della piattaforma che borda l'anfiteatro settentrionale (Fig. 2) rappresenta un possibile esempio della fase iniziale di creazione del drenaggio sottomarino. Il sistema di drenaggio si sviluppa erodendo i sedimenti della copertura cenozoica (Fig. 3)



The northern amphitheater is characterized by a well developed drainage system with a multiple dendritic pattern showing several hierarchical levels, which is similar to a mature badland landscape. There is no evidence of connection to a fluvial network on the continental shelf, suggesting that the drainage system is maintained by small-scale instability processes, and perhaps by bottom currents. The small mud flow scar at the edge of the northern amphitheatre (Fig. 2) represents a possible process which enhanced the initiation of continental shelf erosion and the maintenance of the drainage system.

The drainage system develops through the incision of the Cenozoic clastic sedimentary cover (Fig. 3).



#### PIATTAFORMA MERIDIONALE—FRANA INCIPIENTE

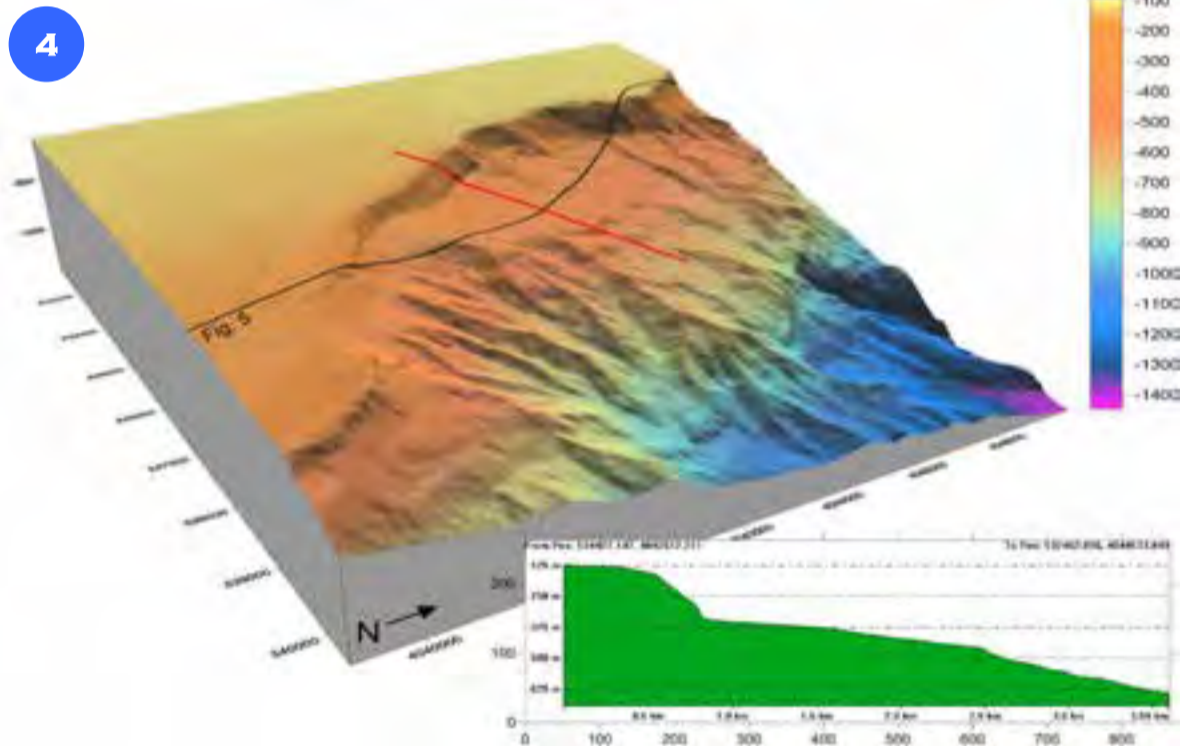
Nel bordo meridionale del Foglio 31 “Capo Passero” è presente una frana incipiente (Fig. 4) che rappresenta verosimilmente il processo dominante di erosione al margine della piattaforma continentale.

La scarpata di frana risulta più sviluppata sul bordo settentrionale della piattaforma continentale.

Il tipico profilo batimetrico convesso (linea rossa) si osserva perpendicolarmente alla frana (inserto in Figura 4), mentre il profilo ecografico (linea nera) parallelo al bordo della piattaforma continentale mostra la ripida scarpata che borda la frana e i sedimenti debolmente deformati del corpo di frana (Fig. 5).

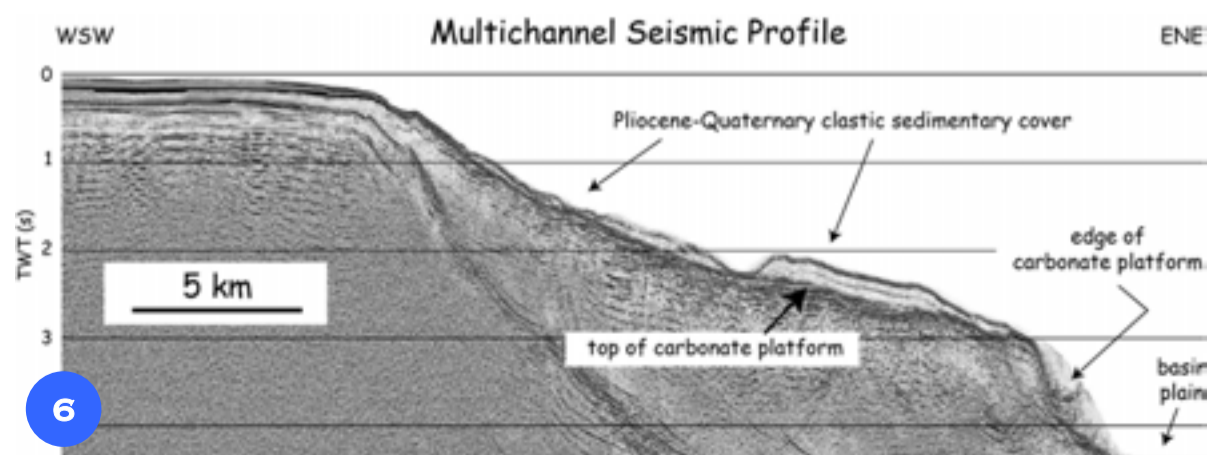
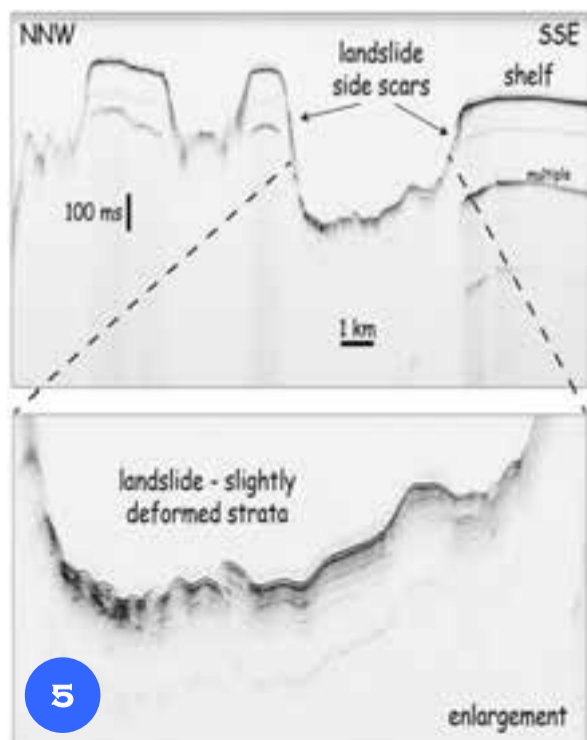
Il profilo sismico multicanale con orientazione NNW-SSE (Fig. 6) attraversa il ciglio della piattaforma continentale nella posizione dove è ubicata la frana incipiente.

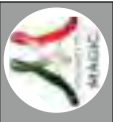
I sedimenti clastici pliocenico-quaternari appaiono come un'unità sismica semi-trasparente e mostrano, nella parte superiore della scarpata continentale, una riduzione di spessore dovuta a scivolamenti gravitativi. Nella parte nord-orientale si osserva la piana bacinale bordata dalla ripida scarpata della piattaforma carbonatica.



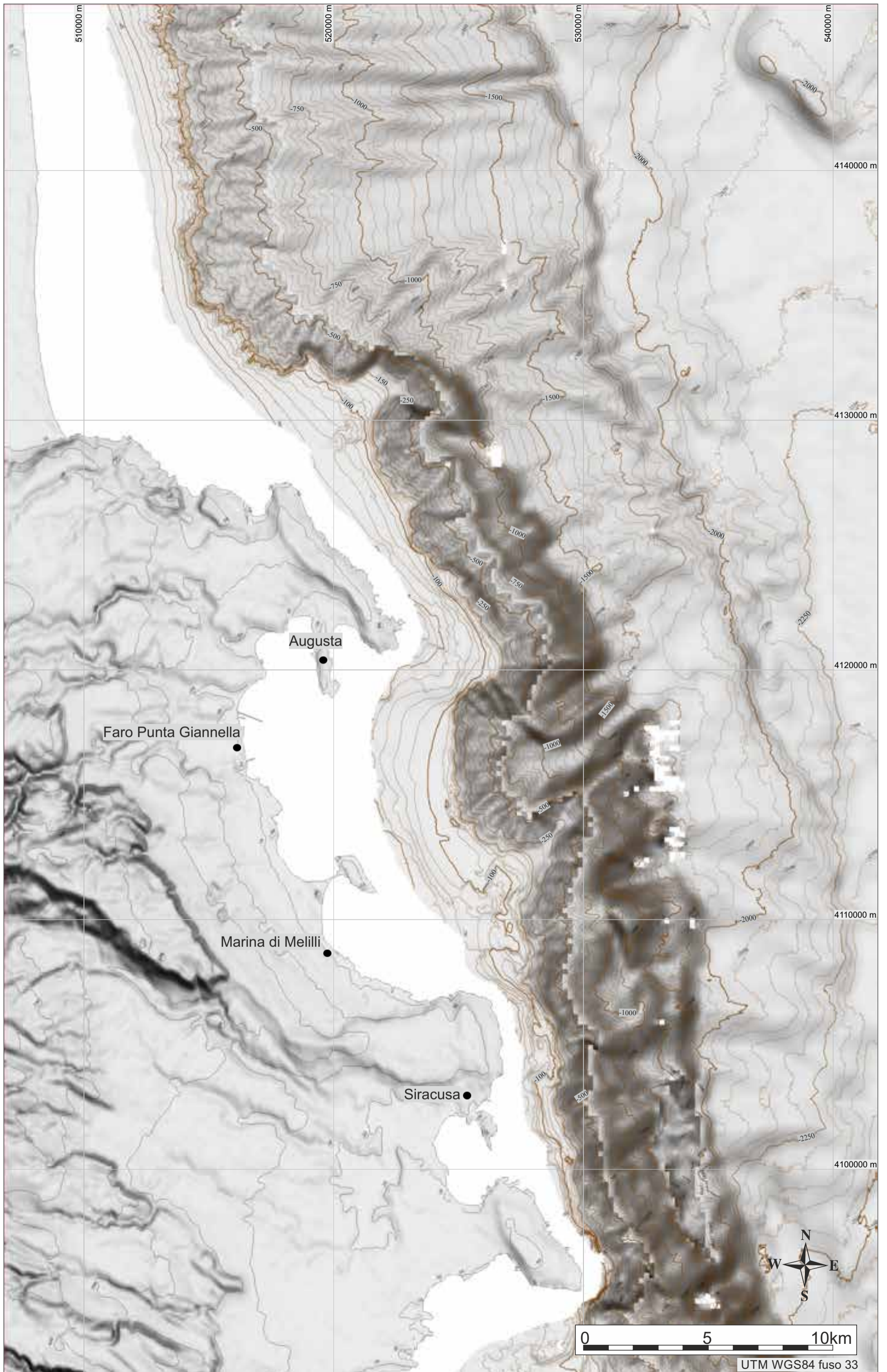
An incipient landslide is present at the southern edge of the continental shelf (Fig. 4), with the headscarp more developed on the northern side of the slide. The landslide displays the typical downslope convex topographic profile (insert in Fig. 4), whereas a chirp profile sub-parallel to the continental shelf edge shows the steep slide headscarps and the weakly deformed sediments of the slide body (Fig. 5).

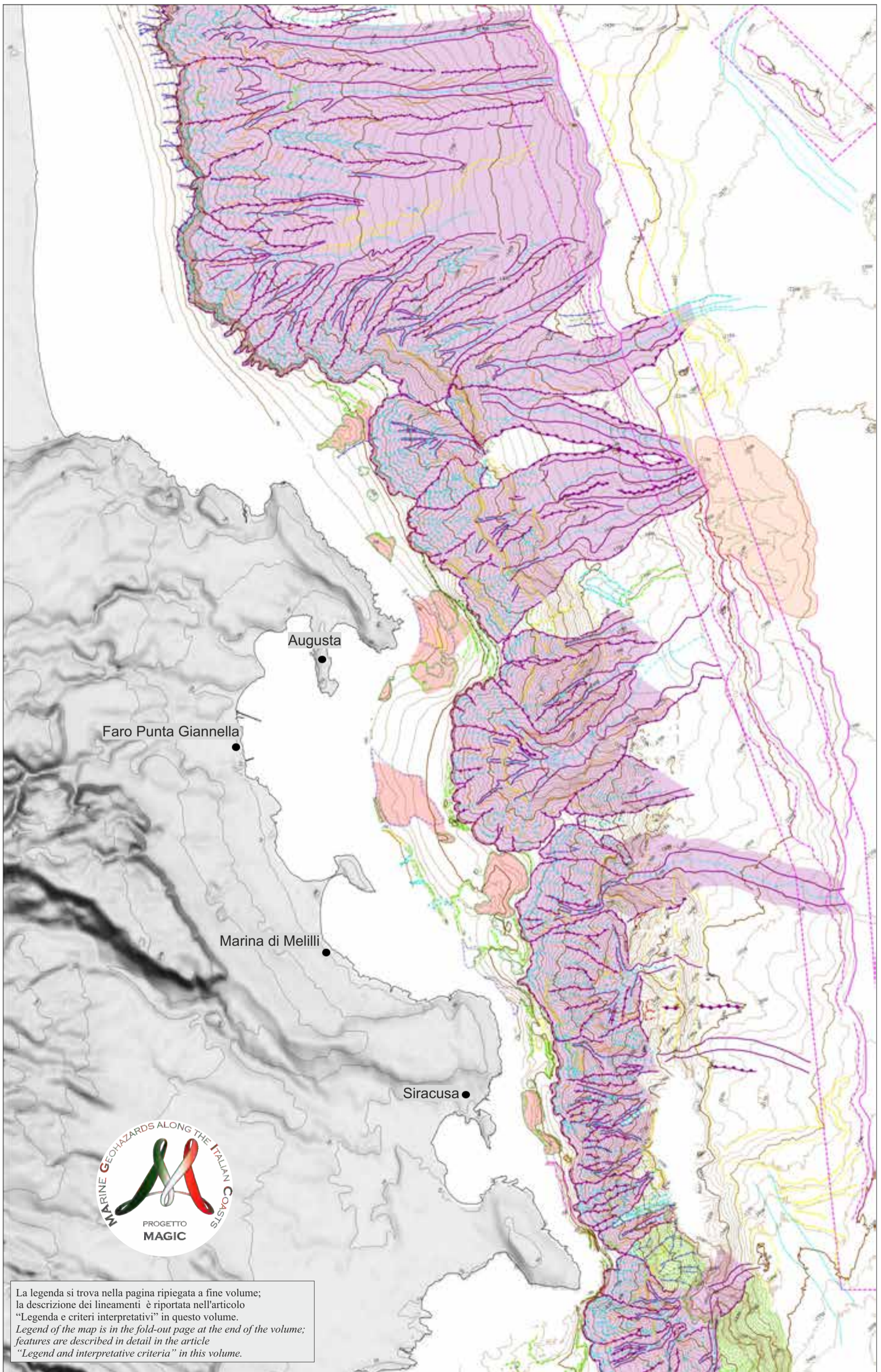
The multichannel seismic profile crosses the shelf edge in correspondence of the slide (Fig. 6). The thin, transparent seismic unit along the steep upper slope represents Pliocene-Quaternary sediments partly removed by gravitational instability. The flat basin floor is imaged at the eastern side of the profile, adjacent to the very steep scarp that characterizes the basal part of the Malta Escarpment.





FOGLIO 32 SIRACUSA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*



## FOGLIO 32 SIRACUSA



L'area del Foglio 32 "Siracusa" è caratterizzata dalla presenza della Scarpata di Malta, un elemento morfologico di importanza regionale che prosegue a nord e a sud dei limiti del foglio con un'estensione di oltre 200 km (Fig. 1). La ripida Scarpata di Malta connette l'area di mare profondo della piana abissale ionica con il Plateau Ibleo, ed è stata da tempo riconosciuta come un importante lineamento strutturale del Mediterraneo centrale (Scandone et al., 1981; Casero et al., 1984; Finetti, 1982, 1985; Philip, 1987). Le età di formazione della Scarpata di Malta e dell'adiacente bacino ionico sono tuttora dibattute, soprattutto a causa degli scarsi vincoli stratigrafici. La piattaforma continentale in questo settore del margine siciliano orientale è relativamente poco sviluppata (<10 km) e raggiunge estensioni minime nel settore meridionale del foglio a sud di Siracusa (Fig. 1). La scarpata continentale mostra gradienti estremamente elevati ed è incisa da profondi solchi e da anfiteatri erosivi che si collegano alla piana batiale tramite un gradino morfologico alla base della scarpata, probabilmente formato da detriti gravitativi. L'analisi dei profili sismici a riflessione indica che per la maggior parte le incisioni sono drappeggiate da sedimenti emipelagici, di spessore variabile da qualche metro a una decina di metri. Tale osservazione suggerisce che esse siano state in gran parte inattivate dopo l'ultimo glaciale e che possano essere solo episodicamente sede di correnti di densità che tuttavia non producono erosione apprezzabile. Questo settore di piattaforma e scarpata continentale, così come tutto il margine della Sicilia orientale, è caratterizzato da intensa attività sismica e vulcanica ed è stato sede in tempi storici di eventi catastrofici molto importanti (terremoti e tsunami), come si evince dai cataloghi e da studi di paleo-sismologia sottomarina effettuati nel recente passato e tuttora in corso (Smedile et al., 2011; Polonia et al., 2012, 2013). Anche se ciò è ancora oggetto di intenso dibattito scientifico, è molto probabile che le strutture che hanno causato gli eventi più distruttivi avvenuti lungo il margine, come i terremoti di Messina (1908) e di Augusta (1693), siano faglie o sistemi di faglie posizionate nei fondali marini al largo della Scarpata di Malta, o nel complesso sistema di strutture sismogenetiche che costituisce l'Arco Calabro esterno (Polonia et al., 2011, 2012, 2017). La sismicità strumentale dell'area risulta relativamente modesta, con l'evento maggiore avvenuto nel dicembre 1990 caratterizzato da  $M_w=5,8$  e meccanismo focale trascorrente (Giardini et al., 1995; Amato et al., 1995).

*The Sheet 32 "Siracusa" is characterized by the presence of the Malta Escarpment, a morphological element of regional importance that continues northward and southward from its limits, with an extension of over 200 km (Fig. 1).*

*The steep Malta Escarpment connects the Ionian abyssal plain to the Hyblean Plateau, and is considered an important structural feature of the central Mediterranean since long time (Scandone et al., 1981; Casero et al., 1984; Finetti, 1982, 1985; Philip, 1987).*

*The age of formation of the Malta Escarpment and the adjacent Ionian Basin are still debated, mainly because of the poor stratigraphic constraints. The continental shelf is relatively narrow (<10 km) and achieves its lowest extension south of Siracusa (Fig. 1).*

*The continental slope shows extremely high topographic gradients and is incised by deep canyons and erosive amphitheatres, which are connected to the bathyal plain through an escarpment bounding its base, probably formed by gravitative debris.*

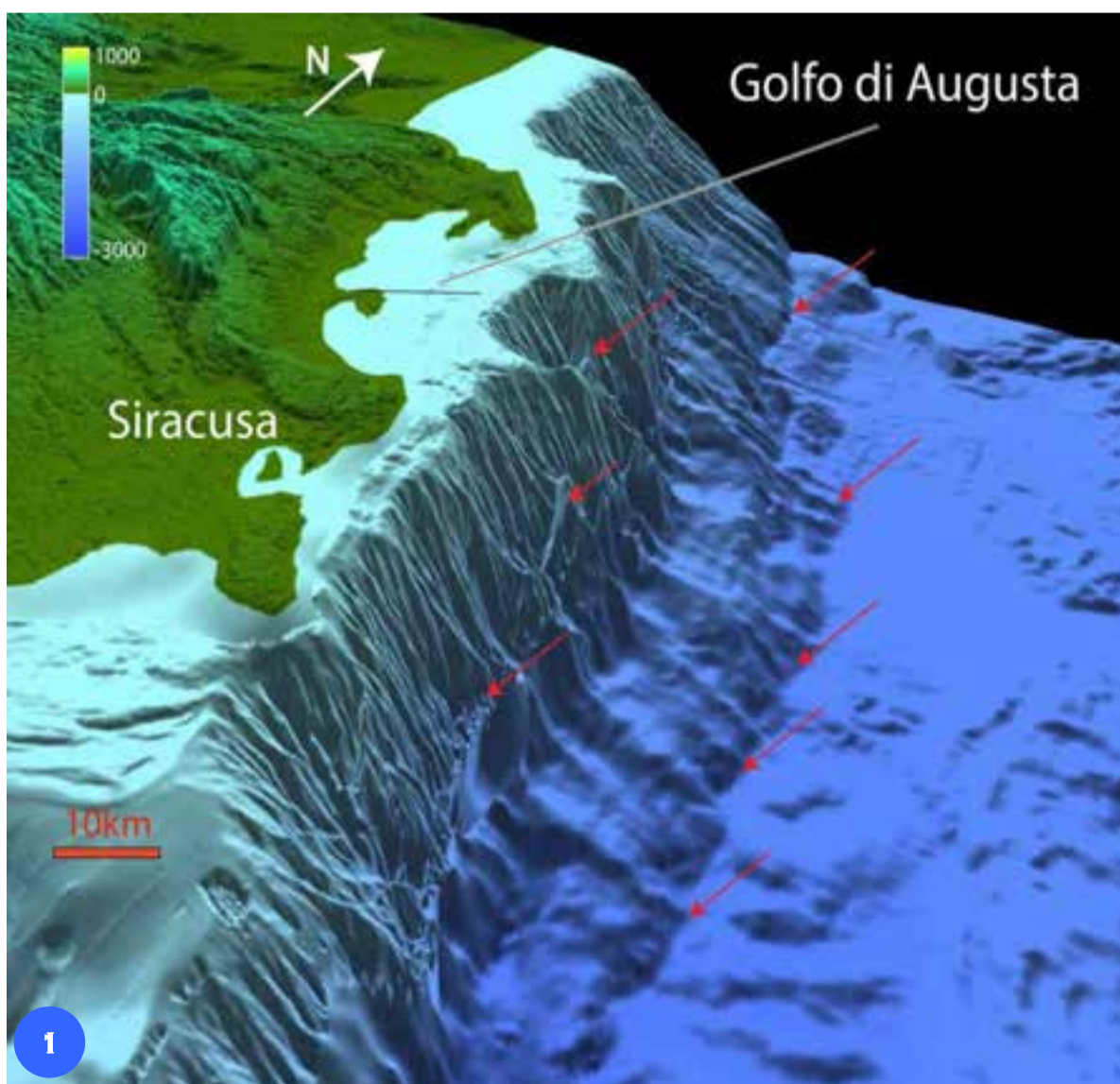
*The analysis of seismic reflection profiles indicates that most of the incisions are draped by hemipelagic sediments of variable thickness, which varies between few meters to 10 m. This suggests that they were inactivated after the LGM, and that they are only episodically interested by density currents, which, however, do not produce appreciable erosion.*

*This sector of the continental shelf and slope, like the entire eastern Sicily margin, is characterized by intense volcanic and seismic activity, and has been affected by catastrophic events (earthquakes and tsunamis) in historical times, as evidenced in the historical catalogs and from submarine paleoseismology studies carried out recently or still underway in the area (Smedile et al., 2011; Polonia et al., 2012, 2013).*

*It seems that the causative structures of the most destructive events in the area, such as the earthquakes of Messina (1908) and the earthquakes of Augusta (1693), were faults or fault systems located off the Malta Escarpment, or in the complex seismogenic system of the external Calabrian Arc (Polonia et al., 2011, 2012, 2017); nevertheless, this matter is still subject of intense scientific debate.*

*The instrumental seismicity of the area is relatively modest, with the main event occurred in December 1990 characterized by magnitude 5.8 and a transcurrent focal mechanism (Giardini et al., 1995; Amato et al., 1995).*

### MORFOLOGIA



Lungo la scarpata continentale, parallelamente al margine, si osservano due elementi morfologici di interesse (freccie rosse in Fig. 1):

1) Una rottura di pendenza a circa 700 m di profondità, osservabile in tutta l'area, ma in particolare nelle zone ad anfiteatro, legata probabilmente a una discontinuità litologica tra unità a differente erodibilità del substrato;

2) Una scarpata sub-rettilinea ad andamento NNO-SSE che costituisce l'espressione morfologica superficiale di una faglia.

Quest'ultimo elemento costituisce il collegamento tra scarpata continentale e piana batiale del Mar Ionio, che raggiunge nel foglio oltre 1100 m di profondità e pendenze non superiori ai 2-3°.

Alla base della scarpata si osserva una morfologia lobata che indica la presenza di zone di accumulo sedimentario.

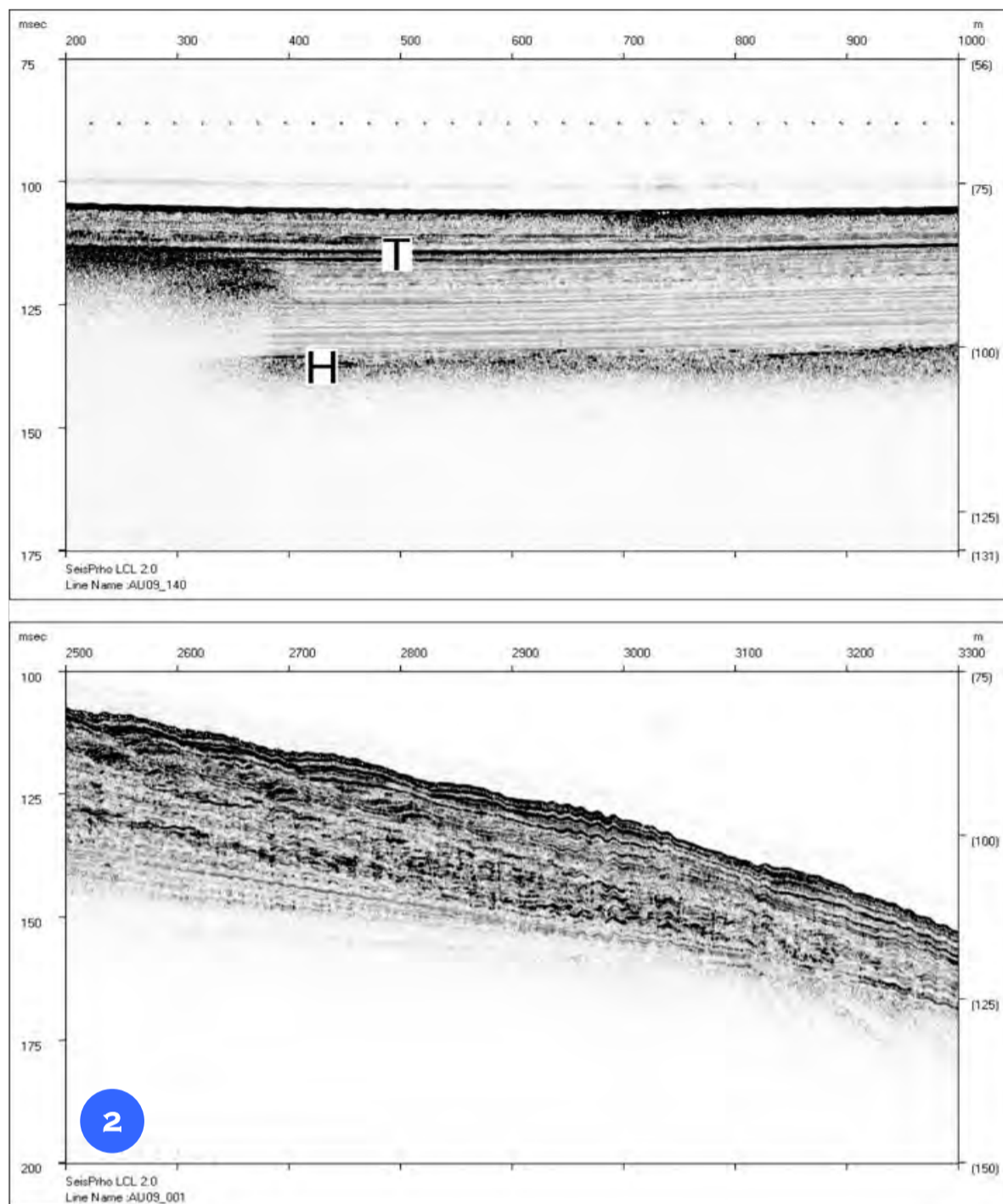
*Along the continental slope, parallel to the margin, two interesting morphological elements are evident (red arrows in Fig. 1):*

*1) A break of the slope at about 700 m depth, present throughout the area, but especially where erosional amphitheatres are present; this is probably related to a lithological discontinuity between units characterized by different mechanical strength;*

*2) A sub-rectilinear scarp with a NNW-SSE trend representing the morphological expression of a fault plane located between the continental slope and the abyssal plain of the Ionian Sea, which reaches in this area more than 1100 m depth and slopes not exceeding 2-3°.*

*At the base of the slope, a lobate morphology indicates sediment accumulation.*

## STRATIGRAFIA



The continental shelf, located in the area covered by the Sheet 32 "Siracusa" is very flat. It is characterized by slopes gradients generally not exceeding 1°, except for a funnel-shaped depression in the Bay of Augusta, between 40 and 60 m depth (Fig. 1). Locally, in correspondence of promontories, placed in a water depth ranging between 130 and 90 m, a terrace morphology running parallel to the depth contours is visible. Such morphology suggests a link with episodes of still-stand during the last sea-level rise. Off Augusta, between 80 and 100 m depth, mound-like features, with size ranging from a few dozen to a few hundred meters, are present.

Their formation is probably related to the accumulation of damping, as suggested by the high reflectivity of the seabed, in contrast with the surrounding seafloor, which is characterized by fine-grained sediment. The sedimentary succession in the continental shelf is mainly made up of high-stand or transgressive deposits, accumulated in discontinuity of an erosive surface at the base (reflector H, Fig. 2-top) created by aerial exposure during the LGM. Most typical arrangement consists of sub-parallel units tapered toward the coast. Sediment drift stratigraphic features are locally observed near the edge of the platform (Fig. 2-

La piattaforma continentale, presente nell'area compresa nel Foglio 32 "Siracusa", risulta caratterizzata da pendenze molto modeste, generalmente inferiori a 1°, se si eccettua una depressione ad imbuto localizzata in corrispondenza della Baia di Augusta, tra 40 e 60 m di profondità (Fig. 1).

Localmente, in corrispondenza dei promontori, tra 130 e 90 m di profondità, si osserva una morfologia a terrazzi disposti parallelamente alle isobate, che suggeriscono un controllo da parte del livello marino in risalita dopo l'ultimo glaciale.

L'area prospiciente ad Augusta, tra gli 80 e i 100 m di profondità mostra la presenza di strutture tipo *mound* della dimensione variabile da qualche decina a qualche centinaio di metri, probabilmente legate all'accumulo di materiale detritico di scarto. L'alta riflettività del fondale, in grande contrasto con i sedimenti a granulometria fine tipici di questa fascia batimetrica, suggerisce si tratti di roccia o sedimenti a granulometria grossolana.

La successione sedimentaria in piattaforma appare costituita principalmente da depositi di stazionamento alto o trasgressivi, accumulati in discontinuità su una superficie erosiva (riflettore H in Fig. 2) dopo l'ultima risalita relativa del livello del mare (<10 ka).

La giacitura più tipica è costituita da unità piano parallele rastremate verso la costa. Si osservano localmente, soprattutto in prossimità del ciglio di piattaforma continentale, strutture riferibili a *sediment drift* (Fig. 2, in basso) che indicano l'azione di correnti lungo costa.

I tassi di sedimentazione stimati sulla base delle analisi sismo-stratigrafiche e tramite carote di sedimenti prelevate principalmente per studi di paleosismologia sottomarina (Smedile et al., 2011; Polonia et al., 2012) indicano valori dell'ordine dei 2 mm anno<sup>-1</sup>.

In gran parte della piattaforma continentale si osserva un riflettore di grande ampiezza e continuità laterale (riflettore T in Fig. 2, in alto) a circa 5 msec TWT sotto il fondale marino.

Tale riflettore rappresenta un ottimo orizzonte guida per tutta l'area essendo stato correlato con un deposito di tefra prodotto da un'eruzione dell'Etna di età 122 BC (Smedile et al., 2011).

bottom), evidencing the effect of relatively strong alongshore currents.

Based on sismo-stratigraphy and sediment core samples taken mainly for submarine paleoseismology studies (Smedile et al., 2011; Polonia et al., 2012), estimated deposition rates are ~2 mm year<sup>-1</sup>. In the majority of the continental shelf, a high amplitude and lateral continuity reflector (reflector T, Fig. 2-top) is observed at about 5 msec TWT below the seabed. It has been correlated to a tephra deposit produced after an eruption of the Etna Volcano of age 122 BC (Smedile et al., 2011), and, therefore, it represents a good guide horizon throughout the area.

## IL TERREMOTO/Tsunami DEL 1693



La particolare conformazione morfologica del margine siciliano e la contemporanea presenza al largo, nel complesso di accrezione dell'Arco Calabro, di diverse strutture sismogenetiche di rilevante importanza, rendono questo settore costiero della Sicilia orientale particolarmente esposto a georischi marini come il rischio legato alla formazione di tsunami.

Infatti, uno tsunami avvenne nel 1693, quando un terremoto con elevata magnitudo di 7,4, il più grande terremoto registrato in Italia, provocò danni enormi.

Un ulteriore elemento di criticità, presente nell'area compresa nel Foglio 32 "Siracusa", è costituito dal fatto che lungo la fascia costiera, a quote inferiori a 10 m s.l.m. (puntini rossi in Fig. 3) sono presenti insediamenti industriali a grande impatto ambientale che hanno causato problemi nel corso della loro vita produttiva.

Un evento catastrofico (terremoto o tsunami) che coinvolga tali insediamenti industriali è in grado di creare danni incalcolabili all'ambiente a scala regionale (l'intero Mediterraneo), legati al possibile sversamento di sostanze inquinanti.

The peculiar morphology of the Sicilian margin and the presence off the coast, in the Calabrian Arc accretionary complex, of large, active and deep-seated seismogenic structures with relevant importance, make this coastal area of eastern Sicily particularly exposed to different submarine geohazards as tsunamis.

In fact, a tsunami event occurred in 1693, when an earthquake with magnitude of 7.4, the largest earthquake ever recorded in Italy, caused enormous damages.

Another critical element, in the area placed within the Sheet 32 "Siracusa", is the presence along the coast, below 10 m of altitude (red dots in Fig. 3), of several industrial sites of great environmental impact.

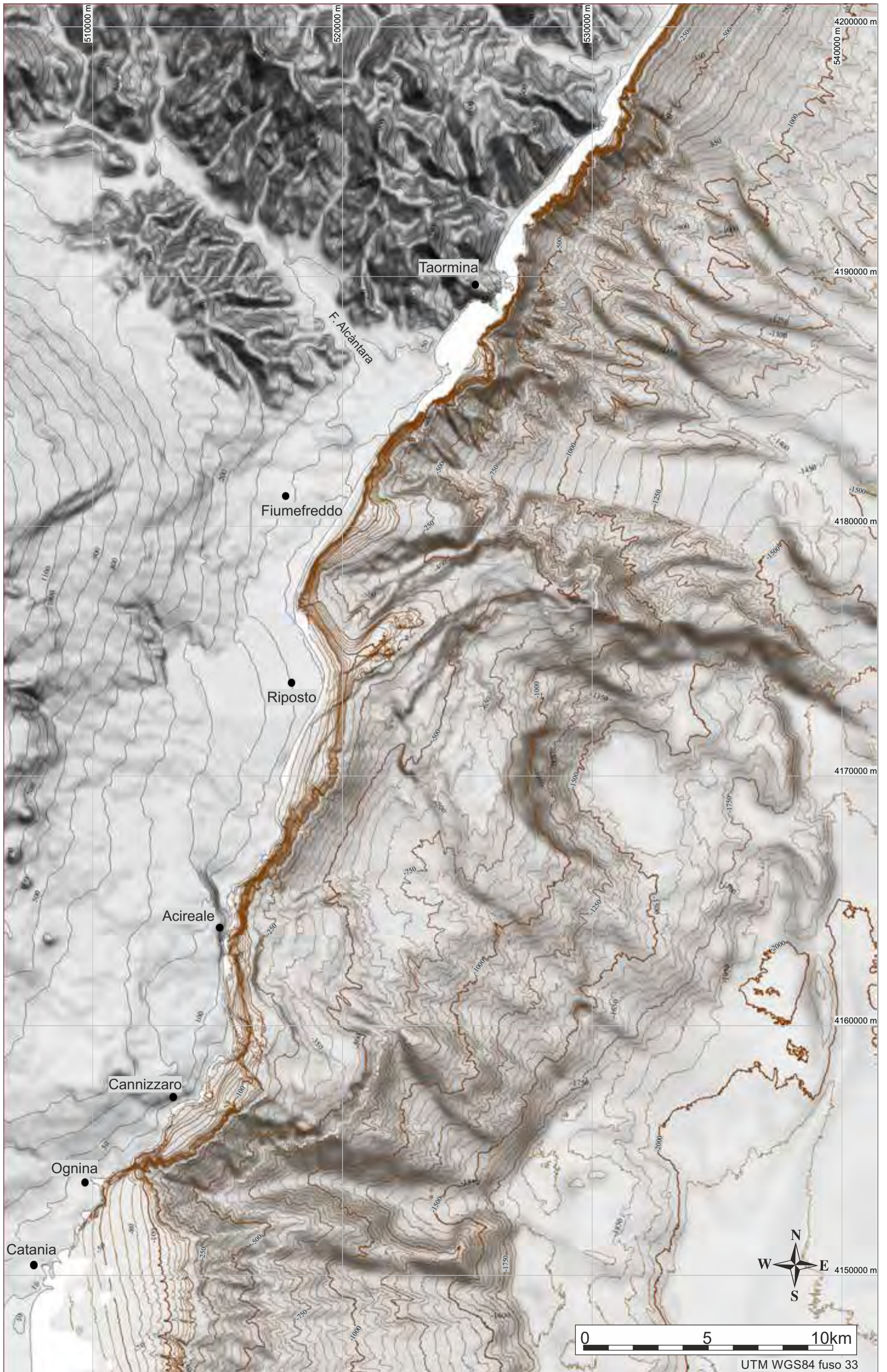
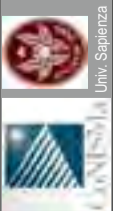
In the past, these industrial sites already caused pollution problems producing different environmental impacts.

A catastrophic event (earthquake or tsunami) involving these industrial settlements can cause severe damages and have a deep environmental impact in the entire Mediterranean Sea, due to the possibility of pollutants spillage.



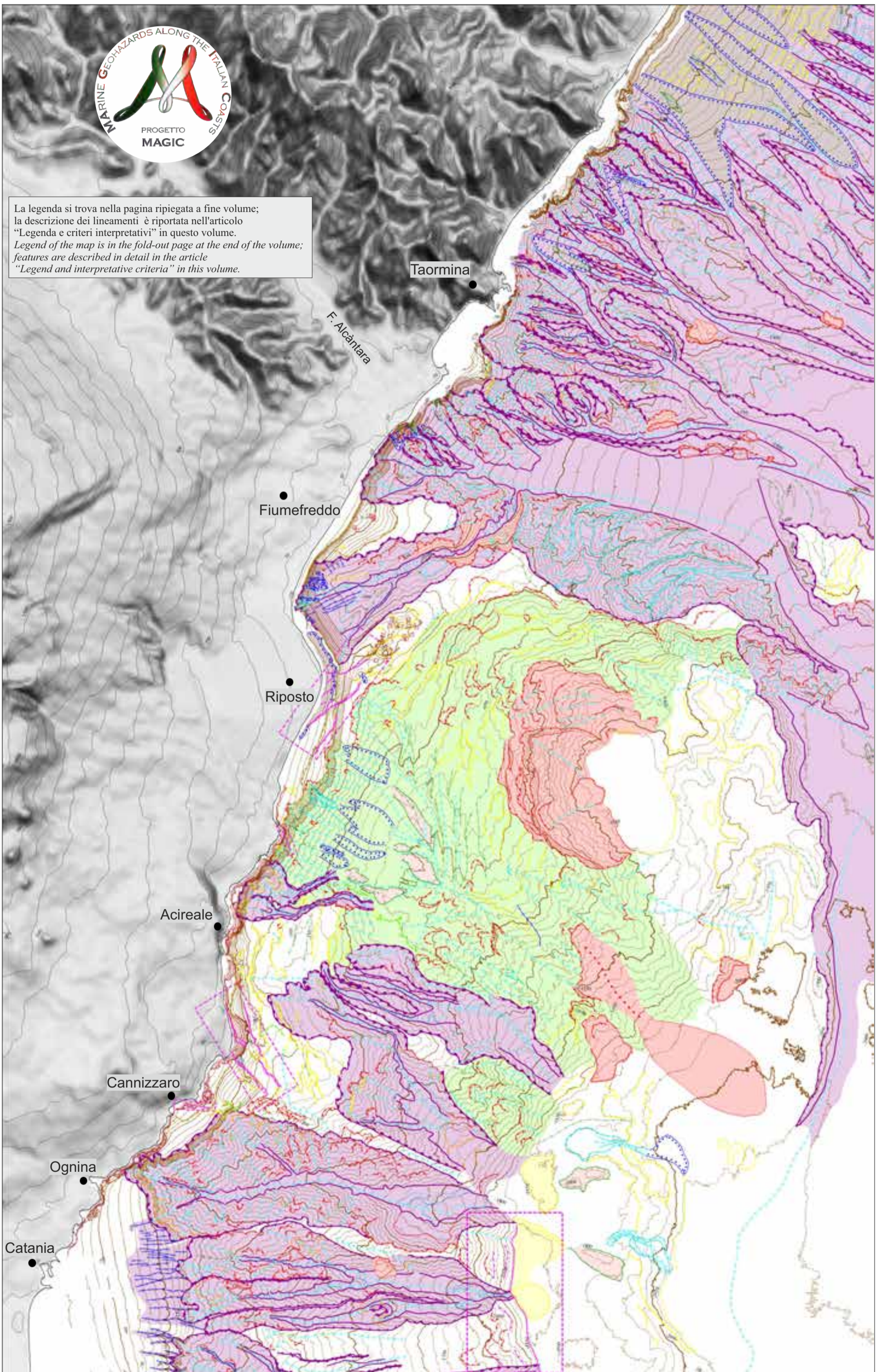


FOGLIO 33 CATANIA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
"Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
features are described in detail in the article  
"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



F.L. CHIOCCI<sup>1</sup>, A. BOSMAN<sup>2\*</sup>, D. RIDENTE<sup>3</sup>, C. ADAMI<sup>4^</sup>, D. CASALBONE<sup>5\*</sup>, D. CAVALLARO<sup>6\*</sup>, M. COLTELLI<sup>7</sup>, M. INGRASSIA<sup>8\*</sup>, E. LAI<sup>9\*</sup>, M.D. LODI<sup>10</sup>, F. MAISTO<sup>11</sup>,  
E. MORELLI<sup>12</sup>, M. PIERDOMENICO<sup>13\*</sup>, A. SPOSATO<sup>14\*</sup>  
<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>2</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>3</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>4</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

L'area inclusa nel Foglio 33 "Catania" comprende il tratto del margine orientale della Sicilia tra Santa Teresa di Riva (una decina di chilometri a nord di Taormina) e Catania. Il contesto geologico regionale è caratterizzato sia da processi tettonici compressivi, in relazione al fronte della Catena Appennino-Maghrebide, sia da processi di tipo estensionale, connessi alla deformazione lungo la Scarpata di Malta (Argnani e Bonazzi, 2005). Un ulteriore elemento di complessità geologica è rappresentato dalla vicinanza del Monte Etna, che con i suoi circa 3340 m è il più grande vulcano d'Europa e uno tra i maggiori al mondo. Oltre che vulcanicamente, l'area è anche sismicamente attiva, avendo registrato uno degli eventi sismici più forti della storia italiana, il terremoto di Catania del 1693, di magnitudo stimata superiore a 7. Seguì anche da uno tsunami, questo terremoto, con epicentro verosimilmente in mare, ha provocato più di 50 mila vittime e danneggiato severamente diverse città, tra cui Catania, Ragusa e Siracusa (Piatanesi e Tinti, 1998).

L'area marina è caratterizzata da una piattaforma molto stretta e una scarpata continentale dominata da processi di erosione e trasporto gravitativo. Nella parte centrale del foglio, vicino a costa sono presenti unità vulcaniche del Monte Etna.

In generale si possono distinguere tre settori morfologicamente differenziati. Nel primo settore, che comprende la parte settentrionale del foglio fino al traverso di Riposto, la piattaforma è assente e la scarpata continentale è caratterizzata da larghi e profondi canyon, intervallati da creste e dorsali. Il Canyon di Fiumefreddo, a sud di Taormina, è il maggior elemento canalizzato, con una larghezza anomala sino ad 3 km ed un fondo estremamente piatto. Il limite meridionale di questo settore estesamente inciso da canyon e canali è il Canyon di Riposto. Questo confluisce nel Canyon di Fiumefreddo alla profondità di 880 m per via del peculiare andamento SO-NE, parallelo all'omonima dorsale.

L'area in cui sono presenti porzioni sommerse dell'Etna è il secondo settore geomorfologico del foglio. Qui, i fenomeni erosivi e di instabilità gravitativa prevalgono sullo sviluppo di canyon e canali, i quali hanno estensione ridotta, rimanendo confinati al tratto superiore della scarpata, a profondità inferiori a 700 m. A maggiori profondità la scarpata è interessata da irregolarità morfologiche e fenomeni franosi a varia scala e che, nel complesso, riflettono la deformazione gravitativa del margine continentale, responsabile anche dello scivolamento verso mare del fianco orientale del vulcano (Chiocci et al., 2011).

A sud di Acireale si estende il terzo settore, contraddistinto da una piattaforma di maggiori dimensioni e da una scarpata incisa da canyon e canali (Chiocci e Casalbore, 2011). Il maggiore per dimensioni è il Canyon di Catania, che mostra arretramento erosivo, arrivando a incidere la linea di riva in corrispondenza dell'abitato di Cannizzaro.

*Sheet 33 "Catania" encompasses the eastern Sicily continental margin between Santa Teresa di Riva (some 10 km north of Taormina) and Catania, whose regional geological setting is the result of both compressional and extensional tectonic processes, with deformation at the Apennine-Maghrebide belt front and on the Malta Escarpment, respectively (Argnani and Bonazzi, 2005).*

*The geological complexity of this area is also due to the presence of Mount Etna Volcano, some 3340-m-high, which it is the largest volcano in Europe and among the largest in the world. Besides volcanic activity, the area is also affected by intense seismicity, and was affected by one of the strongest earthquakes in the Italian history, i.e. the magnitude >7, 1693 event. This earthquake, with epicentre likely offshore Catania, was followed by a tsunami, resulting in more than 50 thousand casualties and the severe damage of several cities, among which Catania, Ragusa and Siracusa (Piatanesi and Tinti, 1998).*

*In the area, the continental shelf is relatively narrow and the slope dominated by erosion and gravity flows; in the central part of the sheet, near the coast, volcanic units of Mount Etna are present.*

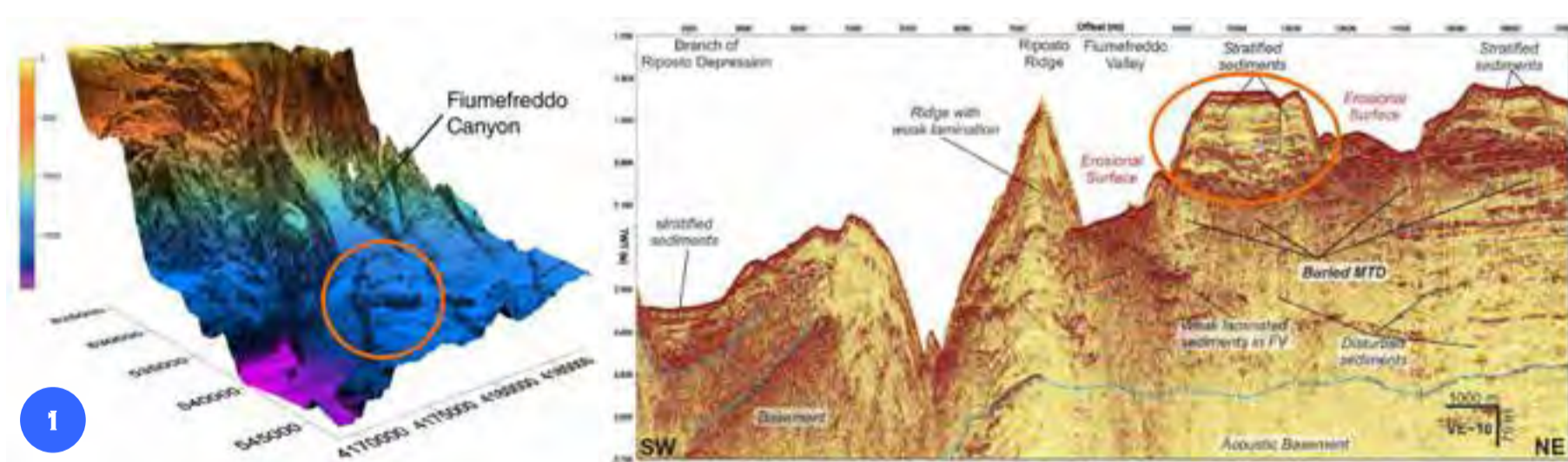
*Based on seafloor geomorphology, three different sectors can be distinguished along this part of the margin.*

*In the northern sector, extending south up to Riposto, the shelf is absent, and the slope is carved by wide and deeply eroded canyons, alternating with crests and ridges. Fiumefreddo Canyon is the largest incision with an anomalous width (up to 3 km) and a flat bottom. The southward limit of this area of widespread slope incision is the Riposto Canyon, which shows a peculiar SW-NE course, parallel to the Riposto Ridge, a structural high dissected by the canyon erosional activity. Riposto Canyon merges with Fiumefreddo Canyon, perpendicular to its course, at about 880 m depth.*

*The second morphologic sector, offshore Mount Etna, is characterized by widespread unconfined erosion and slope instability that prevail over canyon and channel incision, which are confined on the upper slope at depths shallower than 700 m. At greater depths, the continental slope is affected by irregular geomorphic features and sediment failure at all possible scales, overall reflecting the gravitational deformation of the continental margin that causes the seaward sliding of the eastern flank of Etna Volcano (Chiocci et al., 2011).*

*The third morphological sector, south of Acireale, is characterized by a wider continental shelf and by a continental slope carved by E-W trending canyons and channels (Chiocci and Casalbore, 2011), down to about 1800 m depth. The largest feature is the tectonically controlled Catania Canyon, whose retrogressive erosion at the headscarp indents the coastline near Cannizzaro village.*

## IL CANYON DI FIUMEFREDDO



Il Canyon di Fiumefreddo è un ampio "canalone" a fondo piatto e corso rettilineo con direzione circa E-O. La sua testata appare ramificata in diversi canali minori che arrivano fino a meno di 15 m di profondità. Alla base della scarpata, oltre i 1500 m di profondità, un'area di 7-8 km<sup>2</sup> rilevata fino a 200 m rispetto al fondale circostante e di forma trapezoidale (in pianta), costringe il largo letto del canale a biforcarsi in due rami più stretti. Il rilievo alla base del canalone (in arancione in Fig. 1) è stato interpretato come un enorme blocco di frana da Billi et al. (2008), del quale il Canyon di Fiumefreddo sarebbe l'area di traslazione. Secondo gli Autori questa frana potrebbe aver provocato lo tsunami durante il terremoto del 1908 di Reggio e Messina. Questa ipotesi è stata però rifiutata (Argnani et al., 2009; Gross et al., 2014) per: 1) la mancanza di una vera e propria nicchia di distacco di dimensioni compatibili nella parte apicale del canyon, che al contrario è formata da un reticolo di incisioni; 2) il fatto che il rilievo appaia interessato da erosione e piccole instabilità incompatibili con un'età di soli 100 anni; 3) la modellazione numerica dell'onda che si sarebbe generata; 4) la similarità "stratigrafica" di questo corpo con altri di estensione simile o maggiore presenti nell'area (profilo in Fig. 1, da Gross et al., 2013), ad indicare lo smantellamento erosivo di una successione sedimentaria preesistente piuttosto che la sua messa in posto recente durante un evento di frana.

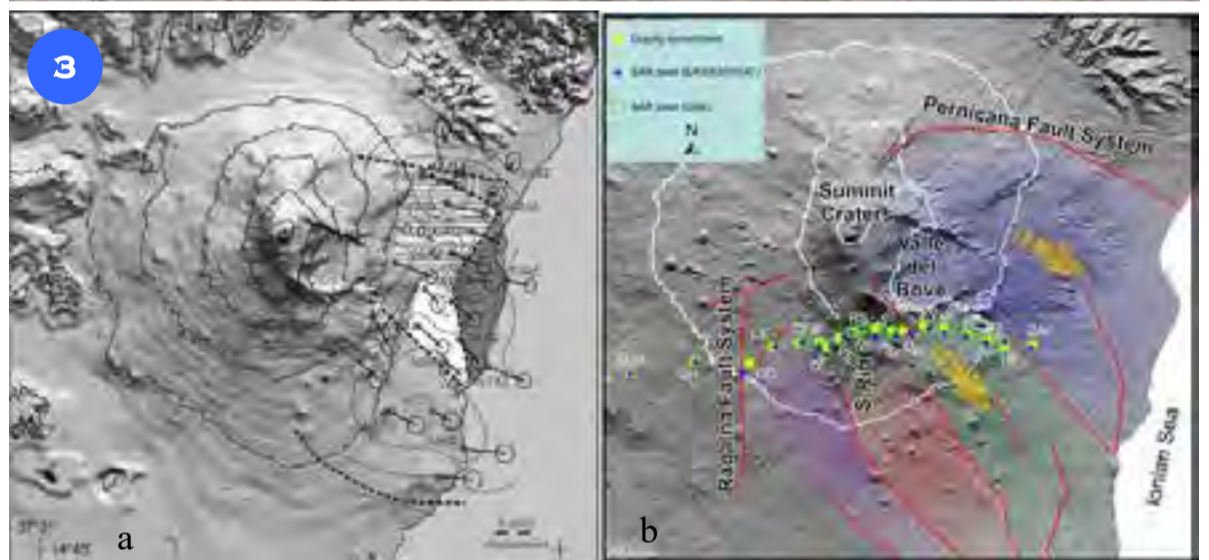
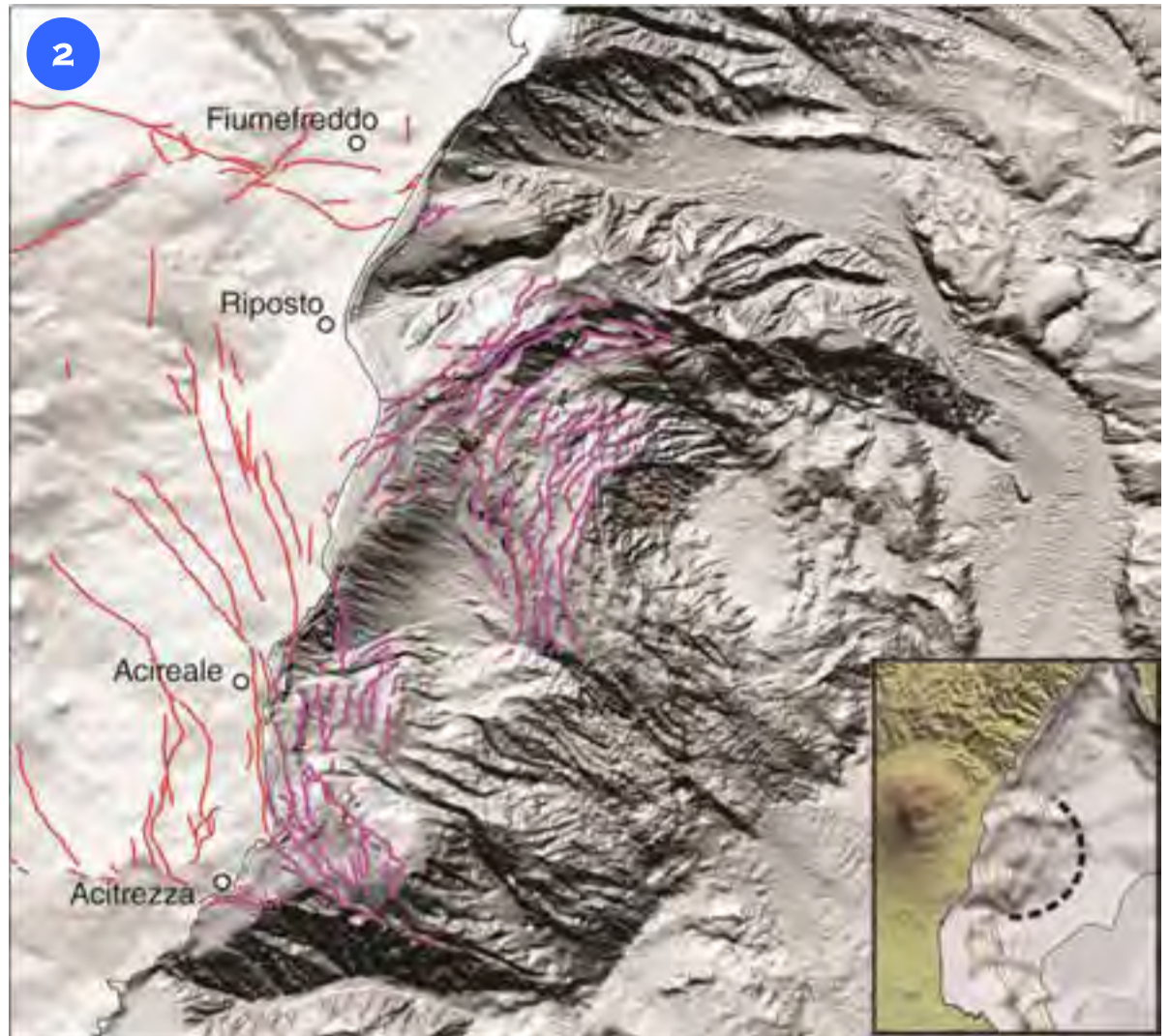
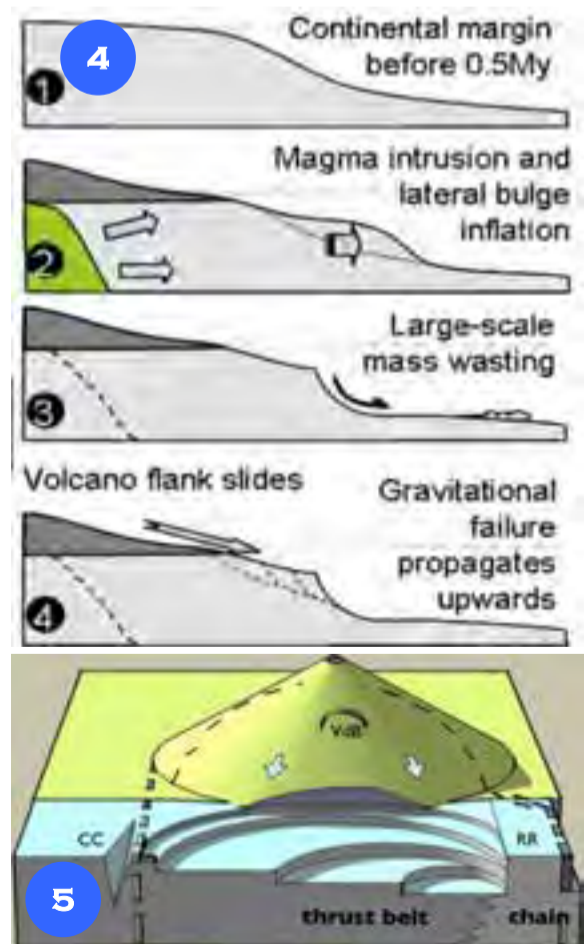
*Fiumefreddo Canyon is an up to 3-km-wide channel with a straight, E-W trending course and a flat thalweg. Upslope, it ends into a branched headscarp composed by a number of minor channels indenting the shelf up to less than 15 m depth. At the base of canyon, beyond the depth of 1500 m, a large mound, 150 to 200 m high, with an overall trapezoidal shape, is present, with an area of 7-8 km<sup>2</sup> and forcing the descending channel to split into two narrower branches.*

*The mound at the base of the canyon (in orange in Fig.1) has been interpreted as a large landslide block by Billi et al. (2008) and the Fiumefreddo Canyon as the run-out area of the failed mass. According to the authors, the landslide may have triggered the tsunami associated with the 1908 Reggio and Messina earthquake. Such hypothesis was rejected by Argnani et al. (2009) and Gross et al. (2014) because: 1) the lack of a neat slide scar of compatible size at the head of the canyon that instead is carved by multiple small incisions; 2) the fact that the mound is deeply eroded and reworked, not possible for a body only 100 years old; 3) numerical modelling of the generated wave and 4) similarity of the inner seismic facies of the mound with others relieves of comparable or even larger size present in the area (profile in Fig. 1, from Gross et al., 2013), thus indicating widespread erosion of a pre-existing sedimentary cover, rather than a recent emplacement of a single slide event.*

Il margine continentale in corrispondenza del Vulcano Etna è affetto da instabilità gravitativa a tutte le possibili scale dimensionali (Gross et al., 2014). A scala regionale, si osserva come il margine sia interessato da un rigonfiamento di una decina di chilometri, centrato proprio in corrispondenza del vulcano, le cui propaggini sono limitate alle prime centinaia di metri di profondità in prossimità della costa. E' importante ricordare come il fianco orientale del vulcano sia interessato da un lento scivolamento verso mare, producendo danni significativi (anche in condizioni asismiche) a infrastrutture presenti ai piedi del vulcano (Fig. 2; modificata da Chiocci et al., 2011). L'analisi dei dati GPS (Fig. 3a; modificata da Bonforte e Puglisi, 2006) mostra i valori puntuali delle deformazioni verticali (*contour*) e orizzontali (vettori) dell'ordine dei diversi  $\text{cm anno}^{-1}$ , con valori crescenti verso mare; questo dato è confermato dall'interferometria SAR (Fig.3b; da Del Negro et al., 2013) in cui si vede come le deformazioni siano limitate da discontinuità e localizzate proprio all'area in cui è presente il rigonfiamento del margine continentale.

Una spiegazione del comportamento del fianco subaereo del vulcano può venire proprio dall'assetto morfostrutturale del margine continentale su cui esso giace (Fig. 4). Infatti la presenza del rigonfiamento di 10 km dell'intero margine e l'assetto morfostrutturale di dettaglio caratterizzato da una grande depressione al piede della scarpata, circondata da un sistema di discontinuità sub-circolari hanno fatto ipotizzare a Chiocci et al. (2011) che l'osservato movimento verso est del fianco subaereo potesse essere dovuto ad una deformazione gravitativa del margine continentale a comportamento duttile che avrebbe passivamente coinvolto la parte orientale dell'edificio vulcanico a comportamento fragile.

Gli autori hanno infatti ipotizzato che a partire da un'instabilità al piede della scarpata, forse generata dall'intrusione del corpo magmatico che alimenta l'attività dell'edificio etneo, l'erosione e gli eventi gravitativi abbiano progressivamente destabilizzato l'intera scarpata fino a raggiungere i settori sottocosta e generare l'osservato lento movimento verso est dell'intero fianco (Fig. 2; modificata da Chiocci et al., 2011). In questo quadro sia le faglie che interessano il Chiancone, sia le Faglie di Acireale farebbero parte di un unico sistema tettono-gravitativo ampio circa 30 km. Nel dettaglio, la deformazione appare essersi propagata a partire dall'ampia struttura ad anfiteatro presente al piede della scarpata continentale verso l'alto e verso sud-ovest, probabilmente a causa della maggior robustezza della Dorsale di Riposto (RR in Fig. 5) costituita da sovrascorrimenti della catena Appenninica (Bousquet et al., 1998), rispetto alla più facile deformabilità del margine continentale già deformato dalla creazione del rigonfiamento. Tale assetto potrebbe essere responsabile della più chiara espressione morfologica dello "svincolo" meridionale rappresentato dal Canyon di Catania (CC) rispetto a quello settentrionale, rappresentato dalla possibile prosecuzione della Faglia Perincana nella Dorsale di Riposto (RR).



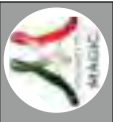
The continental margin offshore Etna Volcano is affected by gravitational instability at all possible physical scales (Gross et al., 2014). At a regional scale, the margin is affected by a 10-km-wide bulge centred in correspondence of the volcano, whose submarine portions are present near the coast in the first hundreds of metres. It is noteworthy to point out that the volcano subaerial flank is affected by a slow long-term seawards sliding, producing relevant damages to infrastructures even in aseismic conditions (Fig. 2 modified after Chiocci et al., 2011). GPS data (Fig. 3a modified after Bonforte and Puglisi, 2006) shows punctual values of the vertical (*contours*) and horizontal (*vectors*) deformations in the order of several  $\text{cm year}^{-1}$ , with values increasing seawards. Such data is confirmed by SAR interferometry (Fig. 3b modified after Del Negro et al., 2013), where the deformation is bounded by discontinuities and coincides with the sector of continental margin affected by the bulge.

A hint on the cause of such a behaviour of the subaerial flank of the volcano may arrive from the morpho-structural setting of the continental margin on top of which the volcano lays (Fig. 4). In fact the presence of the 10 km bulge and the morpho-structural setting characterized by a large depression at the foot of the slope surrounded by a sub-circular system of discontinuities let Chiocci et al. (2011) hypothesise that the observed eastward movement of the volcano flank could be due to a very large-scale gravitational deformation of the ductile continental margin that involves the eastern part of the brittle volcanic pile.

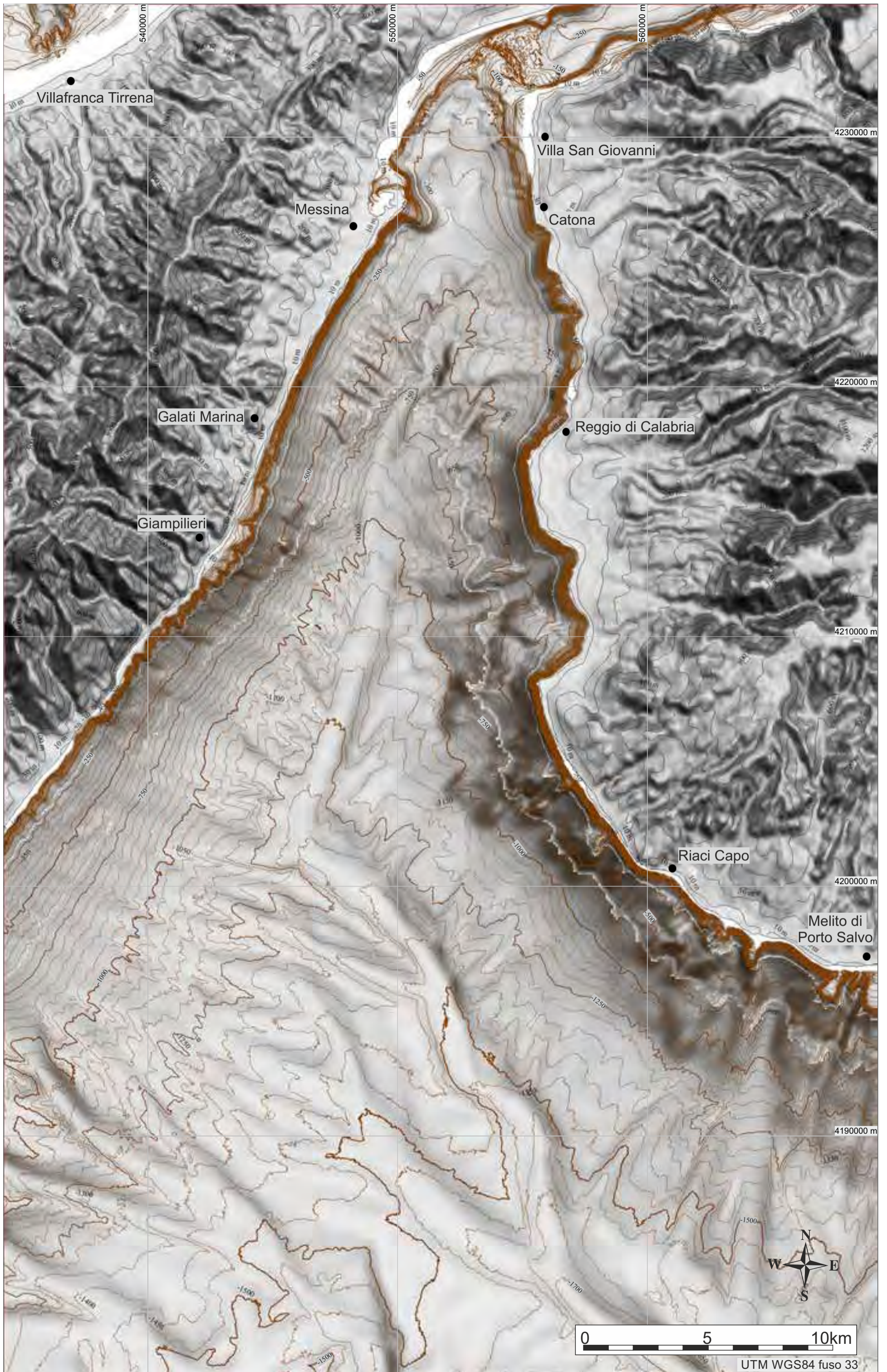
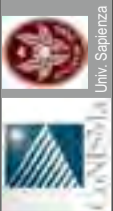
The Authors hypothesized that starting from a large scale mass wasting event at the foot of the continental slope possibly generated by the intrusion of the magmatic body that feeds Etna Volcano, the erosion and gravitational instability progressively dismantled the whole continental slope, finally reaching the

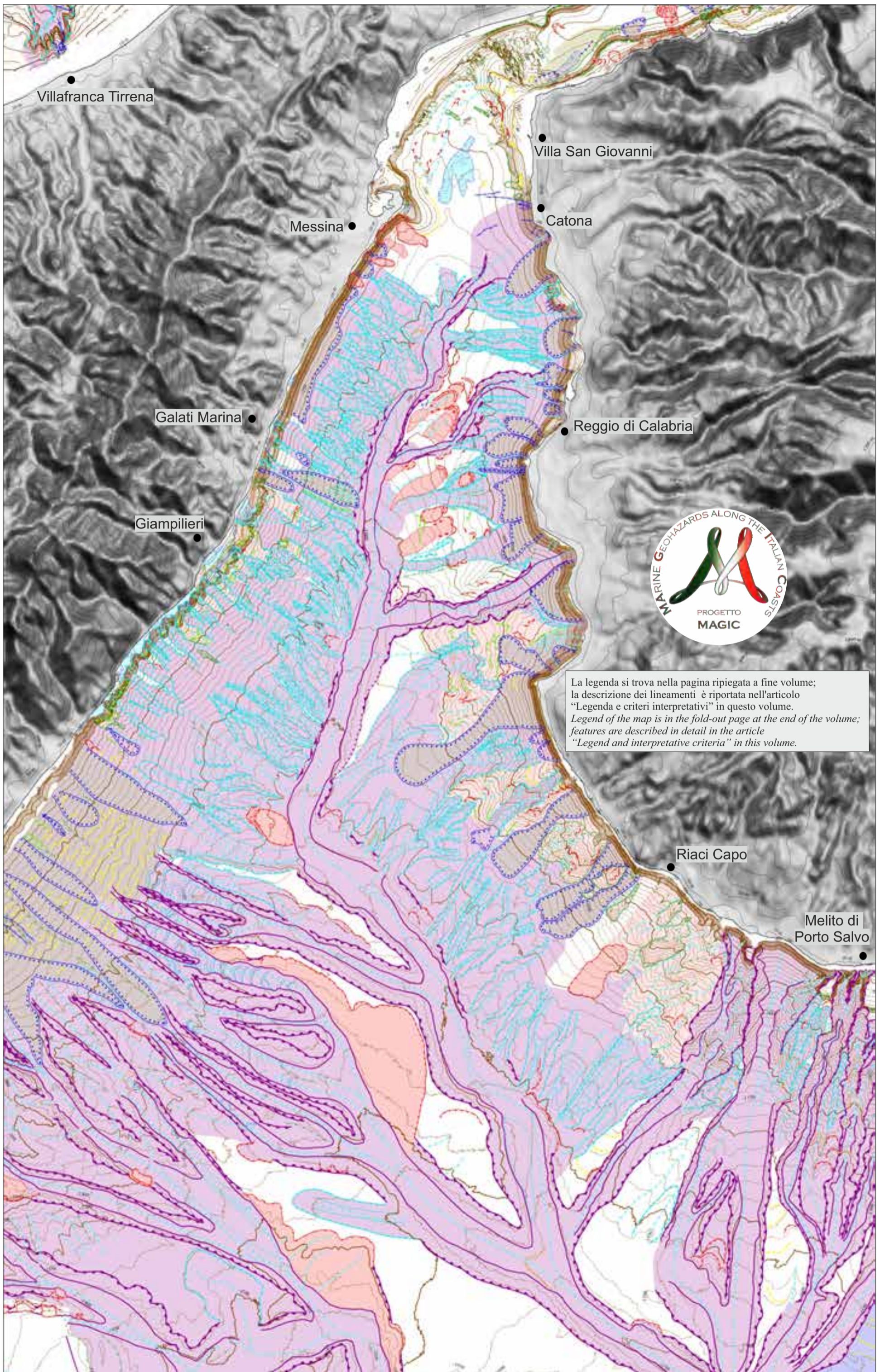
coastal sector and generating the observed long-term sliding of the volcanic flank (Fig. 2 modified after Chiocci et al., 2011). In this frame, both the faults affecting the Chiancone Fanglomerate (offshore Valle del Bove sector collapse scar, VdB) and the Acireale Fault System would be part of a sub-circular tecto-gravitational system some 30-km-wide, affecting the margin and the lower flank of the volcano. More in detail, it seems that the deformation started from the large amphitheatre depression at the foot of the slope and then propagated upslope and south-westwards, probably due to the higher structural strength of the Riposto Ridge (RR in Fig. 5), made up of Apennine thrusts (Bousquet et al., 1998), respect to the more deformable continental margin that was already weakened by the bulge formation. Such setting may be responsible for the clear morphological expression of the southern weakness line i.e. Catania Canyon (CC) that allowed bulge formation by dextral mechanism, respect to the northern lineament that is represented by the possible seaward prosecution of the Pernicana Fault on the Riposto Ridge (RR).





FOGLIO 34 MESSINA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

F.L. CHIOCCI<sup>1</sup>, E.MARTORELLI<sup>0\*</sup>, D RIDENTE<sup>^0</sup>, M. MARCHETTI<sup>0\*</sup>, C. ADAMI<sup>0^A</sup>, A. BOSMAN<sup>0\*</sup>, M. CALARCO<sup>0\*</sup>, D. CASALBONE<sup>0\*</sup>, F. FALESE<sup>0\*</sup>, A. FASCETTI<sup>\*</sup>,  
 E. LAI<sup>\*</sup>, E. MORELLI<sup>0</sup>, M. PIERDOMENICO<sup>0</sup>, A. SPOSATO<sup>\*</sup> <sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>^0</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 34 “Messina” include la maggior parte dello stretto omonimo, convenzionalmente limitato tra le congiungenti Capo Peloro-Scilla (a nord) e Capo Taormina-Capo dell’Armi (a sud), e il tratto di Mar Ionio che circonda la punta meridionale della Calabria, fino al traverso di Melito di Porto Salvo. Lo Stretto di Messina è largo circa 3 km all’apice settentrionale, dove è presente una soglia la cui profondità minima è di circa 80 m. Verso sud il fondale si approfondisce in un bacino di scarpata noto come Valle di Messina. Alla sua estremità meridionale lo stretto ha una larghezza di circa 25 km e profondità che superano i 1000 m lungo l’asse della valle; qui le scarpate continentali dei margini calabrese e siciliano si incontrano senza formare una vera piana batiale. Al suo posto è presente un lungo canale assiale, noto come Canyon o Canale di Messina. Un rialzo continentale (*Messina Rise*) si apre appena a sud dell’estremità della Calabria, solcata da numerosi canali.

In tutta l’area del foglio, la piattaforma continentale è assente o ha estensione assai ridotta, in media solo qualche centinaio di metri e passa bruscamente a una ripida scarpata continentale (pendenze medie  $>10^\circ$ ), estesamente incisa da canyon sottomarini e canali minori (Ridente et al., 2014). Depositi non confinati formano conoidi irregolari e lingue di detrito (prevalentemente nella parte medio-bassa della scarpata); localmente sono presenti affioramenti di substrato litoide (in particolare lungo la scarpata superiore). Canyon e canali confluiscono alla base della scarpata entro il Canyon di Messina, il cui corso procede N-S per 20-25 km, partendo da una profondità di circa 350 m, nella Valle di Messina, e arrivando a 1100 m di profondità all’estremità meridionale dell’area; qui devia bruscamente in direzione NO-SE.

In generale, ma specialmente sul lato calabrese, le testate dei canyon appaiono in continuità con le numerose foci di fiumare presenti lungo la costa. Ad eccezione della zona di soglia, dove la dinamica sedimentaria è dominata dall’azione di correnti di fondo che rielaborano il sedimento generando forme di fondo a varia scala (Martorelli et al., 2010), sui fondali in profondità prevalgono morfologie erosive legate a processi di trasporto in massa, che vanno da flussi torbiditici a vere e proprie frane (Casalbore et al., 2011a; Ridente et al., 2014; Goswami et al., 2014).

La conformazione fisiografica e la geomorfologia dello stretto e delle aree vicine riflettono in gran parte un’evoluzione tettonica in un contesto geodinamico complesso come quello determinato dalla convergenza tra placca africana ed europea, da cui conseguono la subduzione lungo la Calabria Ionica e la tettonica distensiva di retro-arco nel Tirreno meridionale. Nell’insieme, lo Stretto di Messina è il risultato di fenomeni distensivi in un contesto di generale sollevamento dell’Arco Calabro-Peloritano, con formazione di sistemi di faglie normali estese dalla Calabria meridionale alla Sicilia nord-orientale (Monaco e Tortorici, 2000). Questi lineamenti sono responsabili di gran parte della sismicità dell’area, contraddistinta da terremoti catastrofici ( $M \geq 7$ ) come quello del 1908, del 1905 (appena a nord) e del 1693 (a sud), tutti accompagnati da significativi maremoti (Tinti et al., 2004).

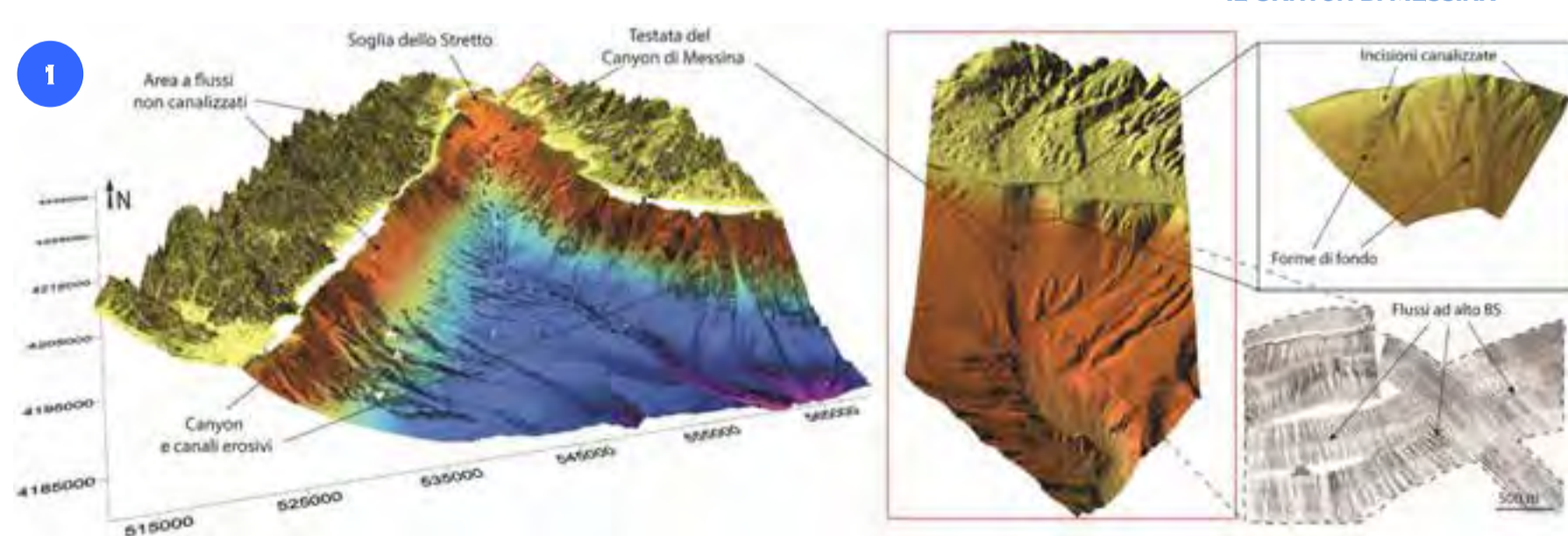
*The Sheet 34 “Messina” includes almost all the Messina Strait and part of the northern Ionian Sea. Geographically, the Messina Strait ranges between Capo Peloro-Scilla (to the north) and Capo Taormina-Capo dell’Armi (to the south). At the northern end, the Messina Strait is a narrow (only 3-km-wide) seaway with a sill shallowing up to 80 m depth and gradually sloping into the narrow basins known as Messina Valley (to the south, in the Ionian Sea) and Scilla Valley (to the north, in the Tyrrhenian Sea). At its southern end, the Messina Strait widens up to 25 km and reaches depths greater than 1000 m. There, the Sicilian and Calabrian continental slopes converge within an axial channel known as Messina Canyon, without forming a bathyal plain. A continental rise, incised by several channels, extends south of the Messina Strait and of the Calabria Peninsula.*

*In the whole area, the continental shelf is lacking or extremely narrow, no wider than few hundreds of meters and the continental slope is very steep, with an average gradient  $>10^\circ$ , extensively incised by submarine canyons and channels (Ridente et al., 2014). Unconfined, irregular fan-shaped to elongated deposits show patchy distribution along the middle and lower slope; locally, outcrops of geological bedrock are present, mostly on the upper slope. Submarine canyons and channels flow downslope and convey into the Messina Canyon, as it runs N-S some 20-25 km, from a depth of 350 m in the Messina Valley to more than 1100 m depth at the southern limit of the area; here, the course of the canyon suddenly changes to a NW-SE direction.*

*Generally, especially on the Calabrian margin, canyon heads cut the narrow shelf and show a noticeable continuity with the mouths of the many “fiumara” (i.e. narrow course, braided streams subject to flash-flood) present on the coasts. In the sill area, sedimentary dynamics are essentially controlled by bottom currents reworking sediments and creating bedforms at variable scales (Martorelli et al., 2010), while the seafloor to the south is dominated by erosional features mainly reflecting sediment mass wasting processes, ranging from turbidity currents to sediment failure (Casalbore et al., 2011a; Ridente et al., 2014; Goswami et al., 2014).*

*The physiography and geomorphology of the Messina Strait and nearby areas are largely due to the tectonic evolution of the area, within a complex geodynamic context, which includes the African-European plate convergence, the Ionian plate subduction below Calabria and the extensional tectonics of the southern Tyrrhenian back-arc basin. Within this setting, the Messina Strait is essentially the result of extensional tectonics following the regional uplift of the Calabria-Peloritani block, an allochthonous terrain overriding the Apennine accretionary prism along the Ionian subduction zone. Normal fault systems extend from Calabria to NE Sicily (Monaco and Tortorici, 2000), and are considered responsible for the seismicity in this area, which typically yields catastrophic earthquakes ( $M \geq 7$ ), as in the case of the 1905 and 1908 events, both followed by a tsunami (the 1908 one being particularly devastating).*

## IL CANYON DI MESSINA



Nell’immagine 3D dell’area (da sud) si possono notare: la soglia settentrionale e la Valle di Messina; il Canyon di Messina, ad andamento prima N-S e poi NO-SE; numerosi canyon e canali lungo la scarpata dei margini; un rialzo continentale che si apre a sud del tratto N-S del Canyon di Messina, oltre la punta meridionale della Calabria.

Lo zoom mostra la testata del Canyon di Messina, in continuità con la foce della Fiumara Catona. Il canyon presenta una larghezza da 700 a 1500 m e un’incisione massima di circa 80-100 m. A destra (in alto) vengono evidenziate le incisioni, profonde fino a 5 m, all’interno della testata, prodotte dai flussi gravitativi (vedi rilievo del backscatter, in basso). Nella parte bassa, dove le incisioni si allargano e diventano meno profonde, sono evidenti forme di fondo ad andamento ondulato-arcuato, di altezza variabile da pochi metri a qualche decina di metri.

*3D view (from South) of the Messina Straits evidences: the northern sill and the Messina Valley; the Messina Canyon running N-S and then bending NW-SE; several canyons and channels incising the slope on both margins; a continental rise extending only ahead of the N-S trending segment of the Messina Canyon, beyond the southern tip of Calabria.*

*The zoom is a detail of the Messina Canyon headscarp, aligned with the mouth of Catona Fiumara. The canyon is some 700 to 1500 m wide and up to 80-100 m deep. The inset on the right (top) highlights the incision within the canyon headscarp, locally as deep as 5 m, resulting from gravity flows (see also the backscatter map below). Downslope, where the incision broadens and shallows, bedforms are observed, consisting of arched-shape undulations ranging in height from few to some tens of meters.*

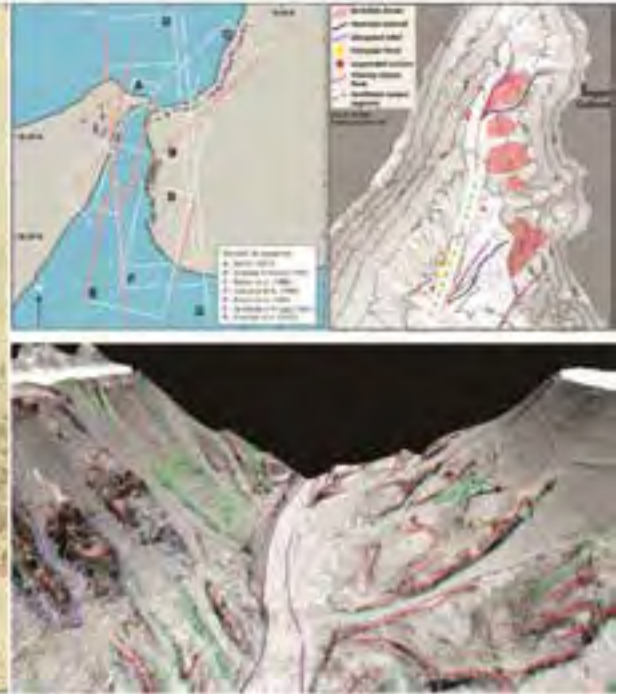
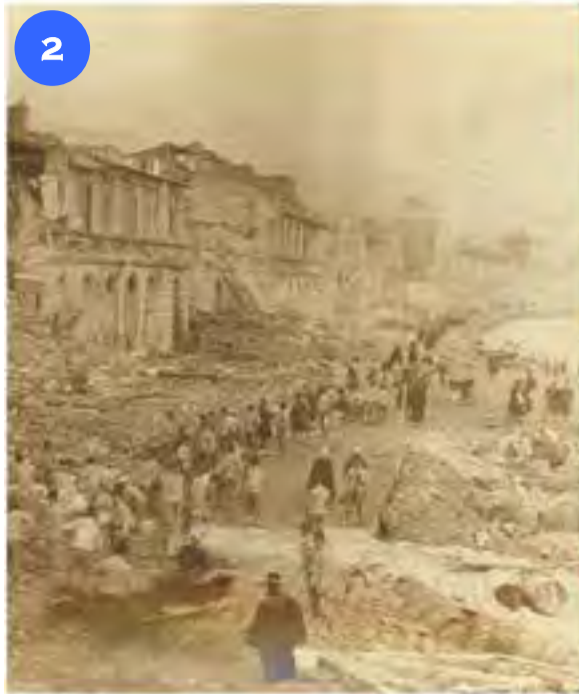
## IL TERREMOTO DI MESSINA E REGGIO CALABRIA DEL 1908

Lo Stretto di Messina è stato vittima del più luttuoso evento naturale della storia italiana recente, il 28 Dicembre 1908. L'evento ebbe magnitudo Mw 7,2, produsse tra le 80 e le 100000 vittime e fu seguito da uno dei grandi maremoti mai registrati in Italia, con onde di oltre 10 m (Tinti et al., 2004).

La ricerca della faglia sismogenetica, basata su dati sismologici e di deformazione cosismica hanno fatto avanzare diverse ipotesi, diverse nei parametri geometrici (lunghezza, orientazione, verso) ma tutte concordi nell'individuare la faglia nelle aree marine dello stretto (Valensise et al., 2004, vedi Figura).

Per quanto riguarda il maremoto, esistono delle anomalie nella distribuzione dei tempi di arrivo e dei *run-up* delle onde (Tinti et al., 1999). Questo fatto ha suggerito una possibile causa o con-causa del maremoto nelle frane sottomarine che sicuramente hanno interessato l'area durante l'evento sismico, come testimoniato dalla rottura di cavi sottomarini da parte di flussi gravitativi nelle ore e giorni seguenti il terremoto (Ryan e Heezen, 1965). Diversi autori hanno tentato di individuare tali frane (Billi et al., 2008; Favalli et al., 2009) ma l'evidenza a fondo mare di tali eventi è assolutamente mancante. Recentemente Ridente et al. (2014) hanno evidenziato una serie di anomalie geomorfologiche che potrebbero aiutare a posizionare la faglia e soprattutto una molteplicità di complessi di frane sottomarine, alcune anche di grandi dimensioni, che potrebbero aver contribuito alle onde di maremoto (inset in alto a destra).

Esse sono l'assenza del fianco sinistro (orientale) del Canyon di Messina in un tratto di 5 km tra il traverso di Galati Marina e di Giampilieri sulla costa siciliana, dei raggruppamenti di frane sul versante calabrese della Valle di Messina, anomalie nell'andamento dei canyon tributari, valli sospese e faccette triangolari. Anche la forte asimmetria dello stretto, con un versante occidentale più ripido e caratterizzato da flussi non canalizzati e uno orientale meno ripido ed inciso da profondi canyon può essere interpretato come un effetto di una grande discontinuità tettonica parallela al margine siciliano (Faglia di Taormina, Argnani et al., 2009), mascherata dalle forti dinamiche sedimentarie.



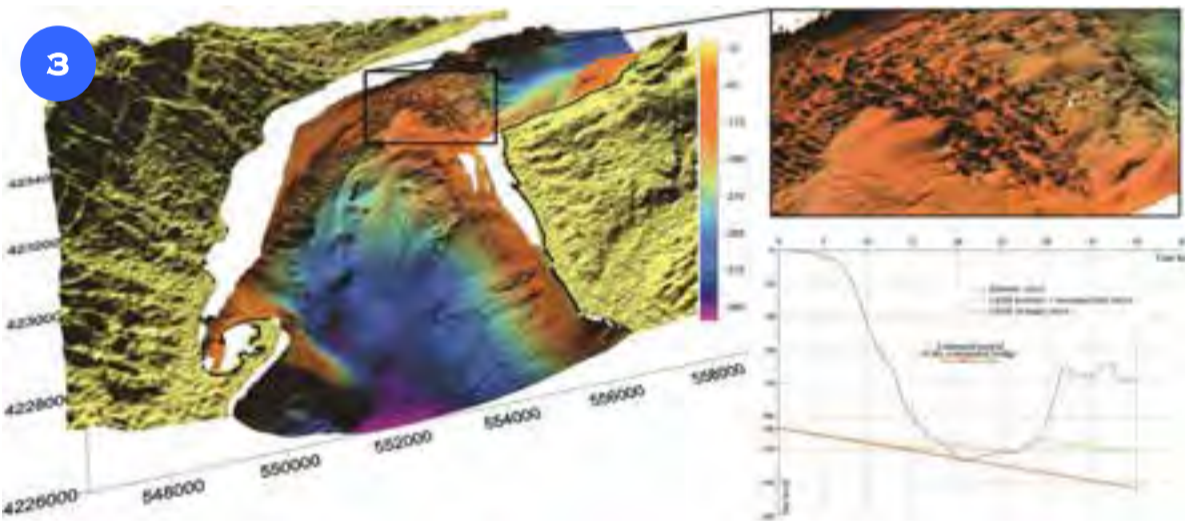
Messina Strait has been struck by the most devastating natural event of the recent Italian history on December 28<sup>th</sup>, 1908. The event of Mw 7.2 caused 80 to 100.000 casualties and was followed by one of the largest tsunamis with waves as high as 10 m (Tinti et al., 2004).

The search for the seismogenetic fault, based on the inversion of seismological data and coseismic deformation, let different structures to be hypothesised; they differ in length, strike, versus but all point out for a location of the fault in the marine areas of the Strait (Valensise et al., 2004, see Figure).

As for the tsunami, anomalies on the run-up and arrival time of waves, suggested as cause or con-cause of the tsunami one or more submarine landslide(s) (Billi et al., 2008; Favalli et al., 2009). Submarine mass-wasting definitely occurred in the area as witnessed by cable breaks produced by gravity flows (Ryan and Heezen, 1965). A clear

evidence of such a recent event is however absent. Recently, Ridente et al. (2014) highlighted several geomorphological evidences that may give a hint to localise the fault and to identify several even very large landslide complexes, that may have contributed to tsunami wave generation (upper right inset). They are the lack of 5 km of the left (i.e. eastern) flank of the Messina Canyon (between Giampilieri and Galati Marina on the Sicilian coast), cluster of slide scars, anomalies on the course of tributary canyons, hanging valleys and triangular facets. Even the strong asymmetry of the strait, with the western Sicilian flank steeper and characterised by unconfined gravity flows respect to the eastern Calabrian slope, carved by deep canyons, may be interpreted as the effect of a large tectonic feature parallel to the Sicilian coast (Taormina Fault, Argnani et al., 2009), whose evidence is masked by the very active sedimentary dynamics acting on the slope.

## L'AREA DI SOGLIA



Lo Stretto di Messina rappresenta un luogo di caratteristiche straordinarie per quanto riguarda l'oceanografia, la geologia e la biologia marina, perfino la mitologia (i mostri Scilla e Cariddi) e la storia recente (terremoto del 1908). Lo stretto è un punto anfodromico, a causa dell'opposizione di fase delle maree nel Tirreno e nello Ionio ed è per questo caratterizzato da fortissime correnti di marea bidirezionali (fino a oltre 2,5 m s<sup>-1</sup> nell'area di soglia) che danno luogo a vivaci dinamiche e turbolenze oceanografiche (Cucco et al., 2016). L'ampiezza dello stretto è meno di 4 km nel punto più stretto e la sua profondità minima è di circa 80 m. L'area di soglia è caratterizzata da una decina di dorsali lunghe quasi 2 km ed alte oltre 10 m rispetto ai fondali circostanti, disposte trasversalmente all'asse dello stretto (vedi zoom). Tali dorsali, definite "pinnacoli" nei lavori pionieristici di Selli et al. (1979) che per primi hanno studiato la geologia dell'area, sono costituite da depositi ghiaiosi ben cementati, colonizzati da un'abbondante fauna e flora con molti endemismi. L'origine dei "pinnacoli" è altamente dibattuta e sono state proposte diverse interpretazioni, legate a tettonica, rimesima di testate di strato, strutture biocostruite. Una possibile interpretazione alternativa può far interpretare questi lineamenti come forme di fondo relitte, formatesi cioè con un livello del mare molto più basso dell'attuale, quando le correnti tidali nel Paleostretto di Messina potevano essere in grado di ri-laborare sedimento grossolano proveniente dai

versanti subaerei. Tali forme di fondo sarebbero successivamente state cementate e colonizzate da organismi incrostanti.

Come evidente dalla figura, a nord e a sud della soglia (dove la corrente è troppo forte per permettere la presenza di qualsiasi sedimento sciolto), sono presenti campi di dune sottomarine (*sand wave*). A nord della soglia esse si trovano tra 140 e 200 m di profondità, con creste allungate N-S, lunghezza d'onda intorno a 70-80 m e altezza fino a 3-4 m; a sud si sviluppano a profondità tra 260 e 350 m, con creste allungate ENE-OSO ed arrivano a lambire la "Falce di Messina" un rilievo di oltre 300 m di altezza, la cui origine è riconducibile all'interazione tra substrato cristallino deformato e correnti sottomarine.

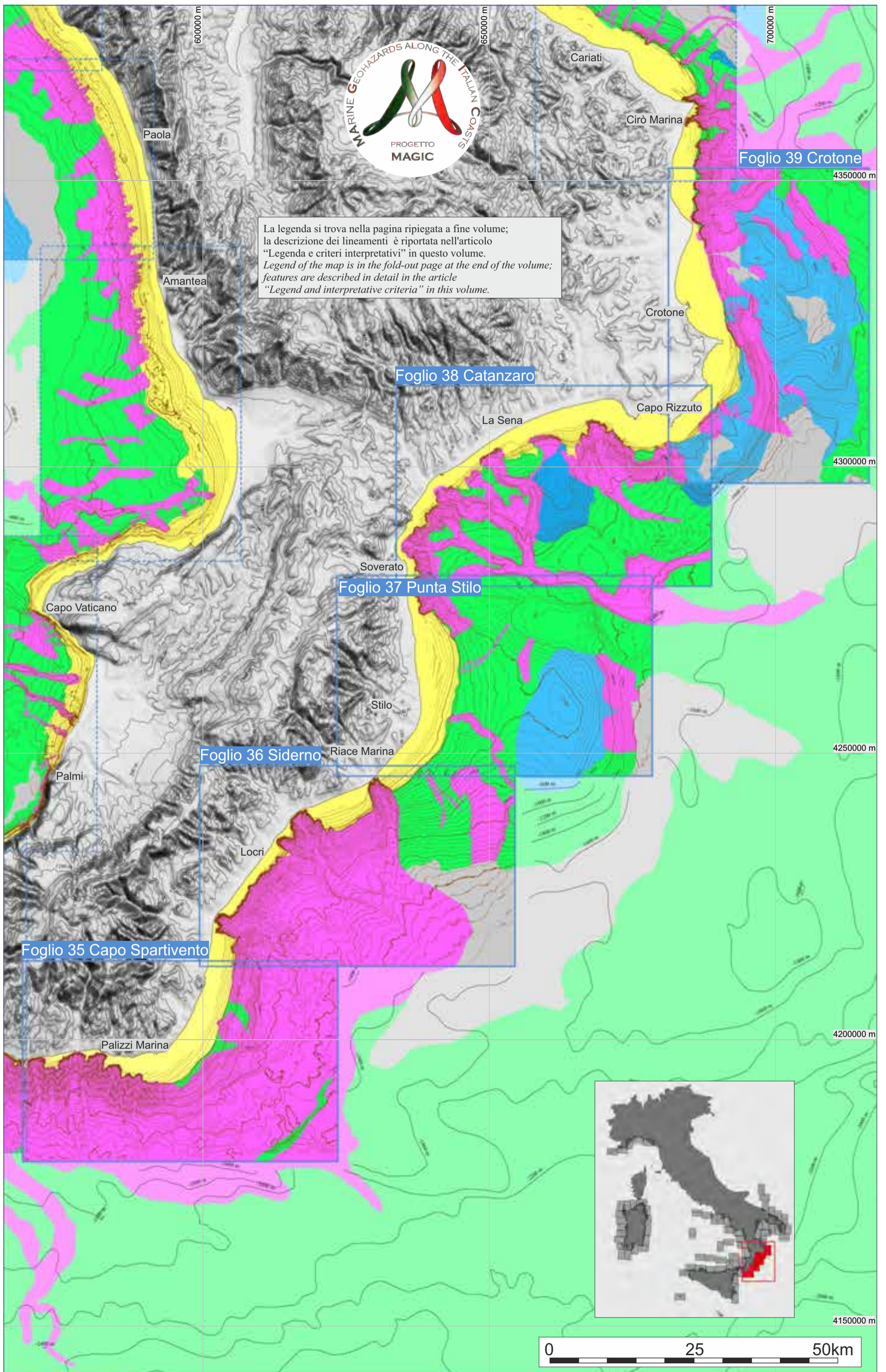
La soglia dello Stretto di Messina ha giocato anche un ruolo importante nella colonizzazione della Sicilia da parte delle prime popolazioni umane (Antonioli et al., 2014). Infatti considerando la batimetria, in cui la connessione completa tra la Sicilia e l'Italia peninsulare avviene oggi alla profondità di 108 m ed i diversi fattori che hanno permesso l'emersione della sella (variazioni eustatiche del livello del mare, sollevamento tettonico, erosione dei fondali), il periodo durante l'ultimo massimo glaciale in cui si sarebbe avuta la colonizzazione della Sicilia da parte di *Homo sapiens* sarebbe stato variabile tra 1000 e 7000 anni, come mostrato dal grafico in basso a destra in figura.

The Messina Strait is a peculiar loci from an oceanographic, marine geological and biological, mythological (the monsters of Scilla and Cariddi) and recent historical (1908 earthquake) point of view. Because of the different tidal phases between the Tyrrhenian and the Ionian seas, the strait is an amphidromic node, affected by very strong bi-directional tidal currents (up to 2.5 m s<sup>-1</sup>), creating strong oceanographic dynamics and turbulence (Cucco et al., 2016). The narrowest point is less than 4-km-wide and the minimum depth in the sill is about 80 m. The main morphological features of the sill area are some ten elongated (up to 2 km) ridges transversal to the strait axis, rising up to more than 10 m respect to troughs (see zoom). They were defined "pinnacles" in the pioneering work of Selli et al. (1979), that first studied the geology of the area. They are made up of cemented pebbles, deeply incrustated by benthic biota. The origin of the pinnacles is highly debated, with interpretation ranging from tectonic, biotic, or stratigraphic features. A possible alternative interpretation is of relict bedforms, formed when sea level during glacial period was much lower than present and strong bottom currents in the seaway were able to rework the loose debris fed by the subaerial slopes. Such bedforms probably remained relict after sea level rise, and were cemented and colonised by benthic biota. Northward and southward from the sill, where bottom currents are too high to allow any preservation of loose sediment, sand wave fields are present (see figure). To the north, they are between 140 and 200 m deep, N-S oriented, have a wavelength and height of 70-80 m and 3-4 m, respectively; to the south, they are between 260 and 350 m deep, ESE-WSW oriented and reach the "Falce di Messina", a 300-m-high relief, interpreted as the result of the interplay between the deformed bedrock and the submarine and littoral currents.

The Messina Strait played a role also on the late (respect to mainland Italy) colonization of Sicily by early humans (Antonioli et al., 2014). Considering the interplay between the present day depth of the connection between Sicily and Calabria (108 m) and sea level changes, tectonics and erosion, the connection occurred only around 20000 years ago, for a period of 1000 to 7000 years.



TAVOLA 8 CALABRIA IONICA



# TAVOLA 8 CALABRIA IONICA

S.Ceramicola\*, F. Fanucci°, C. Corselli°, E. Colizza°, D. Morelli°, A. Cova\*, A. Savini°, D. Praeg\*, M. Zecchin\*, A. Caburlotto\*, O. Candoni\*, D. Civile\*, M. Coste^, D. Cotterle\*, S. Critelli^, A. Cuppari°, M. Deponte\*, R. Dominici\*, E. Forlin\*, E. Gordini\*, C. Tessarolo°, F. Marchese°, F. Muto\*, S. Palamara°, R. Ramella\*, L. Facchin\*, R. Romeo\* (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

^Geoazur-Université Nice; CoNISMA; °DMG UniTS, °DISAT UniMiB, ^DIBEST UniCal; \*OGS

La Calabria ionica (Fig. 1) si sviluppa su un margine continentale convergente e tettonicamente attivo (IMC) che include il prisma di accrezione calabro. Quest'ultimo, immergente verso NO, marca il limite di subduzione della placca Africana sotto quella Europea. L'assetto geomorfologico del margine, sia emerso che sommerso, riflette due processi geodinamici principali: 1) la tettonica di accrezione sviluppatasi durante la migrazione verso SE del blocco calabro-peloritano a partire dal tardo Miocene, che ha dato luogo alla formazione di complesse strutture compressive e distensive (Rossi e Sartori, 1981; Sartori, 2003; Minelli e Faccenna, 2010; Polonia et al., 2011; Gutscher et al., 2015), e 2) il sollevamento regionale a scala chilometrica (fino a 1 mm anno<sup>-1</sup>) delle aree emerse e di quelle di piattaforma a cominciare dal Pleistocene medio, che ha determinato l'esposizione della parte prossimale dei bacini di avanarco (Westaway, 1993; Faccenna et al., 2012). L'interazione tra questi processi ha dato luogo ad un margine continentale irregolare che rappresenta la prosecuzione a mare della catena appenninica meridionale, la quale si estende a formare un largo arco tra il Golfo di Taranto e l'area a sud del blocco calabro-peloritano, localmente sormontato da bacini di avanarco (il Bacino di Crotona-Spartivento). Morfologicamente, le aree sommerse del margine (ICM) sono caratterizzate da una ridotta piattaforma continentale (localmente assente), profonda 70-120 m, la quale evolve in una scarpata continentale irregolare che si estende fino a 2000 m di profondità. Verso NE, la scarpata è ampia e dominata da dorsali impostate su anticlinali che separano bacini di intra-scarpata (per esempio, la Dorsale di Amendolara ed il Bacino di Corigliano). Verso sud, al margine del bacino profondo di Crotona-Spartivento, la piattaforma è più stretta e la scarpata più inclinata. I margini NE e SE della Calabria sono incisi da spettacolari canyon sottomarini, i quali rappresentano le strutture morfo-sedimentarie erosive principali dell'intero margine (ICM) e sono ritenuti essere relativamente giovani (Coste, 2014; Ceramicola et al., 2014a,b,c; 2015). La zona settentrionale include due sistemi di canyon principali (Corigliano e Neto) che trasportano sedimento nella Valle di Taranto. La zona meridionale include otto sistemi di canyon che alimentano il bacino di avanarco. Molti dei canyon identificati presentano testate prospicienti la linea di costa. Erosione e frane retrogressive (in corrispondenza delle testate di numerosi canyon tra cui quelli di Cirò, Punta Alice, Neto, Squillace, Catanzaro, Gioiosa, Siderno) rappresentano il rischio geologico principale della zona costiera dell'ICM (Morelli et al., 2011; Ceramicola et al., 2014a; 2015). Altri possibili rischi geologici sono legati alla presenza di franamenti, scivolamenti, vulcani di fango e risalite di fluidi, in alcuni casi in aree limitrofe alla linea di costa (Morelli et al., 2011; Ceramicola et al., 2014a; Ceramicola et al., 2014b). Sono stati inoltre identificati elementi strutturali che intersecano il fondo mare, quali faglie, pieghe e sovrascorrimenti, ed il loro potenziale sismogenico è in corso di valutazione.

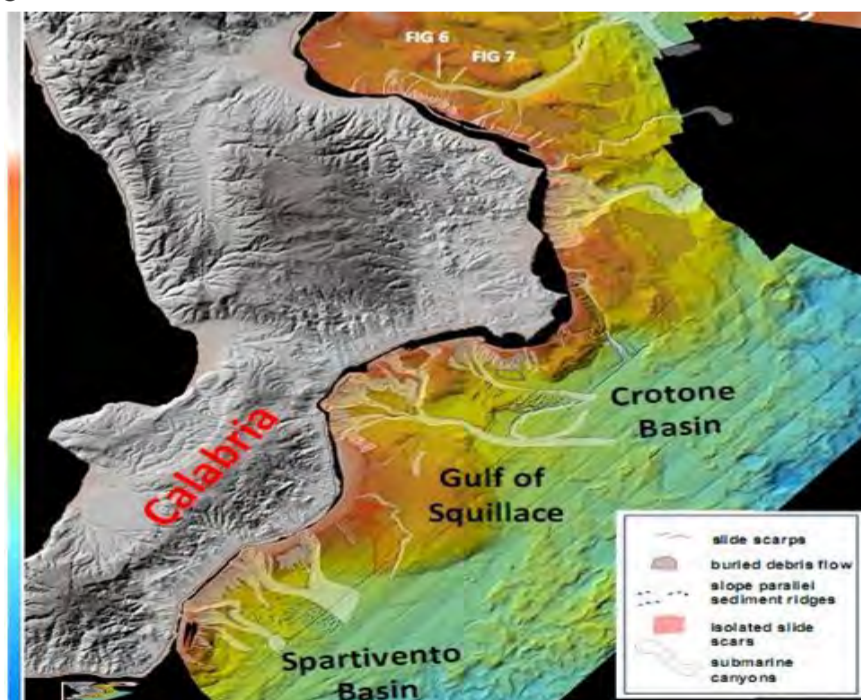


Figura 1. Rilievo ombreggiato del fondale lungo il settore ionico della Calabria (ICM), relativo ad i principali lineamenti morfo-sedimentari identificati. La batimetria è basata su DTM con diversa risoluzione (5-50 m, illuminazione da NE, acquisizione con sistema multibeam, nave da ricerca OGS Explora).

Figure 1. Shaded relief map across Calabria and the Ionian Calabrian Margin (ICM), relative to the main morpho-sedimentary features identified from seabed and sub-bottom datasets. Offshore bathymetry is based on DTMs of variable resolution (5–50 m grids, shaded relief illuminated from NE, acquired using multibeam sonar systems by the OGS Explora research vessel).

The Ionian Calabrian Margin (ICM) is a tectonically active convergent margin (Fig. 1) developed above a NW dipping subduction zone that marks the plate boundary between Africa and Europe. The onshore to offshore morphology of the ICM reflects two main geodynamic processes: 1) accretionary tectonics during the SE-ward migration of the Calabrian-Peloritan block since Late Miocene, leading to the formation of complex compressional and extensional structures (Rossi and Sartori, 1981; Sartori, 2003; Minelli and Faccenna, 2010; Polonia et al., 2011; Gutscher et al., 2015); and 2) km-scale regional uplift (up to 1 mm yr<sup>-1</sup>) of onshore and shallow shelf areas since Mid-Pleistocene, leading to exposure of the inner fore-arc basins (Westaway, 1993; Faccenna et al., 2012). At the seabed, the interaction of these processes resulted in an irregular continental margin. This irregular continental margin represents the offshore prolongation of the southern Apennine thrust-and-fold belt, which extends in a broad arc from the Gulf of Taranto across the area South of the Calabria-Peloritan block, overlain in places by fore-arc sedimentary basins (i.e. the Crotona-Spartivento Basin).

Morphologically, the seabed of the ICM is characterized by a narrow (in places absent) continental shelf above water depths of 70–120 m, giving way to an irregular continental slope that extends until reaching 2000 m depth. In the north-east, the slope is broad and dominated by anticlinal ridges that separate intra-slope basins (e.g. the Amendolara Ridge and the Corigliano Basin). To the south, above the deep-water Crotona-Spartivento fore-arc basin, the shelf is narrower and the slope steeper. The NE and SE margins of Calabria are dissected by spectacular submarine canyons, which form the largest morpho-sedimentary erosive features of the ICM and are considered to be relatively young (Coste, 2014, Ceramicola et al., 2014a,b,c; 2015). The northern area includes two main canyon systems (Corigliano and Neto) that feed into the large Taranto Valley. The southern area includes eight main canyon systems feeding the fore-arc basin.

The headwalls of many canyons lie near or at the coastline, and retrogressive erosions and failures of such features (e.g. Cirò, Punta Alice, Neto, Squillace, Catanzaro, Gioiosa, Siderno canyons) have been identified as the main marine geohazard of the ICM coastal zone (Morelli et al., 2011; Ceramicola et al., 2014a; 2015). Other possible hazards are due to the presence of slumps, slides, mud volcanoes and cold seeps, some of which also lie relatively near to the coastline (Morelli et al., 2011; Ceramicola et al., 2014a; Ceramicola et al., 2014b). In addition, seabed structural elements such as faults, folds and thrusts have been mapped and their potential seismogenic character is being assessed.

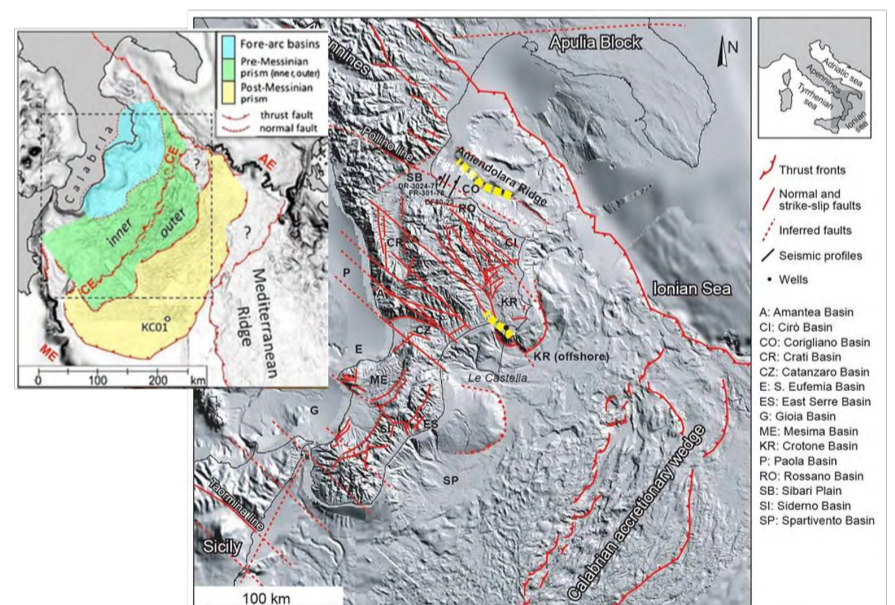
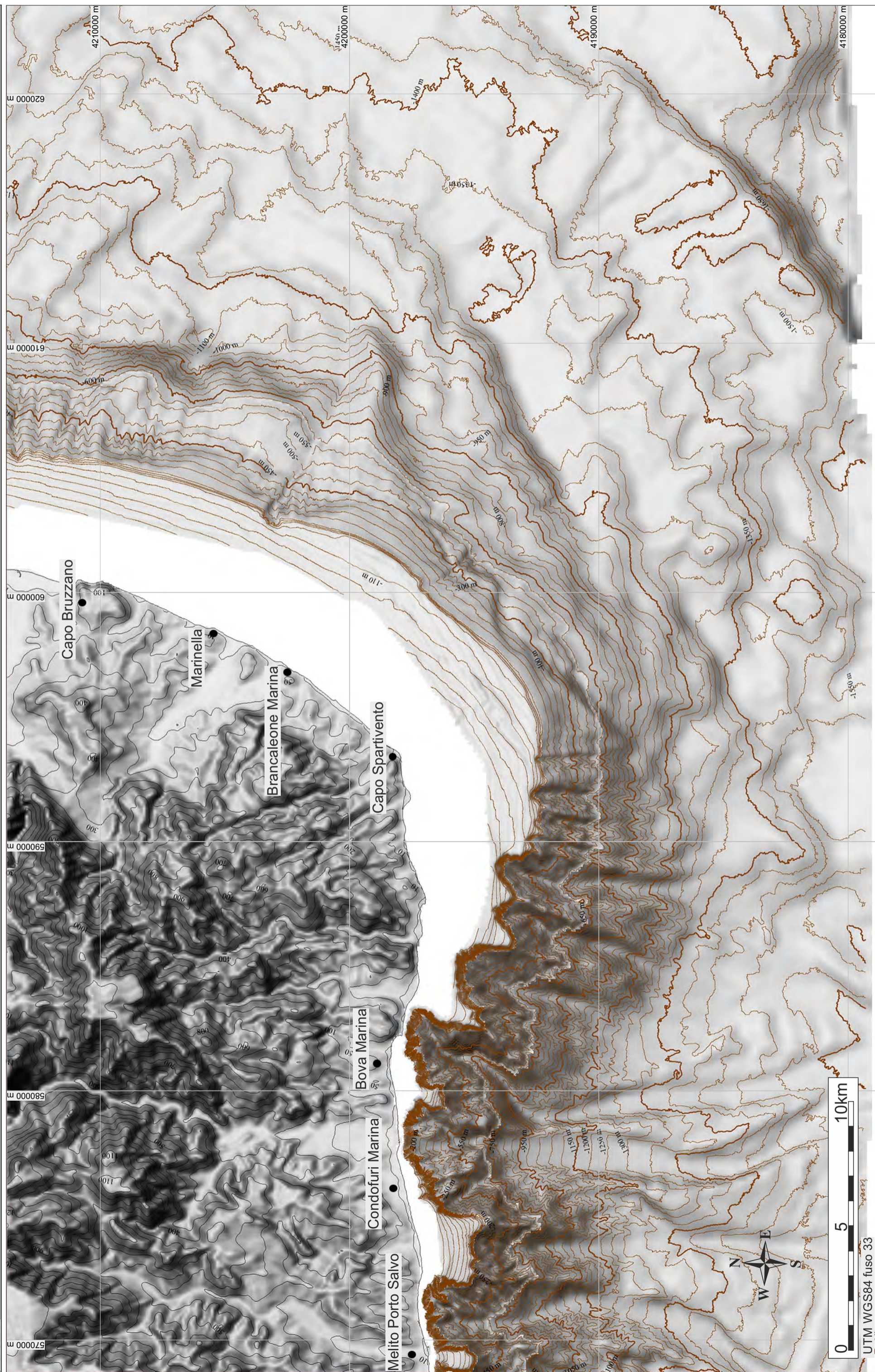


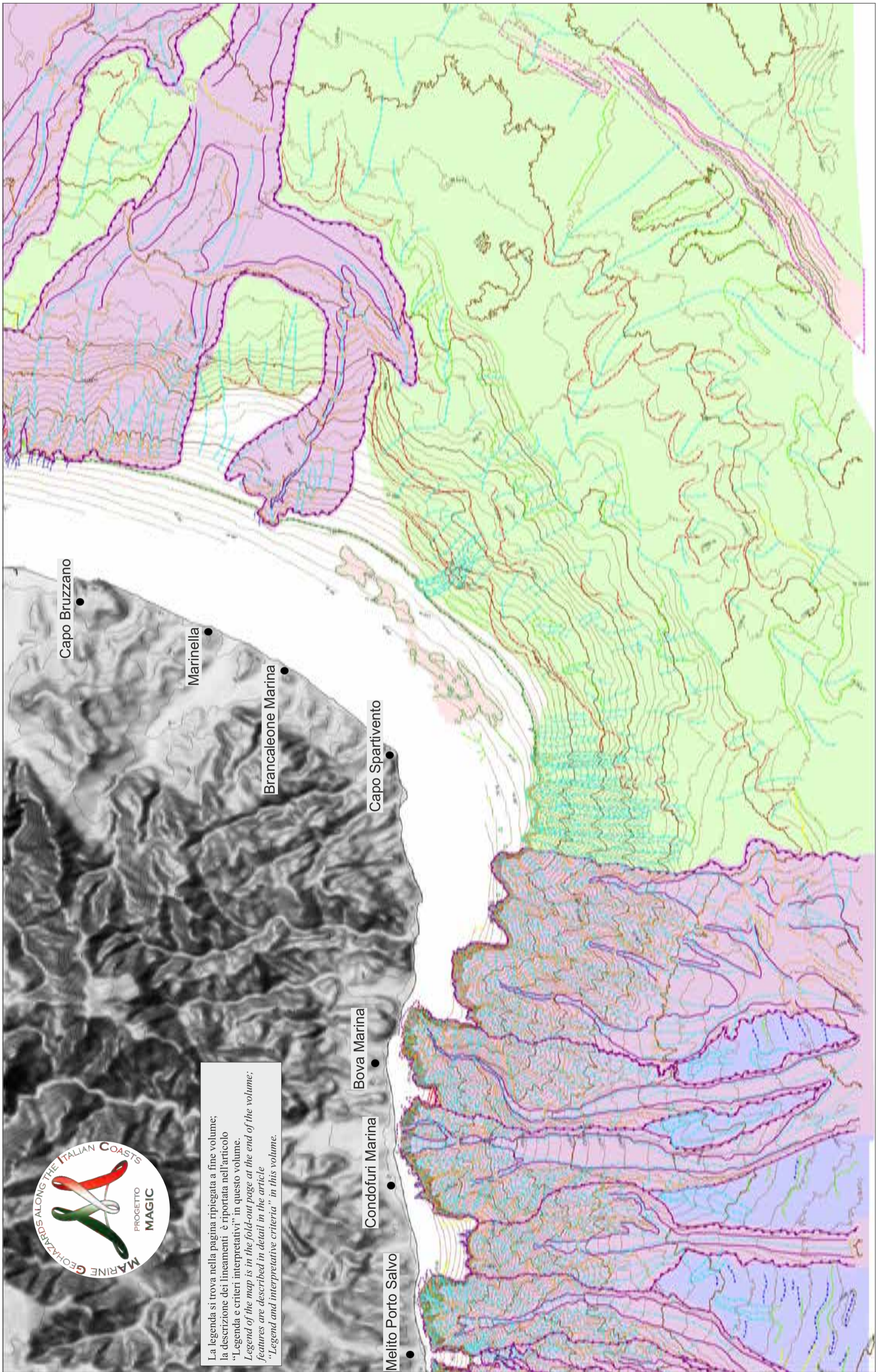
Figura 2. Contesto morfo-strutturale del prisma di accrezione calabro (modificato da Zecchin et al., 2015). La linea gialla tratteggiata indica i potenziali lineamenti strutturali attivi nell'area. L'inserito mostra i principali domini (a colori) del prisma di accrezione calabro. I prismi di accrezione interni ed esterni sono separati dalla scarpata calabra (700 m di altezza). Altre due scarpate bordano il prisma di accrezione calabro: la Scarpata di Malta ad est (3000 m) e la Scarpata Apula (1500 m). Le linee rosse indicano i limiti dei differenti domini e il punto di intersezione con il prisma di accrezione mediterraneo.

Figure 2. Morpho-structural context of the Calabrian accretionary prism (modified after Zecchin et al., 2015). The dashed yellow line indicates potentially active structural lineaments. The inset shows the main geological domains (in color) of the Calabrian accretionary prism. The inner and outer prisms are separated by the Calabrian escarpment, a steep wall 700-m-high. Other two escarpments border the Calabrian accretionary prism: the Malta escarpment to the East (3000 m) and the Apulia escarpment (1500 m). Red lines indicate the limits of the different domains.



FOGLIO 35 CAPO SPARTIVENTO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

E. COLIZZA<sup>10^A</sup>, D. MORELLI<sup>10^A\*</sup>, F. FANUCCI<sup>0^A^</sup>, A. CUPPARI<sup>0^A^</sup>, A. SAVINI<sup>\*</sup>

<sup>10</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

L'area del Foglio 35 "Capo Spartivento" comprende il tratto di margine ionico compreso tra Melito di Porto Salvo e Capo Bruzzano. Il tratto costiero tra Capo Spartivento e il margine occidentale del foglio è mediamente orientato E-O con una marcata rientranza, corrispondente ad un sistema di canyon, ampio ed evoluto (Fig. 1). Nello stesso settore di margine, piccoli corsi d'acqua, a regime di fiumara e decorso perpendicolare alla costa, scendono dall'Aspromonte in corrispondenza di Brancaleone, Bova Marina e Melito di Porto Salvo. La neotettonica del settore costiero è stata determinata da subsidenza nel Pliocene, seguita da innalzamento a partire dal Pleistocene medio, in accordo con il generale innalzamento di tutto l'arco calabro (Ferranti et al., 2007). L'area di margine continentale compresa nel foglio presenta caratteri morfodinamici particolarmente vivaci (testate di canyon a spiccata evoluzione retrogressiva) e masse instabili di notevole dimensione e di particolare interesse connesso ai vistosi effetti di risalite di fluidi.

Sotto il profilo fisiografico l'area comprende due settori distinti:

-In corrispondenza e a nord di Capo Spartivento si estende una piattaforma insolitamente ampia per il margine ionico, solo occasionalmente intaccata dalle testate di piccoli canali a breve decorso. L'andamento regolare della piattaforma è interrotto, per brevi tratti, da piccoli alti morfologici corrispondenti ad affioramenti litoidi;

-Ad ovest di Capo Spartivento la piattaforma si restringe sino a venire praticamente ridotta a pochi lembi residui intermedi tra testate di canyon molto attive, che giungono a interessare il dominio litoraneo. Detti lembi sono a loro volta aggrediti da testate di canyon minori, sicché la piattaforma di questo tratto, un tempo molto più estesa, viene progressivamente demolita dall'erosione retrogressiva.

Mentre nel tratto occidentale la scarpata superiore è quindi interamente occupata dalle testate e dai tratti più ripidi degli alvei dei canyon e dei canali, la restante area è caratterizzata da pochi sottili canali e da una morfologia di dettaglio caotica, causata da dissesti gravitativi diffusi che obliterano in parte anche i canali stessi. Nella stessa area tutta la scarpata superiore è modellata da mobilizzazioni gravitative, con nicchie ben definite e di notevole dimensione planare (ampiezza massima 5,2 km, lunghezza massima 1,5 km, distanza costa 6,5-8 km) appena sotto il ciglio e meno marcate e diffuse più in basso. La diffusione ed importanza delle mobilizzazioni è testimoniata dalla loro predominanza sui processi erosivi, solitamente dominanti negli altri settori del margine ionico (Cuppari et al., 2004; Colizza et al., 2008; Morelli et al., 2011). Nella scarpata inferiore si individua un gradino morfologico allungato in senso SO-NE (lunghezza 20 km, altezza massima 250 m), riferibile con ogni evidenza ad una importante linea tettonica attiva.

*The area of the Sheet 35 "Capo Spartivento" includes the Ionian Margin between Melito di Porto Salvo and Capo Bruzzano. The coast between Capo Spartivento and the western edge of the sheet is EW oriented, with a marked indentation corresponding to a large and fully-developed canyon system (Fig. 1).*

*In the same margin area, there are small streams down from Aspromonte reaching Brancaleone, Bova Marina and Melito di Porto Salvo. These streams have a torrential regime ("fiumara") and are perpendicular to the coast. The coastal area neo-tectonics were characterized by a Pliocene subsidence, followed by rising since the Middle Pleistocene, in agreement with all Calabrian Arc general uplift (Ferranti et al., 2007). The continental margin area included in the sheet is characterized by very active morphodynamic characters (head canyon with strong retrogressive evolution) and unstable masses of considerable size, which are very interesting due to rising fluids.*

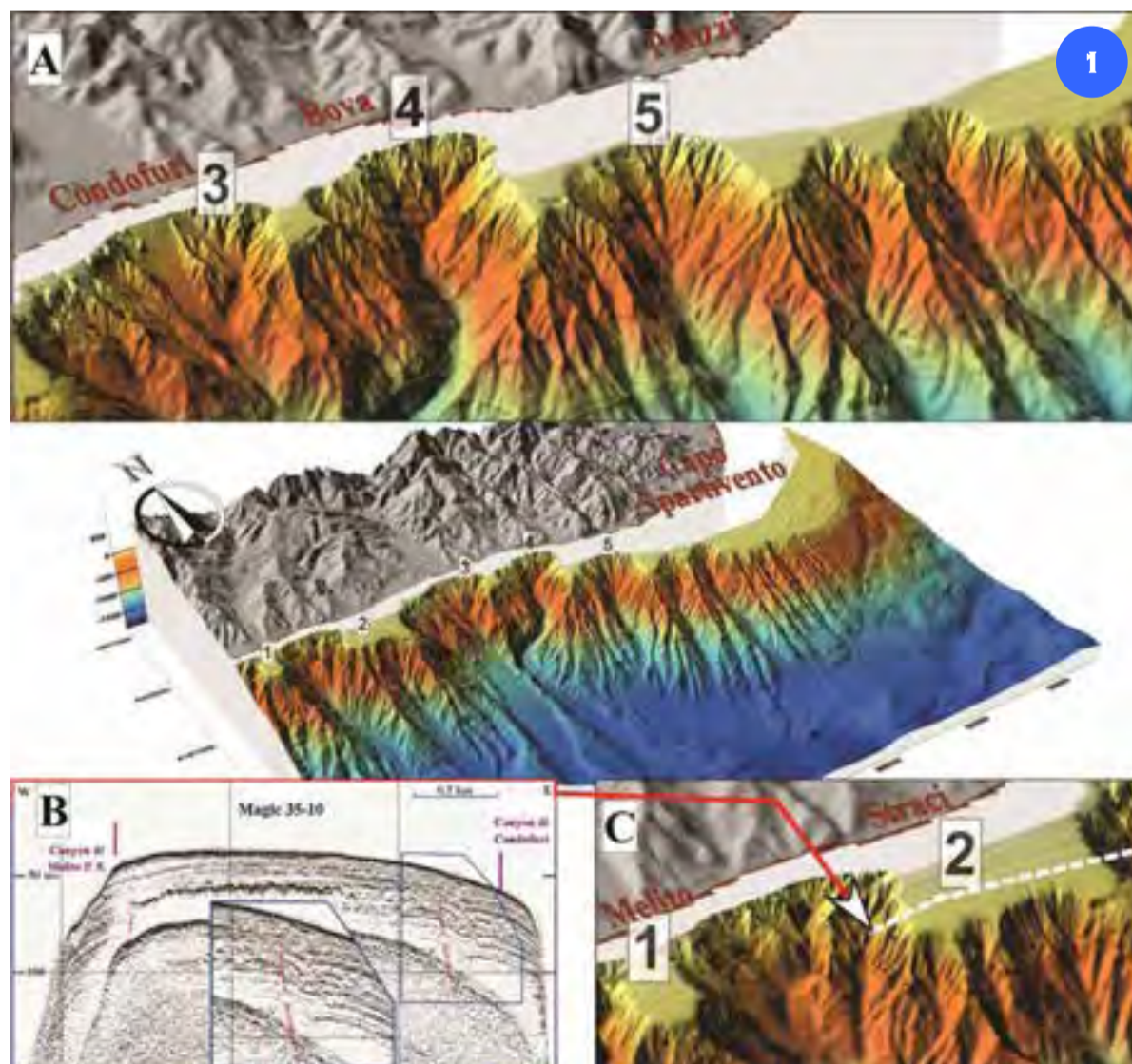
*The area includes two sectors with a clearly distinct physiographic setting:*

*-An unusually wide continental shelf for the Ionian Margin extends in correspondence of Capo Spartivento and northward from it. The shelf is occasionally eroded by small and short channel heads. The regular pattern of the shelf is occasionally interrupted by small morphological highs corresponding to lentic outcrops;*

*-Westward from Capo Spartivento, the continental shelf shrinks up and reduces to few residual intermediate strips among very active canyon heads which affect the coastal domain. Such strips are eroded by smaller canyon heads so that the platform, once wider in this sector, is gradually demolished by a retrogressive erosion.*

*Whilst in the western side the upper slope is entirely occupied by the heads and the steeper canyon and channel sections, the remaining area is characterized by few narrow channels and a chaotic morphology caused by widespread landslide features, which partly obliterates the small channels. In the same area, the upper slope is shaped by gravitational mobilizations; well-defined slide scars of considerable size are found just below the shelf-break (maximum width 5.2 km, maximum length 1.5 km, distance from the coast 6.5-8 km) and are less pronounced and widespread further down. The importance and diffusion of the mass mobilizations are demonstrated by their predominance on the erosion processes, usually dominant in other areas of the Ionian Margin (Cuppari et al., 2004; Colizza et al., 2008; Morelli et al., 2011). A morphological NE-SW elongated step related to a regional tectonic active line is identified in the lower slope (i.e. maximum height 250 m and length 20 km).*

## SISTEMA DI TESTATE IN ARRETRAMENTO



Ad ovest di Capo Spartivento un sistema di testate di canyon in rapida retrogressione drena sedimenti di piattaforma, demolendola progressivamente sino ad interessare la fascia sublitoranea sottraendo il materiale sabbioso al bilancio sedimentario delle spiagge (Cuppari et al., 2004; Fig. 1).

Le testate giungono spesso a incidere l'isobata dei 50 m, avvicinandosi sino a quella dei 20 m, ad una distanza minima dalla costa di 100 m.

La ramificazione delle testate si attua per frane (slide rotazionali, spesso associate a risalite di fluidi, Inset B) o canali aperti verso costa, sino a che nella parte più prossimale si ha uno sfrangiamento in canalicoli o nicchie minori in avvicinamento al litorale. Le testate più arretrate appaiono in continuità con le foci di importanti fiumare (Inset A e C): 1) Testate di Melito di Porto Salvo; 2) Testata di Straci; 3) Testata di Condofuri; 4) Testata di Bova Marina; 5) Testata di Palizzi.

*Westward from Capo Spartivento, a heads canyon system in rapid retrogression drains platform sediments (Fig. 1). This process gradually affects the platform edges until the sub-littoral areas and influences the beach sediment balance (Cuppari et al., 2004).*

*The heads often carve the isobath of 50 m, coming up to that of 20 m at a minimum distance of 100 m from the coast.*

*The branching of the heads comes by landslides (rotational slides, often associated with seeping fluids, Inset B) or channels open to the coast, until there is a fraying in small channels or niches in the most proximal coastal area.*

*The most backward heads appear in continuity with the mouths of major "fiumare" (Inset A and C): 1) Heads of Melito di Porto Salvo; 2) Head of Straci; 3) Head of Condofuri; 4) Head of Bova Marina; 5) Head of Palizzi.*

### RISALITE DI FLUIDI NEL SETTORE NORD-ORIENTALE

Il DTM in Figura 2 mostra una porzione del settore nord-orientale del foglio in cui si evidenziano degli affioramenti litoidi all'interno di una piattaforma ben livellata con ciglio ben definito e intaccato lievemente da piccole testate di canali minori.

Nel tratto della piattaforma esterna tra Capo Spartivento (1) e Brancaleone (2), questi affioramenti appaiono circoscritti in due distinte aree, allungate in direzione NO-SE, dove un fondale generalmente elevato è affiancato da piccoli terrazzi e scarpate erosive. All'interno, in un'ampia fascia della piattaforma esterna (ampiezza massima 2 km) e confinate tra 110 e 70 m di profondità, le stesse aree mostrano, nel dettaglio, una morfologia particolarmente articolata.

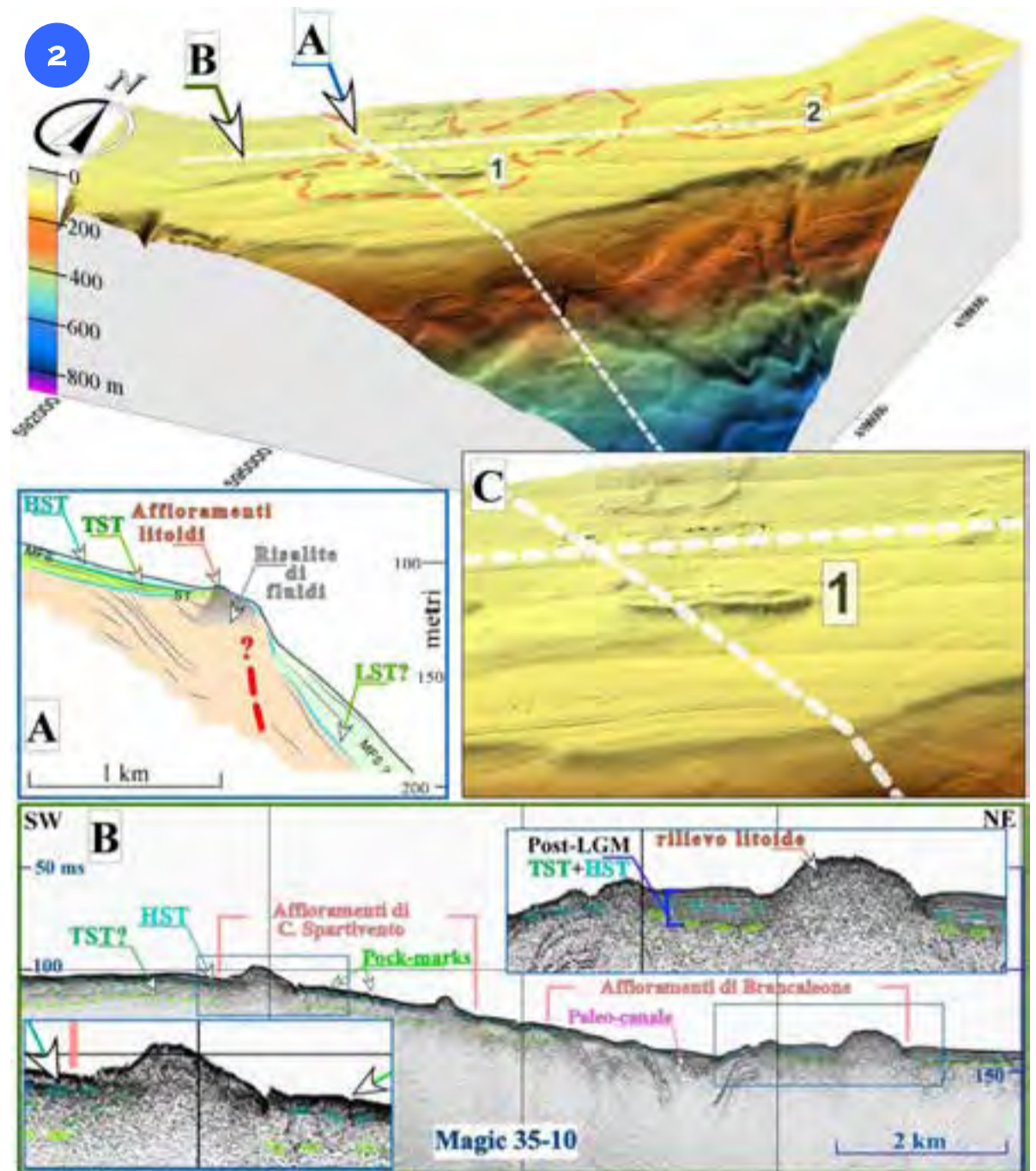
Una serie di rilievi con piccole creste allungate in direzione SO-NE (Inset C) sono contornati da ampie spianate del fondale, interrotte da una serie di piccole depressioni sub circolari, interpretabili come campi di *pockmark*.

Le sezioni chirp mostrano come tali articolazioni morfo-batimetriche siano prodotte da corpi superficiali lentiformi apparentemente privi di riflessioni interne e sovrapposti alla sedimentazione pleistocenica (Inset B). La vicinanza con morfologie legate a risalite di fluidi (campi di *pockmark*) spingono ad ipotizzare una loro origine da diagenesi precoce di depositi trasgressivi successivi all'ultimo massimo glaciale (corpi *TST post-LGM* nei riquadri A e B), innescata da risalite di gas (precipitazione di carbonati autigeni metano-derivati).

La distribuzione di tali affioramenti suggerisce una concentrazione delle risalite dei fluidi in prossimità del limite della piattaforma e secondo una direzione preferenziale SO-NE (Inset A).

La particolare focalizzazione di tali processi potrebbe essere stata condizionata dalla presenza ed attività di lineamenti tettonici del margine, paralleli a quelli SO-NE ben evidenti sia nell'entroterra che nel settore più profondo della scarpata (Inset A).

*The DTM in Figure 2 shows a north-eastern sector of the sheet where the lithic outcrops within a well-leveled shelf are highlighted. The shelf has a well-defined edge slightly affected by the small heads of smaller channels. In the outer shelf section between Capo Spartivento (1) and Brancaleone (2), these outcrops seem confined to two separated areas elongated in the SW-NE direction, where a generally high seabed is associated with small terraces and erosive slopes. These areas are present in an outer shelf wide section (maximum wide 2 km), are confined between 110 and 70 m, and present a very articulated morphology. Numerous outcrops with small ridges elongated in the SW-NE direction (Inset C) are surrounded by a flat seabed interrupted by a*



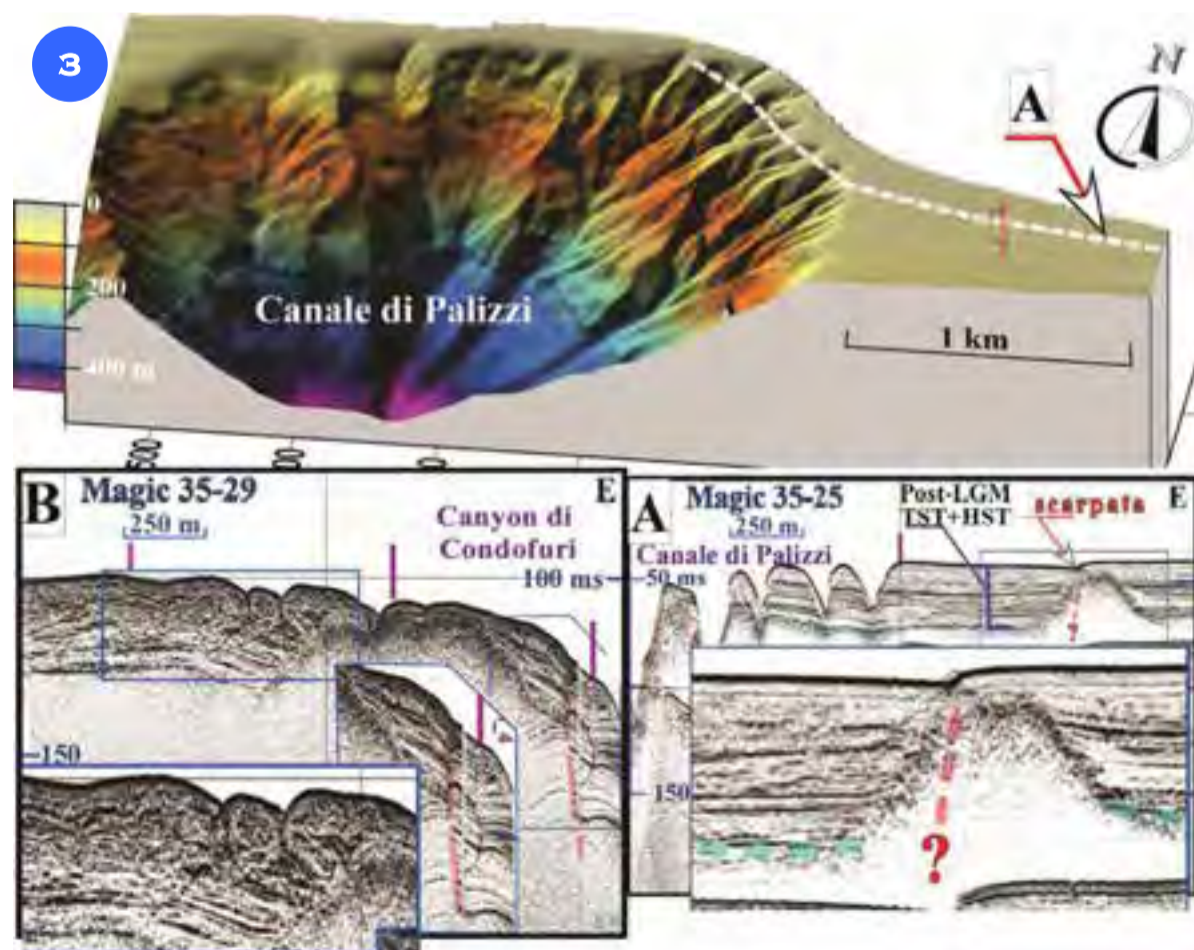
*series of sub-circular small depressions (pockmarks field).*

*Chirp profiles highlight that these features are due to surficial lenticular bodies apparently without internal reflections and overlapping the Pleistocene sedimentation (Inset B).*

*The correspondence with morphologies related to seeping fluids (pockmark fields) suggests an early diagenetic origin from post-last glacial maximum transgressive deposits (i.e. *TST post-LGM* deposits in Inset A and Inset B), triggered by rising*

*of deep-seated gas/fluid (precipitation of methane-derived authigenic carbonates). The distribution of these outcrops suggests a concentration of seeping fluids near the shelf edge and with a SW-NE preferred direction (Inset A). The occurrence of these processes may have been influenced by the presence and recent activity of regional tectonic lineaments (Inset A). Lineaments follow a SW-NE trend parallel to the structural lineaments of the margin, which are evident both inland and in the deepest slope.*

### RISALITE DI FLUIDI NEL SETTORE SUD-OCCIDENTALE



Il DTM in Figura 3 mostra in dettaglio la testata del Canale di Palizzi con evidenze di fenomeni erosivi e gravitativi in atto associati a risalite di fluidi nella piattaforma.

La sezione chirp (Inset A) mostra una piccola scarpata interna alla piattaforma associata alla presenza di risalite di fluidi che saturano i depositi olocenici (corpi *post-LGM*, *HST* e *TST* nel riquadro A). Il *blanking* sismico generato da tali risalite non consente di definire con chiarezza la presenza di dislocazioni dei livelli olocenici, suggerita dal ribassamento della base della sequenza *post-LGM*.

Altre evidenze di risalite di fluidi sono rilevabili nelle altre testate dei canyon del settore occidentale del foglio (Inset B) che contribuiscono, creando ulteriore instabilità, al vistoso arretramento delle stesse.

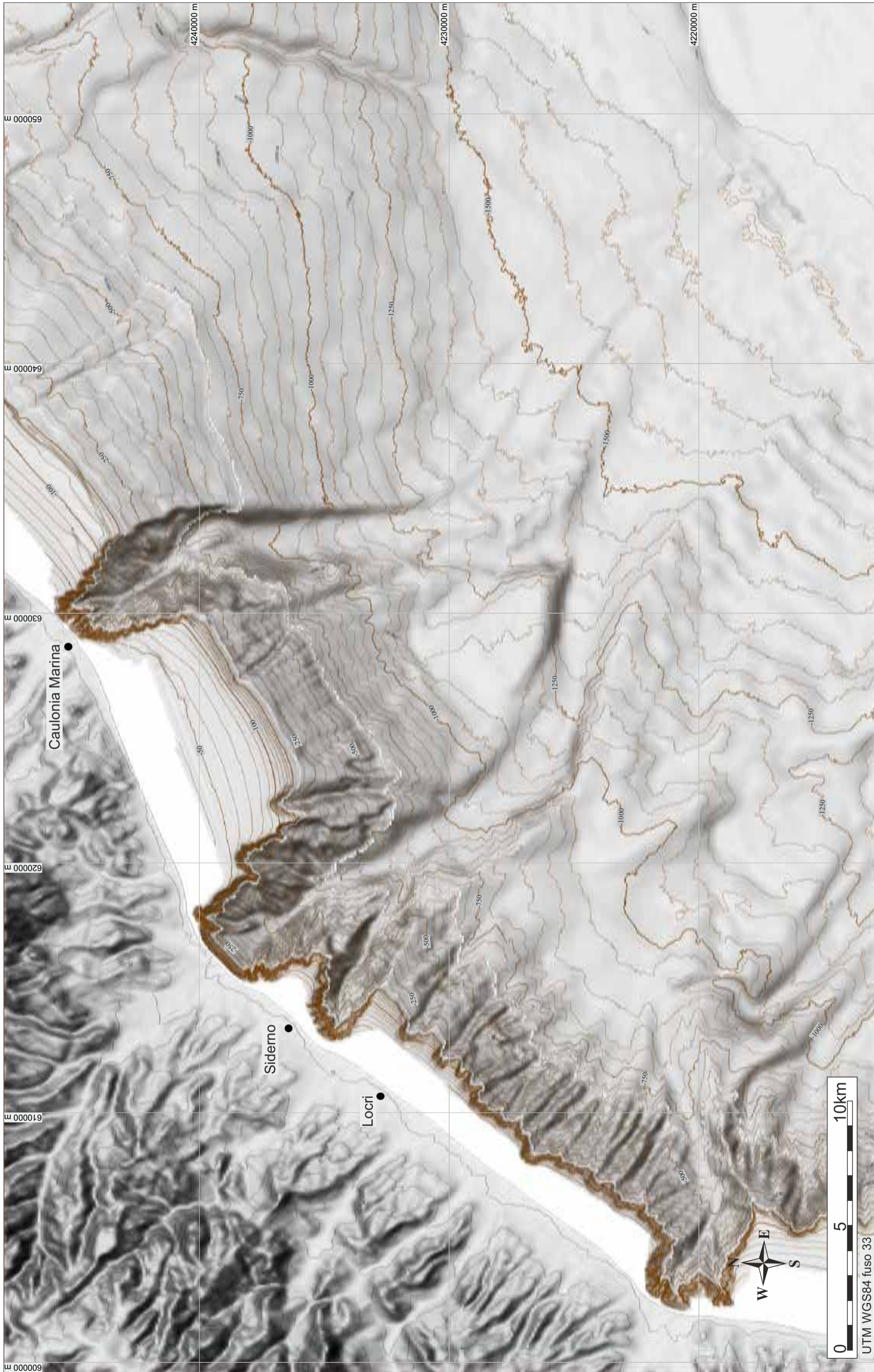
*The DTM in Figure 3 shows in detail the head of the Channel of Palizzi, where erosive and gravitational phenomena associated with fluid seeping into the shelf are evident.*

*The chirp section (Inset A) shows the presence of a small scarp in the shelf associated with fluid escapes, which affect the Holocene deposits (i.e. fluid-saturated *HST* and *TST*, *post-LGM* deposits; Inset A). The seismic blanking generated by fluid seepage does not allow to clearly verify the presence of faultings of Holocene levels suggested by the lowering of the base of the *post-LGM* sequence.*

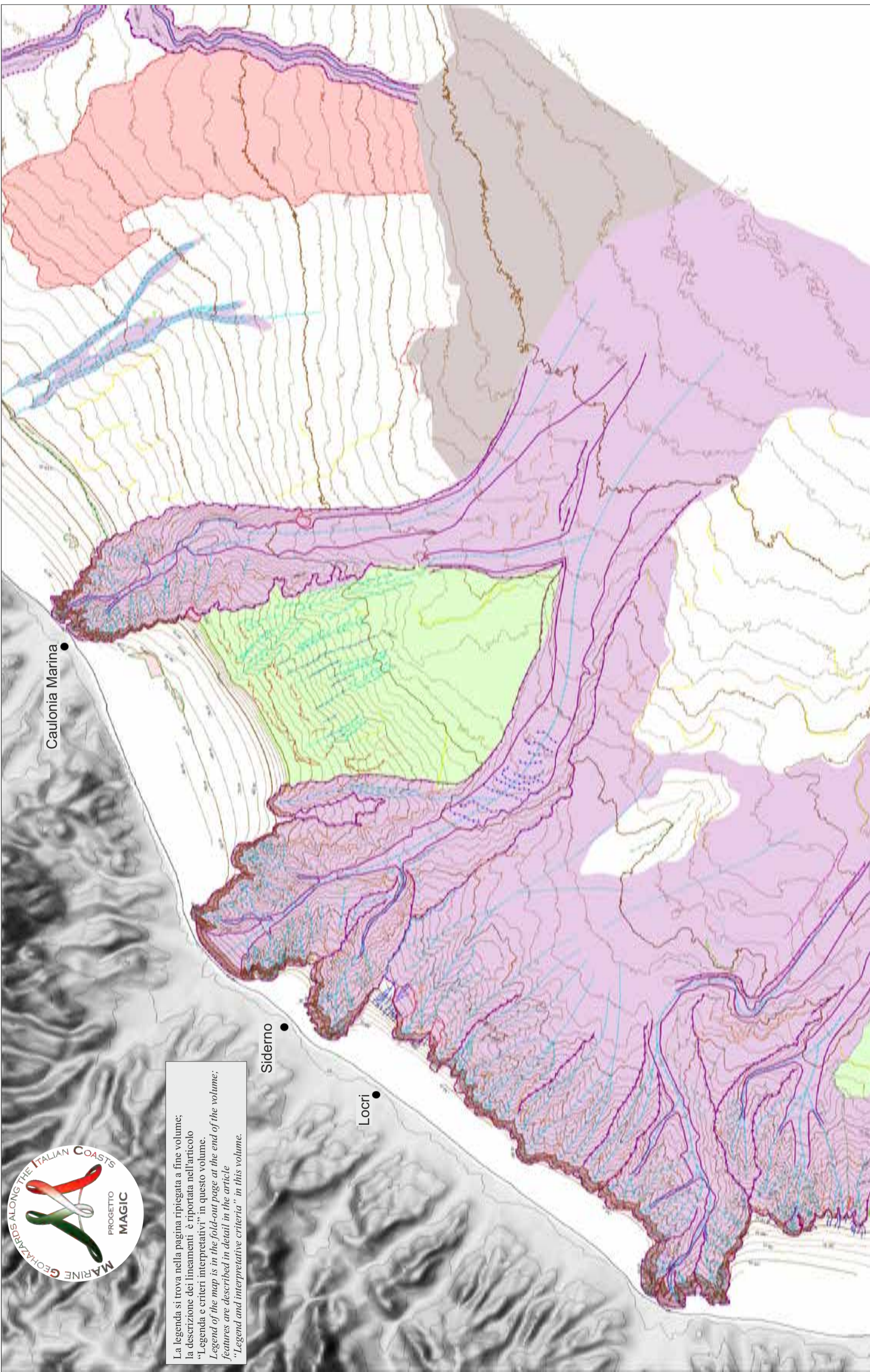
*More evidences of rising fluids are detectable in the other canyon heads of the western sheet sector (Inset B), which contribute to instability and to the evident retreat of the heads.*



FOGLIO 36 SIDERNO



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

C. CORSELLI<sup>1^A</sup>, A. SAVINI<sup>0^\*^A</sup>, C. TESSAROLO<sup>0^\*^A</sup>, F. MARCHESE<sup>0^\*^A</sup>, S. PALAMARA<sup>\*</sup>  
<sup>1^A</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0^\*</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



Il Foglio 36 “Siderno” è situato lungo il margine Calabro-Ionico nella porzione meridionale dell’Arco Calabro Peloritano. Il margine ionico calabrese rappresenta il margine attivo coinvolto nella subduzione del paleo-margine africano, che è stata accompagnata da una progressiva migrazione verso sud-est dell’Arco Calabro durante il Neogene ed il Quaternario e dalla conseguente apertura del Mar Tirreno, originatasi nel Miocene superiore (Rehault et al., 1984; Malinverno e Ryan, 1986; Dewey et al., 1989). L’arco, la cui recente evoluzione geodinamica è strettamente legata all’apertura del Tirreno meridionale, è una delle aree di Mediterraneo occidentale in cui gli effetti dell’intensa tettonica quaternaria sono ben rappresentati (Tortorici et al., 1995). La notevole attività sismo-tettonica del margine della Calabria ionica determina la presenza di fenomeni gravitativi, diffusi nelle imponenti masse di depositi terrigeni, e un forte dinamismo nei canyon d’impostazione strutturale che caratterizzano tutto il margine. L’attività tettonica ha in particolare prodotto consistenti fenomeni di *uplift* che nel Plio-Quaternario sono stati caratterizzati da un tasso di sollevamento pari a 0,8-0,9 mm anno<sup>-1</sup>. Il continuo sollevamento, accompagnato dal regime idrologico della regione costituito da corsi d’acqua a carattere torrentizio (fiumare contraddistinte da abbondante trasporto solido che si manifesta soprattutto durante le stagioni piovose e in seguito a eventi meteorologici estremi) facilita la formazione di flussi iperpicnali che, scorrendo poi su una piattaforma poco estesa, giungono facilmente al limite di questa e determinano un continuo passaggio di materiale dai rilievi direttamente alla scarpata, senza alimentare la piattaforma. Nel territorio italiano le fiumare più importanti e lunghe sono quelle presenti sull’Arco Calabro Peloritano e sulle Maghrebidi Siciliane, dove rappresentano il mezzo di trasporto preferenziale di rilevanti apporti solidi, che dalle terre emerse giungono alle zone costiere e anche sottomarine (Ibbeken e Schleyer, 1991; Sabato e Tropeano, 2004), nel momento in cui riescono a generare flussi iperpicnali in grado di oltrepassare i brevi tratti di piattaforma convogliando nei canyon che incidono la scarpata.

Lungo la scarpata del margine Calabro-Ionico, questi fenomeni hanno portato essenzialmente alla formazione di importanti canyon e movimenti gravitativi in massa sulla parte superiore della scarpata, indotti anche dalla sismicità. Il tutto ha determinato nel tempo uno sviluppo ridotto della piattaforma continentale che in alcuni settori sembra essere quasi assente, specialmente in corrispondenza delle testate dei canyon principali (Colizza et al., 2005). Il margine continentale risulta quindi fortemente caratterizzato da fenomeni erosivi, principalmente flussi canalizzati. Di particolare rilevanza è la pericolosità legata all’evoluzione retrogressiva delle testate dei principali canyon caratterizzanti il settore di margine ricadente nel foglio. Le rispettive testate sono infatti localizzate a poche decine di metri dalla linea di riva (canyon di Caulonia e Bovalino) se non addirittura interrotte dalla linea di riva stessa (Canyon di Marina di Gioiosa), e conseguentemente a breve distanza sia dai centri abitati che dalle vie di comunicazione (i.e. rete ferroviaria) e dalle infrastrutture costiere.

*The Sheet 36 “Siderno” is located on the Ionian-Calabrian margin, on the southern sector of the Calabrian Arc. The Ionian Calabrian margin represents the active margin involved into the subduction of the African palaeo-margin. The Neogene and Quaternary evolution of the Calabrian Arc is controlled by the south-eastward retreat of the Apennine-Calabrian subduction zone, that caused the opening of the Tyrrhenian Sea from the Upper Miocene (Rehault et al., 1984; Malinverno and Ryan, 1986; Dewey et al., 1989).*

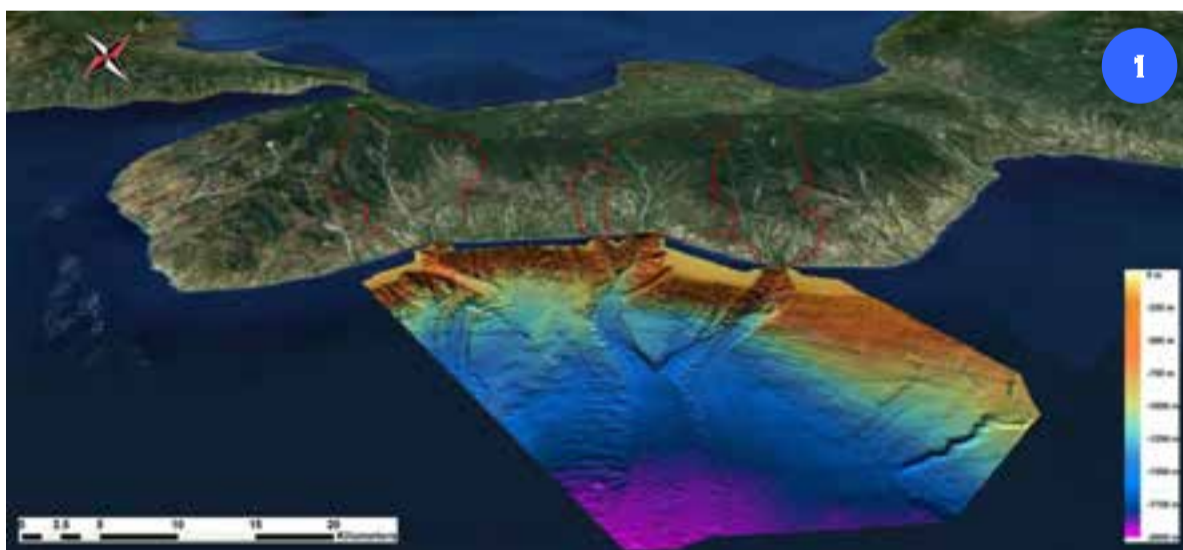
*The arc, whose recent geodynamic evolution has been closely related to the opening of the southern Tyrrhenian Sea, is one of the areas of the western Mediterranean where the effects of intense Quaternary tectonics are well represented (Tortorici et al., 1995). The relevant seismo-tectonic activity of the Ionian-Calabrian margin caused gravitative decollements and mass wasting phenomena that widely affected the associated massive terrigenous deposits, and created a series of high dynamic canyons, which typify the whole margin. Tectonic activity is especially responsible of consistent margin uplift, with rates up to 0.8-0.9 mm year<sup>-1</sup> during the Plio-Quaternary. The regional uplift associated to an hydrological regime formed by small streams with typical torrential behaviour, often producing flash-floods (i.e.: “fiumare” - characterised by large sediment discharge, especially after extreme climatic events occurring during rainy seasons), causes hyperpicnal fluxes. Fluxes flow on a narrow (or even absent) continental shelf and can easily reach the shelf-break; so that sediment supplied by rivers is mostly conveyed directly to the slope, limiting the feeding of the continental shelf. Within the Italian territory, the longest and most important “fiumare” are those located on the Peloritian Calabrian Arc and on the Sicilian Maghrebidi mountain system. Here, they have significant stream capacity, transporting large amounts of sediment from the reliefs to the coastal and even submarine areas (Ibbeken and Schleyer, 1991; Sabato and Tropeano, 2004); they are able to generate hyperpicnal flows that can cross the continental shelf, and then reach the submarine canyons.*

*Along the slope of the Calabrian-Ionian margin, several prominent canyons often indent the shelf at short distance from the coast, and mass-wasting phenomena induced by sismicity are also common.*

*The Ionian margin on the Calabrian coast is therefore affected by relevant erosive phenomena, widely governed by channelized flows.*

*In terms of potential geo-hazard, it is worth noting that, in Sheet 36 “Siderno”, canyons are clearly affected by retrogressive gravitational-erosive processes, as documented by the very short distances (i.e.: few tens of meters) between canyon heads and the coastline (Marina di Caulonia Canyon and Bovalino Canyon). At places, the continental shelf is completely absent, with the coastline that likely interrupts the canyon head (i.e. Marina di Gioiosa Canyon) at short distance from inhabited city centres (i.e. Marina di Gioiosa Ionica, Marina di Caulonia, Bovalino and San Nicola), coastal infrastructures and major communication routes (i.e. railway network).*

## ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO SIDERNO



*The coastal geomorphological changes of the Ionian-Calabrian margin are driven by the interaction among the uplift phenomena, the associated variation provided by glacio-eustatic oscillations and the hydrological regime (Tessarolo et al., 2008). The regional tectonic uplift has a strong influence on the acceleration of erosive processes on the mountain regions, where a complex drainage system develops, producing “fiumare” (Viparelli, 1972) formed by many streams and tributaries. The short run-off time is due to the high-sloping reliefs, to the occurrence of wide areas formed by impermeable rocks and to the discontinuity of the vegetation cover. The hydrological regime of*

*“fiumare” is therefore definitely torrential, with low or no flow during the dry summer months, that can suddenly grow in few hours in case of violent rainstorms. Within Sheet 36, three main canyons have been identified: Bovalino, Gioiosa and Caulonia, all well related to the fiumare drainage basins located on land, as shown in Figure 1. The canyon’s orientation is NW-SE, as the associated drainage systems. The morpho-bathymetric elements that characterize the three canyon systems well represent a morpho-sedimentary framework dominated by channelized gravitational flows and failures, these latter basically occurring as inter-channel landslides.*

Il margine della Calabria Ionica è parte di un complesso scenario geo-strutturale, in cui l’interazione tra i fenomeni di sollevamento, le conseguenze delle variazioni glacio-eustatiche e il regime idrologico, rappresentano i fattori più influenti che controllano il modellamento e l’evoluzione geomorfologica del settore costiero (Tessarolo et al., 2008). Il sollevamento neotettonico regionale determina in particolare un’accelerazione dei processi di smantellamento dei versanti, con lo sviluppo di un reticolo idrografico complesso e intricato, formato da tipici corsi d’acqua (fiumare, Viparelli, 1972) dove il brevissimo tempo di corrivazione è legato alla forte acclività dei versanti, alle vaste aree di affioramento di terreni impermeabili e alla discontinuità della copertura vegetale. Il regime di tali corsi d’acqua è nettamente torrentizio, caratterizzato da portate scarse o nulle nei siccitosi mesi estivi, che possono crescere impulsivamente nel giro di poche ore a seguito di violenti nubifragi. Nel Foglio 36 sono stati identificati tre canyon principali: Bovalino, Gioiosa e Caulonia, che ben si raccordano ai bacini delle fiumare ubicate sul versante Calabro-Ionico (Fig. 1). Tali canyon presentano principalmente una direzione NO-SE, in accordo con l’orientamento dei corrispondenti bacini idrografici del settore emerso. I tre canyon hanno fianchi caratterizzati da una netta inclinazione e fittamente incisi da canali tributari. Gli elementi morfo-batimetrici che caratterizzano i tre sistemi di canyon ben rappresentano un quadro morfo-sedimentario dominato da flussi gravitativi canalizzati e cedimenti delle pareti ad opera di frane intra-canale.

## PROSSIMITÀ ALLA COSTA DELLE TESTATE DEI CANYON

L'estrema vicinanza alla linea di riva delle testate dei canyon caratterizzanti il Foglio 36 "Siderno" (fino a un massimo di 60 m per il Canyon di Caulonia) determina una generale condizione di instabilità. Soprattutto la cattura di sedimenti costieri trasportati sia da correnti litorali parallele alla linea di riva sia da incisioni sottomarine collegate con la costa, promuovono importanti processi erosivi soprattutto lungo le coste abitate, non più alimentate dall'apporto sedimentario di origine fluviale e sede di diverse infrastrutture.

La testata del Canyon di Bovalino è posta a soli 80 m dalla linea di riva, ha un'ampiezza di 3700 m (Fig. 2A) e incide la piattaforma aprendosi ad anfiteatro verso la linea di costa. L'intera testata è in realtà composta da tre tributari principali e da numerose incisioni tributarie minori che si sviluppano raccordandosi direttamente alla piattaforma continentale.

I due tributari del settore nord-orientale sono nettamente più prossimi alla linea di riva rispetto al tributario occidentale e si uniscono già a 1800 m di distanza da costa e a 300 m di profondità per formare l'asse principale del canyon.

Il Canyon di Gioiosa ha una testata ancora più complessa e peculiare (Fig. 2B), costituita da due tributari principali, anch'essi alimentati da un numero sostanziale di incisioni tributarie minori.

Il ramo orientale è decisamente più ampio e si raccorda direttamente con la linea di costa lungo una scarpata ampia 2500 m che si manifesta a 110 m di distanza dalla riva a soli 40 m di profondità. Tale scarpata risulta incisa da brevi solchi che scorrono parallelamente lungo le direzioni di massima pendenza fino a circa 400 m di profondità. Da questa profondità la scarpata si restringe fino a convogliare nell'asse principale del canyon. Tale conformazione suggerisce un'avanzata erosione della testata che pare essere migrata lateralmente una volta raccordata al settore costiero. I numerosi solchi sulla testata mettono però in evidenza come i fenomeni erosivi verso costa siano comunque tuttora attivi. Anche la testata del Canyon di Caulonia, come nei casi precedenti, mostra una tendenza retrogressiva evidenziata da una marcata incisione della piattaforma (che si estende per almeno 3800 m) e dalla conformazione ad anfiteatro della testata che arriva fino a circa 60 m dalla linea di riva con un'ampiezza di 2700 m (Fig. 2C). Anche in questo caso è possibile notare la presenza di due tributari principali che convogliano lungo l'asse del canyon a 450 m di profondità e che si trovano probabilmente in diretta comunicazione con le due bocche delle fiumare che sfociano a riva a soli 950 m di distanza una dall'altra lungo costa.

*The very short distance from the coastline of the canyon heads that characterizes the Sheet 36 "Siderno" (up to a maximum of 60 m in the case of Caulonia Canyon), creates a general condition of instability.*

*Especially the capture of coastal sediment transported both by littoral currents parallel to the coastline and by the associated valleys on land, enhances coastal erosion along the inhabited coasts, which are not nourished through terrestrial input and where several infrastructures are located.*

*The Bovalino Canyon incises the continental shelf forming a 3700-m-wide amphitheatre-shaped head, which is located at only 80 m from the coastline (Fig. 2A). The whole canyon head is formed by three main tributaries and by a number of minor tributaries that directly develop from the continental shelf.*

*The two main tributaries of the north-eastern sector are definitely more close to the coastline than the western tributary, and they join at 300 m depth and 1800 m from the coastline, forming the main canyon axis.*

*The head of Gioiosa Canyon is even more complex (Fig. 2B), being formed by two main tributaries, which are fed by a number of minor tributaries, which also origin directly in the coastal zone.*

*Especially the eastern tributary is definitely wider and connected to the coastline through a 2500-m-wide escarpment, which starts at a distance of 110 m from the coast and at 40 m depth.*

*It is incised by a number of short sub-parallel gullies down to roughly 400 m depth. Their development was followed by the narrowing of the slope, which ends up into the main canyon axis.*

*This complex configuration suggests a strong erosion of the canyon head, which also seems to be laterally migrated, after reaching the coastal sector. The numerous gullies make evidence that erosive phenomena are still active on the main sector.*

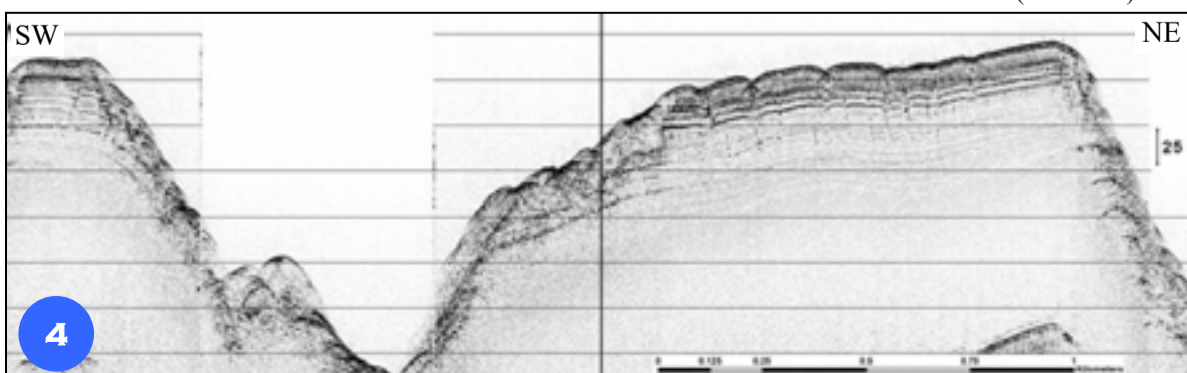
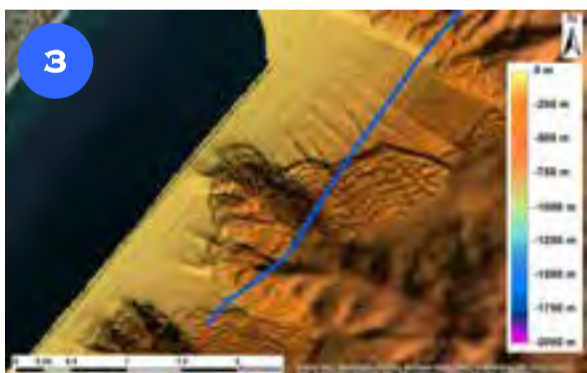
*The canyon head of Caulonia Canyon shows a strong retrogressive behaviour too, with a prominent incision of the continental shelf (the canyon incises the shelf for almost 3800 m) through an amphitheatre-shaped canyon head, which is 2700-m-wide and located at 60 m from the coastline (Fig. 2C).*

*The two main tributaries join into the main canyon axis at 450 m depth. They show also a connection with the main valleys on land that fall into the two river mouths ("fiumare") located at only 950 m distance from each other along the coastline.*



## INSTABILITÀ INCIPIENTE LUNGO I FIANCHI DEI CANYON

Le aree limitrofe alla testata del Canyon di Gioiosa mostrano una serie di scarpate, poste a profondità progressivamente maggiori, parallele tra loro e orientate perpendicolarmente alla direzione di massima pendenza, che vanno a modellare il bordo superiore di un canyon minore (Fig. 3). Tali scarpate sono generate da lenti fenomeni deformativi,



(creep), connessi a un'attività erosiva di tipo retrogressivo che evidenziano un'area in dissesto generalizzato, ma allo stadio incipiente.

Il profilo sismico ad alta risoluzione rappresentato in Figura 4 mostra una sezione acquisita nell'area interessata da tali deformazioni, dove sono evidenziate le fratture e le deformazioni generate da un consistente scivolamento planare delle porzioni di sedimento che bordano i limiti del canyon, ampliandone la testata e creando instabilità del fondo in corrispondenza dello shelf-break. I potenziali effetti a seguito di questo modello evolutivo, riguardano il drenaggio di sedimenti sottratti all'equilibrio costiero (con conseguente erosione dei litorali sabbiosi) e il collasso progressivo delle porzioni di scarpata superiore e di piattaforma, che potrebbero coinvolgere direttamente i settori costieri emersi o, se limitati alla porzione sommersa, essere causa di una rimozione e mobilitazione consistente di sedimenti verso le porzioni più distali, ed eventualmente dell'innescarsi di fenomeni estremi (maremoti).

*The area surrounding the canyon head of Gioiosa Canyon, shows several sub-parallel fractures and escarpments, located at progressively greater depths, and perpendicular to the slope, that shape the upper part of a minor canyon located westward from Gioiosa Canyon (Fig. 3).*

*These fractures and escarpments are produced by a slow deformation phenomenon ("creep"), which is associated to a retrogressive erosive activity that evidences an area affected by a general instability, at an incipient stage.*

*The seismic profile in Figure 4 shows a seismic-stratigraphic section acquired in an area affected by creep, where fractures and deformation features are generated by a slow planar sliding of those stacking sediments that border the canyon system, widening its head and creating seafloor instability at the shelf break.*

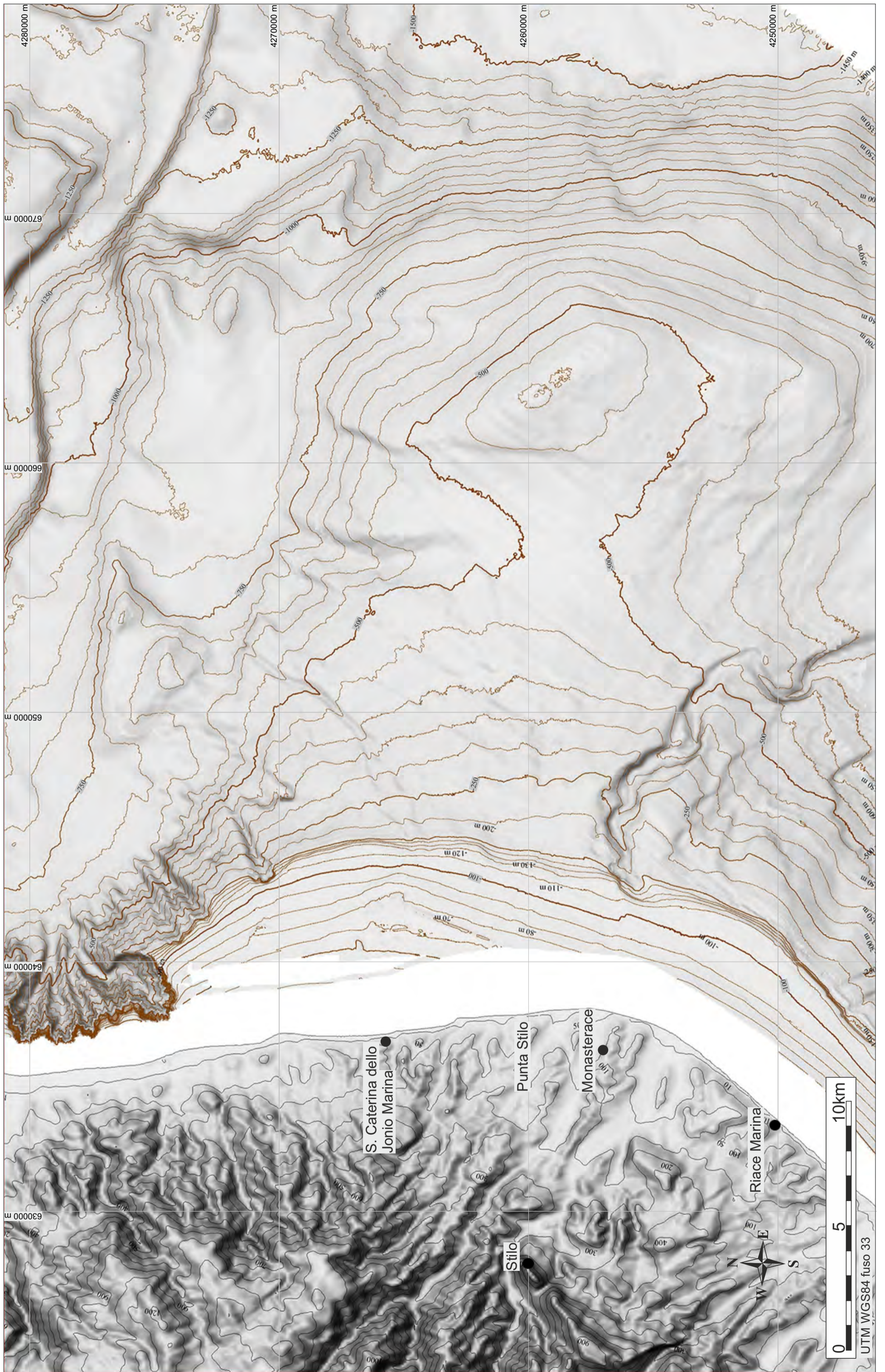
*This process suggests a progressive migration of the erosive phenomena along the shelf (especially produced by channelized fluxes and development of canyons).*

*The effects that may be produced as a consequence of this configuration, are related to the formation of very small drainage areas for the rivers discharging along the shore (promoting erosion of littoral sand deposits) and the progressive failure of those sectors of the upper slope and the continental shelf that may directly involve the sub-aerial part of the coastal zone (e.g. impacts on onshore infrastructures, modifications of coastal morphology, etc).*

*In case these failures are confined to the submerged sector, submarine slides that can trigger extreme phenomena such as tsunamis, can be produced.*

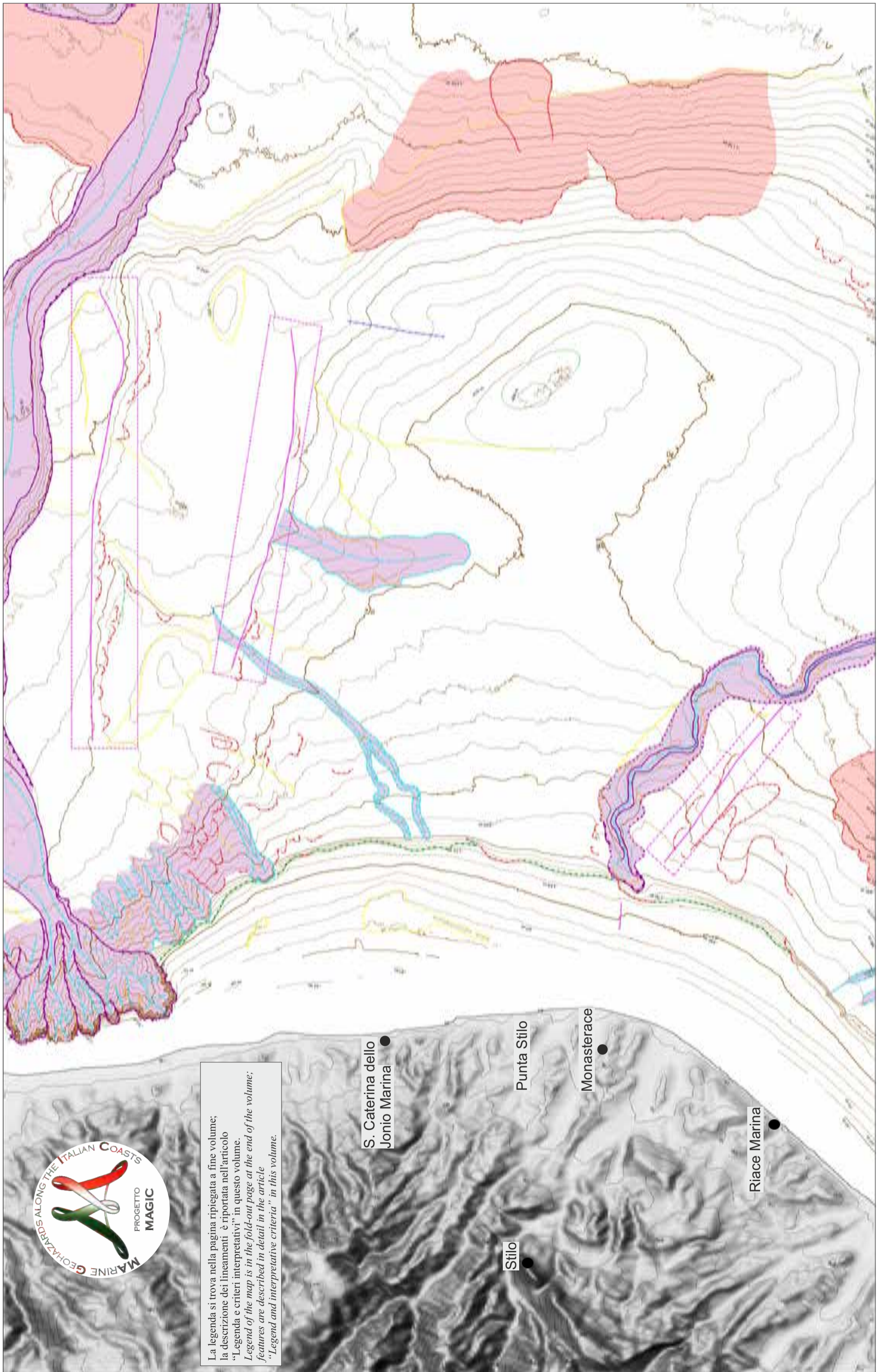


FOGLIO 37 PUNTA STILO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.



S. Caterina dello Jonio Marina ●

Stilo ●

Punta Stilo

Monasterace ●

Riace Marina ●

S.CERAMICOLA<sup>10\*</sup>, D. MORELLI<sup>o</sup>, E. COLIZZA<sup>\*</sup>, A. COVA<sup>\*</sup>, E. FORLIN<sup>\*</sup>, D. PRAEG<sup>o</sup>, M. ZECCHIN<sup>^</sup>, A. CABURLOTTO<sup>o</sup>, O. CANDONI<sup>^</sup>, D. CIVILE<sup>o</sup>, M. COSTE<sup>o</sup>, D. COTTERLE<sup>\*</sup>, A. CUPPARI<sup>\*</sup>, L. FACCHIN<sup>^</sup>, R. ROMEO<sup>^</sup>, R. RAMELLA<sup>^</sup>, F. FANUCCI<sup>^</sup> 'RESPONSABILE FOGLIO'; <sup>o</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

L'area del Foglio 37 "Punta Stilo" si estende sul margine ionico della Calabria tra la parte meridionale del Golfo di Squillace e l'imponente rilievo batimetrico dell'"Alto di Riace". La piattaforma continentale qui è larga 4,5-6 km, con profondità fino a 100-110 m, la scarpata si estende fino a 300 km e presenta un profilo concavo, con gradienti che aumentano (fino a 2°) nella sua parte inferiore a profondità di 500 m. La scarpata è incisa da due sistemi di canyon, quello di Squillace con testata arbore-scente a nord (vedi Foglio 38) e quello di Assi a testata singola a sud. La scarpata continentale è anche marcata da numerose scarpate minori arcuate ed irregolari, alte fino a 5 km, che testimoniano l'instabilità del pendio e da depositi lobati associati ad esse che possono essere osservati localmente sia sul fondale che all'interno della successione sedimentaria (Cericola et al., 2014b).

Geologicamente, l'area giace all'interno dell'Arco Calabro, un prisma d'accrezione che si è sviluppato (per rollback) negli ultimi 10 milioni di anni, a partire dal Miocene superiore sopra l'omonima zona di subduzione che si immerge verso NO (Malinverno e Ryan, 1986; Van Dijk e Scheepers, 1995). Ai sovrascorrimenti presenti nella parte più interna del prisma d'accrezione sono sovrapposti i bacini di avanarco di Crotona e Spartivento, la sedimentazione nei quali è iniziata nel Miocene superiore ed è stata interrotta da episodi di sollevamento e compressione (Zecchin et al., 2012; 2015). A partire dal Pleistocene medio, il sollevamento a scala chilometrica della Calabria ha esposto la parte più interna dei bacini di avanarco al di sopra del livello del mare (Zecchin et al., 2015), mentre le loro parti più distali, incluse nell'area della mappa, registrano tuttora sedimentazione marina profonda.

Gran parte del Foglio 37 è occupato dall'Alto strutturale di Riace, il quale separa il Bacino di Crotona da quello di Spartivento a sud del foglio. L'Alto di Riace è stato interpretato da alcuni autori come un sovrascorrimento (Van Dijk, 1992; Del Ben et al., 2008). Il profilo sismico ION-4 che attraversa l'Alto di Riace, correlato con il pozzo Luciana 1, mostra un basamento cristallino, affiorante a terra in Calabria, che si immerge ad alto angolo verso mare, al di sotto di un complesso di strati deformati mesozoici e cenozoici spessi almeno 5 km (Cernobori et al., 1996). Nella scarpata continentale superiore gli strati deformati sono sovrastati da una sequenza stratigrafica spessa fino a 0.5 km, fisicamente contigua con la parte profonda del Bacino di Crotona. Il Pozzo Luciana 1 mostra che l'età di questi sedimenti va dal Miocene superiore al Plio-Quaternario (Cernobori et al., 1996). Profili sismici ad alta risoluzione che attraversano l'Alto di Riace mostrano che la successione stratigrafica è interrotta da numerose faglie distensive e deformata da larghe pieghe (Praeg et al., 2009; Morelli et al., 2011), coerenti con una deformazione gravitativa della parte interna del Bacino di Crotona durante il suo sollevamento differenziale nel Pleistocene superiore.

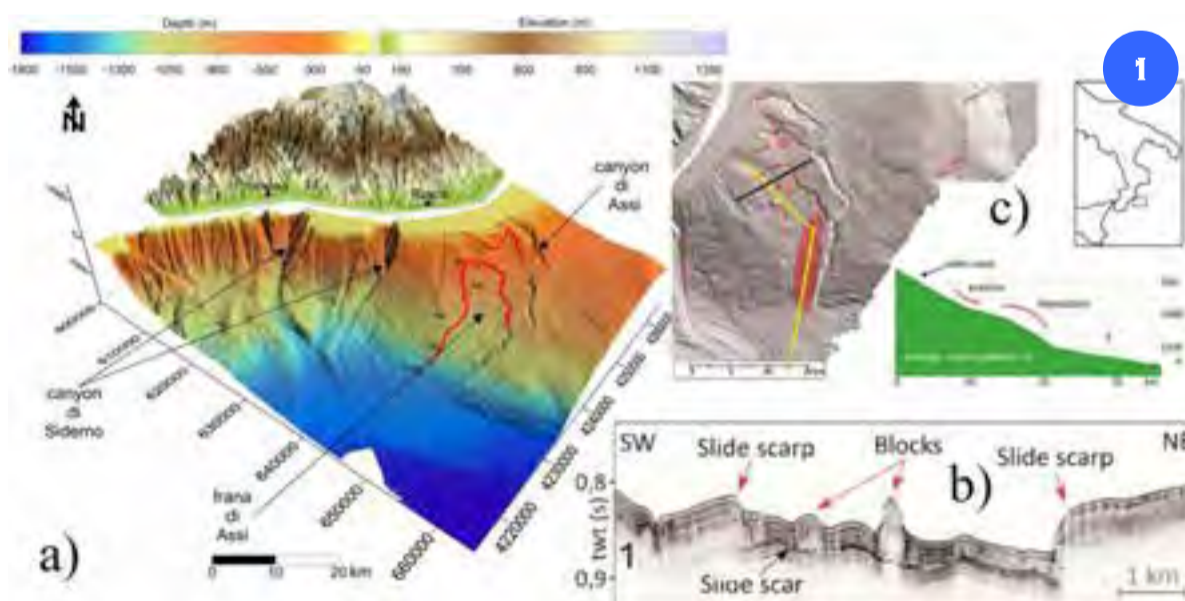
*The area of Sheet 37 "Punta Stilo", on the Ionian margin of Calabria, extends from the southernmost part of the Gulf of Squillace across the broad bathymetric elevation to the south referred to as the "Alto di Riace". The continental shelf is 4.5-6 km-wide, giving way across a slope break at water depths of 100-110 m, to a broad continental slope up to 30-km-wide with a concave profile, with gradients increasing (up to 2°) when reaching ~500 m depth. In the north, the slope is marked by several canyons that drain into the large Squillace system (see Sheet 38), whereas the isolated Assi Canyon occurs in the south. The slope is also marked by numerous arcuate to irregular scarps up to 50-m-high that record slope failures, with lobate deposits that can be seen in places both at the seafloor and at multiple levels within the sub-seafloor sediments (Cericola et al., 2014b).*

*Geologically, the area lies within the Calabrian Arc, a tectonically-thickened accretionary prism that has developed above the homonymous NW-dipping subduction zone during its SE rollback over the last 10 million years, since the Late Miocene (Malinverno and Ryan, 1986; Van Dijk and Scheepers, 1995). Thrust structures in the inner accretionary prism are overlain by strata of the Crotona and Spartivento fore-arc basins, which record deposition since the Late Miocene that was interrupted by episodes of uplift and compression (Zecchin et al., 2012, 2015).*

*Since the Mid-Pleistocene, km-scale uplift of Calabria has raised the inner parts of the forearc basins above sea level (Zecchin et al., 2015), whereas their outer parts, included within the map area, continued accumulating deep-sea sediments.*

*Most of Sheet 37 is occupied by the structural high of the Alto di Riace, which separates the Crotona Basin from the Spartivento Basin to the south of the sheet. The Alto di Riace has been suggested by some authors to be a thrust structure (Van Dijk, 1992; Del Ben et al., 2007). However, the ION-4 deep seismic reflection profile across the Alto di Riace, correlated to the Luciana 1 well, shows crystalline basement (exposed onshore in Calabria) to dip seaward beneath a complex of deformed Mesozoic-Cenozoic strata at least 5-km-thick (Cernobori et al., 1996). The deformed strata are overlain on the upper slope by a depocentre up to 0.5-km-thick, physically contiguous with the deeper Crotona Basin; the Luciana 1 well evidences that the age of these sediments is from Late Miocene to Plio-Quaternary (Cernobori et al., 1996). High resolution seismic reflection profiles across the Alto di Riace show the strata of the depocentre to be affected by numerous extensional faults and broad folds (Praeg et al., 2009; Morelli et al., 2011), consistent with gravity-driven deformation of the inner Crotona Basin during its differential uplift in the later Pleistocene. The uplifted depocentre has been infilled by later Pleistocene shelf progradation.*

## LA FRANA DI ASSI



*The Assi Failure lies off southern Calabria on an open slope between the Siderno Canyon system to the west and the smaller Assi Canyon to the east (Fig. 1a). Morpho-bathymetric data show the slope to be characterized by arcuate seafloor scarps indicative of downslope sediment failure, including several on the upper slope at water depths of 150-500 m (Fig. 1c). The Assi Slide is apparent below a head-wall scarp up to 50-m-high, has an elongate slide scar up to 6-km-wide and at least 18-km-long, extending between 500-1400 m depth. The Assi Slide has a minimum width of 3.1 km at 730 m water depth; above this depth, it has a NW-SE orientation, whereas below it, it has a N-S orientation (both segments are perpendicular to the regional slope). Bathymetric profiles along and across the slide (in*

*yellow in Fig. 1c) show that the upper part has a concave profile whereas the lower part a convex profile (in green in Fig. 1c). The lowest parts of the slide intersect the Assi Canyon, but the slide has no apparent expression on the adjacent floor of the Spartivento Basin. Sub bottom profiles across the Assi Slide show it to contain both stratified and unstratified deposits, above a low-angle basal unconformity (Fig. 1b). The upper part of the slide consists mainly of stratified deposits and unstratified blocks with seabed expression, while the lower part contains more mixed acoustic facies. The slide truncates sediments that include unstratified layers interpreted as older debris flow deposits, including near-seabed layers seen to be linked to the seabed scarps observed upslope.*

La Frana di Assi si trova sulla scarpata continentale al largo della Calabria meridionale, tra il grande sistema del Canyon di Siderno ad ovest e il più ridotto Canyon di Assi ad est (Fig. 1a).

I dati morfo-batimetrici rivelano la presenza di varie nicchie arcuate, tra cui alcune identificate sulla scarpata continentale superiore a profondità comprese tra 150 e 500 m (Fig. 1c), indicative di fenomeni franosi multipli.

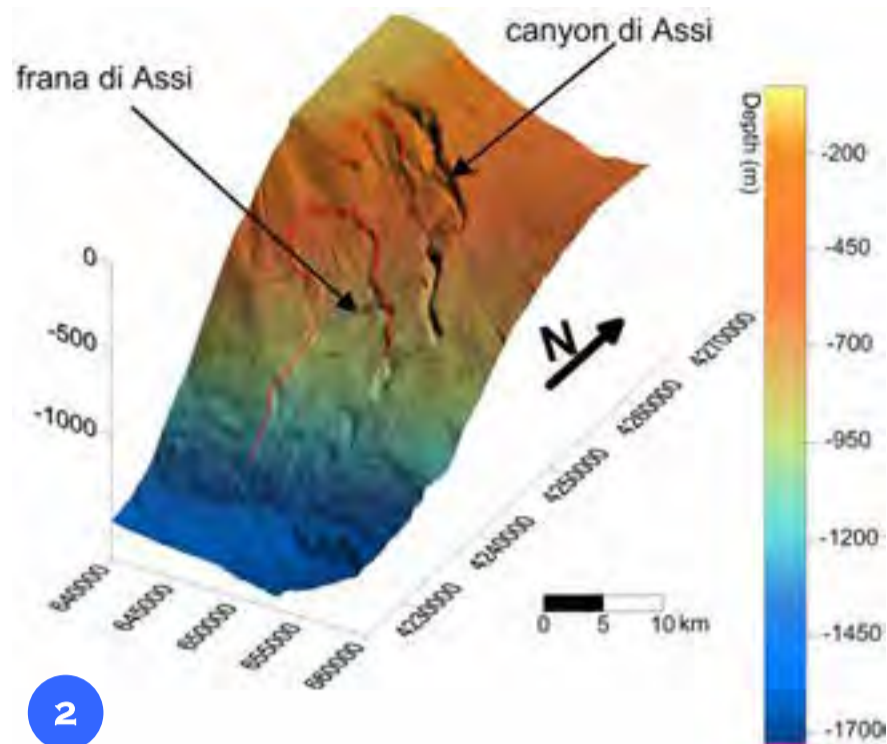
Lungo il pendio, la Frana di Assi appare come una nicchia di distacco alta fino a 50 m con una forma allungata, larga fino a 6 km e lunga almeno 18 km, che si estende a profondità comprese tra 500 e 1400 m. La nicchia di frana presenta un'ampiezza minima di 3,1 km a circa 730 m di profondità; al di sopra di questo restringimento, il suo asse ha un orientamento NO-SE, mentre a profondità maggiori assume un orientamento N-S (entrambe perpendicolari al pendio).

Il profilo batimetrico lungo la frana (in giallo in Fig. 1c) è concavo nella parte superiore e convesso in quella inferiore (in verde in Fig. 1c). La parte inferiore della frana intercetta il Canyon di Assi e non mostra alcuna evidente espressione morfologica nel Bacino di Spartivento.

Il profilo chirp che attraversa la Frana Assi mostra la presenza sia di depositi stratificati che non stratificati, entrambi localizzati al di sopra di una discontinuità a basso angolo (Fig. 1b).

La parte superiore della frana è costituita principalmente da depositi stratificati e blocchi non stratificati, che presentano una marcata espressione morfologica sul fondale; diversamente la parte inferiore della frana è caratterizzata da una facies acustica mista. A fianco della nicchia di frana si osservano sedimenti interpretati come depositi di debris flow più antichi.

## RICOSTRUZIONE DELLA DINAMICA DELLA FRANA DI ASSI



La Scarpata di Assi (Fig. 2) è stata caratterizzata da almeno tre fasi gravitative (Fig. 3b, c, d). La fase più vecchia (*Failure 1*) è quella associata alla scarpata superiore (Fig. 3b) e a depositi non stratificati che si trovano sul pendio sottostante e che sono stati troncati dalla Frana di Assi. La Frana di Assi è caratterizzata a sua volta da due eventi gravitativi: la frana inferiore orientata N-S (*Failure 2*, Fig. 3c), che è considerata la più vecchia, e la frana superiore orientata NO-SE (*Failure 3*, Fig. 3d). La Frana di Assi nel suo complesso si estende su un'area di circa 90 km<sup>2</sup> e si stima che durante i due eventi si siano mobilitati in totale circa 2 km<sup>3</sup> di sedimenti.

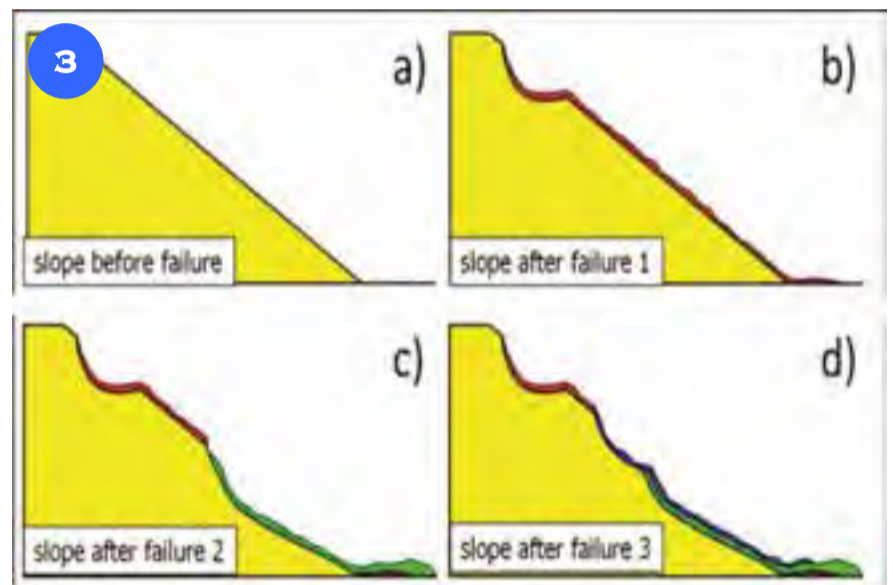
L'età dei tre eventi di frana è stata stimata in base allo spessore dello strato di sedimenti che si trova sopra i depositi della frana nei profili chirp (Fig. 1b). Sulla scarpata superiore sopra il *Failure 1*, questo deposito ha uno spessore di 6 m, mentre quello al di sopra di entrambe le *Failure 2* e *3* ha uno spessore di 4 m. Per questa area sono stati considerati tassi di sedimentazione post-LGM, sulla base di Zecchin et al. (2011), di circa 1,4 mm anno<sup>-1</sup>. Questi tassi definiscono un'età stimata di circa 4300 anni per la *Failure 1* e di circa 2850 anni per le *Failure 2* e *3*. Gli spessori confrontabili dei depositi di *Failure 2* e *3* suggeriscono che questi eventi siano collegati. In particolare, *Failure 3* si sarebbe formata per retrogressione dopo la più estesa *Failure 2*.

We interpret the slope in the area of the Assi Slide (Fig. 2) to have been affected by at least three phases of failure. (Fig. 3b, c, d). The oldest phase (*Failure 1*) is that recorded by scarps on the upper slope (Fig. 3b), which are associated downslope with unstratified subsurface deposits that are truncated by the main body of the Assi Slide. The Assi Slide itself extends over a total area of ~90 km<sup>2</sup> and we estimate that it mobilized a total of ~2 km<sup>3</sup> of sediment during two phases of failure: the N-S oriented lower slide (*Failure 2*, Fig. 3c), and the NW-SE oriented upper slide (*Failure 3*, Fig. 3d).

The age of the three slide events has been estimated from the thickness of a layer of sediment observed on sub bottom profiles overlying the slide deposits across the slope (Fig. 1b). On the upper slope above *Failure 1*, this deposit is 6 m-thick, whereas downslope, above both *Failures 2* and *3*, it is 4-m-thick. Post-LGM sedimentation rates for this area are estimated to be about 1.4 mm yr<sup>-1</sup> (Zecchin et al., 2011). This yields an age of ~4300 yr for *Failure 1* and an age of ~2850 yr for *Failures 2* and *3*. The consistent thickness of the layer across *Failures 2* and *3* supports an interpretation of them as linked events, *Failure 3* having formed retrogressively after the larger *Failure 2*.

The first phase of the Assi Slide (*Failure 2*, in Fig. 3c) is the largest of all the failures that affected this steep open slope.

In the following box, we focus on *Failure 2* in order to model the failure dynamics and evaluate its tsunamigenic potential.



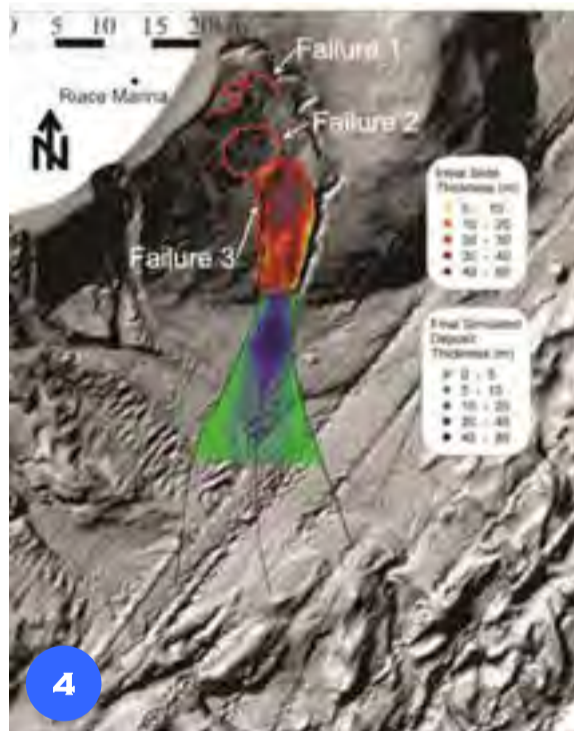
La prima fase della Frana di Assi (*Failure 2*, Fig. 3c) è la più estesa tra quelle che hanno interessato questa ripida scarpata. Il box successivo è dedicato alla modellazione della *Failure 2*, per valutarne il potenziale tsunamigenico.

## MODELLAZIONE E PROPAGAZIONE DELLO TSUNAMI DELLA FRANA DI ASSI

I sedimenti mobilizzati durante la *Failure 2* (di seguito indicato semplicemente come Frana di Assi), il cui spessore è mostrato in Figura 4, sono stati utilizzati per la modellazione dello tsunami, partendo dal presupposto che il materiale si sia mobilitato in un unico evento (1.85 km<sup>3</sup>) e che si sia mosso in modo coerente. Questo rappresenta uno scenario "worst-case", scelto per valutare le peggiori conseguenze possibili.

Questo studio rappresenta il primo tentativo di valutare il potenziale rischio tsunamigenico associato a movimenti gravitativi sottomarini lungo il margine continentale ionico del Mar Mediterraneo, ed è stato effettuato combinando le informazioni ottenute dalla mappatura dei fondali con la modellazione di tsunami. I risultati della modellistica numerica consentono di valutare il rischio di tsunami nelle zone costiere della Calabria Ionica.

Le aree costiere lungo la parte meridionale del margine, presso il villaggio di Riace Marina, e più in generale nel tratto costiero tra Monasterace e Roccella Jonica, sono risultate le più direttamente influenzate dallo tsunami generato dalla Frana di Assi: in 8 minuti esse sono state colpite da onde con altezze massime (da picco a ventre) di poco superiori a 1 m (Fig. 5). Le onde non sono catastrofiche, ma sono in grado di provocare danni, soprattutto nei piccoli porti presenti lungo la costa, dove possono verificarsi risonanza e riflessi multipli, amplificando in tal modo gli effetti delle onde. Inoltre, l'onda di maremoto può rappresentare una minaccia per le popolazioni costiere, soprattutto nel caso in cui tali fenomeni si verificano durante la stagione di maggiore flusso turistico. Più in generale, i risultati riflettono l'imprevedibilità degli tsunami prodotti da fenomeni gravitativi nell'area di studio, a causa della loro vicinanza alla costa e della brevità del tempo di ritorno delle onde generate (in questo caso circa 7 minuti). Tali risultati, uniti all'elevato numero di potenziali maremoti prodotti da ripetuti eventi gravitativi lungo il margine continentale, suggeriscono perciò che i maremoti rappresentino un rischio ricorrente per le aree costiere ioniche e pertanto necessitano di un monitoraggio accurato e di studi approfonditi.



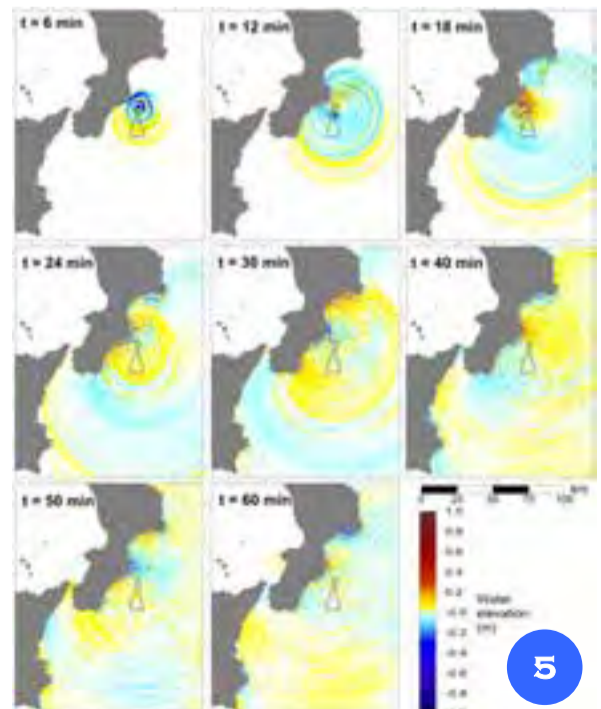
The material mobilized during *Failure 2* (hereafter simply referred to as the Assi Slide), whose thickness is shown in Figure 4, was used for tsunami modeling, on the assumption that the material failed in a single step (as a volume of 1.85 km<sup>3</sup>) and remained a coherent mass. This represents a "worst-case" scenario, chosen in order to assess the strongest possible consequences. The study presents the first attempt to evaluate the potential tsunamigenic hazard associated to submarine mass movements along the Ionian continental margins of the Mediterranean Sea. The combined results of seabed mapping and numerical modeling allow the assessment of the risk of tsunami along the Ionian coastal areas of Calabria.

The worst-case scenario for the Assi Slide shows the coastal areas along the southern part of the margin near the village of Riace Marina, and along the coastal stretch between Monasterace and

Roccella Jonica, to be the most susceptible to tsunami: within 8 minutes they are affected by waves with maximum peak-to-peak elevations of just over 1 m (Fig. 5).

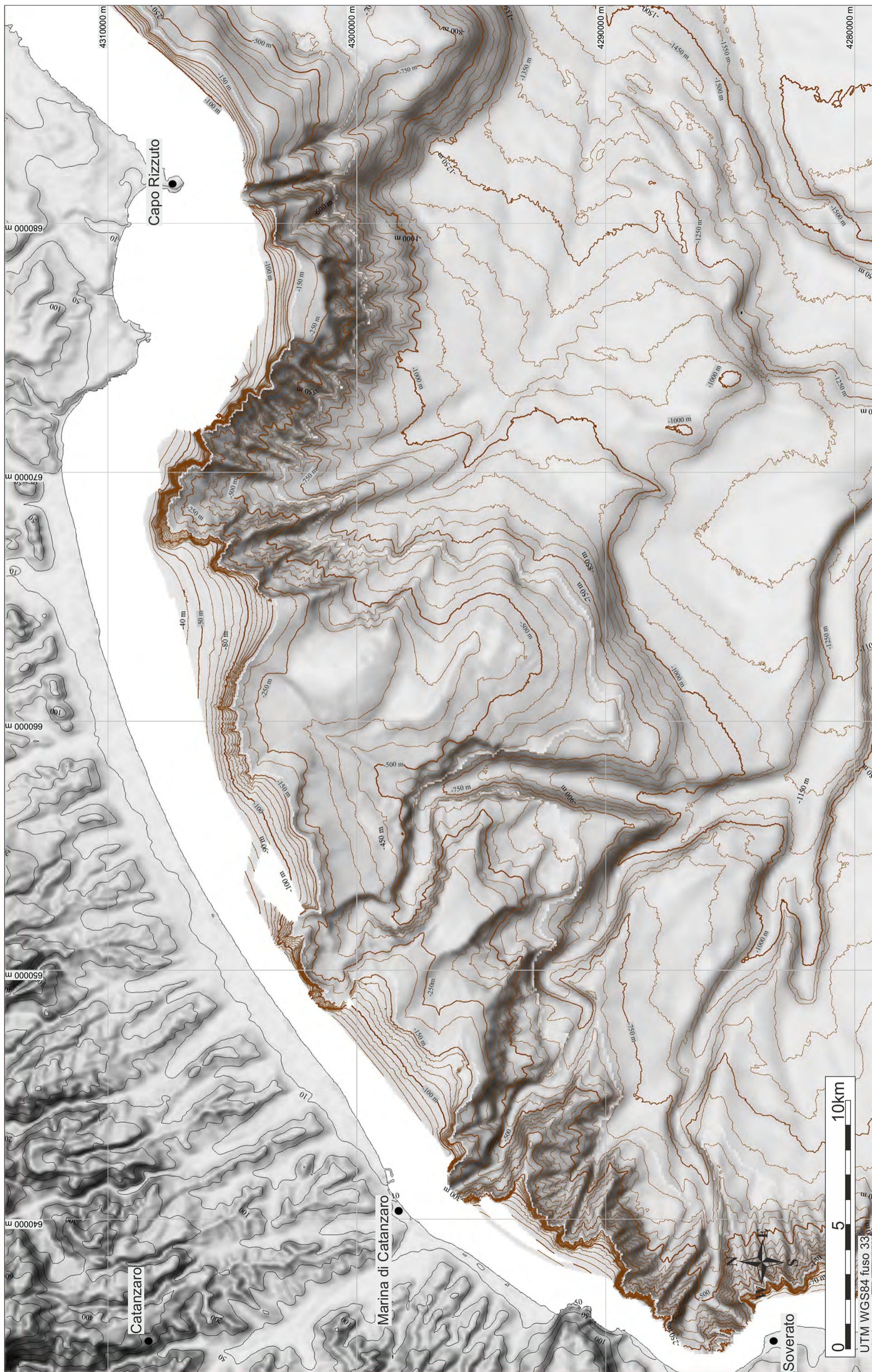
The waves are not catastrophic, but would cause some damage, especially in the small harbors characterizing the coast, where resonance and multiple reflections can amplify wave effects. The waves could also pose a threat to coastal populations, especially if they would occur during the season of major tourism flow.

More in general, the results reflect the unpredictability of the sliding phenomena, due to their proximity to the coast and the corresponding shortness of the lead time (in this case, about 7 minutes) of potential tsunami waves. This, along with the large number of possible tsunami sources recorded by past episodes of failure along the continental margin, suggests that tsunami represent a recurrent hazard for Ionian coastal areas and thus need accurate monitoring and further study.

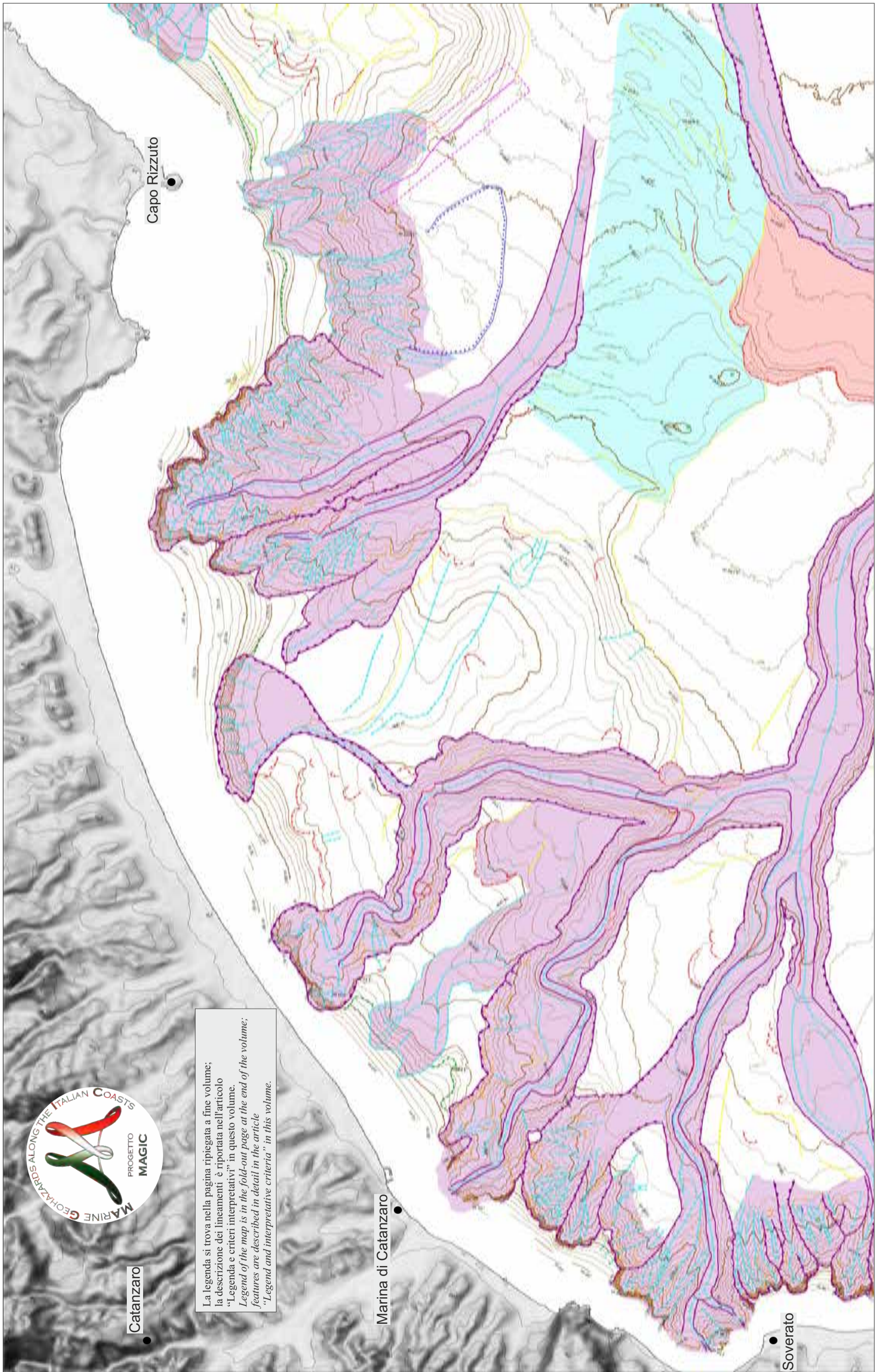




FOGLIO 38 CATANZARO



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*



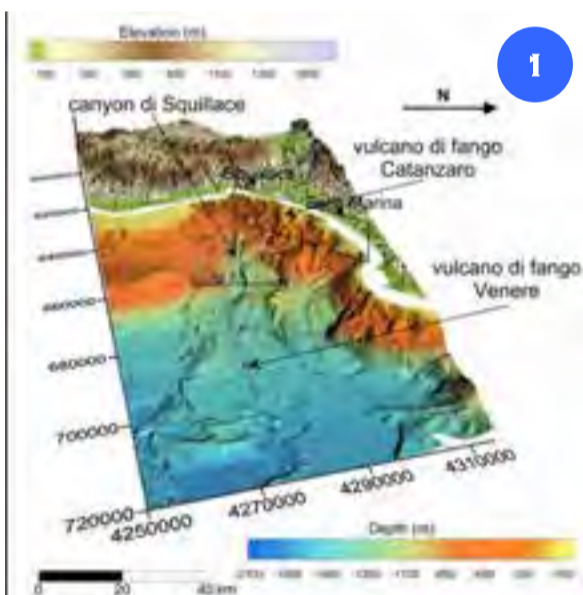
Il Foglio 38 “Catanzaro” inquadra quasi interamente il Golfo di Squillace, una marcata rientranza della costa della Calabria ionica. Il golfo è limitato a nord dal Promontorio di Capo Rizzuto e a sud da un sistema di faglie transtensive E-O a cui si deve l’orientamento del Bacino di Crotona (Merlini et al., 2000), che viene separato dagli alti strutturali di Punta Stilo e di Riace. Gran parte dell’area è occupata dal Bacino di Crotona, un bacino neogenico di avansarco che è parte del prisma di accrezione calabro. Il bacino è stato colmato ad iniziare dal tardo Miocene, e registra una sedimentazione marina interrotta da episodi di sollevamento e compressione nel Pliocene e Pleistocene (Roda, 1964; Van Dijk, 1992; Zecchin et al., 2012; 2015). Durante il tardo Pleistocene, un sollevamento di scala chilometrica dell’Arco Calabro ha esposto una parte del bacino di avansarco, mentre nella parte profonda del bacino continuano ad accumularsi sedimenti. Profili sismici che attraversano la parte marina del bacino mostrano 2 km (2 sec) di successione sedimentaria neogenica al di sopra di sovrascorrimenti (Tectonic Map of Italy ref; Minelli e Faccenna, 2010). La sequenza sedimentaria include strutture diapiriche, interpretate come sale messiniane (Rossi e Sartori, 1981) o argille mobilizzate (Capozzi et al., 2012). La serie terrigena plio-pleistocenica include discordanze e sovrascorrimenti che registrano la tettonica post-messiniana all’interno del prisma di accrezione, in alcuni punti sopra alle evaporiti messiniane (Minelli e Faccenna, 2010). Faglie transpressive e transtensive sembrano essere state attive all’interno e lungo i margini del bacino (Del Ben et al., 2007). In questa porzione di fondo mare la piattaforma continentale è larga solo alcuni chilometri (massimo 7), ed in alcuni punti, dove le testate del Canyon di Squillace sono attive, la piattaforma è ridotta a solo alcune centinaia di metri. Dove le testate del canyon non hanno ancora eroso la piattaforma è possibile osservare il ciglio della stessa a circa 120 m di profondità.

The area of Sheet 38 “Catanzaro” includes almost the entire Gulf of Squillace, a marked embayment of the Ionian coast of Calabria. The gulf is bounded to the north by the Capo Rizzuto Promontory and to the south by an E-W oriented transtensive fault system along the northern flank of the structural high of Alto di Riace (Merlini et al., 2000). Most of the area is underlain by the Crotona Basin, a Neogene fore-arc depression within the inner Calabrian accretionary prism. The Crotona Basin is filled with strata dating back to the Late Miocene that record marine deposition interrupted by episodes of uplift and compression in the Pliocene and Pleistocene (Roda, 1964; Van Dijk, 1992; Zecchin et al., 2012; 2015). During the Late Pleistocene, km-scale uplift of the Calabrian Arc has resulted in the inner part of the fore-arc basin being exposed on land, while offshore sediments continue to accumulate in a deep-water basin.

Seismic reflection profiles across the offshore basin show a Neogene sedimentary succession up to 2-km-(2 sec) thick which overlay thrust structures (Tectonic Map of Italy ref; Minelli and Faccenna, 2010). The succession includes diapiric structures, interpreted as Messinian salt (Rossi and Sartori, 1981) or shale mobilisation (Capozzi et al., 2012). The overlying Plio-Pleistocene siliciclastic succession contains unconformities and thrust structures that record post-Messinian tectonism within the inner accretionary prism, in some places above Messinian evaporites (Minelli and Faccenna, 2010). Transtensive or transpressive faults may also have been active within and along the margins of the basin (Del Ben et al., 2007).

In this portion of seabed, the continental shelf is only few kilometres wide (max 7 km) and in some points, where the Squillace Canyon headwalls are active, the shelf is reduced to only few hundred meters. When not eroded by the canyon headwalls, it is possible to observe the shelf-break at about 120 m depth.

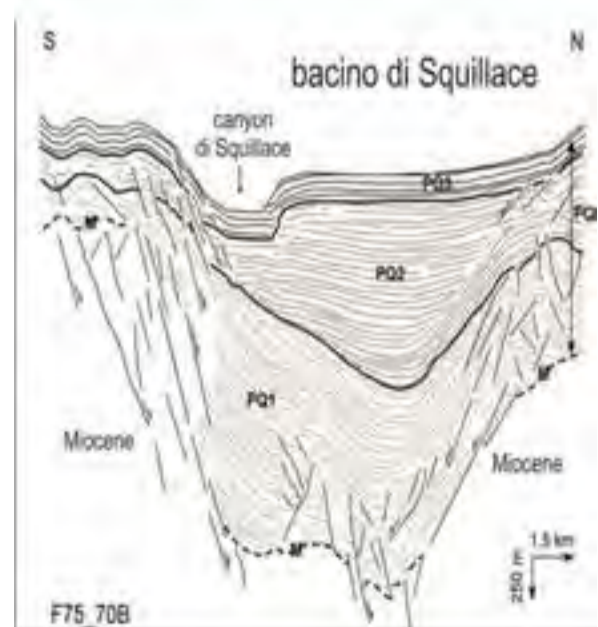
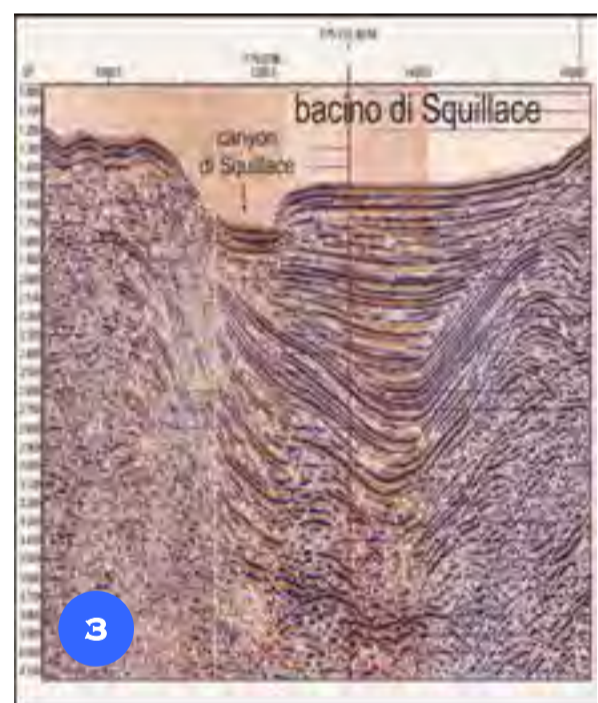
## IL CANYON DI SQUILLACE



quaternari del bacino di avansarco di Spartivento (Fig. 3). Il canyon intercetta alcuni vulcani di fango, tra cui il Catanzaro e il Venere. Quest’ultimo è stato recentemente attivo, costringendo il ramo principale del canyon a biforcarsi (Loher et al., 2018).

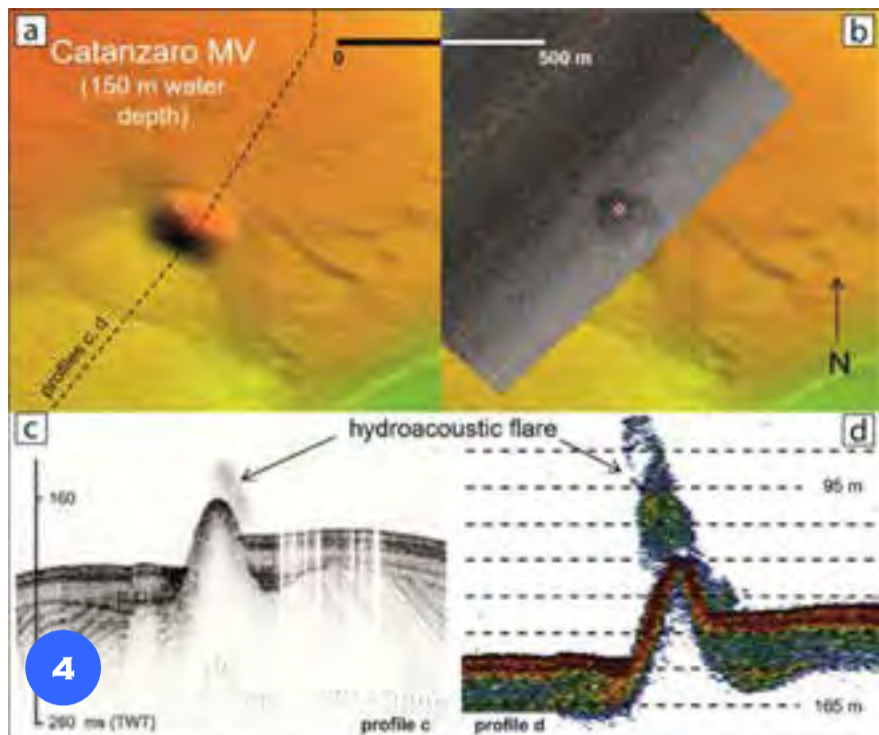


Submarine canyons are generally composed of three sections: 1) a canyon head, cutting the upper part of the slope or incising the shelf edge; 2) a middle canyon, generally incising the continental slope, with or without tributary branches; and 3) a canyon mouth reaching the basinal areas. The heads of some canyons terminate on the slope, originating the so called “blind” or “headless” canyons. The largest canyons, however, commonly incise the continental shelf and may have a direct connection to modern terrestrial fluvial systems. Canyon morphometry can give important information on their evolution and relative maturity. Canyon thalwegs can be rectilinear or sinuous, and the longitudinal profile can be concave or convex in shape, with steps or knick points (Mitchell, 2004). The Squillace Canyon (Figs. 1 and 2) is one of the most impressive examples of the submarine canyons that incise the Ionian Calabrian margin. It is about 100-km-long, and up to 3-km-wide in its middle part, with walls 150-m-high; the canyon head has a “cauliflower” shape 50-km-wide, with headwalls up to 300-m-high. One particularity of the Squillace Canyon is that the headwall incises the shelf very near to the coastline, in some places only 1 km offshore. The canyon forms shelf valleys that are almost connected with the terrestrial hydrographic system, which in this area consists of ‘fiumare’ characterised by episodic ‘flash floods’. Another particularity is that this large canyon is relatively young, incising the uppermost Quaternary sediments deposited in the Spartivento fore-arc basin (Fig. 3), thus suggesting formation within the last 1 million years. The canyon also crosses



several mud volcanoes, such as the Catanzaro and the Venere MVs. Recent extrusive activity of the Venere MV may have forced the bifurcation of the canyon in two branches (Loher et al., 2018).

I canyon sottomarini sono in genere composti da tre parti: 1) una testata, che generalmente incide la parte superiore o il ciglio della scarpata; 2) un ramo principale con o senza rami tributari che di norma incide la scarpata; e 3) una parte terminale che raggiunge profondità abissali spesso in aree bacinali. Le testate di alcuni canyon sottomarini terminano sulla scarpata, creando dei cosiddetti canyon “ciechi” o “senza testa”. I canyon più grandi, tuttavia, comunemente incidono la piattaforma continentale e possono persino avere una connessione diretta con i moderni sistemi fluviali terrestri. L’analisi della morfometria di un canyon può rivelare informazioni importanti relative alla loro evoluzione e maturità. I thalweg del canyon possono essere rettilinei o sinuosi e il profilo longitudinale può essere concavo o convesso, con gradini o knick point (Mitchell, 2004). Tra i canyon sottomarini che incidono il margine calabro ionico, il Canyon di Squillace (Figg. 1 e 2) è uno tra gli esempi più maestosi. È lungo circa 100 km ed il suo ramo principale è largo 3 km con pareti alte oltre 150 m. Ha una testata a “cavolfiore” che si estende su un’area di circa 50 km<sup>2</sup>. Le pareti della testata possono raggiungere 300 m di altezza. La particolarità di questo canyon è che le sue testate raggiungono distanze di meno di 1 km dalla linea di costa e localmente forma delle vere e proprie valli lungo la piattaforma, le quali sono connesse con il reticolo idrografico terrestre, in particolare con le fiumare. Nonostante le notevoli dimensioni, il canyon è assai giovane in quanto incide solo i sedimenti tardo plio-



The Catanzaro mud volcano is named after the nearby coastal town, as it lies only 5 km offshore, at 150 m water depth. Multibeam data acquired in 2009 reveal a cone up to 25-m-high (Fig. 4a), including an area of high backscatter 140-m-wide at the top (Fig. 4b). In addition, water column acoustic anomalies are evident in chirp and echosounder profiles (Figs. 4c and d). A chirp profile shows the mud volcano corresponding in the subsurface to an unstratified body up to 20-ms-thick, overlapped by stratified sediments, overlying a strong angular unconformity that is overstepped by the cone on one side. Catanzaro mud volcano is inferred to record the eruption of mud breccia during or soon after erosion of the unconformity, which is correlated to the last glacial sea level lowstand (Ceramicola et al., 2014b, c). Venere mud volcano is located within the channel of the Squillace Canyon system, which bifurcates around it, forming a >70 m deep channel to the south and a <30 m deep channel to the north. The average slope of Squillace Canyon is ~0.4° in the southern channel and ~0.1° in the northern channel. Venere is a composite extrusive structure, consisting of an eastern and a western cone 1200 m apart, each up to 100-m-high, both in part offset by inward-dipping ring faults that define a ca. 3000-m-wide collapse caldera. The northern flanks of both cones have slopes generally <10°, whereas the southern flanks locally exceed 12° in the east and 15° in the west (Loher et al., 2017). A seismic profile acquired by OGS in 2015 (Fig. 5) shows the sediment architecture below and adjacent to the mud volcanoes. Three major unconformities have been recognized: top of Messinian (top M), base PQ2 (intra Pliocene, yellow reflector in Fig. 5), and intra Pleistocene unconformity (red reflector in Fig. 5). In the upper 1 second (~1 km) below the seabed, the sea-floor ring-faults are recognized, as well as unstratified intervals, including high amplitude V-shaped reflectors, that may record previously extruded mud breccia cones interfingering with marine sediments.

Il vulcano di fango di Catanzaro prende il nome dall'omonima città, poiché si trova localizzato a soli 5 km dalla costa a profondità di 150 m. I dati morfobatimetrici acquisiti nel 2009 (Fig. 4a), che includono dati di riflettività (100 kHz), mostrano un'anomalia ad alto backscatter di 140 m di larghezza nella parte superiore di un cono alto 25 m (Fig. 4b). Inoltre, dati di ecoscandaglio rivelano una anomalia idro-acustica dovuta a gas sopra il cono (Fig. 4d). Le anomalie acustiche della colonna d'acqua sono evidenti anche nel profilo chirp (Fig. 4c). Il profilo mostra anche una anomalia di riflettività in coincidenza con la parte superiore di un corpo sedimentario non stratificato, in parte seppellito da sedimenti stratificati di spessore fino a 20 ms al di sopra di una discordanza angolare. Si deduce che il vulcano di fango di Catanzaro registri fuoriuscita di *mud breccia* durante o subito dopo la discordanza stratigrafica, che è correlata allo stazionamento basso del livello del mare dell'ultimo glaciale (Ceramicola et al., 2014b, c).

I vulcani di fango di Venere consistono in un cono orientale ed uno occidentale, ciascuno di circa 100 m di altezza, situati all'estremità settentrionale di una caldera di 3000 m di larghezza, marcata da *ring fault* vergenti verso l'interno.

Il ramo principale del Canyon di Squillace si biforca attorno al sistema di vulcani di fango di Venere, formando un canale profondo più di 70 m verso sud e attraverso la caldera, ed un canale profondo meno di 30 m verso nord. La pendenza media del Canyon di Squillace è ~0,4° nel canale meridionale e ~0,1° in quello a nord. I fianchi settentrionali dei coni dei vulcani di fango sono generalmente meno ripidi (<10°) rispetto a quelli meridionali, dove i pendii superano localmente i 12° ed i 15° rispettivamente.

Un profilo sismico acquisito da OGS nel 2015 (Fig. 5) mostra l'architettura dei sedimenti sottostanti ed adiacenti ai vulcani di fango di Venere. Tre principali discordanze sono state identificate: il top del Messiniano (top M), la base PQ2 (Pliocene medio, riflettore giallo in Fig. 5) e la discordanza del Pleistocene medio (riflettore rosso in Fig. 5). Nel primo secondo sotto il fondale sono state ottenute alcune interessanti informazioni riguardanti la storia recente dei vulcani di fango, come *ring fault*, *mud breccia* che si interdigita con sedimenti marini, e riflettori ad alta ampiezza a forma di V che possono indicare coni sepolti.



LE ONDULAZIONI GRAVITATIVE LUNGO LA SCARPATA DEL BACINO DI SPARTIVENTO

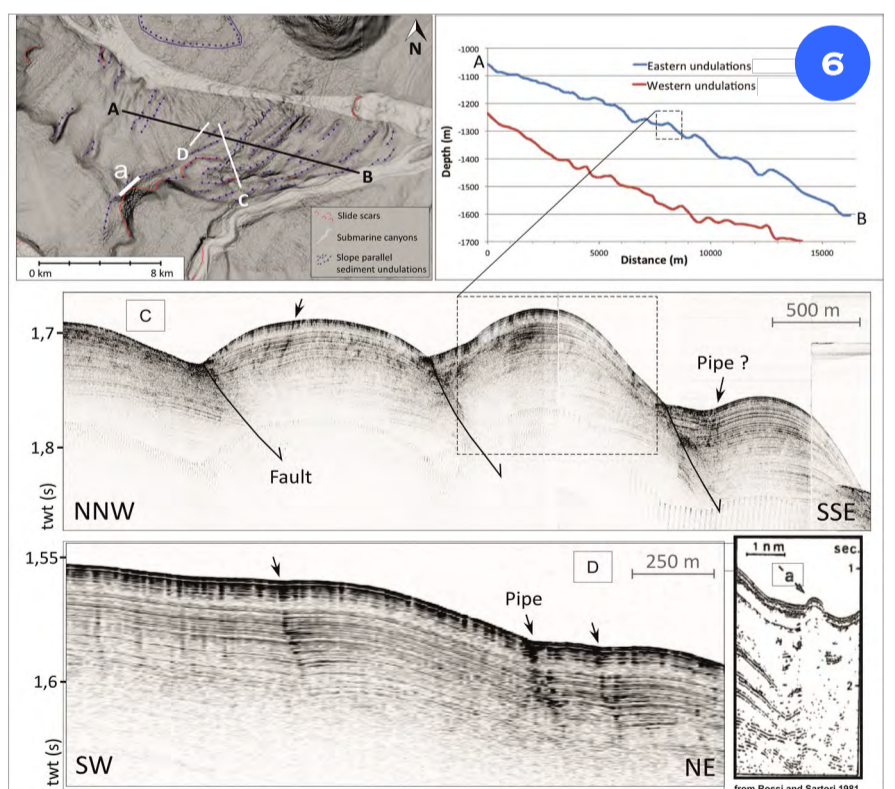
In due zone del bacino di avanzato di Spartivento, su pendii di circa 2°, dati multibeam hanno rivelato delle ondulazioni di sedimento parallele al pendio, con lunghezze fino a 12 km e spaziature di 0,6-1,4 km (Fig. 6). Le ondulazioni sono alte fino a 100 m e hanno un profilo asimmetrico, con i fianchi più ripidi rivolti verso l'alto.

Sui profili sub bottom si possono osservare sedimenti stratificati, subparalleli al fondale che formano strutture simili ad anticlinali, ma lateralmente discontinui lungo superfici che si immergono verso mare, interpretate come piani di faglia (Fig. 6c, d).

I sedimenti stratificati mostrano aree inclinate ad alta ampiezza, interpretate come condotti di risalita di fluidi (Andresen, 2012). Le ondulazioni sono state interpretate come blocchi di sedimento delimitati da faglie, che registrano una rotazione verso il basso associata a migrazione di fluidi. Tali strutture sono comparabili alle ondulazioni parallele al pendio che sono state osservate in particolare sul Delta del Nilo (Loncke et al., 2004; Migeon et al., 2013; Praeg et al., 2013).

Le strutture diapiriche furono originariamente interpretate come dovute alla dinamica delle evaporiti (inset in basso a destra in Fig. 6, da Rossi e Sartori, 1981), ma di recente sono state reinterpretate come argille mobilizzate dalla migrazione di fluidi verso l'alto lungo faglie normali (Capozzi et al., 2012).

I risultati ottenuti durante il progetto MaGIC indicano che le strutture diapiriche sono associate a fluidi e mostrano come le loro creste sepolte coincidano con blocchi di sedimento paralleli al pendio e delimitati da faglie normali. Se ne deduce che i fluidi in sovrappressione facilitano la progressiva rotazione verso il basso dei blocchi di sedimento lungo faglie legate alle strutture diapiriche. È da notare che i fluidi non hanno portato qui alla formazione di vulcani di fango, a differenza di quanto accade nelle aree adiacenti (Praeg et al., 2009).

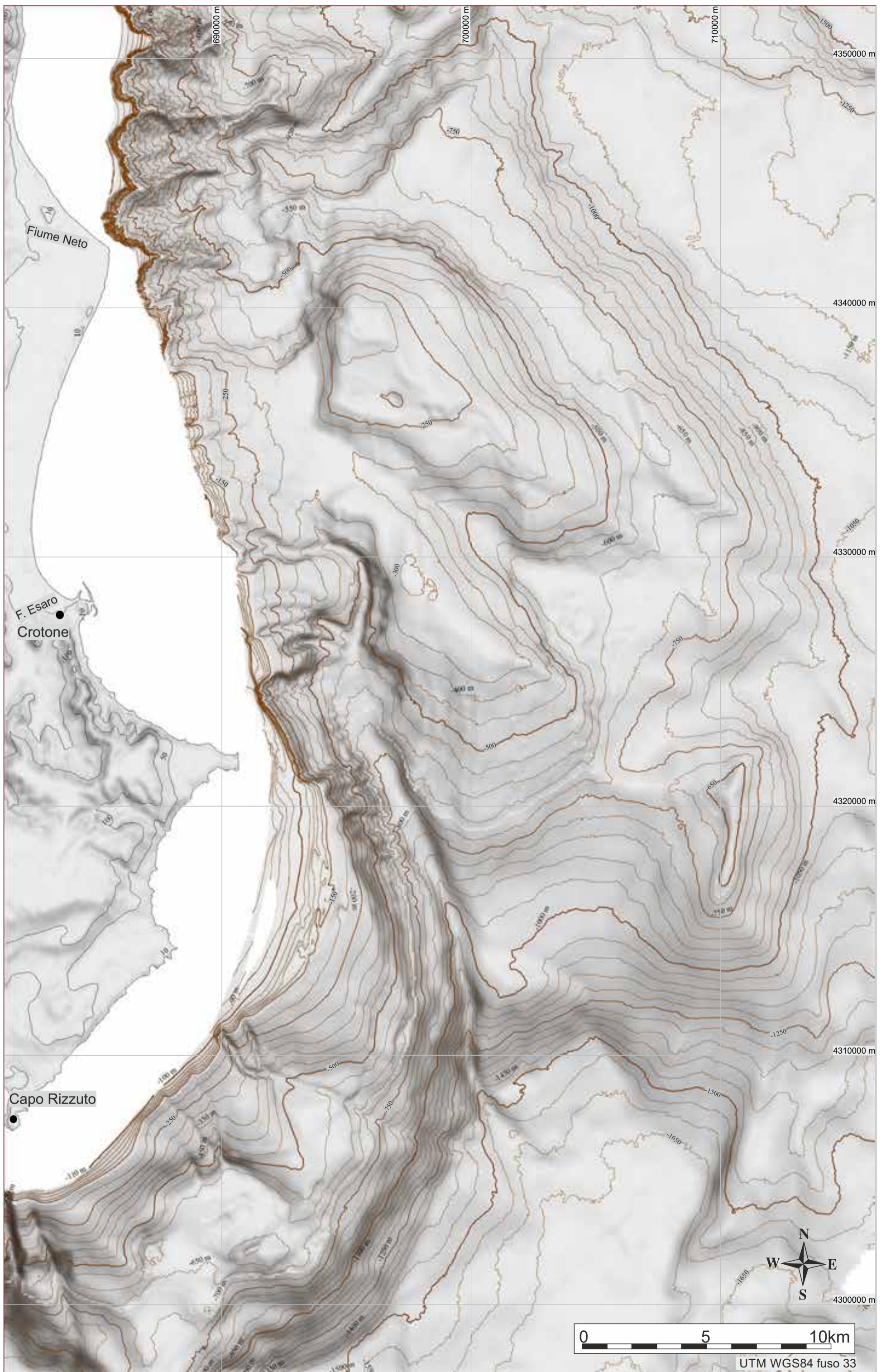


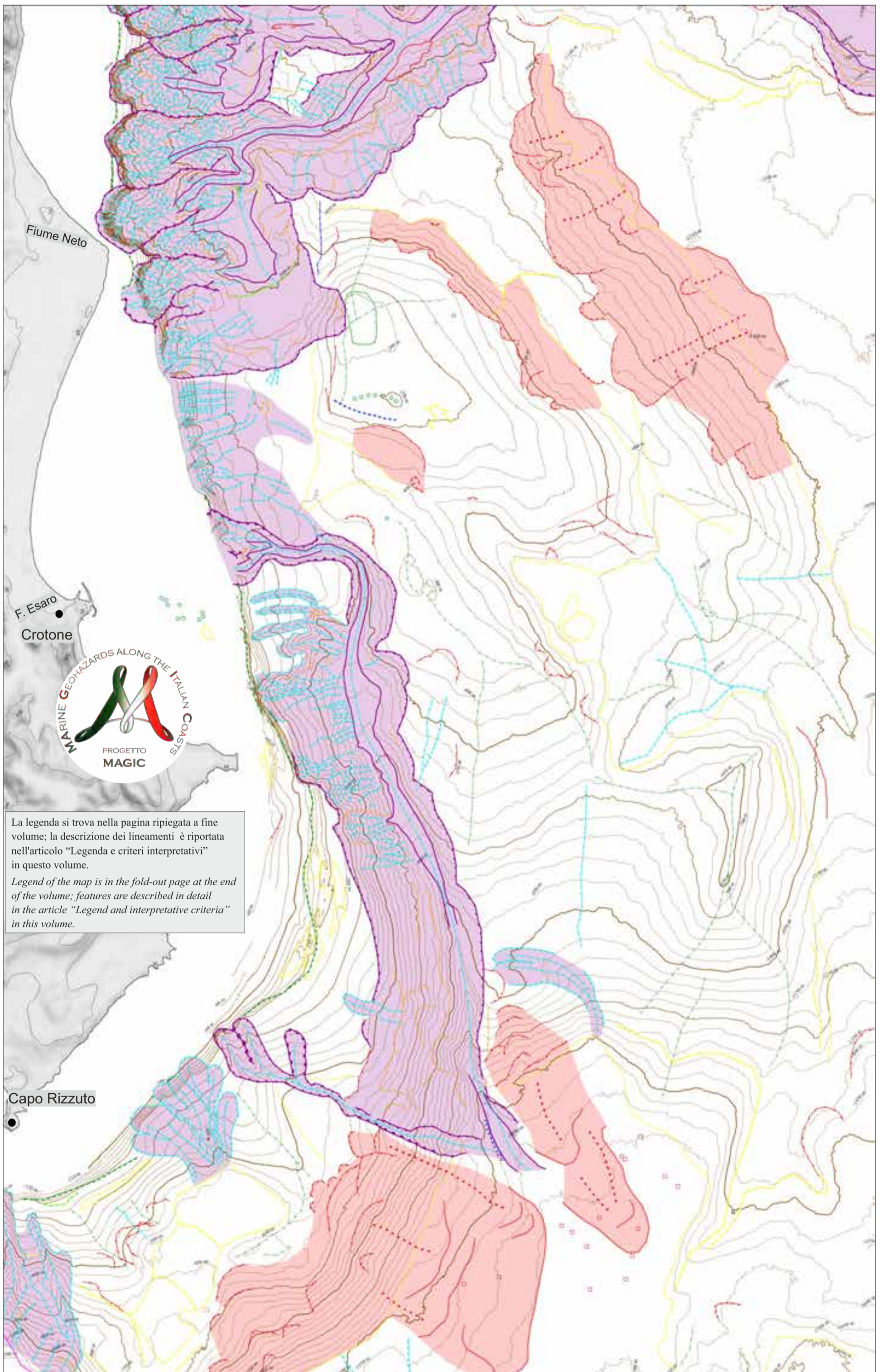
In two areas along the Spartivento fore arc basin, each on slopes of about 2°, multibeam data reveal distinctive slope-parallel sediment undulations, up to 12-km-long and spaced 0.6-1.4 km (Fig. 6). The undulations are up to 100 m in relief and asymmetric in profile, with steeper upslope-facing flanks. On sub bottom profiles they consist of stratified sediments, mainly conformable with seabed to form anticline-like structures, but laterally discontinuous across seaward-dipping surfaces beneath their troughs interpreted as fault planes (Figs. 6c, d). The stratified sediments also contain inclined zones of high amplitudes, resembling fluid escape pipes (Andresen, 2012). The undulations are interpreted as fault-bounded sediment blocks recording downslope rotation in association with fluid migration, comparable to slope-parallel undulations observed

elsewhere, notably on the Nile fan (Loncke et al., 2004; Migeon et al., 2013; Praeg et al., 2013). The diapiric structures were initially thought to be halokinetically (Inset in the bottom right in Fig. 6, from Rossi and Sartori, 1981), but recently they have been re-interpreted as muds mobilized by upward fluid migration along normal faults (Capozzi et al., 2012). Results from MaGIC indicate that the diapiric structures are associated with fluids and show that their buried crests coincide with slope-parallel sediment blocks bounded by normal faults. We infer that overpressured fluids continue to facilitate progressive downslope rotation of sediment blocks along faults rooted in the diapiric structures. It is notable that the fluids have not resulted in mud volcanism, in contrast to adjacent areas (Praeg et al., 2009).



FOGLIO 39 CROTONE





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.

*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

S. CERAMICOLA<sup>1,0\*</sup>, A. COVA<sup>\*</sup>, S. CRITELLI<sup>\*</sup>, E. FORLIN<sup>\*</sup>, D. PRAEG<sup>\*</sup>, M. ZECCHIN<sup>\*</sup>, A. CABURLOTTO<sup>0</sup>, O. CANDONI<sup>1</sup>, M. COSTE<sup>0</sup>, D. CIVILE<sup>0</sup>, M. COSTE<sup>0</sup>, D. COTTERLE<sup>\*</sup>, M. DEPONTE<sup>\*</sup>, R. DOMINICI<sup>\*</sup>, E. GORDINI<sup>\*</sup>, F. MUTO<sup>\*</sup>, R. RAMELLA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

L'area compresa nel Foglio 39 "Crotone" fa parte dell'unità geologica nota nella letteratura come Bacino di Crotone, il quale si sviluppa lungo il margine ionico dell'Arco Calabro. Il Bacino di Crotone è un depocentro che è stato riempito da sedimenti marini e continentali di età compresa tra il Serravalliano ed il Pleistocene, organizzati in cicli tettono-sedimentari maggiori e minori (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). Lo sviluppo del bacino è stato messo in relazione alla migrazione verso sud-est dell'Arco Calabro, con la conseguente subduzione della crosta ionica e l'apertura del Bacino Tirrenico a partire dal Serravalliano/Tortoniano (Malinverno e Ryan, 1986; Van Dijk e Scheepers, 1995). Il Bacino di Crotone è interpretato come parte di un più ampio bacino di avanarco (*Ionian forearc basin*), posto internamente rispetto al prisma di accrezione dell'Arco Calabro (Bonardi et al., 2001). La storia deposizionale del Bacino di Crotone è stata prevalentemente accompagnata da un locale regime distensivo, come testimoniato dallo sviluppo di bacini controllati dall'attività di faglie normali sinsedimentarie durante il Plio-Pleistocene (Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). Questo regime distensivo è stato interrotto episodicamente da eventi deformativi con componente compressiva, probabilmente legati all'attivazione in senso transpressivo delle zone di taglio NO-SE che intersecano l'Arco Calabro, durante il Messiniano, tra il Pliocene inferiore e medio, e nel Pleistocene medio (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). Altri eventi minori sono registrati all'interno della successione. Queste fasi deformative hanno determinato sollevamenti generalizzati e la formazione di discordanze (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Zecchin et al., 2012). A partire dal Pleistocene medio, l'Arco Calabro è stato sottoposto ad un cospicuo sollevamento che ha portato all'emersione di vari bacini, compreso quello Crotone. Nel crotone, il sollevamento è testimoniato da alcuni ordini di terrazzi marini, che sono stati oggetto di dettagliati studi da parte di Gliozzi (1987), Palmentola et al. (1990), Zecchin et al. (2004; 2011) e Nalin et al. (2007). Il Foglio 39 include una porzione molto estesa di area marina che si estende dall'area prospiciente al Canyon del Neto fino all'Alto di Capo Rizzuto. L'area marina include un ambiente di piattaforma relativamente esteso nel margine calabro (massimo 7 km) ed un ambiente di scarpata continentale che include la porzione sud della testata del Canyon del Neto, il Canyon dell'Esaro ed i suoi tributari. Lo *shelf break*, quando visibile, si trova ad una profondità di 80-120 m. Il gradiente medio della porzione di scarpata presente nel foglio non supera i 5°. La scarpata è caratterizzata da una morfologia ondulata che include gli Alti di Luna e di Capo Rizzuto. La parte meridionale del foglio è caratterizzata da un'area bacinale che rappresenta l'attuale Bacino di Crotone.

*The area included in Sheet 39 "Crotone" is part of the geological unit known as the Crotone Basin, which occurs both onshore and offshore along the Ionian margin of the Calabrian Arc.*

*The Crotone Basin consists of a sedimentary depocenter filled with strata ranging from Serravallian to Pleistocene in age, deposited in continental to deep sea environments, and organized in major and minor tectono-sedimentary cycles (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012).*

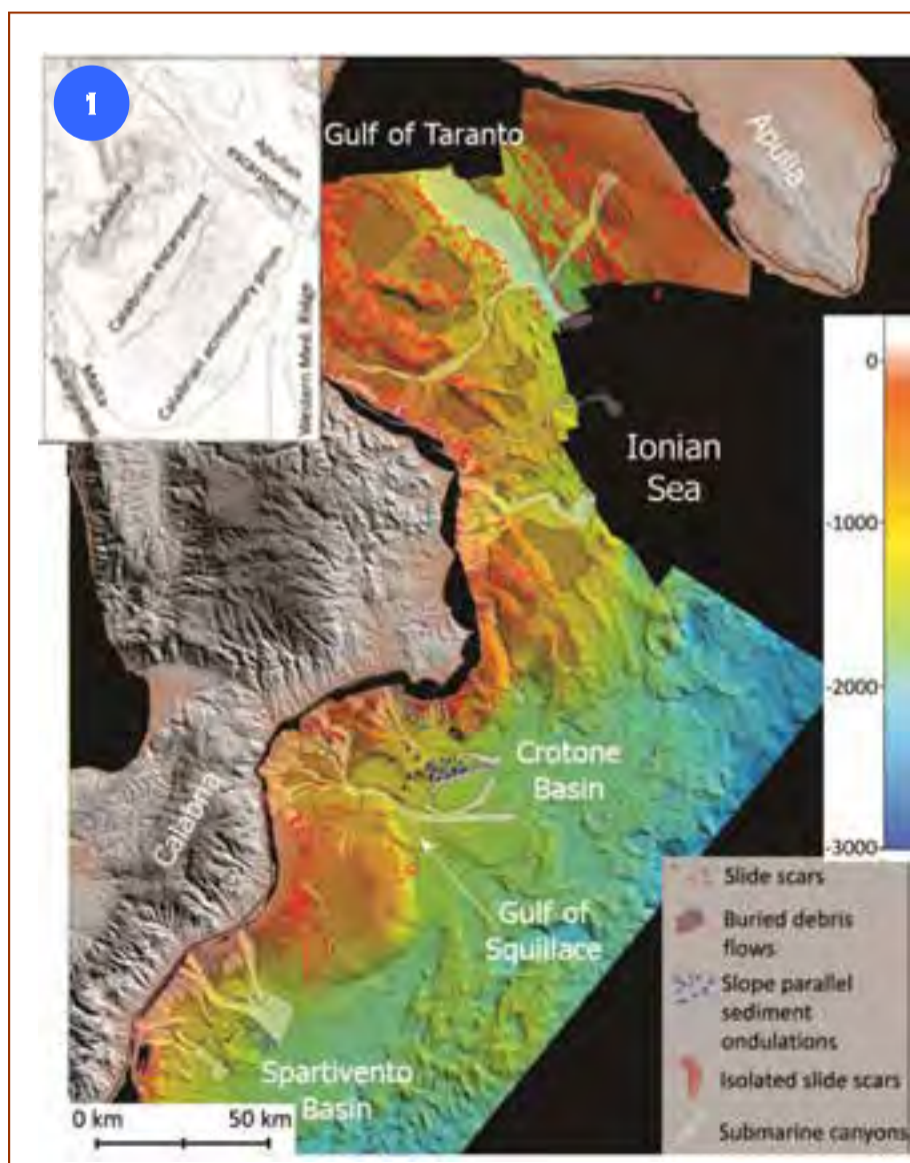
*The development of the basin is related to the southeast migration of the Calabrian Arc during the northwest subduction of the Ionian crust, rollback of which has driven the opening of the Tyrrhenian Sea as a backarc basin, over the last 10 million years (Malinverno and Ryan, 1986, Van Dijk and Scheepers, 1995). The Crotone Basin forms part of a larger Ionian forearc basin, placed landward with respect to the Calabrian Arc accretionary prism (Bonardi et al., 2001).*

*The depositional history of the Crotone forearc basin includes a local extensional regime, evidenced by the development of Plio-Pleistocene basins controlled by syn-sedimentary normal faults (Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). This regime has been episodically interrupted by uplift and compression, during the Messinian, the Lower- to Mid-Pliocene, and the Mid-Pleistocene, and probably these interruptions are related to the transpressive activation of the NW-SE shear zones intercepting the Calabrian Arc (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). These and other minor compressional events recorded within the succession have led to the formation of unconformities within the basin (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Zecchin et al., 2012).*

*From the Mid-Pleistocene, the Calabrian Arc underwent an important differential uplift that led to the emergence of several basins, including the inner part of the Crotone Basin. Onshore, the Pleistocene uplift is recorded by several orders of terraces, which have been investigated by various authors, e.g. Gliozzi (1987), Palmentola et al. (1990), Zecchin et al. (2004, 2011) and Nalin et al. (2007).*

*Sheet 39 "Crotone" includes a large area of seabed that extends from the Neto submarine canyon to the Capo Rizzuto Swell. In this portion of the Calabrian margin, the continental shelf is up to 7-km-wide. The shelf break is located at 80-120 m depth. The slope includes the southern portion of the Neto Canyon headwall and the Esaro Canyon and its tributaries. The average gradient of the continental slope in this sheet does not exceed 5°, and includes an undulating morphology including the Luna and the Capo Rizzuto Swell. The southern part of the sheet includes the offshore extension of the Crotone forearc basin.*

## MOVIMENTI DI MASSA SOTTOMARINI

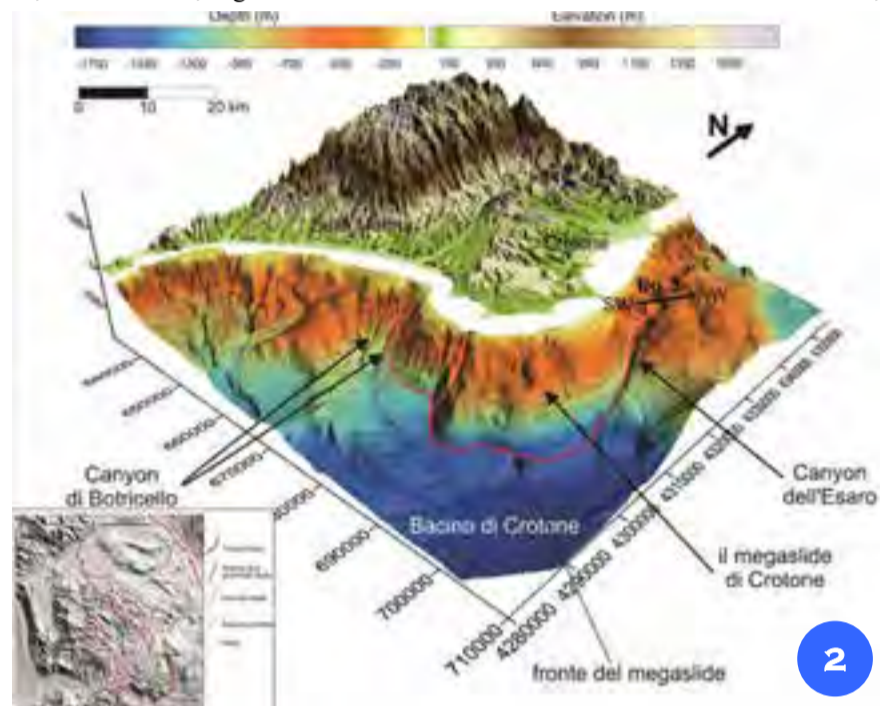


I margini ionici della Calabria e della Puglia, compreso il Golfo di Taranto, forniscono un laboratorio naturale per studiare i *geohazard* sottomarini, grazie al tettonismo convergente tuttora attivo e ad una vasta gamma di fenomeni gravitativi. La mappatura di oltre 400 km dei margini continentali in quest'area mostra che il fondale marino e la sottostante successione sedimentaria registrano quattro tipi principali di fenomeni gravitativi (Fig. 1): 1) complessi di trasporto di massa all'interno di bacini di intra-scarpata, 2) cicatrici di frane isolate lungo pendii, 3) ondulazioni di sedimenti parallele al pendio, che registrano rotazioni di blocchi gravitativi legati alla fuoriuscita di fluidi in sovrappressione e 4) nicchie di testata e di parete laterale nei canyon sottomarini che indicano attività retrogressiva. Le analisi dei processi sedimentari che si verificano lungo questi margini indicano che gli eventi franosi lungo pendii, come la Frana di Assi (Foglio 37) e quella di Manduria (Foglio 44), sono potenzialmente in grado di scatenare *tsunami* e rappresentano potenziali pericolosità geologiche sia per le popolazioni costiere che per le infrastrutture che si trovano in mare aperto. La retrogressione verso la linea di costa delle pareti dei canyon situate a meno di 1-3 km dalla costa calabro, come i sistemi del Canyon di Squillace (Tavola 38) e di Cirò (Tavola 40), rappresentano un importante *geohazard* che richiede un monitoraggio regolare. La retrogressione delle testate infatti può avere effetti importanti sull'erosione delle aree costiere e creare danni esosi alle infrastrutture (autostrade, porti, ferrovie).

*The Ionian margins of Calabria and Apulia, including the Gulf of Taranto, provide a natural laboratory to study submarine geohazards, due to ongoing convergent tectonism and a wide range of mass failure phenomena. After mapping more than 400 km of the continental margin, we observed that the seabed and shallow subsurface contain four main types of sedimentary record of failure over time (Fig. 1): 1) mass transport complexes within intra-slope basins, 2) isolated slide scars along open slopes, 3) slope-parallel sediment undulations recording gravity-driven block rotations linked to overpressured fluids, and 4) headwall and sidewall scarps in submarine canyons indicating retrogressive failures. The analysis of the sedimentary processes occurring along these margins indicated that open-slope failures, such as Assi (Sheet 37) and Manduria (Sheet 44), can trigger tsunamis that represent potential geohazards, both for coastal populations and for deep-sea infrastructures. The retrogression of the headwalls of canyons lying <1-3 km off the Calabrian coast such as Squillace (Sheet 38) and Cirò (Sheet 40) represents another important geohazard that requires regular monitoring. Headwall regression can lead to coastal erosion, with risks for coastal infrastructures (highways, harbors, railways).*

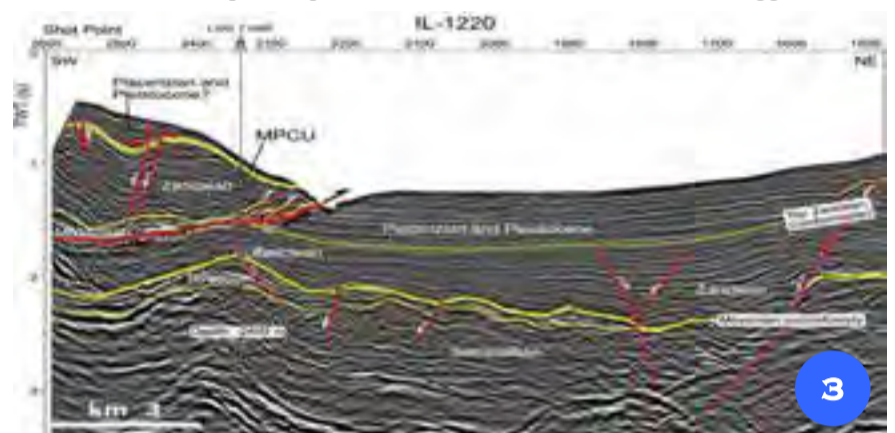
## IL MEGASLIDE DI CROTONE

L'area marina del Promontorio di Capo Rizzuto è caratterizzata da un prominente alto morfologico a forma lobata e profilo ondulato, lungo 16 km e largo 30 km (Fig. 2). L'alto è delimitato da due sistemi di canyon bene incisi ed allungati: il Botricello, un sistema NO-SE piuttosto breve e ripido, caratterizzato da due rami subparalleli che si congiungono in profondità, e l'Esaro, un sistema asimmetrico orientato N-S, che cattura numerose incisioni subparallele orientate E-O. La piattaforma continentale è larga da 5 a 10 km, mentre la scarpata continentale è caratterizzata nella parte superiore (a circa 600 m di profondità d'acqua) da un altopiano allungato, ed in quella inferiore (da 750 a 1350 m) da una ripida pendenza (fino a 13°). Sulla base di dati e letteratura sismica e GPS, Minelli et al. (2013) hanno proposto che questo alto morfologico sia un *megaslido* che coinvolge il Bacino di Crotona sia *onshore* che *offshore*, con una superficie di circa 1000 km<sup>2</sup> (Fig. 2). Secondo la loro interpretazione, gran parte della successione messiniana e plio-pleistocenica del bacino scivolerebbe verso il Mar Ionio (verso sud-est) sopra uno strato di salgemma. Una velocità verso est di 4,84 mm anno<sup>-1</sup>, registrata da una stazione GPS situata nella città di Crotona,



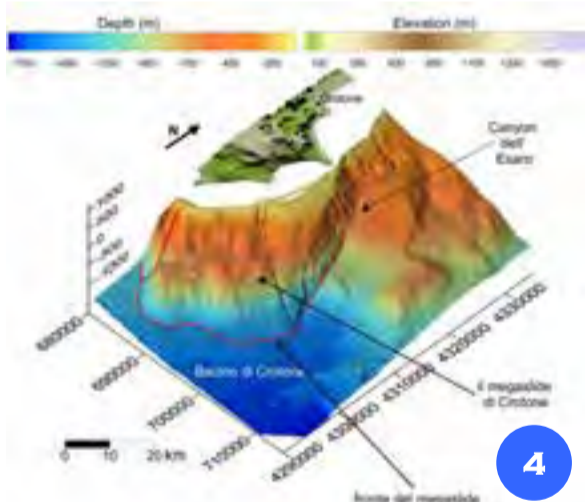
The area offshore the Promontory of Capo Rizzuto is characterized by a broad morphological high up to 16-km-long and 30-km-wide, with an undulating slope profile (Fig. 2). The high is bounded by two canyon systems: the Botricello Canyon, a short and steep NW-SE oriented system characterized by two subparallel branches that merge downslope; and the Esaro Canyon, an overall N-S system that captures several W-E oriented subparallel incisions. The shelf is 5-10-km-wide and the shelf break is located at 80-120 m depth. The upper continental slope is characterized by a NE-SW elongate intra-slope basin (approximately 600-m-deep). The lower continental slope, between 750-1350 m depth, is rather steep (up to 13°). Geologically, the onshore and offshore parts of the sheet are underlain by Neogene strata of the Crotona forearc basin.

sarebbe correlata al movimento verso mare del *megaslido* (Minelli et al., 2013). Zecchin et al. (2015) suggeriscono che sia coinvolta nel movimento una parte minore del settore *onshore*. Il *megaslido* sarebbe caratterizzato da un dominio compressivo situato a mare e da un dominio distensivo nella parte settentrionale del bacino (Fig. 3) dove sono presenti faglie normali che immergono verso mare (Minelli et al., 2013). Questo movimento sarebbe responsabile della pendenza e della forma planimetrica lobata della scarpata continentale al largo dell'area di Crotona (Fig. 2), e potrebbe essere collegato ai recenti fenomeni minori di frana che si osservano lungo la ripida scarpata inferiore. Il Canyon dell'Esaro, che confina con la parte orientale della scarpata continentale di Crotona, segna il limite est del *megaslido*. Per quanto riguarda il possibile meccanismo di innesco del fenomeno gravitativo a scala regionale, il sollevamento della Calabria è probabilmente uno dei fattori principali. Chiaramente, l'esistenza di un collasso gravitativo su larga scala che coinvolge il Bacino di Crotona sia a terra che a mare solleva preoccupazioni per la sicurezza delle popolazioni delle aree costiere, perciò questo fenomeno richiede attenti monitoraggi.



Based on seismic reflection profiles and GPS data, Minelli et al. (2013) proposed the existence of an active megaslide within the basin that extends over ca. 1000 km<sup>2</sup> (Fig. 2). Following their interpretation, most of the Messinian to Plio-Pleistocene succession of the basin is gliding seaward (to the south-east) above a Messinian halite layer. The seaward movement of the megaslide has an eastward velocity of 4.84 mm year<sup>-1</sup>, as recorded by a GPS station located in the city of Crotona (Minelli et al., 2013). The megaslide movement seems to involve an onshore updip domain, represented by seaward-dipping normal faults found in the northern part of the basin, and a downdip compressional domain located offshore (Fig. 3; Minelli et al., 2013). Zecchin et al. (2015) suggested a lesser involvement of the onshore sector in the seaward movement. The offshore compressional domain accounts for the steepness and the lobate plan-view shape of the continental slope off the Crotona area (Fig. 2), and could be linked to recent minor landslide phenomena observed on the lower steeper slope. The Esaro Canyon marks the eastward limit of the megaslide offshore Crotona. Regarding the possible triggering mechanism of the megaslide, the differential uplift of Calabria since the Middle Pleistocene is probably one of the main factors. Clearly, the existence of large-scale gravity-driven movements involving the onshore and offshore Crotona Basin raises concerns about the safety of these coastal areas and deserves further investigation.

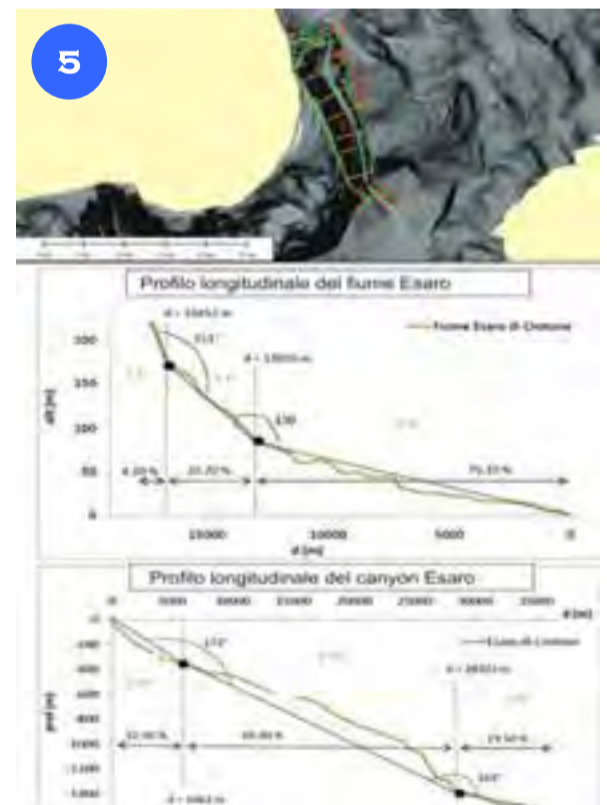
## IL CANYON DELL'ESARO



La particolarità del sistema del Canyon dell'Esaro è lo sviluppo ad angolo retto del sistema fiume-canyon (Fig. 4). Il canyon sottomarino è collegato alla rete idrografica del Fiume Esaro. La batimetria è stata acquisita lungo la scarpata fino al ciglio della piattaforma (a 110 m di profondità), e quindi non è chiaro se il canyon incida anche la piattaforma e quali siano le morfologie della testata. Mentre il sistema subaereo è caratterizzato da un bacino idrografico con un perimetro circolare di 48 km e con una superficie di circa 116 km<sup>2</sup>, il canyon sottomarino si sviluppa per una lunghezza di oltre 30 km fino a raggiungere una profondità d'acqua di 1500 m. Il Fiume Esaro ha uno sviluppo con direzione E-O ma il canyon sottomarino mantiene questa direzione solo per i primi 4 km dopo avere inciso il ciglio della piattaforma, dopodiché il suo *thalweg* ruota di oltre 90° e per 25 km incide la scarpata con orientazione N-S. In questo secondo tratto il canyon principale cattura una serie di incisioni tributarie e *gully* con direzione E-O. Il profilo trasversale del canyon

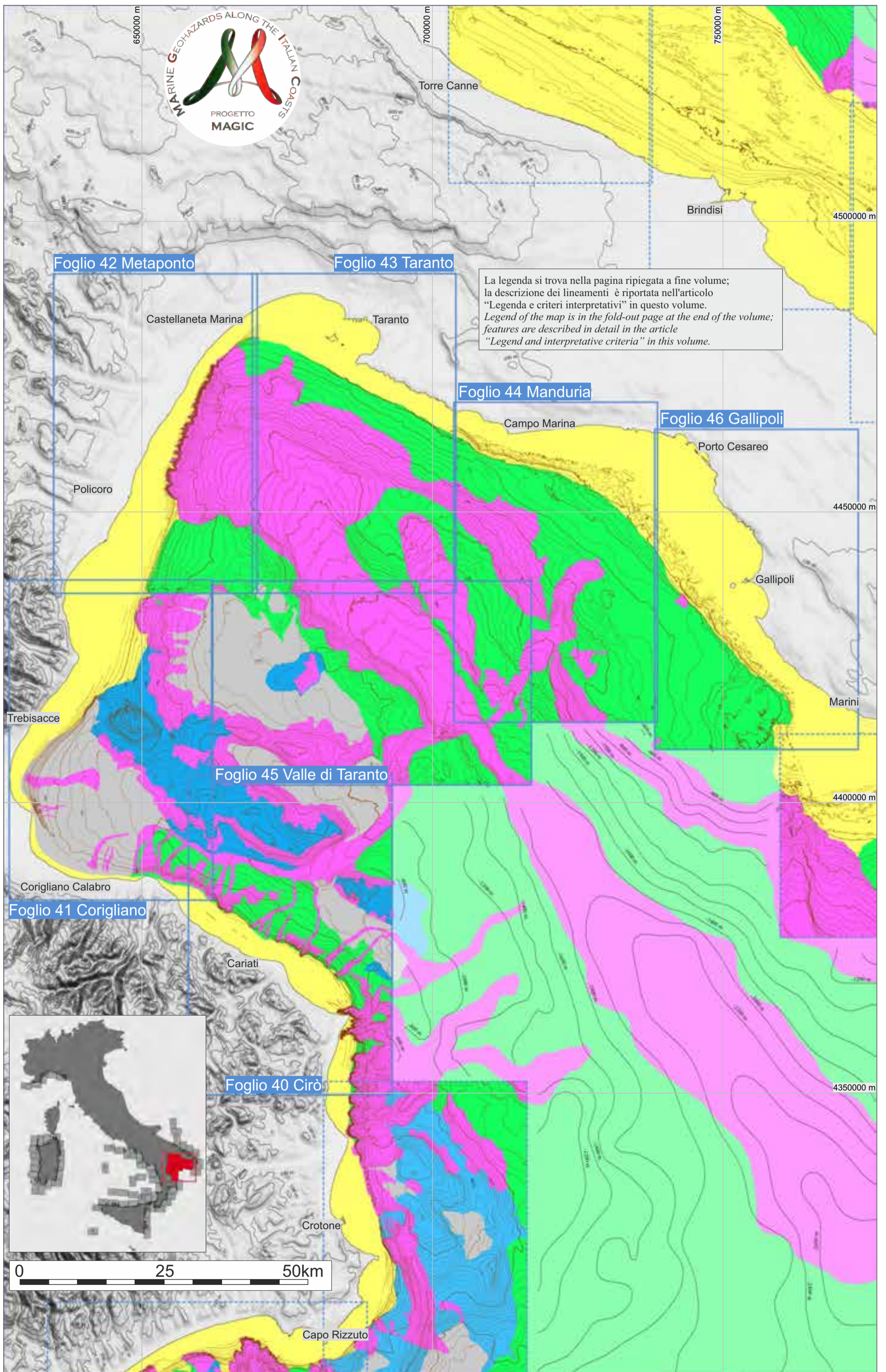
principale è a "V" nel tratto E-O, quindi il letto del canyon si allarga ed assume una morfologia piatta con larghezza massima di 600 m, e nella parte terminale si restringe di nuovo assumendo un profilo ad "U". Il profilo trasversale nel tratto N-S è asimmetrico e le pareti del canyon possono raggiungere altezze anche di 350 m. Queste sono incise da molte nicchie di distacco singole e multiple, con sviluppo retrogressivo. Un'altra caratteristica che contraddistingue il Canyon dell'Esaro è il suo profilo longitudinale concavo nel tratto N-S (Fig. 5). Questa morfologia ed il caratteristico sviluppo angolare del sistema sembrerebbero essere collegati al fatto che il canyon si sia impostato sul fronte orientale del *Megaslido* di Crotona, un corpo di frana che scivola verso sud-est, probabilmente attivato dal sollevamento della Calabria sin dal Pleistocene medio.

The peculiarity of the Esaro Canyon system is its development at a right angle to the onshore Esaro River (Fig. 4). Morpho-bathymetric data have been acquired only below the shelf break (at 110 m water depth), therefore it is not clear whether the canyon extends across the continental shelf. Whereas the subaerial system is characterized by a relatively small catchment area of about 116 km<sup>2</sup>, the submarine canyon extends over 30 km seaward to reach water depths of 1500 m. The E-W orientation of the Esaro River is maintained by the submarine canyon only for the first 4 km below the shelf break, beyond which its *thalweg* rotates over 90° to incise the slope with a N-S orientation for 25 km. Over this distance, the main canyon captures a series of tributary incisions with a E-W orientation. The upper 4 km of the main canyon, E-W oriented, are characterized by a "V"-shaped cross-profile; below this, the N-S oriented canyon widens to assume an asymmetric flat-floored cross-profile up to



600-m-wide, narrowing in its lower part until reaching a width of 200 m. Along the N-S section, the canyon side walls can reach heights of 350 m and are incised by multiple slide scars suggestive of retrogressive failures. The N-S section is distinguished by a concave longitudinal profile (Fig. 5). The peculiar morphology of the Esaro Canyon in plan and profile view seem to be related to the fact that it lies along the eastern front of the Crotona *Megaslido*, a gravitational body that is sliding south-east (see previous box).

TAVOLA 9 GOLFO DI TARANTO



# TAVOLA 9 GOLFO DI TARANTO

S. Ceramicola\*, M.R. Senatore\*, A. Cova\*, A. Meo\*, M. Zecchin\*, D. Praeg\*, D. Cotterle\*, S. Critelli<sup>∇</sup>, A. Caburlotto\*, D. Civile\*, M. Coste<sup>^</sup>, R. Dominici\*, E. Forlin\*, F. Muto\*, A. Bosman\*, F.L. Chiocci\*, E. Lai\*, D. Casalbore\*, E. Morelli\*, O. Candoni\*, E. Gordini\*, M. Deponte\*, R. Ramella\*, L. Facchin\*, R. Romeo\* (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

<sup>^</sup>Geoazur-Université; CoNISMa; <sup>∇</sup>DST Uniroma1; <sup>\*</sup>DST UniSannio; <sup>∇</sup>DIBEST UniCal; CNR: <sup>\*</sup>IGAG; <sup>\*</sup>OGS

Il carattere fisiografico del Golfo di Taranto è un'espressione degli stessi eventi geologici che hanno interessato le aree emerse adiacenti, legati alla convergenza tra il sistema di accrezione appenninico e l'avampaese Apulo (Fig. 1).

Profili sismici eseguiti nel Golfo di Taranto mostrano che esso comprende la prosecuzione a mare delle principali unità strutturali presenti sulla terraferma (Finetti e Morelli, 1972; Senatore et al., 1982; Pescatore e Senatore, 1986; Senatore, 1988): la catena appenninica, l'avanfossa Bradanica e l'avampaese Apulo (Fig. 1). Tali unità strutturali condizionano la morfologia del fondo mare, che può essere distinto in tre settori (Senatore, 1987). Nel settore occidentale, il margine Calabro si estende per circa 50 km, ed è caratterizzato da alti e bassi strutturali (per esempio il Banco di Amendolara ed il Bacino di Corigliano, Fig. 2), che corrispondono a sovrascorrimenti e bacini *piggy-back*, con evidenza di transpressione nel Pleistocene (Senatore, 1988; Ori e Friend, 1984; Del Ben et al., 2008). Il settore centrale corrisponde al Canyon di Taranto, un'ampia (fino a 10 km) depressione orientata NO-SE lungo il limite di placca. Attraverso il canyon i sedimenti costieri raggiungono profondità abissali. Il bordo della testata del Canyon di Taranto si trova circa 2 km a mare rispetto alla costa di Metaponto, in corrispondenza del limite della piattaforma a 30 m di profondità. La testata è solcata da canali minori e incisioni lineari (Senatore, 1987; Senatore et al., 2011; Meo et al., 2016). Verso mare il canyon si unisce ad altri canyon più grandi dai settori occidentali ed orientali (Fig. 2).

Il settore orientale, il margine Apulo, è caratterizzato dai ripidi pendii della scarpata continentale, la quale delimita l'eponima piattaforma con sedimentazione calcareo-clastica (Senatore et al., 1988; Senatore, 1988). Il substrato in questo settore è rappresentato dalla successione della piattaforma Apula composta da rocce carbonatiche mesozoiche che raggiungono 6 km di spessore al di sopra del basamento cristallino (Channell et al., 1979; Mascle et al., 1984; Ricchetti et al., 1988; Scarascia, 1994; Argnani et al., 2001). I carbonati sono coperti dai depositi clastici neogenici della Fossa Bradanica, localmente spessi fino a 1 km (Senatore, 1987; Pescatore, 1988), i quali affiorano lungo la costa tra Puglia e Basilicata (Fig. 1).

In questo settore sono stati individuate, grazie all'interpretazione di diversi profili sismici, delle faglie normali, immergenti sia verso la zona di catena sia verso quella di avampaese. Questo motivo tettonico, determinato dalla flessione della litosfera al di sotto delle falde appenniniche, produce la formazione di zone depresse, che rappresentano bacini minori di avampaese (Senatore, 1988). L'assenza di depositi oligo-miocenici (Pozzo Lieta 1, Agip, 1977) ha permesso di ipotizzare che durante questo lasso di tempo, il settore orientale del Golfo di Taranto fosse emerso e che, quindi, a partire dal Pliocene, iniziò l'inflessione della litosfera al di sotto delle coltri, culminata con la messa in posto della Falda di Metaponto nel Pleistocene inferiore (Ogniben, 1969; Senatore, 1988). La sedimentazione di questo settore del golfo è calcareo-clastica ed organogena sulla piattaforma e terrigena sulla scarpata.

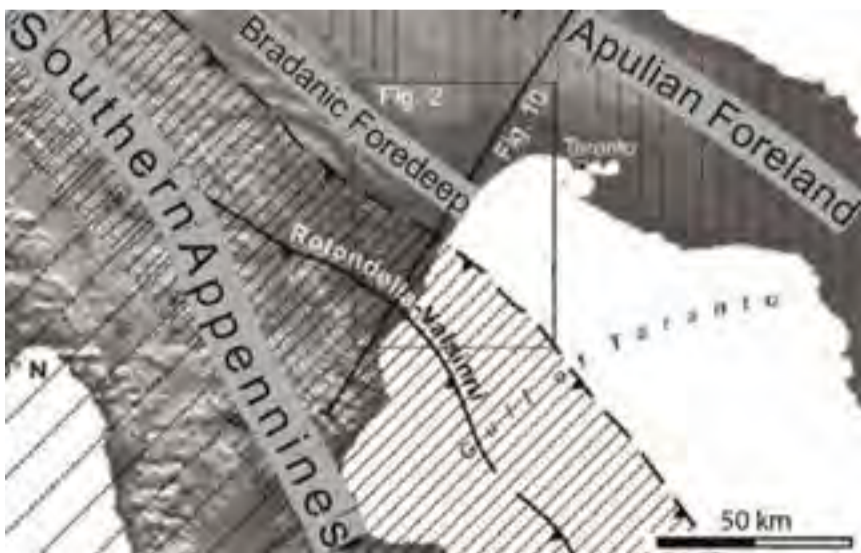


Figura 1. La dinamica Cenozoica-Mesozoica del Mediterraneo centrale è stata controllata dalla subduzione delle placche Euroasiatica e Africana. Tre principali domini strutturali caratterizzano l'Italia meridionale: la catena Appenninica meridionale, l'avanfossa Bradanica e l'avampaese Apulo (Caputo et al., 2010).

Figure 1. The Mesozoic Cenozoic dynamic of the central Mediterranean has been controlled by the subduction of the Eurasian and African plates. Three main structural domains characterize southern Italy: the southern Apennine chain, the Bradanic foredeep and the Apulian foreland (Caputo et al., 2010).

The submarine physiographic character of the Gulf of Taranto is an expression of the same geological events that affected the surrounding land areas, linked to the Neogene plate convergence between the Apennine accretionary system and the Apulian Foreland (Fig. 1).

Based on seismic profiles, the Gulf of Taranto contains the offshore extensions of the main onshore structural units (e.g. Finetti and Morelli, 1972; Senatore et al., 1982; Pescatore and Senatore, 1986; Senatore, 1988; Doglioni et al., 1999): the Apennine thrust-fold belt, the Bradanic foredeep and the Apulian foreland (Fig. 1). These structural units influence the morphology of the seafloor, which can be divided into three sectors (Senatore, 1987). In the western sector, the Calabrian margin is up to 50-km-wide and it is characterized by structural highs and intervening lows (e.g. Amendolara Bank and Corigliano Basin, Fig. 2), that correspond to thrust-folds and piggy-back basins with evidence of transpressive activity into the Pleistocene (Senatore, 1988; Ori and Friend, 1984; Del Ben et al., 2008). The central sector corresponds to the Taranto Canyon, a broad (up to 10-km-wide) NW-SE trending depression along the plate boundary that carries sediments seaward to abyssal depths. The headwall lies at about 2 km offshore Metaponto, at the shelf break (30 m deep), where small channels and linear incisions are present (Senatore, 1987; Senatore et al., 2011). Seaward, the canyon is joined by some larger canyons from the western and eastern sectors (Fig. 2).

The eastern sector, the Apulian margin, is characterized by the steep continental slope, which marks the edge of the eponymous platform (Senatore et al., 1988; Senatore, 1988). The Apulian platform is composed of a Mesozoic-Cenozoic carbonate substrate that reaches 6 km in thickness above the crystalline basement (Channell et al., 1979; Mascle et al., 1984; Ricchetti et al., 1988; Scarascia, 1994; Argnani et al., 2001). Carbonates are covered by the Neogene clastic deposits of the Bradanica foredeep, which locally are up to 1-km-thick (Senatore, 1987; Pescatore, 1988) and outcrop along the coast between Puglia and Basilicata (Fig. 1).

Based on the interpretation of various seismic profiles, normal faults, which dip both towards the chain area and foreland, are present in this area. This tectonic setting, determined by the lithosphere's decline below the Apennines, enhances the formation of depression zones, which represent small basins of the foreland (Senatore, 1988). The absence of Oligo-Miocene deposits suggested that during this period, the eastern sector of the Gulf of Taranto was above the sea level; then, during the Pliocene, the lithosphere started inflecting below the South Apennines thrust. This process culminated with the emplacement of the Falda of the Metaponto during the Lower Pleistocene (Ogniben, 1969; Senatore, 1988).

In this sector of the Gulf of Taranto, the sedimentation is calcareous-clastic and organogenic on the continental shelf and terrigenous along the continental slope.



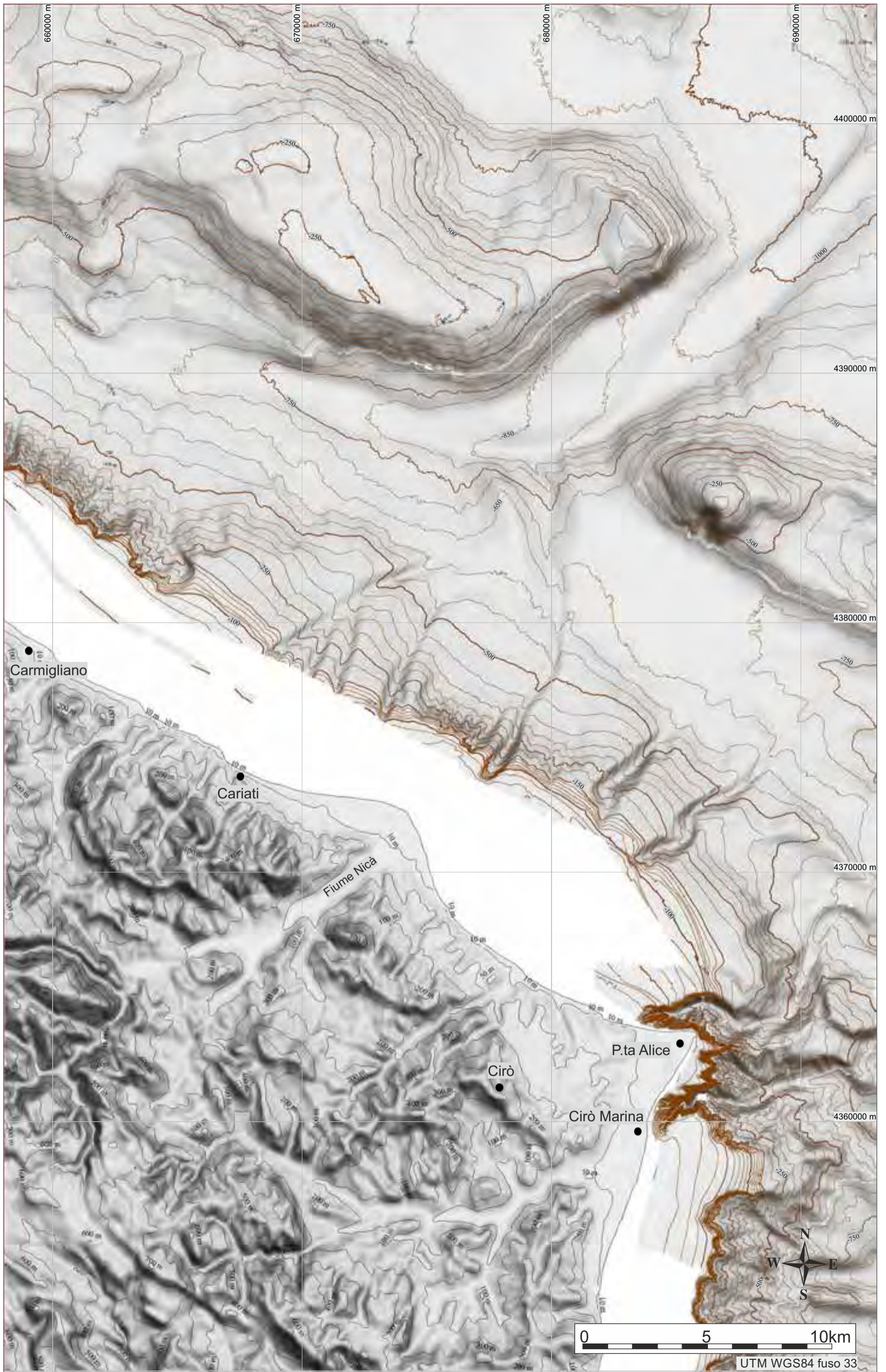
Figura 2. Shaded relief del Golfo di Taranto.

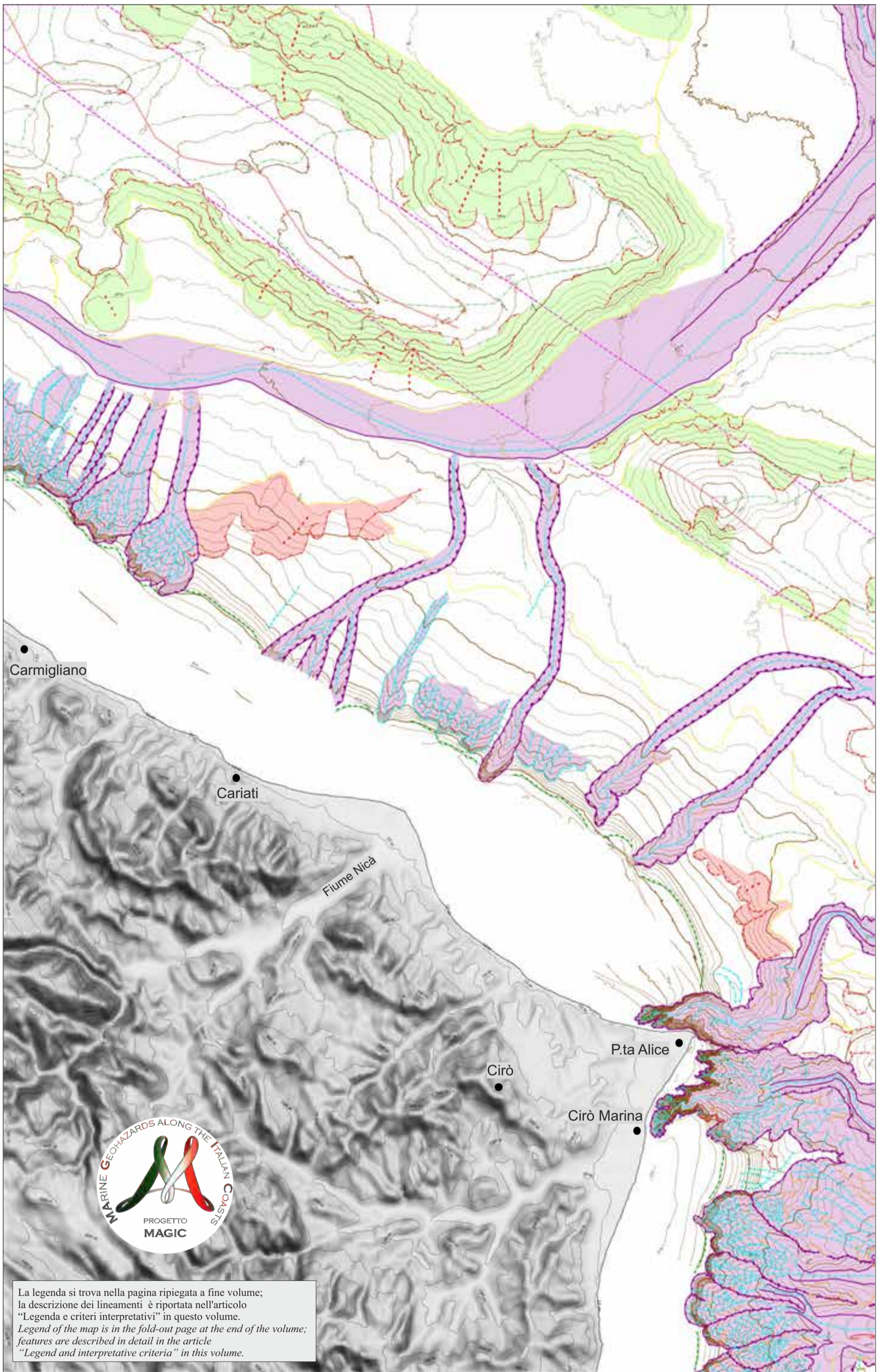
Figure 2. Shaded relief of the Gulf of Taranto.





FOGLIO 40 CIRÒ





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

S. CERAMICOLA<sup>1,0\*</sup>, A. COVA<sup>\*</sup>, S. CRITELLI<sup>\*</sup>, E. FORLIN<sup>\*</sup>, D. PRAEG<sup>\*</sup>, M. ZECCHIN<sup>^</sup>, A. CABURLOTTO<sup>°</sup>, O. CANDONI<sup>^</sup>, D. CIVILE<sup>°</sup>, M. COSTE<sup>°</sup>, D. COTTERLE<sup>\*</sup>,  
 M. DEPONTE<sup>\*</sup>, R. DOMINICI<sup>\*</sup>, E. GORDINI<sup>\*</sup>, F. MUTO<sup>\*</sup>, R. RAMELLA<sup>1</sup> <sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>°</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

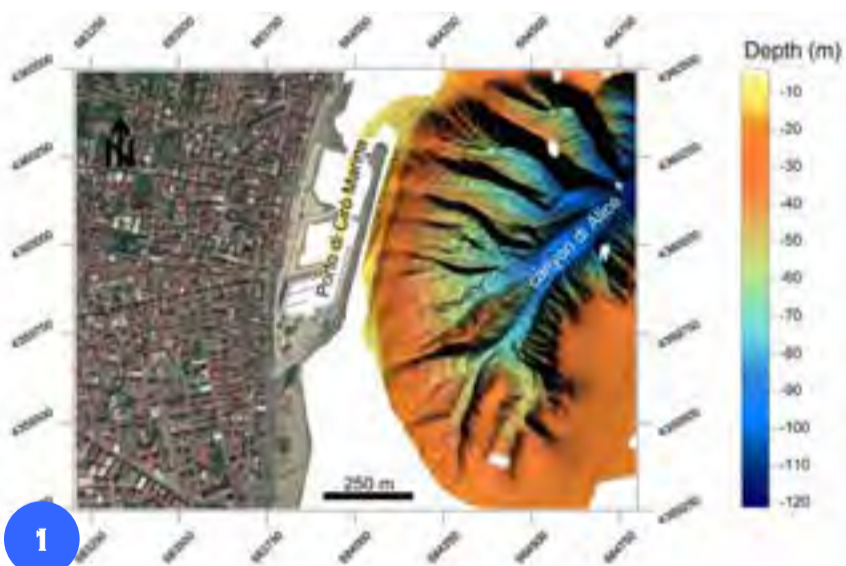
L'area compresa nel Foglio 40 "Cirò" comprende la parte settentrionale del Bacino di Crotona e la parte sud-orientale del Bacino di Rossano, i quali si sviluppano lungo il margine ionico dell'Arco Calabro. I bacini di Crotona e Rossano sono depocentri colmati da sedimenti prevalentemente marini, di età compresa tra il Serravalliano ed il Pleistocene, ed organizzati in cicli tettono-sedimentari maggiori e minori (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012; Barone et al., 2008). Lo sviluppo dei bacini è stato messo in relazione alla migrazione verso sudest dell'Arco Calabro, con la conseguente subduzione della crosta ionica e l'apertura del Bacino Tirrenico a partire dal Serravalliano/Tortoniano (Malinverno e Ryan, 1986; Van Dijk e Scheepers, 1995). Il Bacino di Crotona è parte di un più ampio bacino di avansarco (*Ionian forearc basin*), posto internamente rispetto al prisma di accrezione dell'Arco Calabro (Bonardi et al., 2001). La storia deposizionale del Bacino di Crotona è stata prevalentemente accompagnata da un locale regime distensivo, come testimoniato dallo sviluppo di bacini controllati dall'attività di faglie normali sinsedimentarie durante il Plio-Pleistocene (Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). Questo regime distensivo è stato interrotto episodicamente da eventi deformativi con componente compressiva, probabilmente legati all'attivazione in senso transpressivo delle zone di taglio NO-SE che intersecano l'Arco Calabro, durante il Messiniano, tra il Pliocene inferiore e medio, e nel Pleistocene medio (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). Il margine continentale Calabro Ionico compreso nel Foglio 40 è caratterizzato da una piattaforma continentale generalmente molto stretta (5 km) e da una scarpata continentale molto estesa (50 km) ed articolata (Ceramicola et al., 2008, 2009, 2010). La parte inferiore della scarpata continentale è delimitata a sud dalla parte marina del Bacino di Crotona e a nord dalla Valle di Taranto che, allungata in senso N-S per più di 300 km, separa i margini calabro e apulo. La scarpata continentale calabra è incisa da numerosi canyon sottomarini e canali erosivi che drenano l'enorme apporto sedimentario proveniente dall'entroterra verso il Canyon di Taranto. Le testate di canyon che incidono l'*offshore* del Bacino di Crotona sono imponenti, a morfologia dendritica e con *thalweg* a "V" generalmente rettilinei. Le testate sono composte da numerosi tributari che in genere incidono il margine della piattaforma, raggiungendo spesso distanze di pochi centinaia di metri dalla linea di costa. I pendii dei canyon sono in forte erosione e caratterizzati da diffuse nicchie di distacco come conseguenza di fenomeni franosi. La scarpata è anche caratterizzata da alti morfologici che delimitano bacini di intra-scarpata e mostrano un rilievo che eccede i 500 m (Dorsale dell'Amedolara e Alto di Cirò), i quali corrispondono a strutture delimitate da faglie con andamento NO-SE e rappresentano l'estensione a mare della catena appenninica (Del Ben et al., 2008; Ceramicola et al., 2008, 2009, 2010).

*The area included in the Sheet 40 "Cirò" includes the northern part of the Crotona Basin and the south-eastern part of the Rossano Basin, both developing along the Ionian margin of the Calabrian Arc. The Crotona and Rossano basins are sedimentary depocenters filled with mainly marine sediments of Serravallian to Pleistocene age, organized in major and minor tectono-sedimentary cycles (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012; Barone et al., 2008). The development of the basins was related to the southeast migration of the Calabrian accretionary prism above the northwest subducting Ionian crust, rollback of which drove the opening of the Tyrrhenian Sea as a back-arc basin since the Serravallian/Tortonian (Malinverno and Ryan, 1986; Van Dijk and Scheepers, 1995). The Crotona Basin belongs to a larger forearc basin, placed internally with respect to the Calabrian accretionary prism (Bonardi et al., 2001).*

*The depositional history of the Crotona Basin included a local extensional regime, as evidenced by the development of basins controlled by the activity of syn-sedimentary normal faults during the Plio-Pleistocene (Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). This depositional regime was interrupted by tectonic episodes of uplift and compression during the Messinian, the Lower to Middle Pliocene, and the Pleistocene, possibly linked to the transpressive activation of the NW-SE shear zones that transect the Calabrian Arc (Roda, 1964; Van Dijk, 1990; Massari et al., 2010; Zecchin et al., 2012). The Ionian continental margin of Calabria in Sheet 40 is generally characterized by a narrow (5 km) continental shelf and a wide (50 km) and highly articulated continental slope (Ceramicola et al., 2008, 2009, 2010). The lower part of the slope is delimited to the south by the floor of the deep-water Crotona Basin, and to the north by the Taranto Canyon which is a N-S channel up to 300 -km-long that separates the Calabrian and Apulian continental margins. The Calabrian continental slope is incised by numerous canyons and erosive channels that record the long-term transfer of sediments into the Taranto Canyon. The impressive canyon headwalls in the offshore Crotona Basin are characterised by a dendritic morphology and by generally straight and "V"-shaped thalwegs. The headwalls include numerous tributaries, most of which incise the shelf break and in many cases extend until reaching a distance of few hundred meters from the coast line. Canyon slopes are strongly eroded and characterized by widespread scarps recording local slope failures.*

*The slope is also characterised by a distinctive morphology of large-scale highs bounding intra-slope basins, including features over 500 m in relief (Dorsale dell'Amedolara and Alto di Cirò), which correspond to fault-bounded structures with an overall NW-SE orientation representing the offshore extension of the southern Apennine thrust-fold belt (Del Ben et al., 2008; Ceramicola et al., 2008, 2009, 2010).*

## IL CANYON DI ALICE E IL PORTO DI CIRÒ



*The Calabrian canyons are inferred to be very dynamic, incising the margin over wide areas and to depths of more than 1500 m in a timespan of less than 1 Myr. Sediment supply from onshore erosion has played a role in the development of some canyons, but the occurrence of many features that do not reach the shelf indicates that retrogressive (landward) erosion has been an important part of their development. Most canyon systems, especially those in the southern sector where the continental slope is steeper, are characterized by intense mass wasting processes in the form of slides and failures in their steep headwall areas, assumed to give way to turbidity currents in the distal areas. Many canyons have their headwalls close to the coastline, thus representing a potential geohazard for coastal communities and infrastructures (Fig. 1). An example is the Cirò Marina harbour, which is built over the 5-km-wide headwall of the Alice canyon system (Fig. 1). The retrogression of the Alice Canyon headwall has been linked to recurrent damage to the harbour (Fig. 2). For this reason, regular and accurate monitoring of canyon heads should be planned in order to understand how fast and in which areas the headwall is approaching the coastline.*

I canyon calabresi sono molto dinamici, incidono vaste aree del margine e raggiungono profondità di oltre 1500 m in una scala temporale relativamente breve (<1 Ma). L'apporto di sedimento dall'entroterra ha avuto un ruolo importante nello sviluppo di alcuni canyon, ma il fatto che alcuni di essi non incidono la piattaforma indica che l'erosione retrogressiva (verso terra) delle testate è stata un fattore importante della loro crescita. La maggior parte dei sistemi di canyon, in particolare quelli nel settore meridionale del margine, dove la scarpata continentale è più acclive, sono caratterizzati da intensi processi gravitativi sotto forma di frane nelle aree della testata, che danno luogo a correnti di torbidità verso le aree distali. Molti dei canyon hanno le loro testate molto vicine alla linea di costa, e quindi rappresentano un potenziale *geohazard* per le comunità ed infrastrutture costiere (Fig. 1). Un esempio è il porto di Cirò Marina, che è stato costruito sulla testata larga 5 km del sistema di Canyon di Alice (Fig. 1). L'erosione retrogressiva della testata del canyon di Alice è considerata la causa dei frequenti danni alle infrastrutture portuali (Fig. 2). Per questo motivo dovrebbero essere pianificati monitoraggi regolari ed accurati per capire quali aree della testata si stiano avvicinando alla linea di costa e quanto veloce sia l'arretramento della stessa.

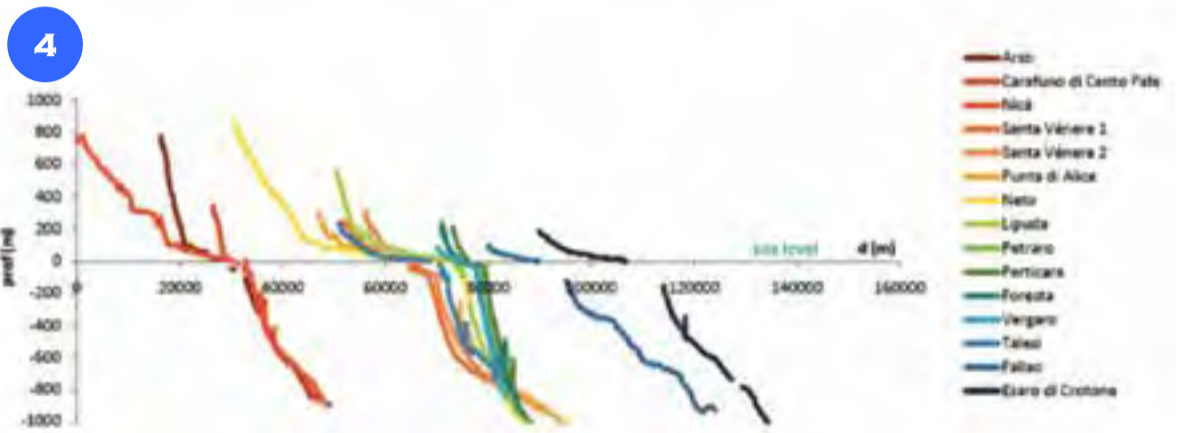




The southern and eastern margins of Calabria are characterized by remarkable systems of canyons, which incise the continental slope and in places extend across the relatively narrow (up to 8-km-wide) continental shelf (Fig. 3). The canyons extend over lengths of up to tens of kilometers, with widths of up to 2 km, and shoulder-to-thalweg relief in places greater than 200 m. Nine canyon systems are recognized, some consisting of isolated canyons, whereas others form hierarchic systems with five or more canyons merging to form dendritic morphologies (Fig. 3). In the southern sector, the headwalls of large dendritic systems have a cauliflower morphology that can extend over perimeters more than 50-km-long. Some canyons incise the shelf and may connect to onshore drainage networks, whereas others are restricted to the shelf edge or the slope (Fig. 4). Seismic reflection profiles across the Calabrian canyons show them to post-date a regional

Un denso reticolo di canyon sottomarini incide la stretta piattaforma continentale (ampia fino a 8 km) e la ripida scarpata continentale (con gradienti del fondale fino a 15°) del margine calabro ionico, sia nel settore settentrionale che in quello meridionale (Fig. 3). I canyon si estendono per decine di chilometri, con rami principali larghi fino a 2 km e con pareti che a volte superano i 200 m di altezza. Sono stati riconosciuti nove sistemi di canyon, alcuni costituiti da canali singoli, altri formati da sistemi gerarchici di cinque o più rami secondari che si fondono per formare morfologie dendritiche (Fig. 3). Nel settore meridionale, le testate dei grandi sistemi dendritici hanno una morfologia a 'cavolfiore' che può estendersi su perimetri di oltre 50 km. Alcuni sistemi di canyon incidono la piattaforma e possono collegarsi alla rete idrografica terrestre, mentre altri sono limitati al ciglio della

piattaforma o incidono solo la scarpata (Fig. 4). I profili sismici che attraversano i canyon calabri evidenziano che la loro formazione è successiva a quella di una discordanza regionale di presunta età medio-pleistocenica. L'età dei sedimenti è basata sulla correlazione con importanti discordanze osservate a terra all'interno del Bacino di Crotona (Zecchin et al., 2012, 2015). Un'età medio-pleistocenica per l'inizio dell'incisione è coerente con l'età di un canyon fossile identificato nella parte emersa del Bacino del Crotona (Zecchin et al., 2011). Questo è un risultato piuttosto interessante, dal momento che la maggior parte dei canyon del Mediterraneo (specialmente del Mediterraneo occidentale) sono impostati su incisioni formatesi durante la crisi di salinità messiniana circa 5,5 Ma fa. I canyon calabri si sono invece sviluppati in tempi molto più brevi e indipendentemente dalle incisioni più antiche.

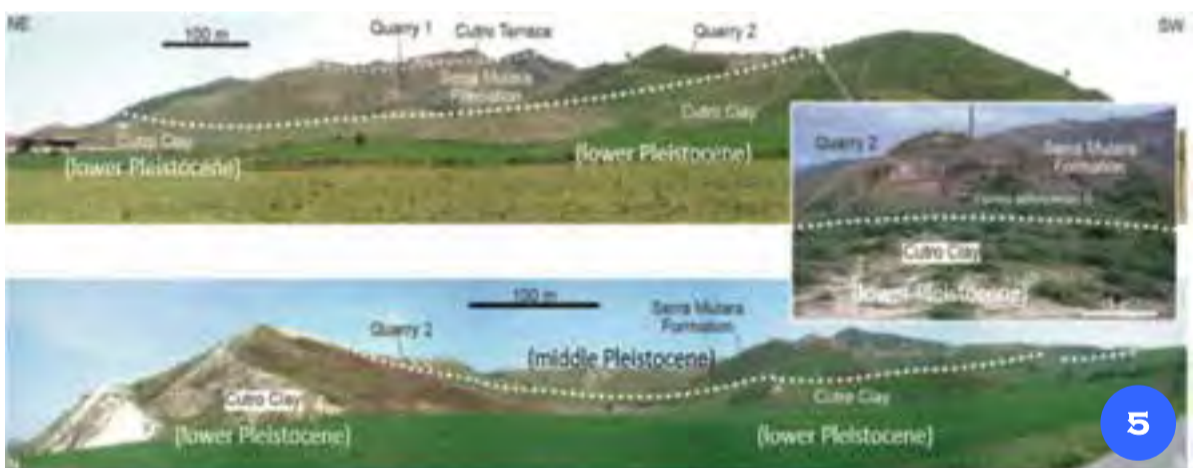


unconformity inferred to be of mid-Pleistocene age. The age of the sediments is based on correlation to prominent unconformities observed within the onshore Crotona Basin (Zecchin et al., 2012, 2015). A Mid-Pleistocene onset of canyon incision is consistent with the presence onshore of a fossil canyon of mid-Pleistocene age in the uplifted Crotona Ba-

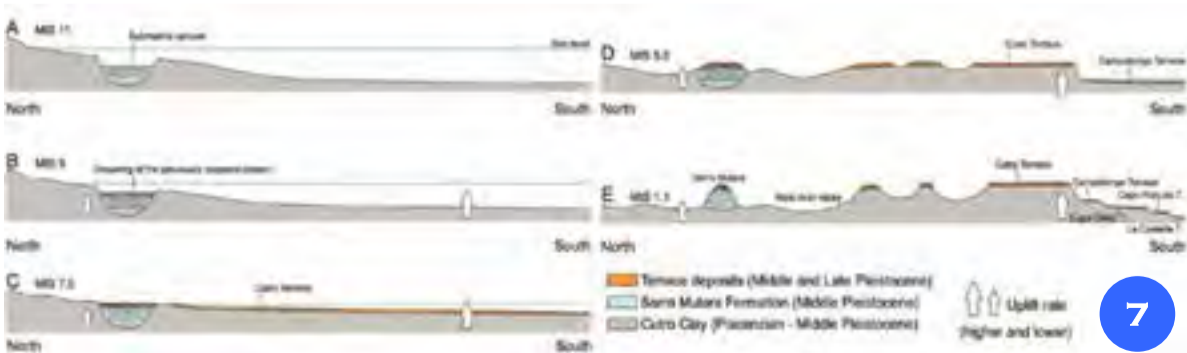
sin (Zecchin et al., 2011). This is quite an interesting result, as most Mediterranean canyons (especially in the western Mediterranean) are inherited from erosion during the Messinian salinity crisis about 5.5 Ma ago, whereas the Calabrian canyons have developed over much shorter timescales and independently from older erosional features.

PALEOCANYON DI SERRAMULARA

Nel settore settentrionale della parte emersa del Bacino di Crotona, alle spalle del Delta del Neto, l'erosione ha esposto una successione di riempimento di canyon (la Formazione di Serra Mulara) di età medio-pleistocenica (Fig. 5). La successione ha uno spessore massimo di 178 m ed è costituita da un corpo allungato in direzione NO-SE (lungo 4,25 km e largo fino a 1,5 km), confinato lateralmente da una successione di argille e silt di mare profondo. La parte inferiore del canyon è dominata da depositi da flussi di densità grossolani (ghiaie e sabbie), che passano verso l'alto ad un intervallo composto da alternanze di arenarie e peliti con spessori da decimetri a metri. La successione del canyon è coperta da depositi continentali ghiaiosi e sabbiosi che testimoniano una successiva fase di emersione (Fig. 6). Complessivamente, la Formazione di Serra Mulara registra un aumento del livello relativo del mare correlato alla transizione da MIS 12 a MIS 11, seguito da un abbassamento generalizzato del livello relativo del mare causato principalmente dal sollevamento regionale (Fig. 7). Il Canyon di Serra Mulara non è collegato alla moderna rete di canyon sottomarini, ed esso è l'unico esempio conosciuto di canyon sottomarino affiorante lungo il versante ionico della Calabria. Il canyon probabilmente testimonia la risposta agli eventi tettonici del Pleistocene medio, culminati con il sollevamento della Calabria, con conseguente incisione, riempimento e successiva decapitazione di un sistema di canyon che ha continuato poi a svilupparsi nell'adiacente margine sommerso. Il Canyon di Serra Mulara è simile per dimensioni ai più grandi canyon presenti oggi lungo il margine ionico della Calabria, e rappresenta un interessante analogo affiorante, utile per lo studio dei processi erosivi e deposizionali che agiscono all'interno di queste grandi incisioni sottomarine.

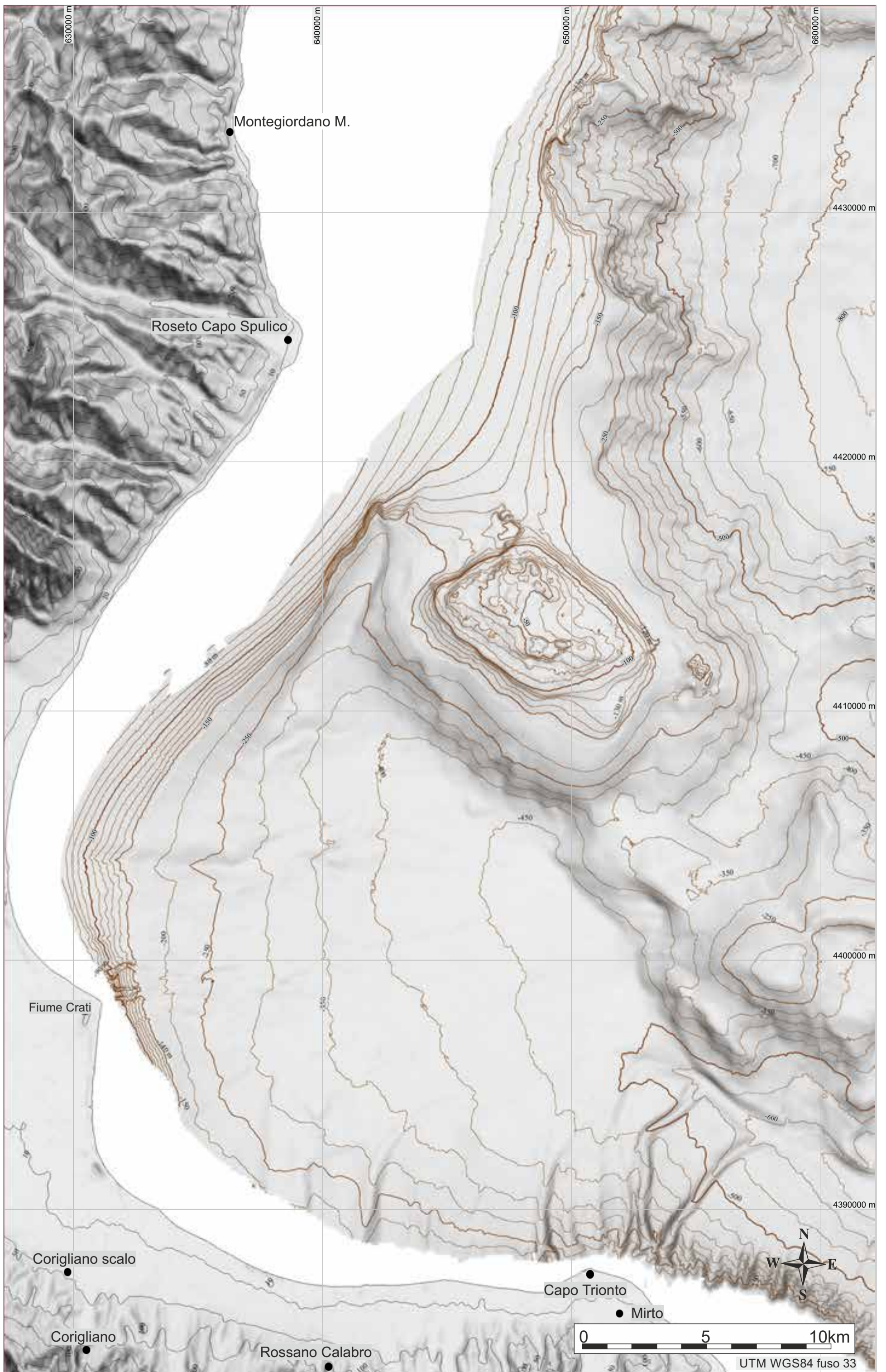


In the northern sector of the onshore Crotona Basin, north of the town of Crotona, behind the modern Neto Delta, erosion has exposed a coarse-grained canyon fill succession (the Serra Mulara Formation) of Middle Pleistocene age (Fig. 5). The canyon fill is up to 178-m-thick and consists of a NW-SE elongated body (4.25-km-long and up to 1.5-km-wide) laterally confined by a deep-water succession of clays and silts. The lower part of the canyon fill is dominated by gravelly to sandy density-flow deposits, passing upwards into an interval composed of metre-to decimetre-scale density-flow deposits forming sandstone-mudstone couplets. The canyon fill is overlain by gravelly to sandy continental deposits recording a later stage of emergence (Fig. 6). Overall, the Serra Mulara Formation records a relative sea-level rise related to the transition from MIS 12 to MIS 11, followed by a generalized relative sea-level lowering mostly related to regional uplift (Fig. 7). The Serra Mulara Formation is the only known example of outcropping submarine canyon fill along the Ionian side of Calabria and is not connected to the present-day network of submarine canyons. The Serra Mulara Canyon probably records a response to Middle Pleistocene tectonic events that culminated in the uplift of Calabria, resulting in the incision, infill and beheading of a canyon system that has continued to develop in the adjacent offshore. The Serra Mulara Canyon is similar in size to the largest active submarine canyons found along the Ionian margin of Calabria, and may be profitably used as an outcrop analogue to study both erosional and depositional processes acting within these large features.





FOGLIO 41 CORIGLIANO





Montegiordano M.

La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Roseto Capo Spulico

Fiume Crati

Corigliano scalo

Corigliano

Rossano Calabro

Capo Trionto

Mirto

S. CERAMICOLA<sup>10\*</sup>, A. COVA\*, S. CRITELLI\*, E. FORLIN\*, D. PRAEG\*, M. ZECCHIN\*, A. CABURLOTTO°, O. CANDONI\*, D. CIVILE°, M. COSTE°, D. COTTERLE\*,  
 R. DOMINICI\*, L. FACCHIN°, F. MUTO\*, R. ROMEO°, R. RAMELLA' 'RESPONSABILE FOGLIO; °INTERPRETAZIONE DATI; \*ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; ^STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il margine continentale calabro del Golfo di Taranto è caratterizzato da una struttura ad embrici con deformazioni attive a partire dal Pleistocene (Senatore et al., 1988); esso è caratterizzato da una serie di fronti di sovrascorrimento orientati NO-SE (*fold and thrust belt*) (Del Ben et al., 2008). Tali fronti costituiscono degli alti morfologici e strutturali che rendono la scarpata anomala, caratterizzata da alti morfologici che delimitano alcuni bacini di *piggy-back*, tra cui il Bacino di Corigliano ed il Bacino dell'Amendolara. In questi bacini la sedimentazione è avvenuta contemporaneamente alla deformazione lungo le faglie che delimitano gli alti strutturali. L'area di fondo mare ricadente nel Foglio 41 "Corigliano" corrisponde alla porzione meridionale del Golfo di Taranto compresa tra Capo Spulico a nord e Capo Trionto a sud. Dal punto di vista fisiografico si osserva la presenza di una piattaforma continentale molto ristretta (da 3 a 9 km) e a bassa pendenza e di una scarpata continentale molto estesa (Ceramicola et al., 2009). Quest'ultima è suddivisa in due vasti bacini, Corigliano, a sud e Amendolara, a nord, separati dall'alto strutturale dell'Amendolara orientato circa NO-SE e delimitato da lineamenti tettonici con lo stesso andamento (Ceramicola et al., 2010). La Dorsale dell'Amendolara presenta una morfologia accidentata, dissecata da lineamenti tettonici NE-SO che portano ad un susseguirsi di alti e bassi strutturali. La profondità della dorsale è molto variabile, si va infatti dai 30 m al di sotto del livello del mare nel settore nord-occidentale ai 350 m circa nelle zone sud-orientali. Vaste porzioni della Dorsale dell'Amendolara sono andate in emersione durante l'ultimo glaciale (MIS 2), quando il livello del Mar Mediterraneo era oltre 140 m più basso di quello attuale. A sostegno di ciò, in questa zona, così come nelle aree di piattaforma, l'emersione è registrata da una netta superficie di *unconformity* ben visibile sui dati sub bottom. I versanti della Dorsale dell'Amendolara risultano in generale acclivi ( $6^{\circ}$ - $12^{\circ}$ ) e sovente interessati da fenomeni franosi semplici e complessi, che soprattutto sul margine NE della dorsale risultano di notevoli dimensioni. Dati sub bottom della parte sommitale della dorsale mostrano una facies acustica 'sorda' associata a frequenti anomalie acustiche nella colonna d'acqua (pennacchi). Questa associazione viene interpretata come la presenza diffusa di biocostruzioni associate a ecosistemi bentonici. Nella parte nord-occidentale del Foglio 41 ricade la porzione meridionale del Bacino dell'Amendolara, caratterizzata anch'essa, come il Bacino di Corigliano, da una sedimentazione a granulometria medio-fine e dalla presenza di depositi gravitativi sia sepolti che affioranti, localizzati alla base dei versanti della Dorsale dell'Amendolara (Ceramicola et al., 2014b).

*The Calabrian margin of the Gulf of Taranto is characterized by imbricate crustal thrust structures that record compressive deformation during the Pleistocene (Senatore et al., 1988), expressed onshore and offshore as a series of NW-SE oriented thrust fronts. In the Gulf of Taranto, this has resulted in a continental slope of anomalous relief, comprising sub-parallel structural highs bounding intra-slope piggy-back basins. Examples of the latter include the Corigliano and the Amendolara basins, within which sedimentation has taken place contemporaneously with fault movements within the bounding highs (Del Ben et al., 2008).*

*The seabed in Sheet 41 "Corigliano" corresponds to the southern portion of the Gulf of Taranto between Cape Spulico to the north and Cape Trionto to the south. From a physiographic point of view, a narrow (3-9-km-wide) continental shelf gives way to a wide continental slope. The slope includes the large Corigliano and Amendolara basins, separated by the structural high of the Amendolara Ridge which is NW-SE orientated and delimited by tectonic lineaments with the same orientation (Ceramicola et al., 2010).*

*The Amendolara Ridge has an irregular slope profile, due to its dissection by NE-SW tectonic features that form a series of smaller morphological highs and lows. The ridge varies in water depth, from only 30 m below sea level in the northwest, to about 350 m below sea level in the southeast. Large portions of the Amendolara Ridge were therefore emerged during the last glacial maximum (MIS 2), when the Mediterranean Sea was up to 140 m below its present level (Lambeck and Purcell, 2005). Sub-aerial exposure is recorded by a buried unconformity visible on sub bottom seismic profiles that can be traced across the ridge and the adjacent continental shelf.*

*The slopes of the Amendolara Ridge are generally steep ( $6$ - $12^{\circ}$ ) and widely affected by mass wasting phenomena, especially significant on the NE flank of the ridge. Sub bottom profiles across the top of the ridge show a reflective acoustic facies associated with frequent acoustic anomalies in the water column, interpreted as the presence of bioconstructions associated with benthic ecosystems.*

*Sheet 41 includes the southern portion of the Amendolara Basin and the Corigliano Basin. Sub bottom profiles show that the basins are characterised by stratified fine-grained sediments interbedded with unstratified intervals, the latter interpreted as recurrent mass failures from the slopes of the Amendolara Ridge (Ceramicola et al., 2014b).*

## I TERRAZZI SOMMERSI CALABRI

I margini continentali della Calabria ionica a sud di Rossano sono caratterizzati da una piattaforma continentale molto ridotta (ampia fino a 5 km) e da scarpate continentali piuttosto acclivi, che raggiungono profondità di 600 m ad una distanza di 10 km dalla linea di costa (Fig. 1).

Le scarpate continentali calabre sono spesso caratterizzate da morfologie a terrazzi, con una scarpata superiore meno ripida (con gradienti del fondale fino a  $4^{\circ}$ ) ed una inferiore più ripida (con pendenze fino a  $10^{\circ}$ ). La scarpata continentale è stata analizzata utilizzando dati sub bottom in tre punti specifici del margine ionico, dove si osservano morfologie molto acclivi (fino a  $20^{\circ}$ ), al fine di comprenderne l'origine.

L'interpretazione dei profili chirp di Zecchin et al. (2011), acquisiti lungo il margine calabro dello Ionio, ha permesso di osservare la variabilità della superficie di *ravinement* formata dall'azione delle onde (WRS) durante l'innalzamento del livello del mare successivo all'ultimo glaciale.

La WRS tronca i depositi argillosi del Plio-Pleistocene ed è ricoperta da

sedimenti tardo pleistocenici ed olocenici spessi fino a 30 m (profili 1 e 2 in Fig. 1). La geometria della WRS evidenzia una scarpata lungo il margine, tra circa 75 e 100 m di profondità con pendenze maggiori di  $20^{\circ}$ , che è stata interpretata come una falesia costiera relitta, sommersa dopo una fase di rapido innalzamento marino glacio-eustatico denominato *melt-water pulse* (MWP) 1A (14,3-13,5 cal mila anni fa) (Fairbanks, 1989). Questa interpretazione è supportata dalla stretta corrispondenza tra la profondità della falesia relitta e l'intervallo di profondità di MWP-1A, assumendo che il sollevamento dell'area sia stato in parte compensato dalla subsidenza glacio-idro-isostatica durante l'Olocene (Pirazzoli et al., 1997). Altre scarpate sepolte sono state osservate localmente nella scarpata superiore.

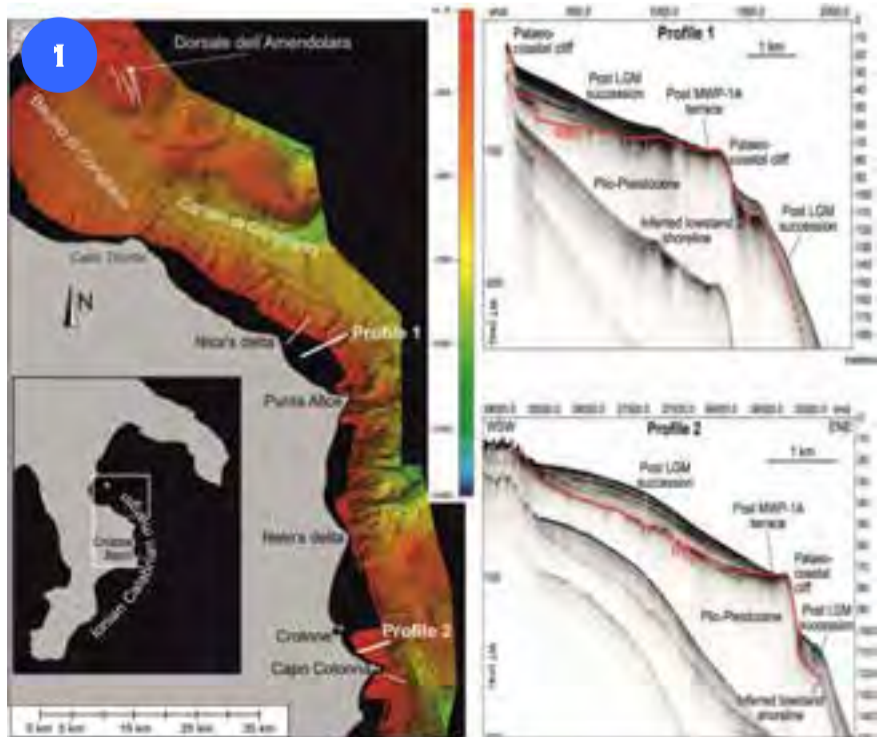
Questi risultati evidenziano che questa parte del margine calabro è costituita da terrazzi erosivi sommersi separati da paleo-falesie costiere, che sono il prodotto dell'aumento discontinuo del livello marino glacio-eustatico durante il periodo post-glaciale.

*The continental margin of the Ionian side of Calabria south of Rossano is characterized by a narrow shelf (up to 5-km-wide). The continental slope deepens rapidly to reach water depths of 600 m within a distance of 10 km from the coastline (Fig. 1).*

*The slope is overall characterized by a gentler upper part (with seafloor gradient up to  $4^{\circ}$ ) and a steeper lower part (up to  $10^{\circ}$ -steep), both of which are interrupted in places by terrace-like features with slopes locally up to  $20^{\circ}$ -steep. These features have been analyzed at three locations using chirp sub bottom profiles in order to understand their origin.*

*The results suggest they represent submerged coastal features, which are the product of the discontinuous relative sea-level rise following the Last Glacial Maximum, or LGM (Zecchin et al., 2011). The sub bottom profiles reveal that the terraces reflect a buried unconformity surface (WRS) formed when sea levels were lower. The WRS truncates Plio-Pleistocene clayey deposits and is overlain by up to 30 m of uppermost Pleistocene to Holocene sediments. The WRS includes a prominent terrace at the shelf edge, located between 75 and 100 m water depth and more than  $20^{\circ}$  steep, interpreted by Zecchin et al. (2011) as a relict coastal cliff drowned after a phase of rapid glacio-eustatic sea-level rise linked to melt-water pulse (MWP) 1A between 14.3 and 13.5 cal ka BP (Fairbanks, 1989).*

*This interpretation is supported by the correspondence between the depth of the inferred relict coastal cliff and the depth range of MWP-1A, assuming that the uplift of the area was in part compensated by glacio-hydro-isostatic subsidence during the Holocene (Pirazzoli et al., 1997). Other buried terraces are locally found along the upper slope.*

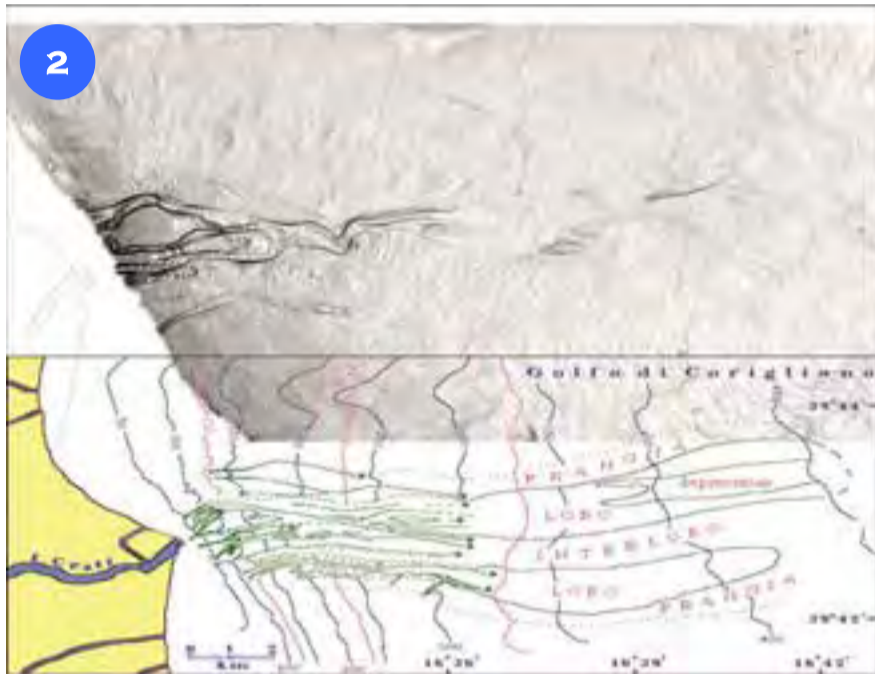


## IL DELTA DEL CRATI

La conoide sottomarina del Crati (Fig. 2) è stato uno dei primi sistemi deposizionali torbiditici segnalati in Italia. Esso venne studiato negli anni '80 del secolo scorso con sismica ad alta risoluzione, side scan sonar e carote di sedimento marino nella parte superiore della conoide (Ricci Lucchi et al., 1984).

A terra il Graben del Crati rappresenta una zona di tettonica attiva dal Pliocene all'attuale (Monaco e Tortorici, 2000), caratterizzata da una forte subsidenza quaternaria nella parte costiera della piana (superiore a  $1 \text{ mm anno}^{-1}$ ). A causa della conformazione orografica, tettonica e climatica l'area produce un'ingentissima quantità di sedimento terrigeno (Rago et al., 2017), convogliato nel Golfo di Corigliano dal Fiume Crati, il maggior corso d'acqua della Calabria. Il Crati forma la piana di Sibari e un delta cuspidato di piccole dimensioni in progradazione attiva (Bellotti et al., 2003).

Il carattere rettilineo della costa e la forma del delta indicano un forte effetto del



*The Crati Delta (Fig. 2) was one of the first submarine turbidite depositional systems recognised in Italy, based on studies undertaken in the 1980s using high resolution seismic profiles, side-scan sonar data and sediment cores from the upper part of the cone (Ricci Lucchi et al., 1984).*

*It occupies the Crati Graben, a structure that onshore studies showed to have been tectonically active since the Pliocene until present (Monaco and Tortorici, 2000), in the coastal plain recording strong subsidence throughout the Quaternary ( $>1 \text{ mm year}^{-1}$ ). The tectonic, physiographic and climatic configuration of the area results in the production of a large amount of terrigenous sediment (Rago et al., 2017), conveyed to the Corigliano Gulf by the Crati River, the largest watercourse of Calabria. The Crati River has formed the Sibari plain and supplies a small cusped delta that is actively prograding (Bellotti et al., 2003).*

*The straight character of the coastline and the shape of the delta reflect a strong influence of wave motion in redistributing sand and gravel near the river mouth. However, only a small part of the sediment supplied is deposited near the river mouth to form the delta, the majority instead being transported towards deeper waters by gravitational flows. In fact, the Crati River has a high concentration of suspended sediment, reaching an average of  $2.1 \text{ kg m}^{-3}$  in autumn, with peaks up to  $30 \text{ kg m}^{-3}$  (Bellotti et al., 2004). This value is close to the buoyancy threshold needed to trigger hyperpycnal flows (Mulder and Syvitski, 1995).*

*In the case of a relatively narrow continental shelf, like the one in this area (1-km-wide), such gravity-driven flows can fully develop to form complex*

*moto ondoso che distribuisce la sabbia e la ghiaia ai lati della foce, formando cordoni litorali. Tuttavia nell'area marina prospiciente la foce solo una piccola parte del sedimento viene deposto a formare l'apparato deltizio, la maggior parte viene invece trasportata verso gli alti fondali da flussi gravitativi. Infatti il Fiume Crati mostra un'elevata concentrazione di sedimento in sospensione che raggiunge una media di  $2,1 \text{ kg m}^{-3}$  nel periodo autunnale, con picchi fino a  $30 \text{ kg m}^{-3}$  (Bellotti et al., 2004), prossimi alla soglia di galleggiamento necessaria per innescare flussi iperpicniali (Mulder e Syvitski, 1995).*

*Nel caso di una piattaforma piuttosto stretta o assente come quella in questa zona (1 km), tali flussi, guidati dalla gravità possono svilupparsi pienamente e formare sistemi deposizionali complessi sulla scarpata e sul rialzo continentale (Mulder et al., 2003).*

*Nell'area antistante la foce del Fiume Crati sono disponibili dati ad alta risoluzione solo a partire dalla profondità di 70 m. Tuttavia l'andamento delle isobate e i dati riportati in Crati Group (1980) indicano come i flussi producano morfologie significative già a partire da 50 m ed incidano profondamente il ciglio della piattaforma.*

*Le ricostruzioni effettuate dal Crati Group negli anni '80, trovano riscontro nei dati batimetrici ad alta risoluzione (Fig. 2), in cui si osserva come la scarpata continentale sia caratterizzata da incisioni canalizzate fino alla profondità di 280 m, al di sotto della quale sono presenti lobi deposizionali. Alcuni dei canali formano argini ben sviluppati, tipici dei sistemi torbiditici e dovuti a deposizione da parte delle correnti più voluminose che tracimano dal canale stesso. Per l'effetto di Coriolis, che fa debordare i flussi prevalentemente da un lato, i due argini non hanno la stessa altezza, ne' la stessa larghezza; quello settentrionale (il sistema è allungato in senso E-O) è il più sviluppato (Crati Group, 1980).*

*Il fondo del canale è terrazzato e cosparso di sabbia, mentre gli argini sono fatti in gran parte di fango e resi irregolari da piccole frane e canali di rotta ("crevasse"). Dopo la scarpata, al raddolcirsi del pendio, il canale principale diminuisce di profondità (la massima raggiunta è di 30 m) e svanisce, talora suddividendosi in canaletti minori. Al termine del canale, si trova una zona appena rilevata sul fondo circostante; questo leggero rilievo è dovuto alla deposizione di sabbia da parte delle correnti che perdono velocità uscendo dal canale.*

*La fascia sabbiosa allungata, che così si forma, viene chiamata "lobo" ed è bordata da "frange", con depositi via via meno sabbiosi e con strati più sottili (Crati Group, 1980).*

*depositional systems on the continental slope and rise (Mulder et al., 2003).*

*In front of the Crati River mouth, high resolution bathymetric data are available only below 70 m depth. However, isobaths trends and data reported in Crati Group (1980) indicate that hyperpycnal flows produce significant morphologies that strongly incise the edge of the shelf below 50 m depth. The reconstructions of the Crati Group in the 1980s are confirmed by more recent high-resolution bathymetric data (Fig. 2), which show the continental slope to be characterized by incised channels reaching 280 m depth; below this depth, depositional lobes are present. Some of the channels are bordered by well-developed levees, features typical of turbiditic systems that record deposition by larger currents overflowing the channel.*

*Due to the Coriolis effect, which causes preferential overflows to one side, the two levees do not have the same height nor width; the northern levee of the E-W oriented system is the best developed (Crati Group, 1980).*

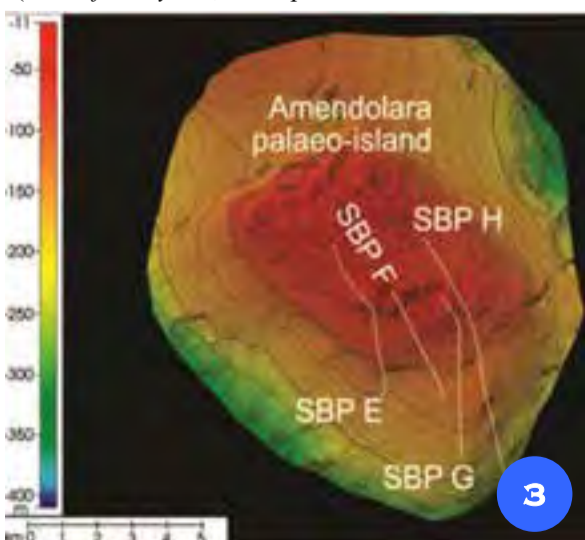
*The bottom of the channel is terraced and sandy, while the levees are mainly muddy and of irregular relief due to small landslides and channels ("crevasses"). Below the shelf, as the slope decreases, the main channel decreases in depth (reaching 30 m depth), in places subdividing into smaller channels, until disappearing.*

*At the end of the channel, there is a slightly elevated area of seafloor, formed by the deposition of sand by currents that lose speed as they exit the channel. The elongated sandy band thus formed is called "lobe" and is bordered by "fringes" containing progressively less sand and thinner deposits (Crati Group, 1980).*

## LA PALEOISOLA DI AMENDOLARA

Il rilievo ombreggiato della parte settentrionale della Dorsale di Amendolara (Fig. 3, equidistanza delle *contour* 50 m) mostra come questa emergeva parzialmente durante l'ultimo glaciale costituendo un'isola.

Il profilo sub bottom F (Fig. 4, ubicazione in Fig. 3) e la sua interpretazione (*inset* in basso) mostrano un pendio dal profilo accidentato, dove è possibile riconoscere una superficie di discordanza (*Unconformity U*, interpretata come una *wave*



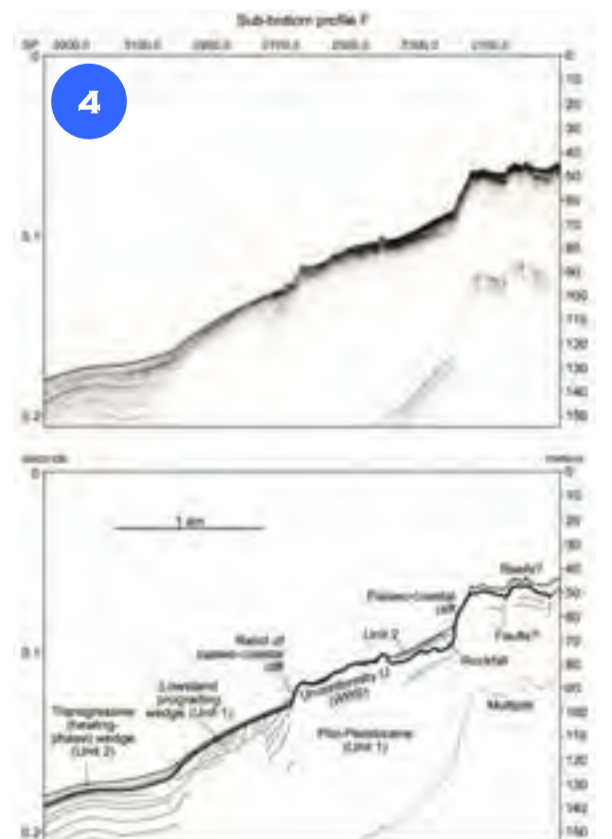
*ravinement surface, WRS) ed il cuneo progradante di lowstand associato all'ultimo glaciale. La discordanza U è localmente esposta formando due scarpate interpretate come paleo-falesie, la più profonda delle quali è a circa 90 m ed è preservata solo parzialmente.*

*Questa paleo-falesia è probabilmente stata annegata durante una fase di rapida risalita del livello del mare dopo il massimo glaciale, nota come melt-water pulse 1A.*

*The Shaded relief of the northern part of the Amendolara Ridge (Fig. 3, contour lines every 50 m), shows that it was partially emerged, forming an island during the last glacial maximum.*

*The sub bottom profile F in Figure 4 (see location in Fig. 3) and its interpretation (Fig. 4 inset below) are shown. The profile shows a rough slope, where an unconformity (U, interpreted as a wave ravinement surface, WRS) and the lowstand prograding wedge associated with the last glacial maximum are recognized. The unconformity U is locally exposed and forms two scarps interpreted as palaeo-coastal cliffs; the deepest is located at ca. 90 m depth and is only partially preserved.*

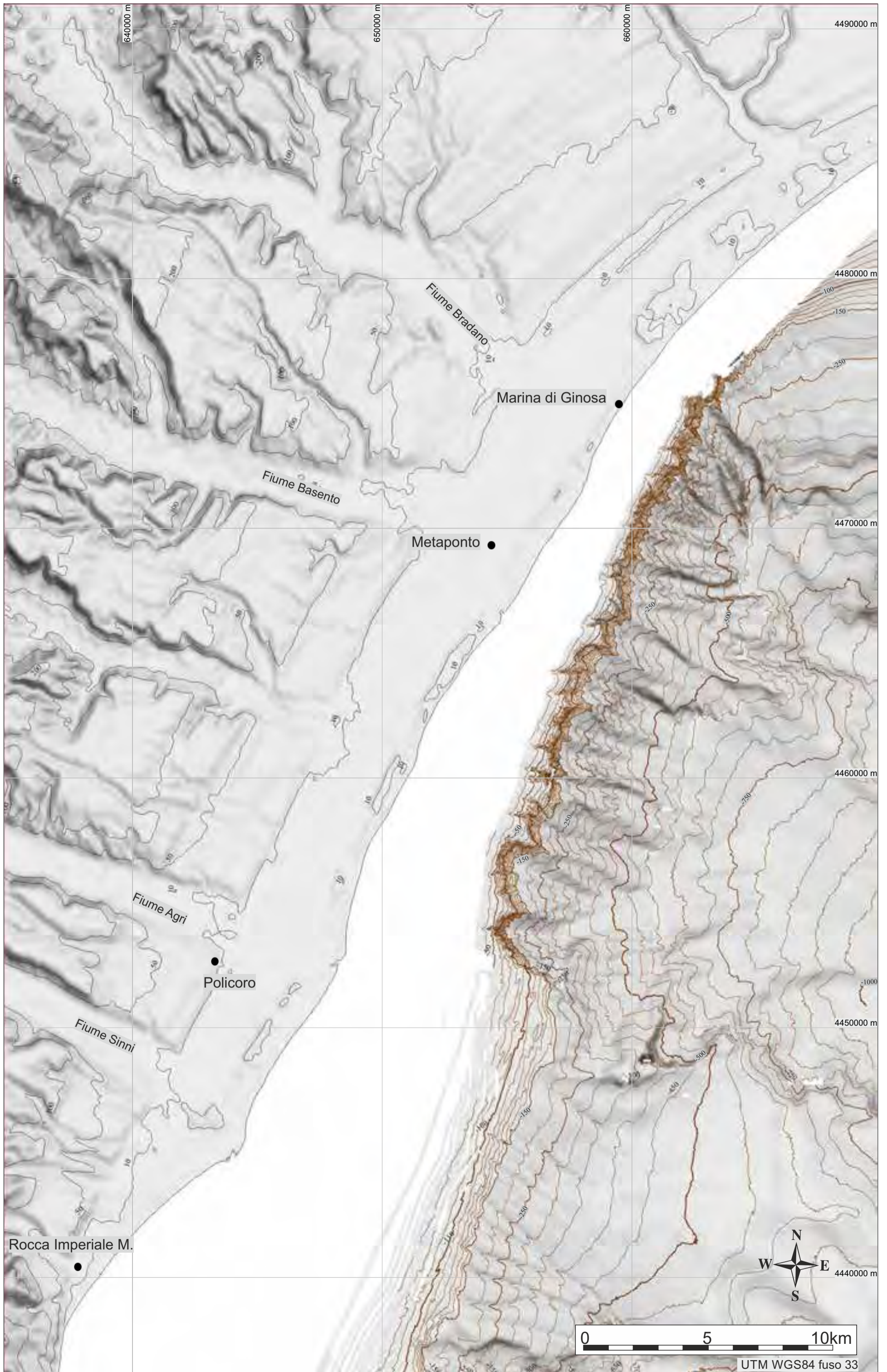
*This paleo-coastal cliff was probably drowned during a phase of rapid sea-level rise between 14.3-13.5 cal ka BP, known as melt-water pulse 1A.*





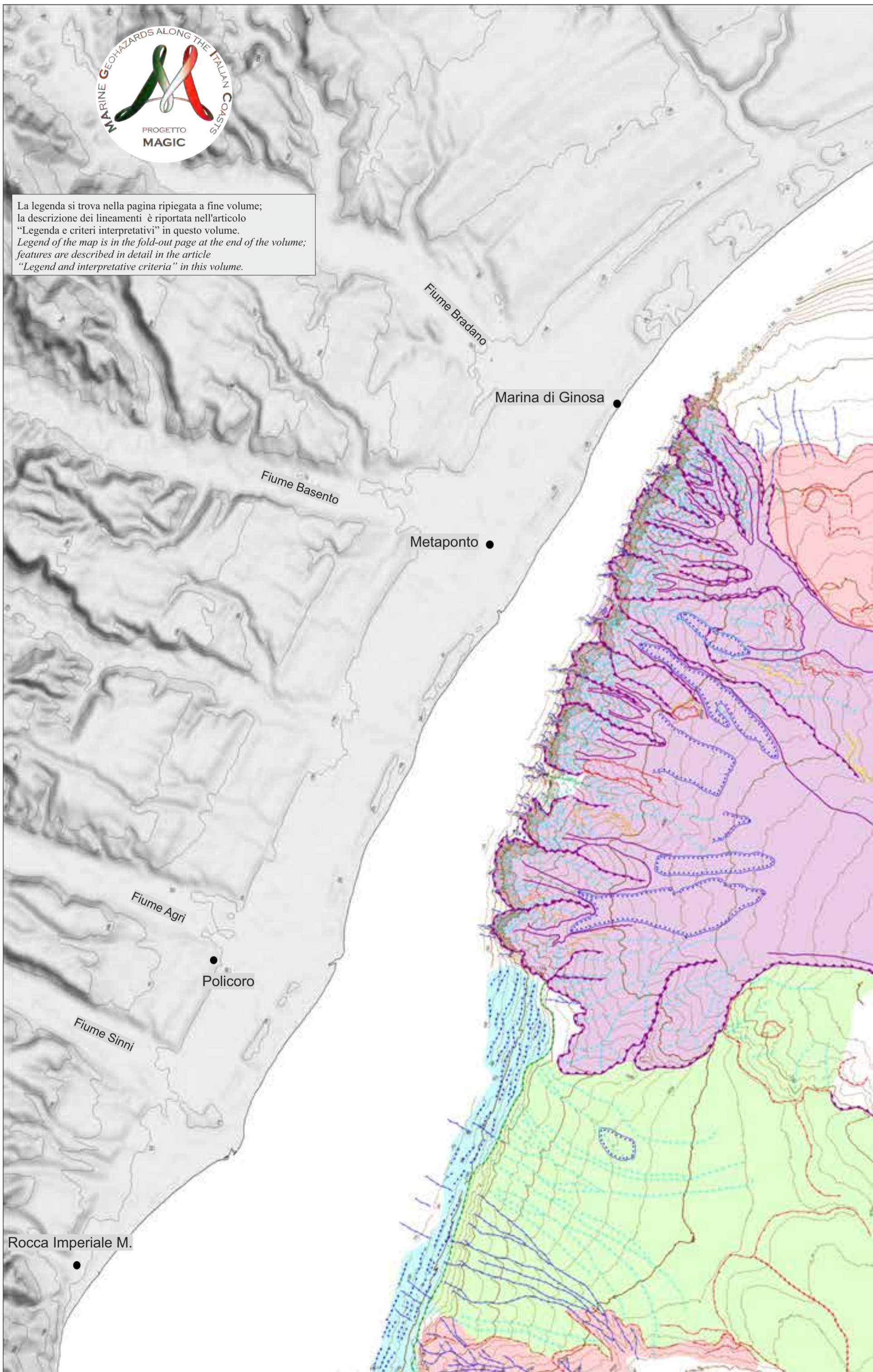


FOGLIO 42 METAPONTO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
"Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
features are described in detail in the article  
"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



M.R. SENATORE<sup>1,0^A</sup>, A. MEO<sup>0^\*^A</sup>, A. BOSMAN<sup>0^\*^A</sup>, F.L. CHIOCCI<sup>0</sup>, E. LAI<sup>\*</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

L'area ricadente nel Foglio 42 "Metaponto" è caratterizzata da domini fisiografici che si sviluppano in un contesto geologico molto complesso: è parte del raccordo tra il settore emerso e quello ancora sommerso del sistema Catena-Avanfossa-Avampaese dell'Appennino meridionale (Pescatore e Senatore, 1986; Senatore et al., 1988). Da sud verso nord la piattaforma continentale mostra una progressiva riduzione dell'ampiezza (Fig. 1); infatti a largo della foce del Fiume Agri essa misura circa 6 km. Una significativa riduzione si ha a largo di Metaponto Lido, dove essa è larga tra 1,7 e 2,5 km. Gli elementi morfo-batimetrici osservabili in una stretta fascia della piattaforma in questa zona, e fino al suo margine, sono delle canalizzazioni che incidono sempre più significativamente i sedimenti al fondo (Fig. 2) e che nell'*offshore* di Metaponto raggiungono il massimo sviluppo. Le canalizzazioni, cartografate con il simbolo di solchi erosivi, si trovano a largo delle foci dei fiumi qui presenti: il Bradano, il Basento, il Cavone e l'Agri. La scarpata continentale si estende da 30/50 fino a 600 m di profondità. La parte superiore di essa, che termina in media a 450 m di profondità, è sede di due imponenti zone che ricoprono un'area totale di circa 50 km<sup>2</sup> e che insieme rappresentano la testata del Canyon di Taranto; infatti entrambe recapitano i sedimenti trasportati all'interno del letto del canyon. Queste sono state definite "sub-testate" (Fig. 1), e mostrano differenze nella morfologia e nei processi sedimentari che le caratterizzano. All'interno di ogni sub-testata si osservano diversi sistemi di canali, definiti "rami", che confluiscono tutti verso la depressione principale, rappresentata dal Canyon di Taranto, generando due bacini di drenaggio complessi discretamente gerarchizzati. Nonostante sia chiaro che le due sub-testate siano differenti per forme e processi sedimentari attivi, si osserva che nella sub-testata nord le pendenze medie nella parte superiore sono dell'ordine del 7-8%, diminuendo significativamente a valori di ~4% nel tratto inferiore. A profondità maggiori, comprese tra 500 m di profondità fino al margine orientale del foglio, si individua la zona depressa che rappresenta l'inizio del Canyon di Taranto. Alla base della scarpata della sub-testata nord, il canyon è ampio ~4 km (Fig. 1) e presenta pendenze dell'ordine del 3-4%. Più a sud, nel tratto che va dalla foce del Fiume Agri fino alla foce del Fiume Basento, occupato dalla sub-testata sud, a partire da 550 m di profondità, si osserva la presenza di un bacino ampio fino a ~8 km (Fig. 1). Questo, che rappresenta la zona di confluenza e di recapito temporaneo dei sedimenti trasportati attraverso la sub-testata sud, si raccorda al Canyon di Taranto con pendenze che variano tra il 4% ai piedi della scarpata, fino a valori di circa 2%, verso SE, al bordo orientale del foglio. Il Canyon di Taranto, dal punto di vista morfologico, rappresenta contemporaneamente una zona di accumulo e di transito dei sedimenti provenienti dal continente. La sedimentazione recente è costituita da depositi sabbioso-siltosi intercalati a depositi pelitici (Pescatore, 1985; Senatore, 1987; Fig. 7).

*The area included in the Sheet 42 "Metaponto" is characterized by physiographic domains developing in a complex geological context: it is located at the junction between the submerged and subaerial portions of the chain-foredeep-foreland system of the southern Apennines (Pescatore and Senatore, 1986; Senatore et al., 1988).*

*From south to north, the continental shelf shows a progressive reduction of its width (Fig. 1). In fact, off the River Agri mouth, it is about 6-km-wide. A significant shelf reduction is observed off of Metaponto Lido coast, where its width ranges between 1.7 and 2.5 km.*

*Channels (gullies) affecting bottom sediments represent the morphobathymetric elements which characterize a narrow external strip of the shelf in this area up to its margin (Fig. 2). They are mapped with the symbol of erosive furrows and are fully developed offshore Metaponto, where the mouths of Bradano, Basento, Cavone and Agri rivers are located.*

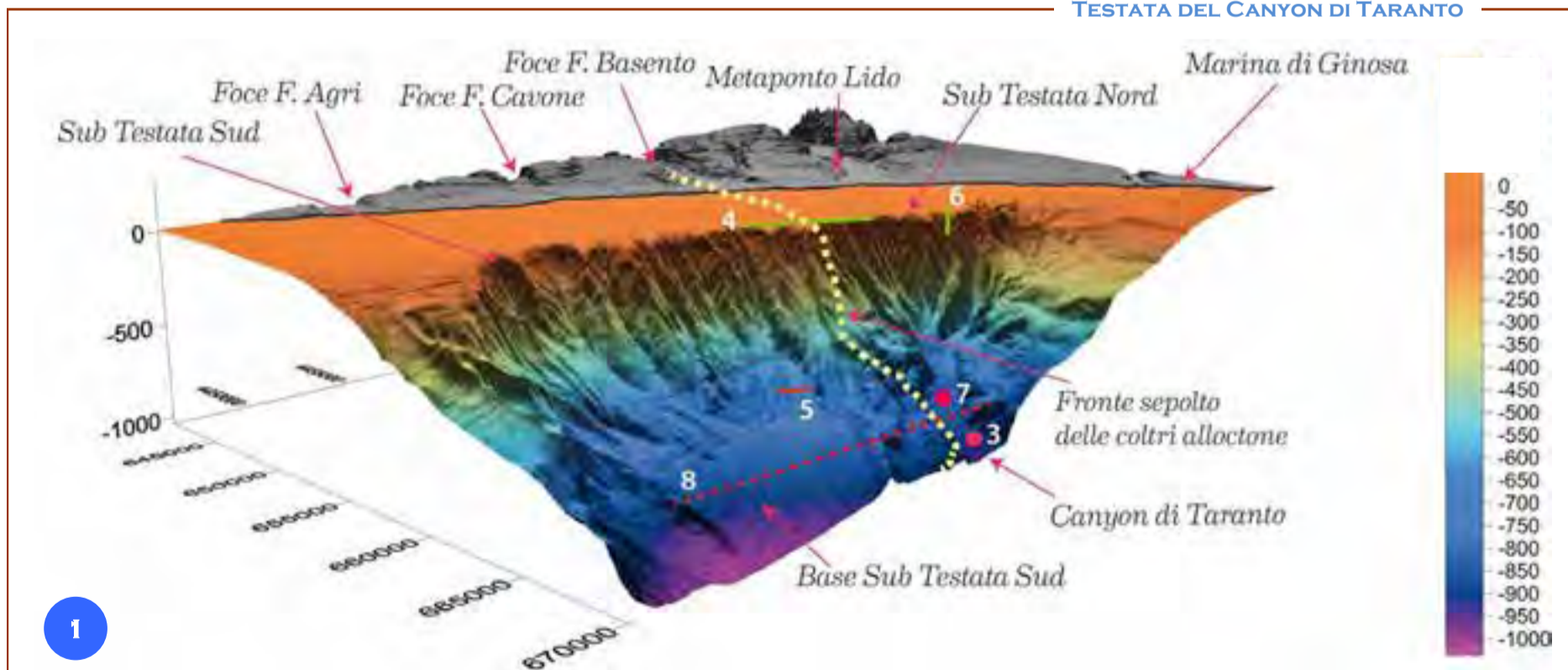
*In this area, the continental slope extends from 30/50 to 600 m depth. The upper continental slope extends down to an average depth of 450 m, and it is occupied by two huge areas covering ~50 km<sup>2</sup>. They together represent the head of the Canyon of Taranto, both discharging sediment transported in the canyon. These two zones were defined sub-heads (Fig. 1), and show differences in morphology and in their characterizing sedimentary processes. Within each sub-head, several systems of channels, called branches, flow into the major depression, represented by the Canyon of Taranto; the result is represented by two complex drainage basins just discreetly hierarchized.*

*Although it is clear that the two sub-heads are different in terms of morphological features and active sedimentary processes, the upper slope of the north sub-head has an average slope of 7-8%, value that decreases significantly towards the base of the slope until 4%. At greater depths, from 500 m up to the eastern edge of the map, the Canyon of Taranto spreads out as a broad depressed area. At the base of the north sub-head, the canyon is about 4-km-wide (Fig. 1), with slope values in the range of 3-4%.*

*Further south, in the sector of the margin included between the mouths of the Agri and Basento rivers, a basin with lateral extension up to about 8 km is present from 550 m depth at the base slope of the south sub-head. The basin, where sediment transported through the south sub-head is delivered and temporarily deposited, is connected to the Canyon of Taranto with slopes ranging between 4% and about 2% to SE, at the eastern edge of the map.*

*From a morphological point of view, the Canyon of Taranto, is both an accumulation and a transit area of sediment from the continent. The recent sedimentation consists of sandy-silty deposits intercalated with pelitic deposits (Pescatore, 1985; Senatore, 1987; Fig. 7).*

## TESTATA DEL CANYON DI TARANTO



1

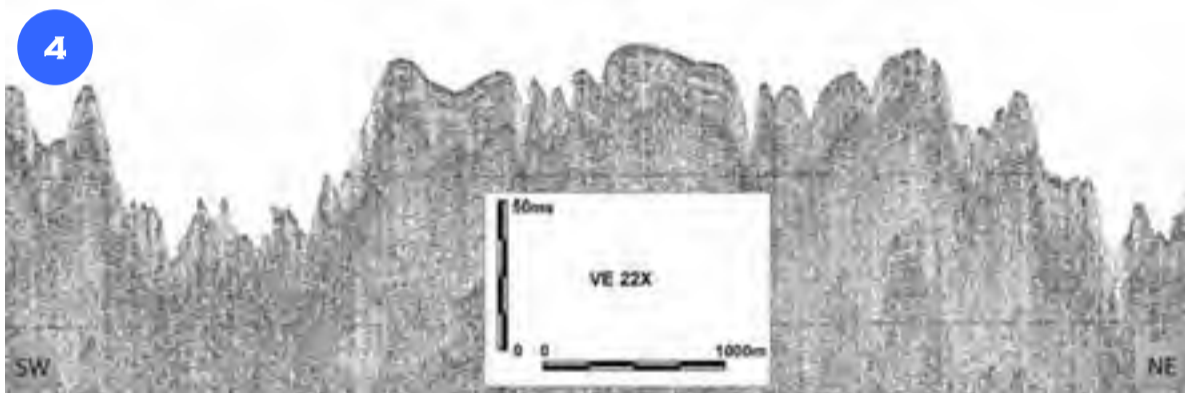
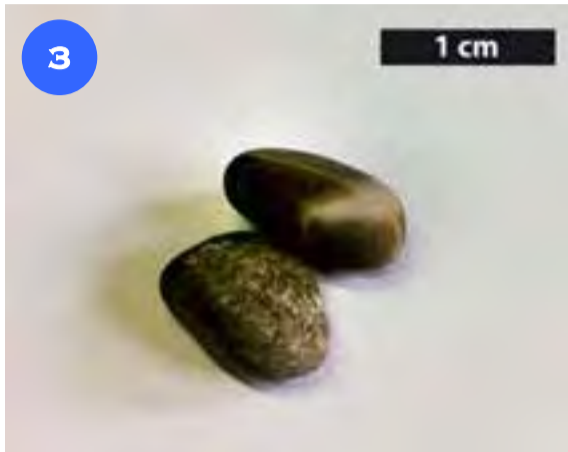
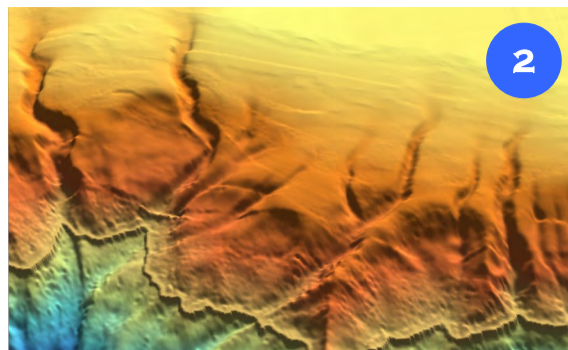
La testata del Canyon di Taranto rappresenta l'elemento principale nel Foglio 42 "Metaponto" (Fig. 1); è possibile osservare la distinzione delle due aree definite "sub-testate". I dati presentati in queste pagine, mostrano il campionamento di due ciottoli nel Canyon di Taranto (Fig. 3), quattro profili sismici sparker (Fig. 4, 5, 6 e 8) e il log stratigrafico di una carota di sedimento prelevata all'interno del canyon (Fig. 7). È mostrato inoltre il ciglio della piattaforma continentale (Fig. 2) dove l'elemento morfologico principale è rappresentato dalla presenza dei canali erosivi (*gully*). Questi elementi si ritrovano per tutto il tratto di piattaforma lungo il quale insiste la testata del Canyon di Taranto e sono il raccordo tra essa e i sistemi di drenaggio presenti a terra in quest'area.

*The head of the Canyon of Taranto represents the main element of the Sheet 42 "Metaponto" (Fig. 1); the distinction between the two areas defined as sub heads is observed.*

*The data here presented include the sampling of two pebbles in the Canyon of Taranto (Fig. 3), four seismic sparker profiles (Figs. 4, 5, 6 and 8) and the graphic log of a sediment-core collected in the canyon (Fig. 7). It is also shown the continental shelf (Fig. 2), with erosive channels (gullies). They are found throughout the shelf offshore, where the head of the Canyon of Taranto is found, and they represent the connection between land drainage systems in this area and the canyon.*

Durante una campagna per la misurazione delle correnti sottomarine, sono penetrati due ciottoli all'interno di un correntometro (Fig. 3). Tali ciottoli, dalle dimensioni centimetriche, sono stati recuperati lungo l'asse del Canyon di Taranto, a circa 800 m di profondità, confermando la notevole competenza delle correnti che vi scorrono.

Un profilo sparker (1 kJ) è stato eseguito longitudinalmente alla costa (Fig. 4), al margine della piattaforma a largo di Metaponto; le incisioni visibili sono dovute alla presenza dei gully. Il profilo sparker (1 kJ), trasversale al ciglio della piattaforma (Fig. 5), mette in evidenza il carattere erosivo di tale zona dovuto al distacco di sedimenti che franano lungo la scarpata; questo processo, attivo soprattutto nella sub-testata nord, determina il continuo spostamento verso terra (andamento retrogressivo) del ciglio della piattaforma. Alla base della sub-testata sud, un profilo sparker (1 kJ) eseguito longitudinalmente mette in evidenza la presenza di un corpo deposizionale (Fig. 6). Alla base di questa parte della sub-testata, la maggior parte dei rami che la incidono, hanno al loro termine un corpo deposizionale simile a quello mostrato in figura. Tali strutture deposizionali sono il risultato di un elevato tasso di sedimentazione tipico di periodi in cui il livello del mare è stato più basso rispetto a quello attuale durante il Pleistocene (Senatore et al., 2011).



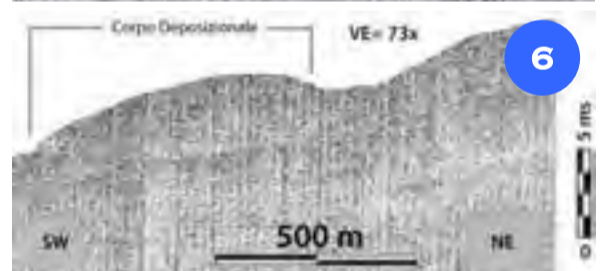
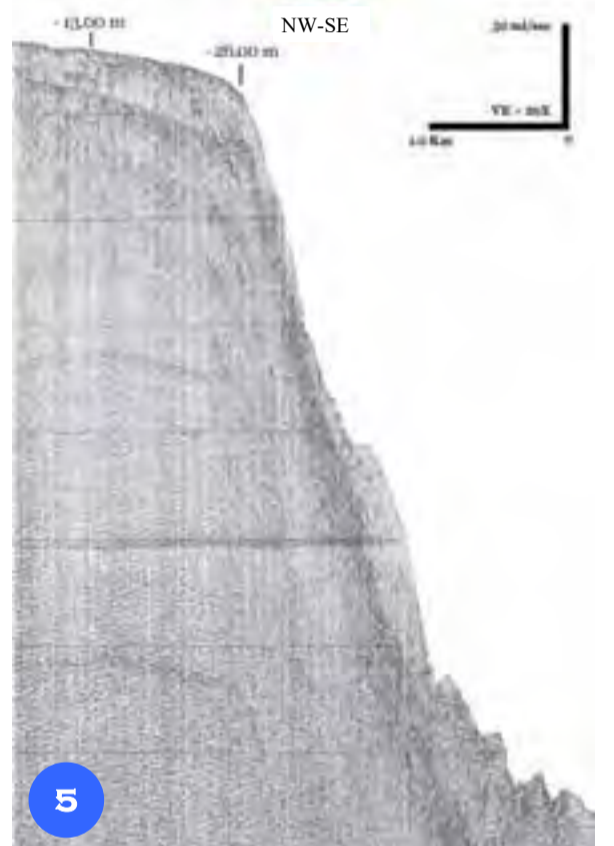
Il log stratigrafico di una carota di sedimento (C97) prelevata all'interno del Canyon di Taranto, a 628 m di profondità e della lunghezza complessiva di 101 cm, mostra sottili strati in cui il sedimento presenta gradazione normale (Fig. 7). Tali caratteristiche e l'ubicazione del carotaggio nel canyon hanno permesso di interpretare questi strati legati a correnti di torbida. Alla profondità di 76 cm dal top della carota, è presente uno strato di argilla plumbea, ricca in sostanza organica, che ha permesso di ipotizzare una stasi nell'apporto sedimentario in questa zona.

The graphic log of a gravity-core (C97) collected within the Canyon of Taranto, at 628 m depth and with a total length of 101 cm shows an alternation of thin layers, where sediment shows the normal gradation (Fig. 7). These characteristics, together with the location of the core in the canyon, allow to interpret these layers as related to turbidity currents. At a depth of 76 cm from the core-top, a clay layer rich in organic matter is present and a stagnation in the sedimentary supply in this zone is hypothesized.



During a marine cruise for measurements of underwater currents, two pebbles penetrated into a currentmeter (Fig. 3). These pebbles, centimetric, were recovered along the axis of the Canyon of Taranto, at about 800 m depth, confirming the considerable transport capability of the flowing currents.

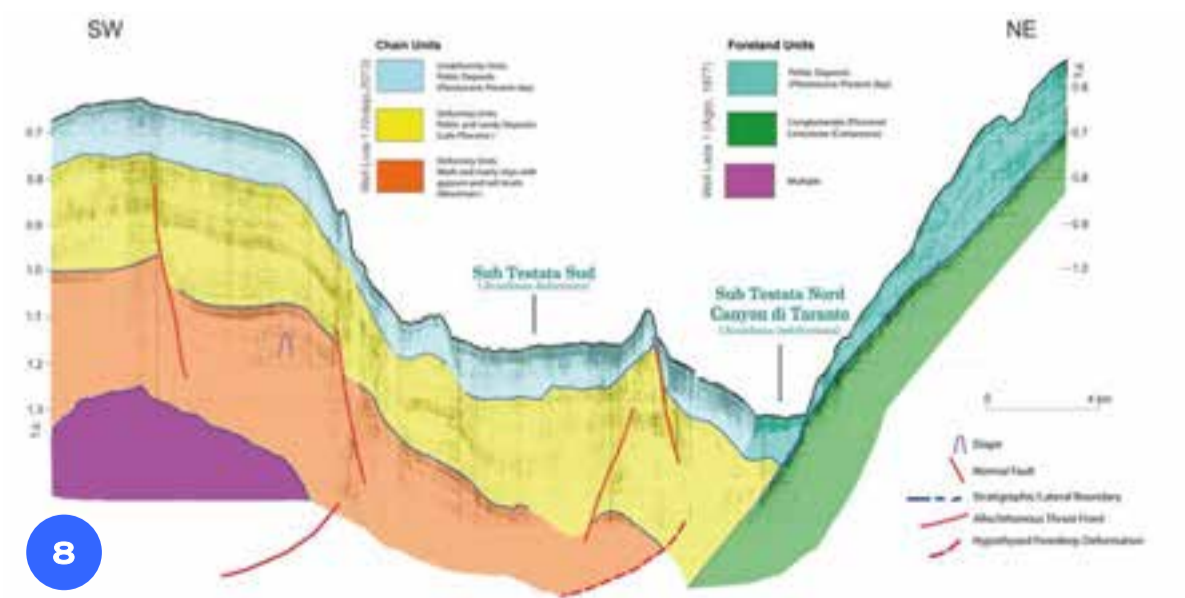
A sparker profile (1 kJ) located at the edge of the shelf off the coast of Metaponto, shows the presence of several gullies (Fig. 4). The sparker profile (1 kJ), in dip direction (Fig. 5), clearly shows the erosion at the shelf break due to the detachment of sediment that slumps along the slope; this process, mainly active in the northern sub-head, is responsible for the continuous shifting of the shelf edge towards the land. At the base of the south sub-head, a sparker profile (1 kJ), in strike direction, highlights the presence of a depositional body (Fig. 6). At the base of this part of the canyon-head, most of the branches end with a depositional body similar to that shown in the figure. These depositional structures may be the result during the Pleistocene of a high sedimentation rate typical of periods with sea level lower than the current one (Senatore et al., 2011).



Nel profilo sparker (6 kJ), parallelo alla linea di costa, sono state riconosciute diverse unità sismiche. Nel settore di catena, due unità deformate sono sormontate da un'unità indeformata che ammantava le precedenti. Il fronte sepolto delle coltri alloctone limita verso nord-est le unità deformate; oltre il fronte si sviluppa l'avanfossa che comprende una parte deformata (sub-testata sud) ed una parte indeformata rappresentata dal Canyon di Taranto. Nel settore di avampaese, i calcari del Cretaceo, sormontati da depositi plio-quadernari, si immergono verso il canyon, al di sotto delle coltri alloctone. Il profilo attraversa longitudinalmente la base delle due sub-testate mettendo in evidenza il loro differente significato strutturale. Infatti le due sub-testate (nord e sud) rappresentano, rispettivamente, la parte indeformata e deformata dell'avanfossa della catena sud appenninica (Fig. 8).

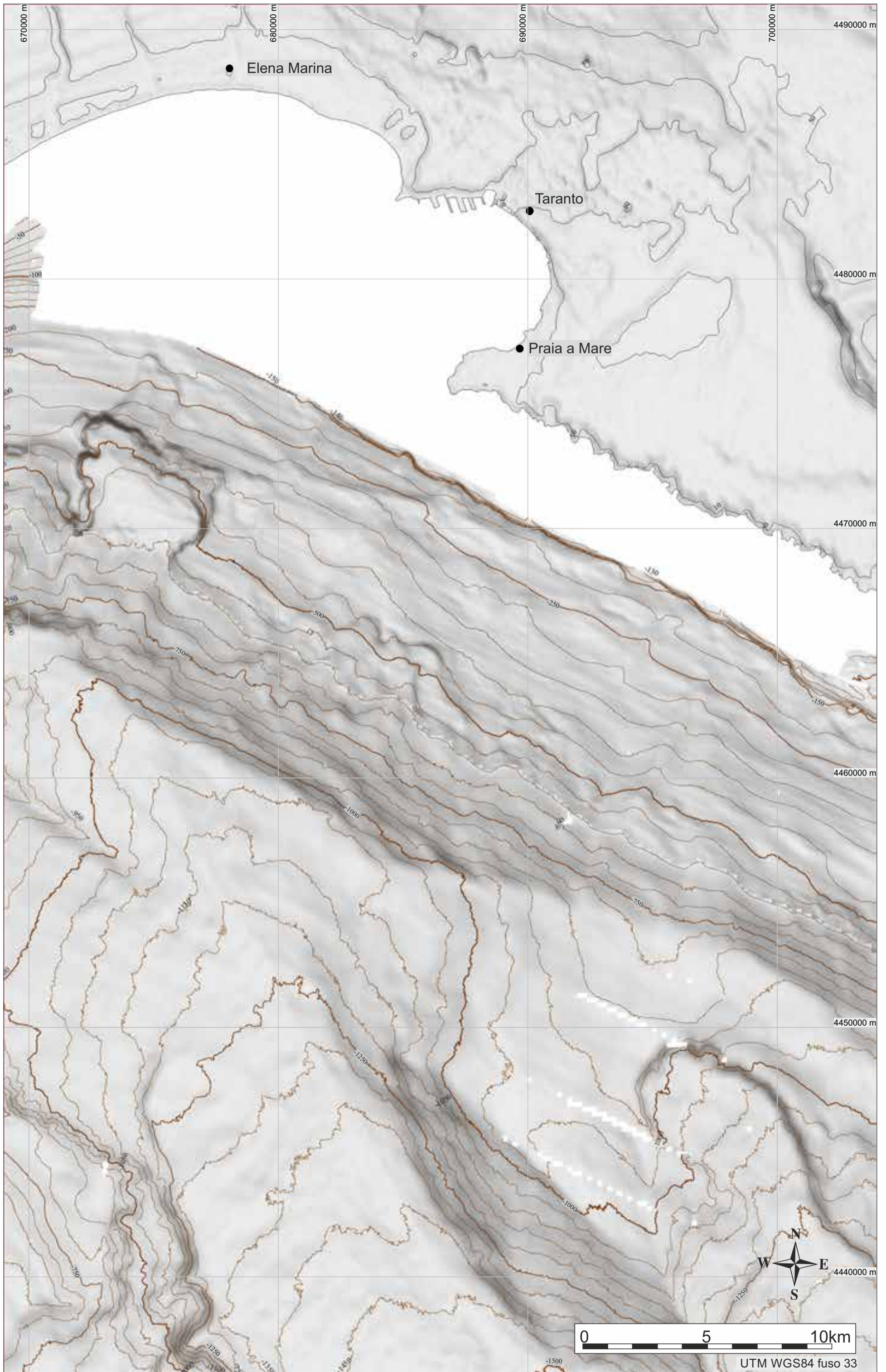
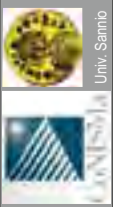
In a sparker profile (6 kJ), across the base slope and parallel to the coastline, different seismic units are recognized.

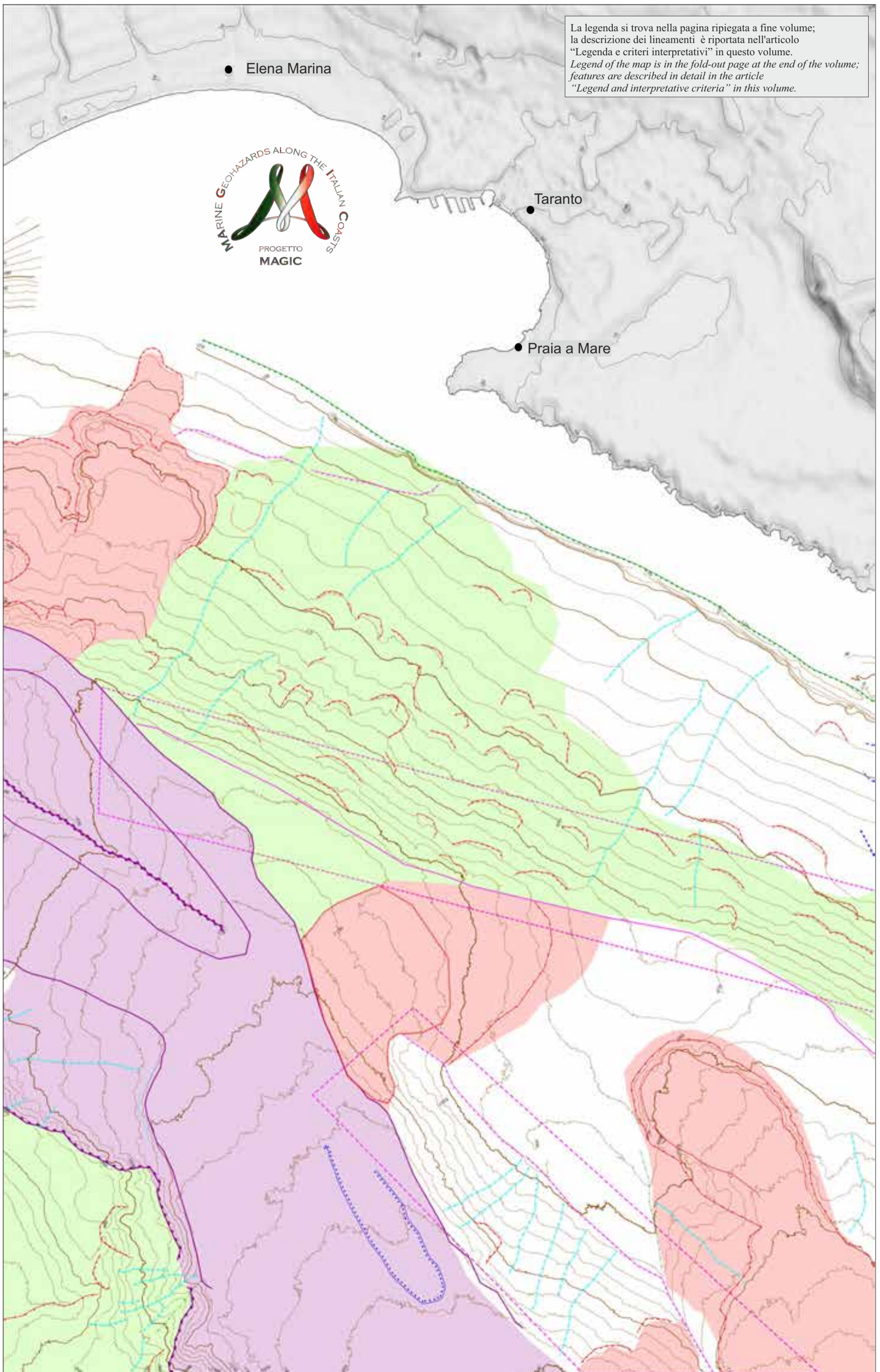
In the south-western sector of the profile, two deformed units are topped by an undeformed unit; the buried thrust front limits these units. Towards north-east, the foredeep developed, which includes a deformed and an undeformed sector, the latter represented by the Taranto Canyon. In the north-eastern part of the profile, Cretaceous limestones, topped by Pliocene and Quaternary deposits, are flexed towards the canyon, beneath the deformed units. Thus, this seismic profile highlights the different structural meaning of the two sub-heads (Fig. 8).





FOGLIO 43 TARANTO





M.R. SENATORE<sup>1,0^A</sup>, A. MEO<sup>0,0^A</sup>, A. BOSMAN<sup>0,0^A</sup>, D. CASALBONE<sup>0,0^A</sup>, F.L. CHIOCCI<sup>0</sup>, E. LAI<sup>0</sup>, E. MORELLI<sup>0</sup>

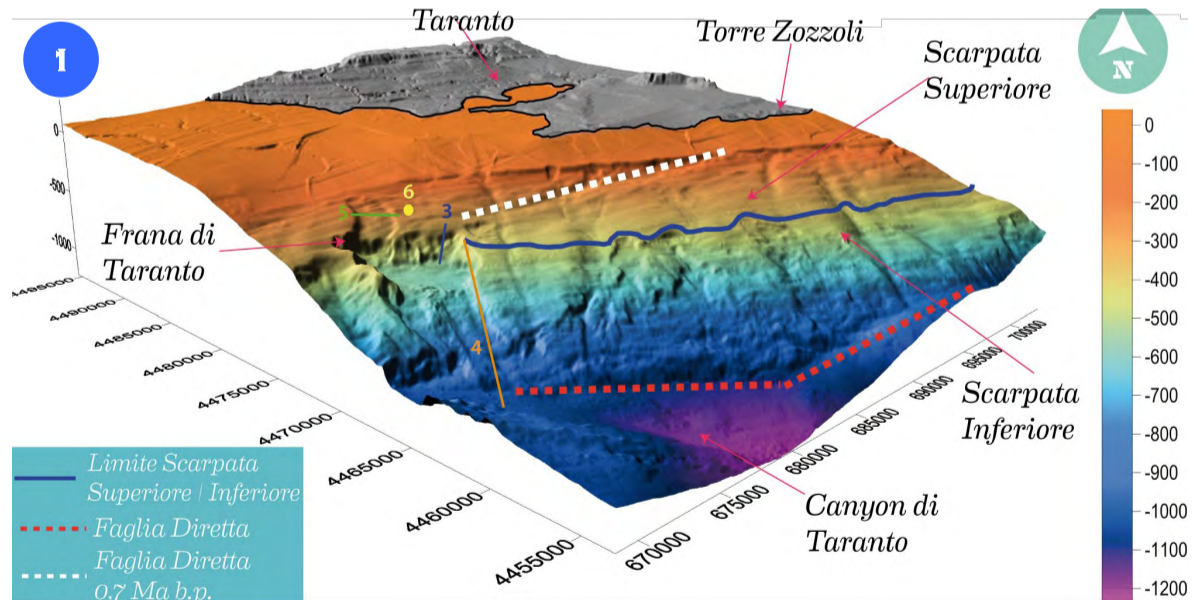
<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; \*ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 43 “Taranto” comprende l’area marina tra Taranto e Torre Zozzoli (Fig. 1), apice nord-orientale del Golfo di Taranto. Il substrato è rappresentato dai calcari mesozoici di piattaforma carbonatica, estesamente affioranti sulla terra emersa, seguiti da depositi pliocenici e pleistocenici con spessore che, solo localmente, in zone strutturalmente ribassate, raggiunge ~500 m (Pozzo Lieta 1, Agip, 1977). Il motivo strutturale caratteristico è determinato dalla presenza di faglie dirette, attive durante il Plio-Pleistocene che hanno determinato il ribassamento a gradinata, verso l’avanfossa, dei blocchi dislocati (Belfiore et al., 1981; Rossi et al., 1983; Tramutoli et al., 1984; Pescatore e Senatore, 1986; Senatore, 1987). La morfologia risultante è una scarpata con una superficie irregolare a grande scala dovuta allo spessore maggiore o minore dei sedimenti che poggiano sul substrato ribassato. Le faglie hanno di regola andamento NO-SE (Fig. 1) e immergono verso il settore di catena. I fenomeni di instabilità gravitativa in questa zona, già segnalati in precedenza (Senatore et al., 1982), sono largamente diffusi lungo tutta la scarpata continentale (Fig. 1). Tra tutti questi fenomeni di instabilità gravitativa, risulta di particolare interesse la Frana di Taranto (Fig. 1), che rappresenta il corpo franoso di maggiori dimensioni di tutta l’area ionica settentrionale. La Frana di Taranto, che dista dalla linea di costa ~11,7 km, è un elemento morfologico molto complesso, si individua al ciglio della piattaforma e arriva fino alla base della scarpata che corrisponde con il bordo orientale del Canyon di Taranto. La prima parte della frana si sviluppa da ~200 m di profondità, dove è presente il ciglio con forma arcuata e larghezza di ~1 km; verso profondità maggiori l’area in frana si allarga fino a raggiungere 2,3 km a ~3,5 km dal ciglio, intorno alla batimetrica dei 400 m. Oltre questa profondità è presente una discontinuità data da un gradino morfologico con una pendenza di 8° che realizza un dislivello di 130 m (Fig. 2). La scarpata di questo elemento morfologico ha sviluppo irregolare, è lunga oltre 6 km e ha direzione NO-SE ricoprendo un’area di ~4,5 km<sup>2</sup>. Alla sua base la frana è larga 7 km e per ~2,5 km e fino ad un massimo di 570 m di profondità (Fig. 2), si sviluppa con bassa pendenza e con una superficie regolare ricoprendo un’area di ~13 km<sup>2</sup>. Proseguendo verso profondità maggiori, si assiste ad un restringimento fino a 3 km oltre il quale la superficie è estremamente irregolare dovuta alla presenza del corpo di frana con l’affioramento anche di blocchi che conferiscono al fondo una morfologia *hummocky*. I blocchi franati, inglobati nel deposito, si individuano tra 575 e 700 m di profondità e hanno un’altezza massima di 35 m dal fondo mare. Questa parte della frana ricopre un’area di ~6 km<sup>2</sup> con pendenza di ~3° (Fig. 2). La frana termina alla base della scarpata a ~900 m di profondità, dove il suo piede subisce un’intensa erosione da parte delle correnti che scorrono nel Canyon di Taranto (Fig. 2). Dal calcolo del volume di sedimento spostato rispetto al volume di sedimenti che si trovano attualmente nel corpo di frana è possibile ipotizzare che l’azione delle correnti è stata attiva e molto intensa anche nel passato.

The Sheet 43 “Taranto” includes the marine area between Taranto and Torre Zozzoli (Fig. 1), which is the north-eastern tip of the Gulf of Taranto. The substrate is represented by Mesozoic limestone of carbonate platform, extensively outcropping on land, followed by Pliocene and Pleistocene deposits with thickness that locally reaches approximately 500 m in structurally lowered zones (Lieta 1 Well, Agip, 1977). The characteristic structural style is composed of normal faults, active during the Pliocene-Pleistocene time, that determined the lowering of the dislocated blocks towards the foreland (Belfiore et al., 1981; Rossi et al., 1983; Tramutoli et al., 1984; Pescatore and Senatore 1986; Senatore, 1987). The resulting morphology is a slope showing a large scale undulated surface due to the greater or minor thickness of the sediment resting on the lowered substrate. The faults follow generally a NW-SE trend (Fig. 1) and sink towards the chain. In this area, gravitational instability, which was already pointed out by Senatore et al. (1982), is widely distributed throughout the continental slope (Fig. 1). Among all these phenomena of gravitational instability, the Landslide of Taranto is of particular interest (Fig. 1). It represents the largest landslide of the whole northern Ionian Sea. The Landslide of Taranto, that is far from the shoreline approximately 11.7 km, is a very complex morphological element. It is located at the edge of the shelf and develops up to the base of the slope, that in this area corresponds to the eastern edge of the Canyon of Taranto. The upper part of the landslide starts developing from about 200 m depth, showing an arch shape; here, its width reaches about 1 km; towards greater depths the landslide area reaches a width of 2.3 km, at 3.5 km from the head scarp and about 400 m depth. Beyond this depth, a discontinuity is present; it is given by a morphological step with a slope of 8°, which achieves a difference in height of 130 m (Fig. 2). The slope of this morphological element has irregular development. It is more than 6-km-long and displays a NW-SE trend, covering an area of about 4.5 km<sup>2</sup>. At its base, the landslide is 7-km-wide and it spreads with low gradient and smooth surface for about 2.5 km, reaching 570 m depth and covering an area of about 13 km<sup>2</sup> (Fig. 2). Towards greater depths, the landslide narrows up to 3 km; beyond this value, the surface appears extremely rough due to the presence of blocks in the landslide body which give to the sea-bottom a hummocky morphology. The collapsed blocks, incorporated into landslide deposits, were identified between 575 and 700 m depth and reach a maximum height of 35 m from the sea-bottom. This part of the landslide covers an area of about 6 km<sup>2</sup>, with a slope of about 3° (Fig. 2). The landslide ends at the base of the slope at about 900 m depth, where its toe undergoes erosion due to the currents flowing in the Canyon of Taranto (Fig. 2). The evaluated volume of moved sediment versus the volume of sediments that are currently in the body of the landslide allowed to hypothesize that the currents flowing in the canyon were very strong and active also in the past.

## ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO TARANTO

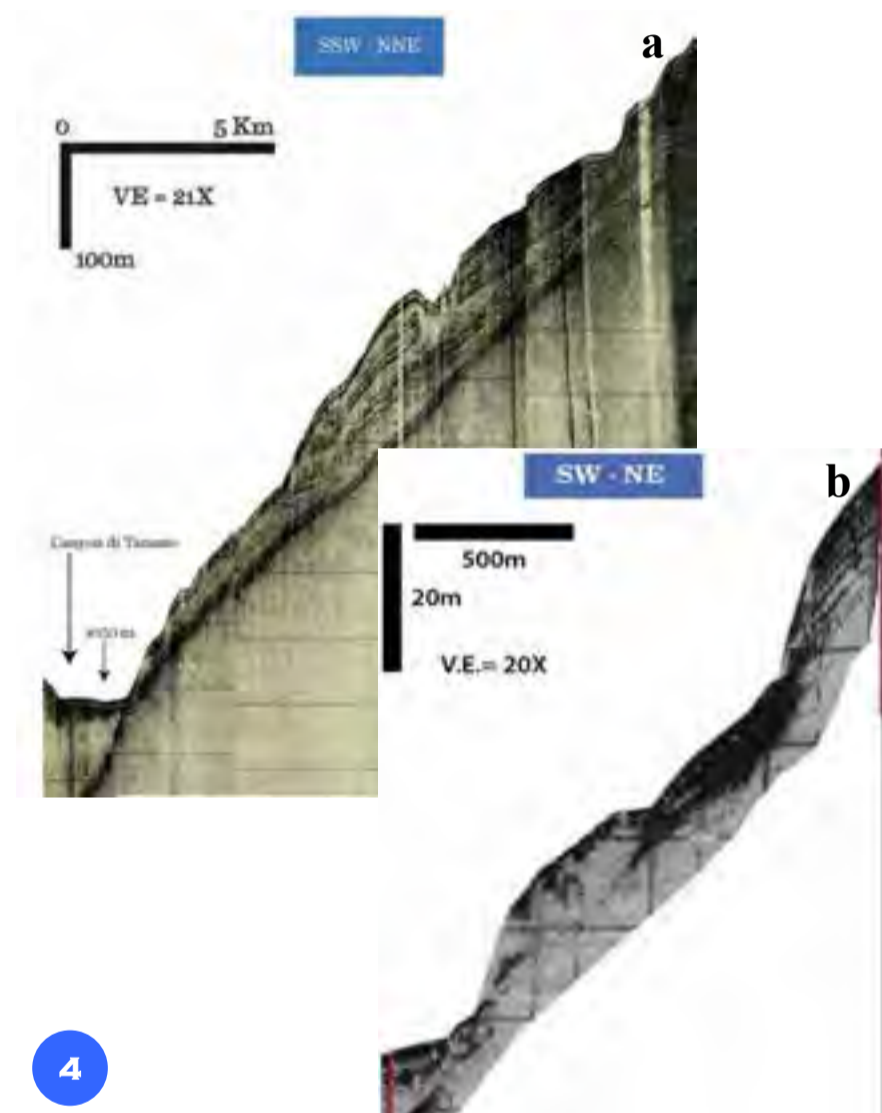
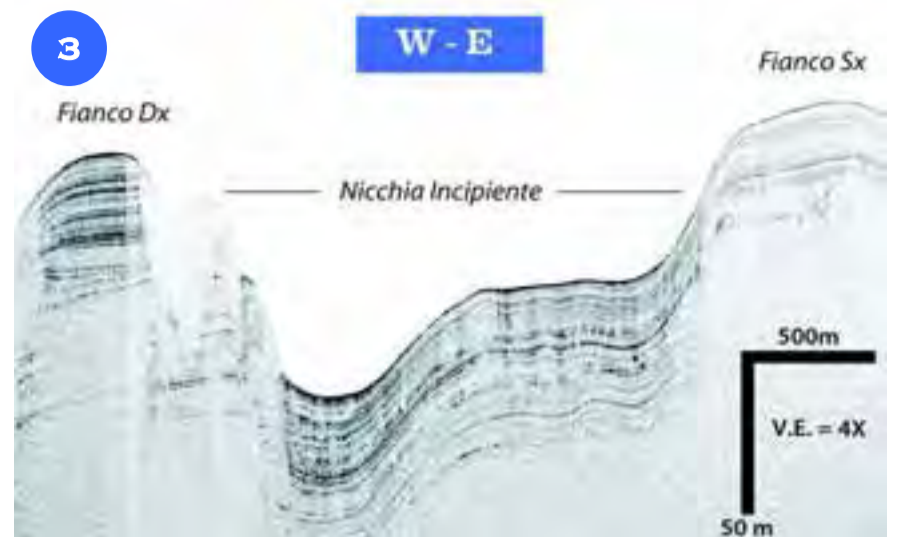
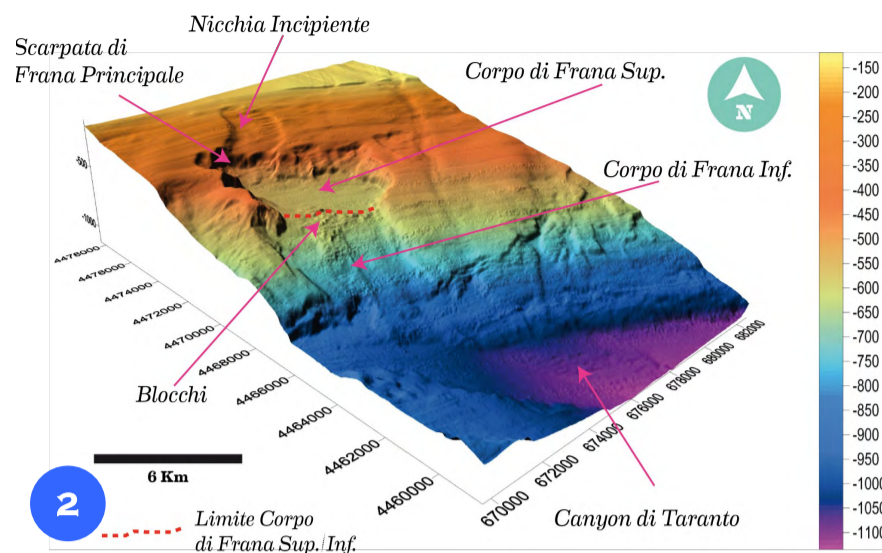
La scarpata continentale del settore nord-orientale del Foglio 43 “Taranto” mostra una morfologia irregolare, dovuta a fenomeni di instabilità gravitativa (Fig. 1); ciò che appare evidente è che tali fenomeni sono localizzati per lo più sulla scarpata continentale inferiore. Infatti la scarpata continentale superiore è morfologicamente omogenea e ha una pendenza media di 3° ed è compresa fra i 120 e i 450 m di profondità (Fig. 1). Sulla scarpata continentale superiore sono presenti solo nicchie di distacco localizzate per di più intorno ai 300 m di profondità; esse hanno una lunghezza media di circa 600 m e una pendenza media di 4°. La morfologia del segmento di scarpata inferiore, invece, appare molto diversa. Questo tratto è compreso tra i 450 e 1000 m di profondità e presenta una pendenza media di 4,5°. Numerose sono le nicchie di distacco che si osservano, concentrate tra 400 e 700 m di profondità; la lunghezza media dei corpi di frana è di circa 1 km, mentre la larghezza media è di 700 m. Sulla base dell’andamento morfologico del fondale marino è stato possibile ipotizzare la presenza di faglie ad andamento NO-SE e con importanza regionale (Fig. 1). In analogia con quanto registrato a terra (Ciaranfi, 1979) e con l’assetto strutturale del golfo (Pescatore e Senatore, 1986; Senatore et al., 1988), è possibile che le faglie siano dirette e che ribassino i calcari del Cretacico, con al di sopra i conglomerati pliocenici (Pozzo Lieta 1, Agip, 1977) verso l’avanfossa, rappresentata dal Canyon di Taranto. Una delle possibili faglie, con andamento NO-SE, è stata localizzata a nord di Torre Zozzoli. Essa, a partire dal margine della piattaforma, attraversa la scarpata e coincide con il gradino morfologico posto all’interno della Frana di Taranto a 400 m di profondità. Pertanto è stato ipotizzato che una probabile causa innescante della frana possa essere connessa a movimenti lungo il piano di questa faglia attivi durante il Pleistocene.



The continental slope of the north-eastern sector of the Sheet 43 “Taranto” shows an irregular morphology, due to gravitational instability phenomena (Fig. 1); it is clear that these phenomena are mainly located on the lower continental slope. In fact, the upper continental slope is morphologically regular, shows an average slope of 3° and develops between 120 and 450 m depth (Fig. 1). In the upper continental slope, sediment detachment (heads of scarp) occurs at about 300 m depth. Heads of scarp have an average length of about 600 m and an average slope of 4°. The morphology of the lower slope, however, appears very different, developing between 450 and 1000 m depth with a slope of about 4.5°. There are many heads of detachment on the lower slope, concentrated between 400 and 700 m depth; the average length of the landslide bodies is about 1 km, while the average width is 700

m. On the basis of the morphology of the sea-bottom, faults with a NW-SE trend and with regional meaning, were individuated (Fig. 1). In analogy with what is recorded on land (Ciaranfi, 1979) and with the structural setting of the gulf (Pescatore and Senatore, 1986; Senatore et al., 1988), it is possible that the fault lines are normal and they lower the Cretaceous limestone, with the Pliocene conglomerates resting on top (Lieta 1 Well, Agip, 1977). They sink towards the foredeep, represented by the Canyon of Taranto. One of the assumed faults, with a NW-SE trend, was located north of Torre Zozzoli. From the edge of the shelf, it goes through the slope and coincides with the morphological step inside the Landslide of Taranto at 400 m depth. Therefore, one of the factors triggering the landslide may be related to movements along the fault plane that were active during the Pleistocene.

## LA FRANA DI TARANTO



I profili 3,5 kHz, sparker e chirp acquisiti nell'area mostrano i caratteri della Frana di Taranto (Figg. 3, 4a e 4b). Il profilo 3,5 kHz (Fig. 4b), nel quale hanno buona risoluzione i sedimenti più superficiali, mostra delle ondulazioni a piccola scala del fondale marino che conferiscono una morfologia a profilo concavo-convesso tipico delle zone di frana. Infatti, il profilo concavo individua la nicchia di distacco e le riflessioni al margine superiore risultano interrotte bruscamente; fa poi seguito il profilo convesso che rappresenta il pacco di sedimenti che si è spostato verso il basso.

Il profilo sparker 6 kJ (Fig. 4a) permette di chiarire il tipo di movimento dei materiali coinvolti nella frana: si tratta di successivi movimenti di scivolamento (*slide*) nei quali un pacco di sedimenti scivola verso il basso su una superficie di scorrimento senza perdere la propria struttura interna; solo di rado si notano nel pacco di sedimenti deformazioni plastiche dovute ad un fenomeno rotazionale (*slump*).

Il profilo chirp (Fig. 3) mostra i fianchi della nicchia incipiente che hanno pendenza di circa 6° quello destro e circa 3° quello sinistro. Questa parte sommitale della frana è stata definita incipiente (Fig. 2) perché, anche se il sedimento non è stato ancora evacuato, è possibile osservare un dislivello medio compreso tra 3 e 7 m lungo la nicchia, che permette, appunto, di individuarla chiaramente.

3.5 kHz sparker and chirp lines acquired in the area show the characters of the Landslide of Taranto (Figs. 3, 4a and 4b). The 3.5 kHz profile (Fig. 4b), with high resolution of the more surficial sediment, shows small scale undulations giving a concave-convex morphology at the sea-bottom, which is typical of landslide areas. In fact, the concave profile identifies the detachment area and the reflections on its upper edge are abruptly interrupted; then, the convex profile follows, which is given by the pack of sediment that has moved downwards. The sparker 6 kJ profile (Fig. 4a) allows to clarify the type of movement of the sediment involved in the landslide: it shows the subsequent movement of sliding (*slide*) in which a pack of sediment slides downward on a slide surface, without losing their internal structure; rarely, plastic deformations due to a rotational phenomenon (*slump*) are observed in sediment packages.

The chirp profile (Fig. 3) shows the sides of the landslide head that reach about 6° of slope on the right side and 3° on the left side. This upper part of the landslide was defined incipient (Fig. 2) because, even if the sediment has not yet been evacuated, it is possible, however, to observe a difference in height between 3 and 7 m along its edge, that allows, in fact, to clearly identify it.

## STRATIGRAFIA FISICA DELLA SCARPATA SUPERIORE

Il log stratigrafico riportato in Figura 5 descrive una carota di sedimento marino prelevata sulla scarpata continentale pugliese superiore, lateralmente alla nicchia della frana visibile in Figura 2 (ubicazione in Fig. 1).

La carota è stata prelevata a circa 270 m di profondità e mostra per tutta la sua lunghezza (circa 150 cm) un sedimento pelitico relativamente omogeneo.

Le particolarità che si riscontrano nella stratigrafia sono: 1) La presenza di un livello con frammenti di gusci di molluschi (in frammenti e/o interi) a circa 120 cm di profondità dal fondo del mare; 2) Un limite irregolare a 139 cm di profondità, dove si osserva un passaggio da un sedimento pelitico non consolidato a un sedimento con peliti più compatte (sovr consolidate). In questo passaggio si osserva anche un'evidente variazione nel colore del sedimento, da verde ("Olive") a grigio ("Grey"). È possibile ipotizzare che tale passaggio sia la testimonianza di una superficie di erosione riferibile ad un evento o più eventi di instabilità più antichi che hanno comunque interessato tutta la scarpata continentale superiore anche al di fuori della nicchia della frana illustrata in Figura 2. Al di sopra di tale superficie si sono depositi sedimenti più recenti che sono compatibili con l'ambiente ed i meccanismi deposizionali attuali.

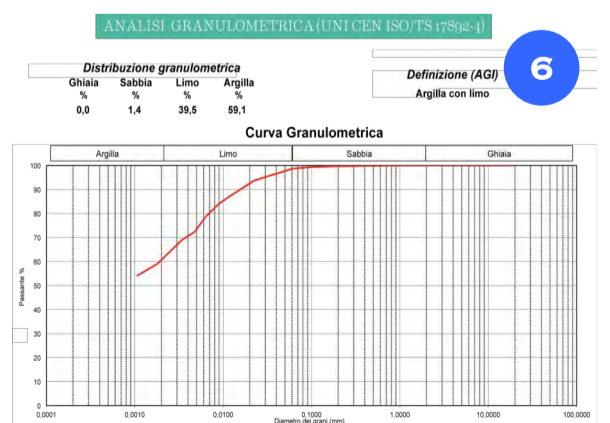
Infatti, la curva granulometrica di questa porzione superiore della carota (G1), indica come il sedimento marino sia costituito da argilla con limo priva di consistenza (Fig. 6).

Profondità (m)	Spessore (cm)	Unità	Segmento	COLONNA STRATIGRAFICA	STRUTTURE SEDIMENTARIE
268	0	1	Unico	C Si Sa G	
269,39	139	2			
269,46	7				

Carotaggio GT79-C5 Coordinate: 40°24'30" - 17°05'10" Profondità: 268 m Ubicazione: Offshore di Taranto

The stratigraphic log of a sediment-core (Fig. 5), collected on the upper apulian continental slope, laterally to the landslide head, and at about 270 m depth, shows homogeneous pelitic sediment on its whole length (about 150 cm).

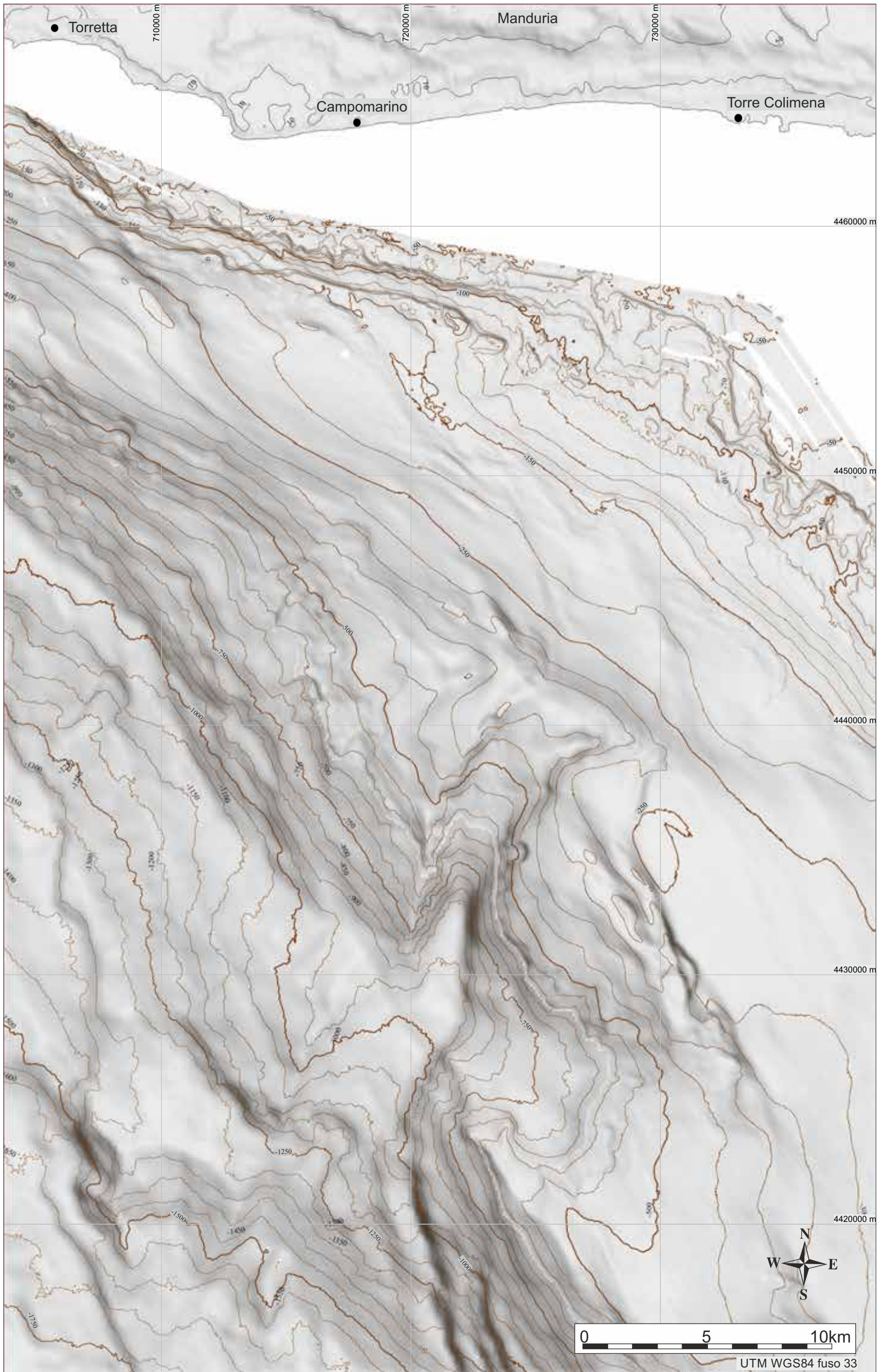
The characters observed by analyzing the sediment are: 1) The presence of fragments of shells at a depth of about 120 cm; 2) An abrupt boundary at a depth of about 139 cm, which represents a transition to more compact pelitic sediment, in which there is also an evident shift in the sediment color, from green ("Olive") to grey ("Grey"). It is possible that this boundary could represent a sliding surface on which younger sediment is deposited. The granulometric curve of the upper part of the core (G1), confirms that the sediment is clay with silt without consistency (Fig. 6).

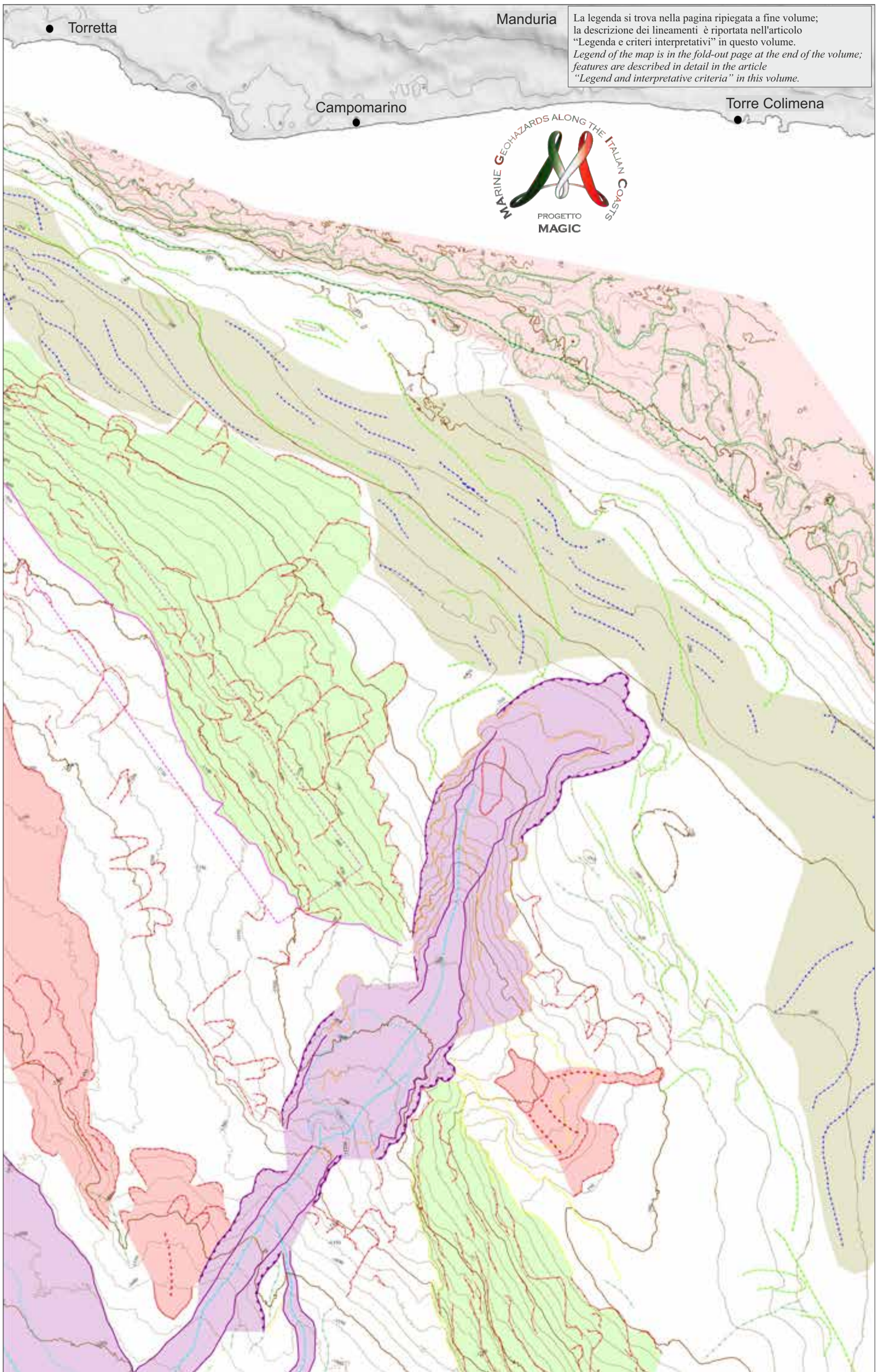






FOGLIO 44 MANDURIA





S. CERAMICOLA<sup>10\*</sup>, A. COVA<sup>\*\*</sup>, E. FORLIN<sup>\*\*</sup>, D. PRAEG<sup>^</sup>, M. ZECCHIN<sup>^</sup>, O. CANDONI<sup>^</sup>, M. COSTE<sup>o^</sup>, R. RAMELLA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>o</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 44 “Manduria” è caratterizzato da una piccola porzione di piattaforma continentale e una vasta scarpata che in 36 km raggiunge i 1500 m di profondità. La scarpata Apula ha un gradiente variabile, e si presenta a tratti poco acclive ( $0,6^\circ$ ) per poi passare ad un pendio più acclive (fino a 1000 m di profondità raggiungendo  $3,6^\circ$  di pendenza) e ritornare ad un pendio di  $1,3^\circ$  nella parte distale della scarpata. Mentre i primi due settori della scarpata mostrano profili longitudinali concavi verso il basso, il settore più distale mostra un assetto concavo verso l’alto. Il versante termina sul ciglio sinistro del Canyon di Taranto, a 1700 m di profondità. Sulla piattaforma si osserva una morfologia a gradini, tipica del substrato affiorante. La presenza in questa zona di banchi di coralli è testimoniata dall’*echofacies* a tratti “sorda”, che ricorda quelle identificate più a sud, al largo di S. Maria di Leuca (Taviani et al., 2005; Savini et al., 2010).

La porzione di fondale compresa tra il ciglio della piattaforma (a 100 m di profondità) e i 400 m di profondità mostra un profilo concavo verso il basso, ed è caratterizzata da una morfologia ondulata tipica di depositi generati da correnti di fondo. L’*echofacies* associata a questi sedimenti mostra riflettori continui e sub-paralleli al fondo mare che non seguono la topografia sottostante. In questa porzione di scarpata non si riconoscono elementi morfologici tipici di instabilità gravitativa. Al di sotto dei 400 m di profondità lo scenario cambia completamente; il pendio diventa molto acclive ( $3,6^\circ$ ) e la scarpata mostra numerose nicchie di frana. La stessa morfologia tipica di pendii soggetti a forte dissesto gravitativo si osserva nel settore più distale della scarpata, anche se qui il gradiente si attenua notevolmente ( $1,3-1,6^\circ$ ) e si osserva un profilo longitudinale concavo verso l’alto che suggerisce la presenza di depositi gravitativi dovuti a scalzamento al piede della scarpata. Infine, nella parte più profonda del margine la scarpata termina alla base del ciglio della Valle di Taranto a profondità di circa 1700 m. Qui si osserva un lungo (~20 km) deposito intra-canale parallelo al ciglio del Canyon di Taranto. La morfologia più distintiva della porzione di Scarpata Apula è una depressione lunga 1700 m che incide la scarpata con direzione NE-SO dai 300 ai 1800 m di profondità, larga ~650 m. Questa morfologia è stata interpretata come un canyon sottomarino (il Canyon di Manduria) (Ceramicola et al., 2014b). Esso appare privo di testata, privo di connessione con la rete fluviale subaerea e distante più di 26 km dalla linea di costa. L’origine del canyon è attribuita ad erosione retrogressiva, come suggerito dal generale aumento dell’altezza dei fianchi con l’aumentare della profondità e dalla presenza di scarpate dovute a gradini intra-canale (*knickpoint*). L’incisione sembra essersi impostata su lineamenti strutturali preesistenti che dislocano il substrato carbonatico del *Ridge Apulo* (Ceramicola et al., 2014b).

The Sheet 44 “Manduria” includes the outer part of the Apulia continental shelf (above 100 m depth), below which the continental slope is up to 36-km-wide and reaches 1500 m depth. On the shelf above 100 m depth, the seafloor has a step-like morphology, typical of outcropping strata; the presence in places of biogenic build-ups is suggested by “deaf” *echo-facies*, comparable to that of the coral reefs identified south of S. Maria di Leuca (Taviani et al., 2005; Savini et al., 2010).

Below the shelf, the Apulia slope has gentle gradients of  $0,6^\circ$  in the upper slope (at 100-400 m depth), steepens to  $3,6^\circ$  in the mid-slope (at 400-1000 m depth) with concave-downward longitudinal profiles, and reduces to  $1,3-1,6^\circ$  in the lower slope (at 1000-1500 m depth) with a concave-upward profile. Between 100 and 400 m depth, the slope displays a wavy morphology oriented diagonally to contours; sub bottom profiles associated to these sediments show continuous reflectors sub-parallel to the seabed that do to follow the underlying topography. These observations are consistent with sediment drifts deposited under the influence of marine bottom currents. Whereas this part of the slope does not contain features indicative of mass failure, the steeper slope (at 400-1000 m depth) has a very different character. It contains numerous arcuate escarpments corresponding to submarine landslide scars, both individual and composite.

Comparable morphologies typical of mass failure are also observed downslope in the deeper slope sector, although lower gradients and a concave-upward slope profile suggest a transition to net deposition as a consequence of failure of the slope above.

Farther downslope, mass failure may have contributed to a ~20-km-long intra-channel deposit that runs parallel to the eastern edge of the Taranto Canyon. This part of the Apulian Slope is also incised by a distinctive morphology referred to as the Manduria Canyon (Ceramicola et al., 2014b), an elongated depression up to 1650-m-wide that extends for 1700 m between 300 and 1800 m depth.

The total volume of the canyon is estimated to be  $13 \text{ km}^3$ . The canyon is headless and lies at a distance of more than 26 km from the coast, with no connection to the sub-aerial river network. This suggests that the canyon results from retrogressive failure, consistently both with its increasing relief at greater water depths and with a step-wise axial profile including knickpoints. Sediments evacuated from the canyon over time are assumed to have been redistributed via the Taranto Canyon into the Ionian Abyssal Plain. The canyon is in part controlled by underlying faults that offset the carbonate substrate of the Apulia Ridge (Ceramicola et al., 2014b).

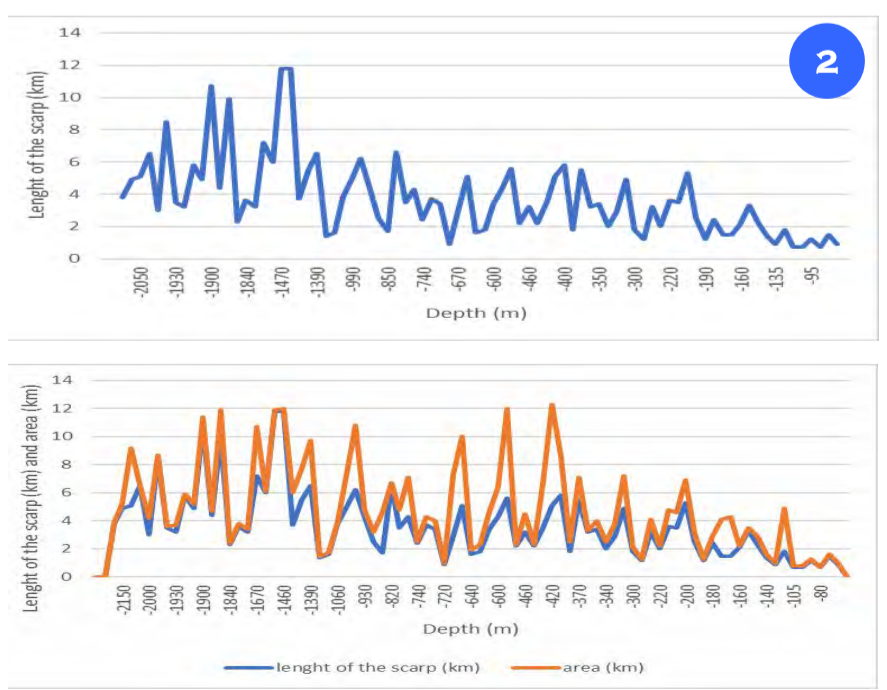
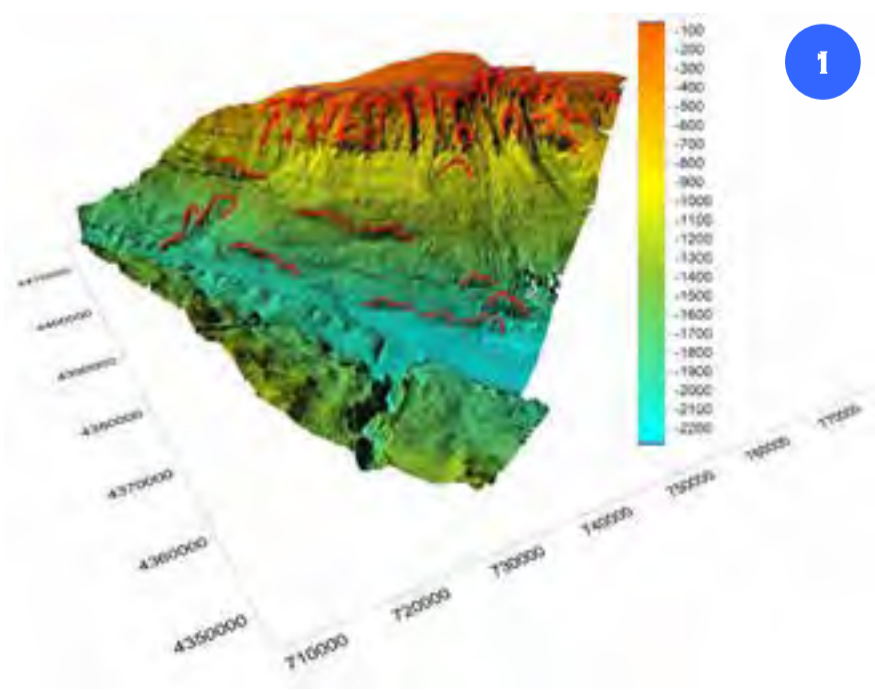
## LE NICCHIE DI FRANA SULLA SCARPATA CONTINENTALE APULA

La scarpata del margine pugliese è incisa da ripetute nicchie di frana (Fig. 1) di diversa forma e estensione che rivelano come il margine sia influenzato da molteplici episodi di instabilità gravitativa. Non sono osservati depositi di frana e questo sembra essere legato alla presenza del Canyon di Taranto, un canyon attivo e molto esteso (lungo più di 300 km) che collega le aree costiere di Taranto al bacino profondo ionico (a 3000 m di profondità). Circa 70 nicchie di frana sono state mappate e analizzate (in rosso in Figura 1) definendo le loro caratteristiche e distribuzione lungo il margine (Fig. 2). Le lunghezze delle nicchie di frana vanno da poche centinaia di metri fino a raggiungere 1,5 km. La maggior parte delle nicchie localizzate appena al di sotto della rottura di pendio sono caratterizzate da morfologie arcuate, mentre quelle situate nella parte inferiore del pendio, sotto i 1200 m di profondità, sono per lo più allungate. I diagrammi mostrano chiaramente che la lunghezza delle nicchie e le aree di frana aumentano con la profondità.

The slopes of the apulian margin are marked by escarpments defining slide scars (Fig. 1), of different shape and size, recording multiple episodes of mass wasting. Slide deposits are not found at the base of the slope, which is explained by sediment transfer along the Taranto Canyon, a feature more than 300-km-long that connects the Taranto coastal areas with the deep Ionian Basin (at 3000 m depth).

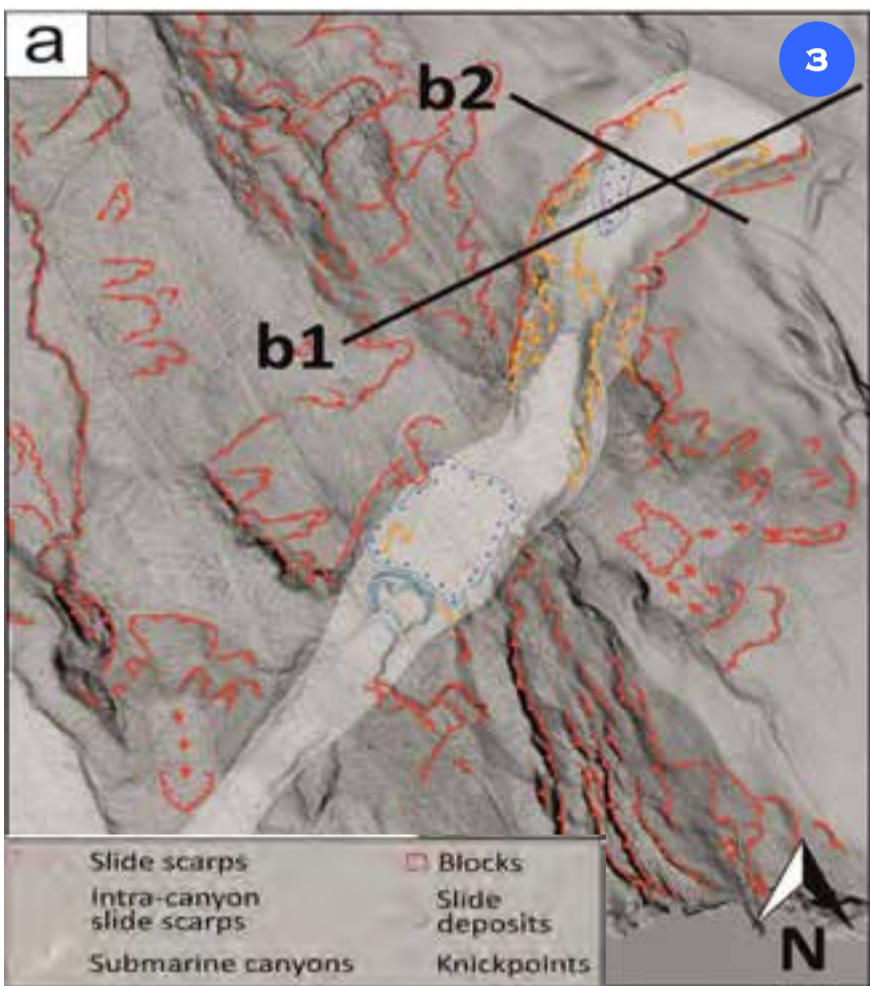
At least 70 slide scars have been mapped along the slope (in red in Figure 1) and their characteristics and distribution have been plotted against water depth (Fig. 2). The scarps range in length from a few hundred meters to 1.5 km. Those located just below the shelf break are mainly characterized by arcuated morphologies, whereas those located on the lower slope (below 1200 m depth) are mostly characterized by elongated shapes.

The diagrams below show clearly that the length and the areas of the slide scars increase with the depth.



## IL CANYON DI MANDURIA

Il Canyon di Manduria si trova a 30 km al largo della Puglia, su pendii di 4-5°, ha la forma di una depressione allungata, profonda fino a 250 m e lunga 34 km, che si estende fino a profondità di 400-1800 m per poi congiungersi al Canyon di Taranto (Fig. 3). La depressione ricorda le morfologie di un canyon ed è in parte delimitata da nicchie collegate a blocchi di frana e depositi gravitativi osservabili sui profili sub bottom (Fig. 4 b2). Il profilo longitudinale è concavo e include due *knickpoint* a 900 m e a 1190 m di profondità, che suggeriscono un'attività retrogressiva del sistema. Il volume totale della struttura è stimato a 13 km<sup>3</sup>. Alla base della scarpata non si osservano depositi, poiché probabilmente sono ridistribuiti dal Canyon di Taranto nella piana abissale ionica. Le linee sismiche mostrano come il Canyon di Manduria coincida con una struttura tettonica che disloca la piattaforma carbonatica mesozoica (Fig. 4 b1), suggerendo un possibile controllo tettonico all'origine dei processi gravitativi. Per questo motivo eventi gravitativi così diffusi lungo i pendii di questi margini potrebbero costituire pericolosità per le aree costiere limitrofe, nonché per diverse infrastrutture antropiche (condotte, cavi, ecc.). Una migliore comprensione della dinamica dei processi gravitativi lungo il margine Apulo è fondamentale per il monitoraggio di frane tsunamigeniche nel Mar Mediterraneo, dove i sistemi di allerta tsunami risultano meno efficaci che negli oceani. Questo è un aspetto importante in quanto, a differenza di quanto avviene per i terremoti, aree caratterizzate da ripetute frane sottomarine possono essere monitorate.



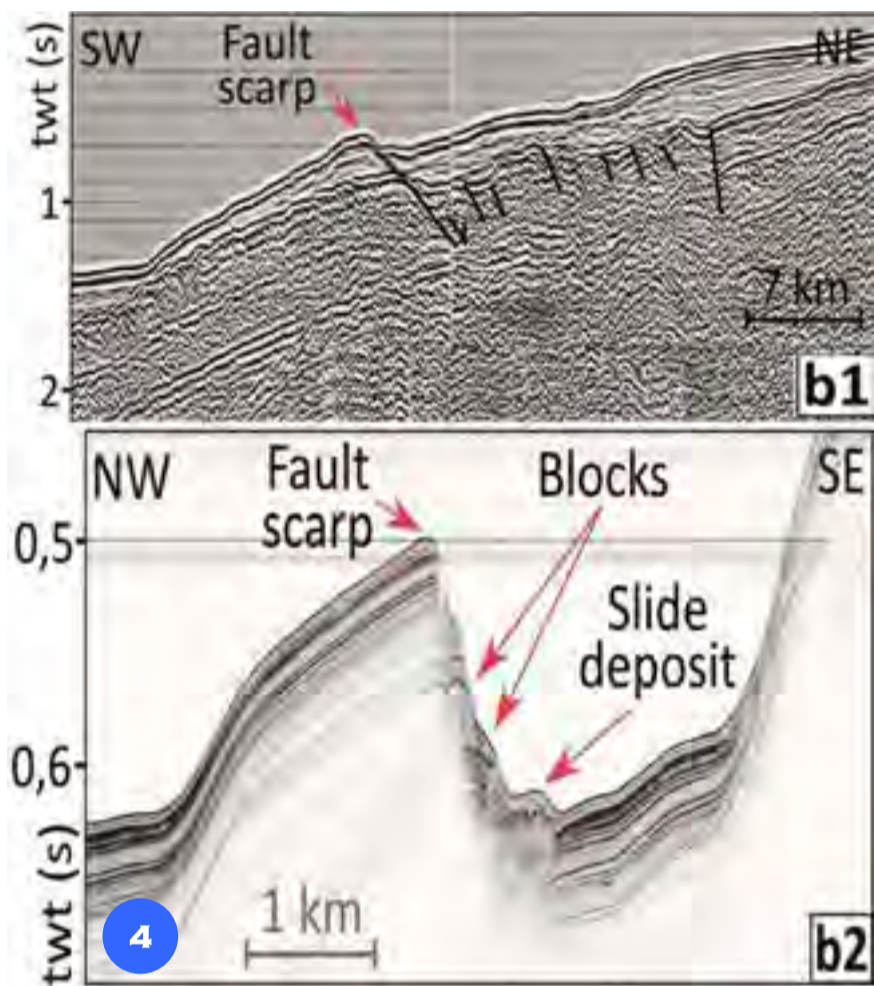
The Manduria Canyon is located 30 km offshore the Apulia. It is characterized by slopes of 4-5°, and has the shape of an elongated depression up to 250-m-deep and 34-km-long, which extends from 400 to 1800 m depth to join the Taranto Canyon (Fig. 3). The feature resembles a canyon, but is in part bounded by seabed slide scarps that are linked to seabed blocks and subsurface slide deposits on sub bottom profiles (Fig. 4 b2).

A concave axial profile includes two knick-points at 900 m and at 1190 m depth, indicating retrogressive failure activity. The total volume of the feature is estimated to be 13 km<sup>3</sup>.

No deposits are observed at the base of the slide as they have probably been redistributed into the Ionian abyssal plain through the Taranto Canyon. Seismic lines show that the Manduria Canyon coincides with faults in the Mesozoic carbonate platform (Fig. 4 b1), suggesting a possible tectonic control on the localization of failures.

Future open-slope failures could constitute geohazards for adjacent coastal areas, as well as for deep-sea infrastructures (pipelines, cables etc.). A better understanding of failures on the Apulian margin is relevant for monitoring tsunamigenic failures in the Mediterranean Sea, where tsunami early-warning systems are less effective than in open oceans.

This is an important issue as, in contrast to earthquakes, tsunamigenic failures can be monitored.



## LE ONDE DI SEDIMENTO

Le onde di sedimento si verificano in differenti ambienti sottomarini caratterizzati da diverse profondità, e mostrano una vasta gamma di morfologie, dimensioni e tipo di sedimenti (Wynn e Stow, 2002). Esse sono generate da correnti che fluiscono lungo il fondo, sotto forma di correnti di torbida che scendono verso il basso *down slope* o correnti di fondo che scorrono lungo pendio *along slope*. Le onde formate da entrambi i processi mostrano caratteristiche variabili, a seconda che siano costituite da sedimenti a grana grossa o a grana fine (Wynn e Stow, 2002). È interessante notare che la maggior parte dei primi studi si basava su profili a 3,5 kHz e che la presenza di onde di sedimento veniva generalmente considerata indicativa della presenza di correnti di fondo. Oggi giorno gli studi si basano su una vasta gamma di tecniche geofisiche e sedimentologiche e le onde di sedimento risultano sempre più associate a specifici sistemi torbiditici ben definiti (Wynn e Stow, 2002).

In Figura 5 è possibile osservare un profilo acustico che attraversa morfologie interpretate come onde di sedimento.

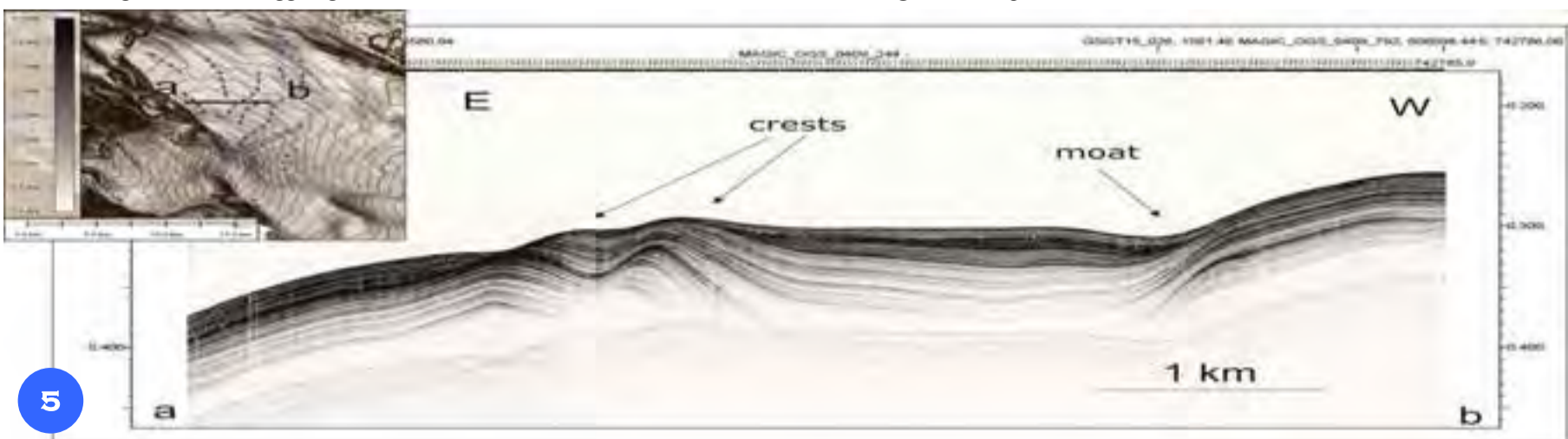
Queste strutture si osservano lungo il versante continentale superiore del margine pugliese, il loro asse è lungo alcuni chilometri, la loro altezza è di circa 70 m e la loro lunghezza d'onda raggiunge i 150 m.

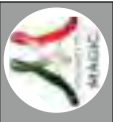
Sediment waves occur in a variety of submarine environments and water depths, and display a wide range of morphologies and dimensions (Wynn and Stow, 2002). They are generated beneath currents flowing across the seabed, either downslope-flowing turbidity currents or along slope-flowing bottom currents. The characteristics of waves formed by these processes depend on whether they are constructed by coarse- or by fine-grained sediments (Wynn and Stow, 2002).

It is interesting to note that earliest studies, which relied on 3.5 kHz sub-bottom profiles, interpreted sediment waves as indicative of along-slope bottom currents. At present, numerous studies are based on geophysical imaging techniques and sedimentological sampling, and sediment waves are interpreted as elements of well-defined turbidite systems (Wynn and Stow, 2002).

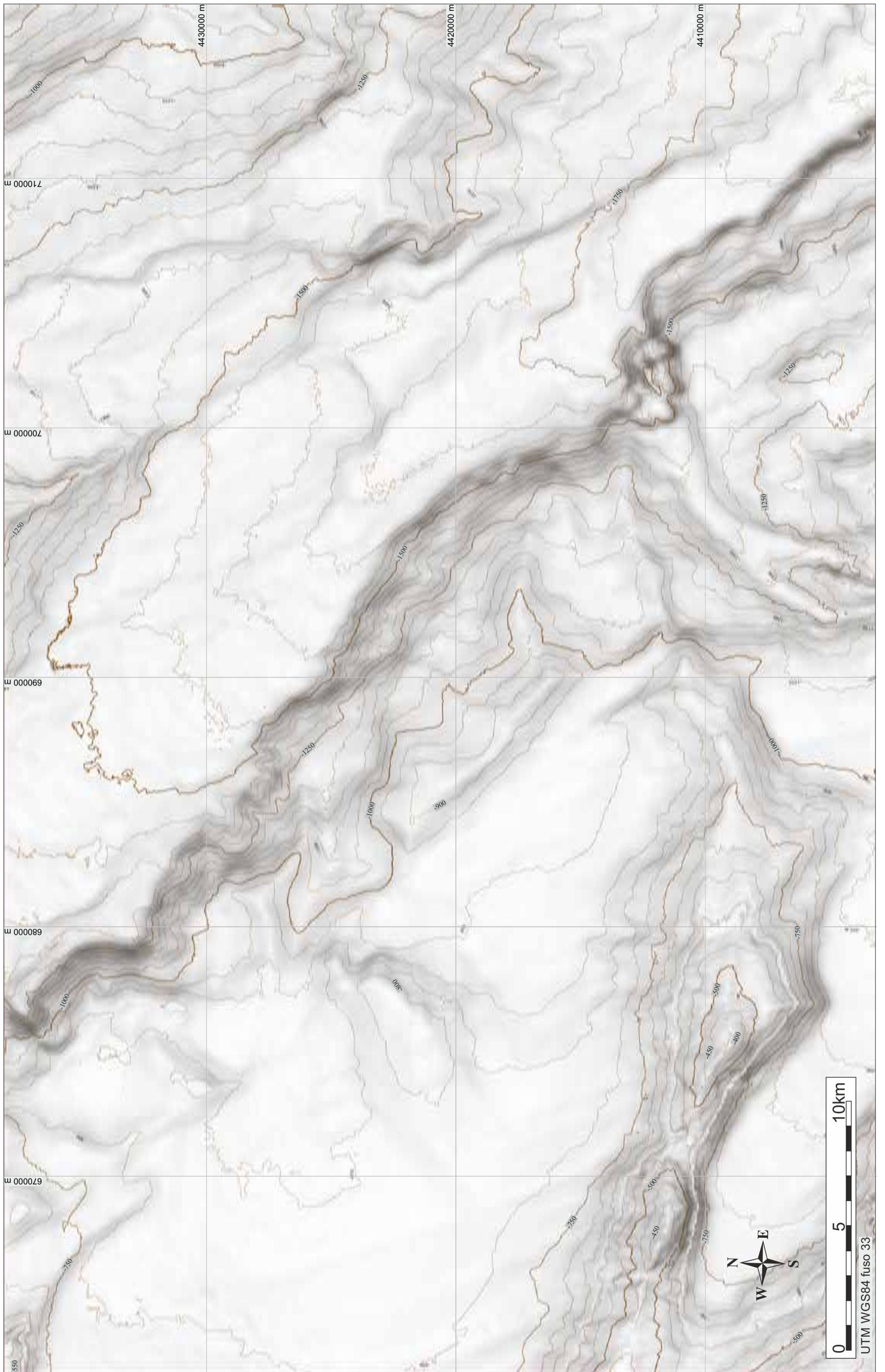
In Figure 5, an acoustic profile crossing seafloor morphologies interpreted as sediment waves along the upper continental slope of apulian margin, is shown.

These features have axes a few km long, they are about 70-m-high and their wavelengths reach up to 150 m.



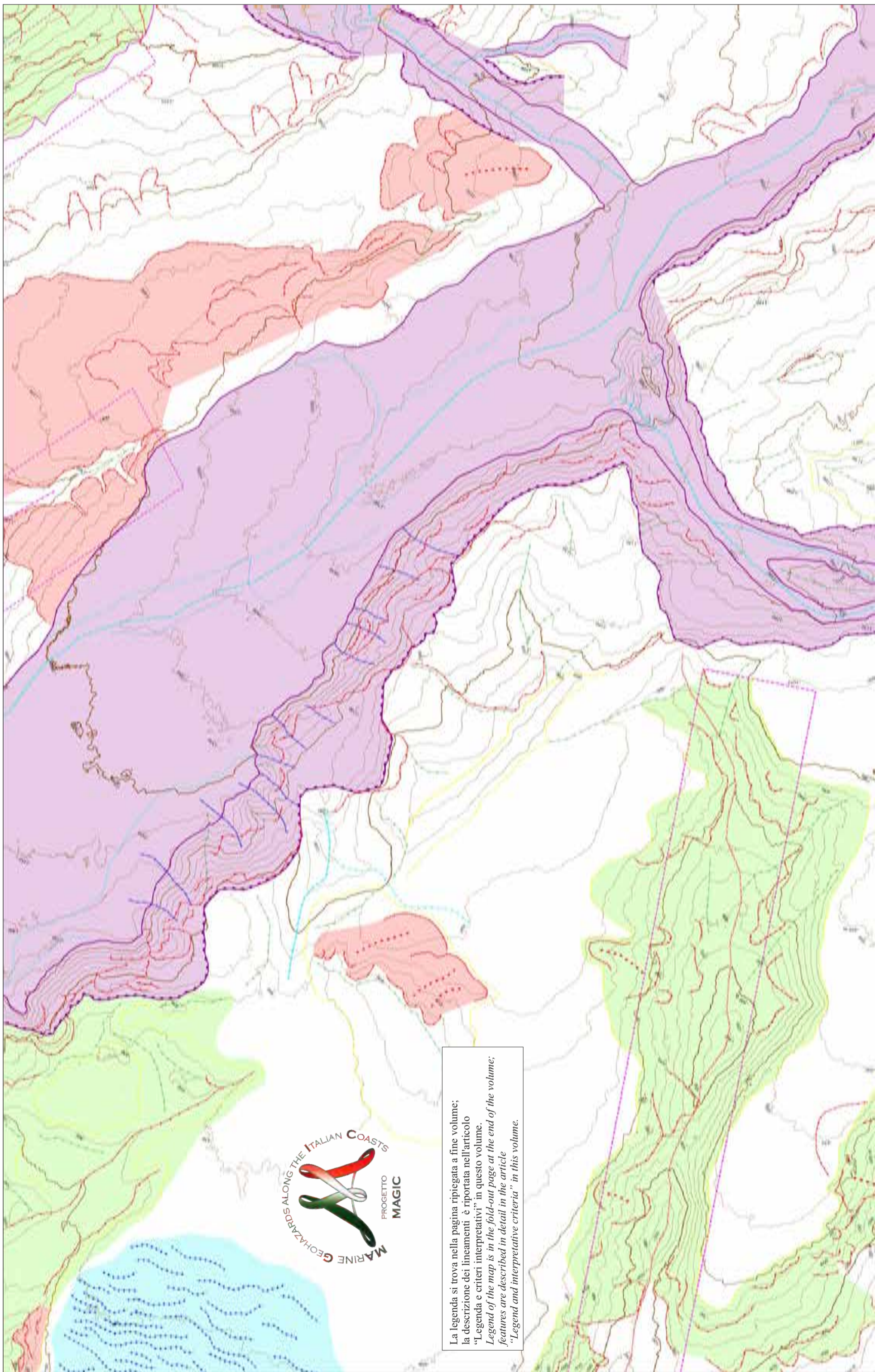


FOGLIO 45 VALLE DI TARANTO



0 5 10km

UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Il rilievo morfobatimetrico del Foglio 45 “Valle di Taranto” è caratterizzato da tre domini fisiografici distinti che riflettono il contesto geologico dell’area, dominato dalla subduzione apulo-calabra: la scarpata continentale apula, la Valle di Taranto (occupata dall’omonimo canyon) e la scarpata continentale calabra. Il margine calabro è caratterizzato da vari fronti di sovrascorrimento orientati NO-SE che registrano deformazioni attive fino dal Pleistocene (Senatore, 1988). Tali fronti conferiscono alla scarpata un aspetto atipico, con alti morfologici che delimitano bacini di intrascarpata (*piggy-back*, Ori e Friend, 1984), che includono il Bacino di Corigliano ed il Bacino dell’Amendolara, dove la sedimentazione è avvenuta in parte contemporaneamente alle deformazioni. La Valle di Taranto è la prosecuzione a mare della Fossa Bradanica, una depressione neogenica ad andamento NO-SE che costituisce l’attuale avanfossa della catena appenninica (Senatore, 1987; Pescatore, 1988). Il Canyon di Taranto si è impostato sulla porzione di fondale più profonda ed è caratterizzato da una testata a “cavolfiore” (vedi Foglio 42) ed un ramo principale che si sviluppa per più di 300 km lungo tutto il fronte di subduzione, sul quale si affacciano i versanti apulo, a destra, e calabro, a sinistra. Il tratto della Valle di Taranto che si osserva nel Foglio 45 si estende per circa 45 km, ha una larghezza variabile da ~10 km a profondità di ~1500 m e si restringe fino a 3 km approfondendosi nella porzione sud del foglio a profondità di 1900 m (Fig. 1). Lungo il versante calabro, la parete del canyon che si osserva nel foglio è alta circa 400 m con gradienti molto acclivi, che variano tra 9° nella parte più larga della valle a 14° in quella più profonda e stretta (3 km). La parete del canyon lungo il margine apulo è invece caratterizzata da spessori di alcune decine di metri e pendenze di 3°-4°. L’asse di drenaggio ha un profilo generalmente ondulato e mostra inclinazioni che variano tra ~0,8° (a 1400 m di profondità) a ~0,4° (a 1900 m di profondità) (Fig. 1). Ad est del Canyon di Taranto, il margine apulo costituisce l’avampaese della catena appenninica (Senatore et al., 1988; Senatore, 1988). In particolare, l’unità denominata *Apulian Ridge* (Argnani et al., 2001), è costituita da una copertura sedimentaria prevalentemente carbonatica mesozoica e cenozoica che raggiunge i 6000 m di spessore e giace sul basamento cristallino (Channell et al., 1979; Mascle et al., 1984; Ricchetti et al., 1988; Scarascia, 1994). La sedimentazione lungo il margine è calcareo-clastica sulla piattaforma e terrigena sulla scarpata. La porzione di versante apulo che si osserva nel foglio rappresenta la parte più distale e meno acclive (tra ~2° e ~2,5°) della scarpata continentale ed è caratterizzata da una intensa attività gravitativa, con numerose nicchie di frana singole e composte. Infine, alla base della scarpata all’interno del ciglio del canyon sono stati identificati estesi depositi di intra-canale che risultano sia da sedimenti non canalizzati che da frane per scalzamento al piede della scarpata.

*The morpho-bathymetry of Sheet 45 “Valle di Taranto” is characterized by three distinct physiographic domains that reflect the geological context of this area, which is dominated by the Apulo-Calabrian subduction: the Apulia margin, the valley of Taranto (occupied by the homonymous canyon) and the Ionian Calabrian margin.*

*The Calabrian margin is characterized by imbricate crustal thrust structures that record compressive deformation as recent as the Pleistocene (Senatore, 1988), expressed at surface in a series of NW-SE oriented thrust fronts. In the Gulf of Taranto, this has resulted in a continental slope of anomalous relief, comprising sub-parallel structural highs bounding intra-slope piggy-back basins (Ori and Friend, 1984). Examples of the latter include the Corigliano Basin and the Bacino dell’Amendolara, in which sedimentation has taken place contemporaneously with fault movements within the bounding highs.*

*The Taranto valley is the offshore continuation of the Fossa Bradanica, a Neogene basin that represents the current foredeep of the Apennine chain above the subduction front (Senatore, 1987; Pescatore, 1988). The deepest part (thalweg) of the valley is occupied by the Taranto Canyon, which extends more than 300 km seaward from a “cauliflower” headwall (see Sheet 42). On Sheet 45, the canyon extends for 45 km, deepening from 1500 to 1900 m depth, and narrowing from up to 10 km in the NW to 3 km in the SE (Fig. 1).*

*Along the Calabrian margin of Sheet 45, the canyon margin is up to 400-m-high with steep slopes of 9° in the NW and up to 14° in the SE. Along the Apulia margin, the canyon margin is lower (tens of meters) and has gentler slopes (3-4°). The canyon axis has an undulating relief, inclinations varying from 0.8° at 1400 m depth to 0.4° at 1900 m depth (green and blue areas respectively in Fig. 1). East of the Taranto Canyon, the Apulia margin forms the foreland of the Calabrian subduction zone (Senatore et al., 1988; Senatore, 1988). The Apulia foreland is underlain by the Apulia Ridge unit (Argnani et al., 2001), which consists mainly of Mesozoic and Cenozoic carbonatic strata up to 6000-m-thick above the crystalline basement (Channell et al., 1979; Mascle et al., 1984; Ricchetti et al., 1988; Scarascia, 1994).*

*Sedimentation along the margin is mainly calcareous and biogenic on the shelf, and siliciclastic on the slope. The distal portion of the Apulia margin observed on Sheet 45 has relatively low gradient slopes (2-2.5°) but it is characterized by numerous seabed scarps corresponding to individual or composite landslide scars, recording an intense mass wasting activity.*

*At the foot of the slope, sedimentary bodies up to 15-km-long are interpreted as intra-channel deposits, resulting from the interaction of sediment flows within the canyon with landslides from the canyon wall due to the unbuttressing of the slope.*

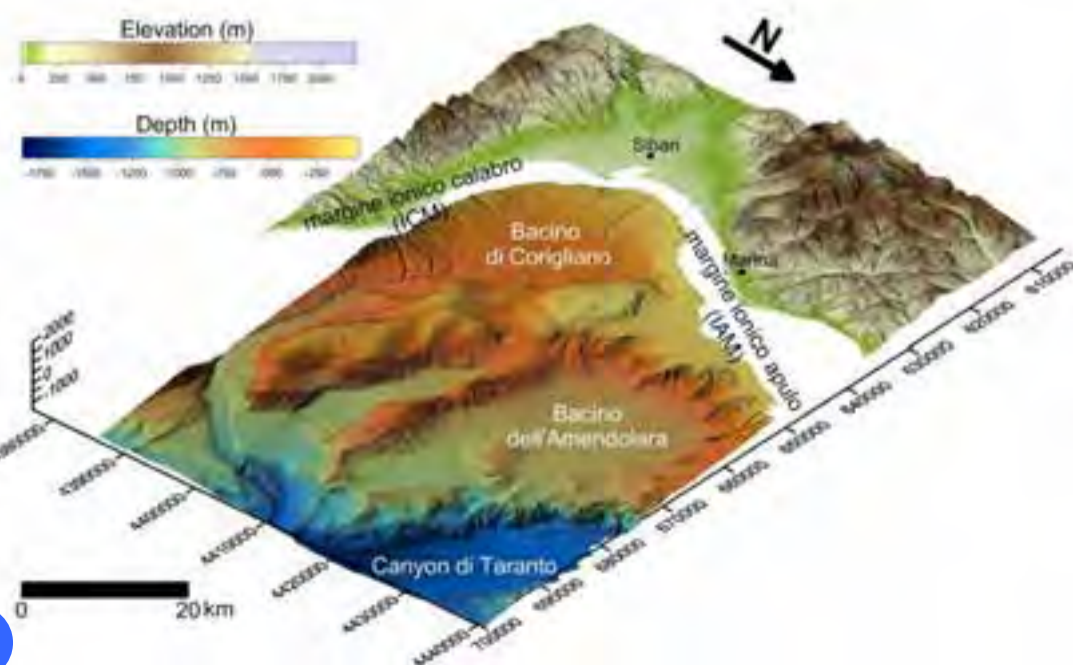
## IL MARGINE CALABRO IONICO E IL MARGINE APULO

I margini ionico calabresi e pugliesi (IMCA) sono entrambi influenzati dalla subduzione e dalla tettonica di accrezione. Il margine calabro ionico (ICM) registra due processi principali: la compressione e distensione del bacino di avanarco durante l’avanzamento verso SE del prisma di accrezione calabro dal Miocene (Sartori, 2003), ed il sollevamento rapido (fino a 1 mm anno<sup>-1</sup>) delle aree emerse e poco profonde dal Pleistocene medio (Westaway, 1993). Queste dinamiche hanno generato pendii molto acclivi (3-8°) a sud, nelle aree costiere dei bacini di avanarco di Crotona e Spartivento, e scarpate irregolari

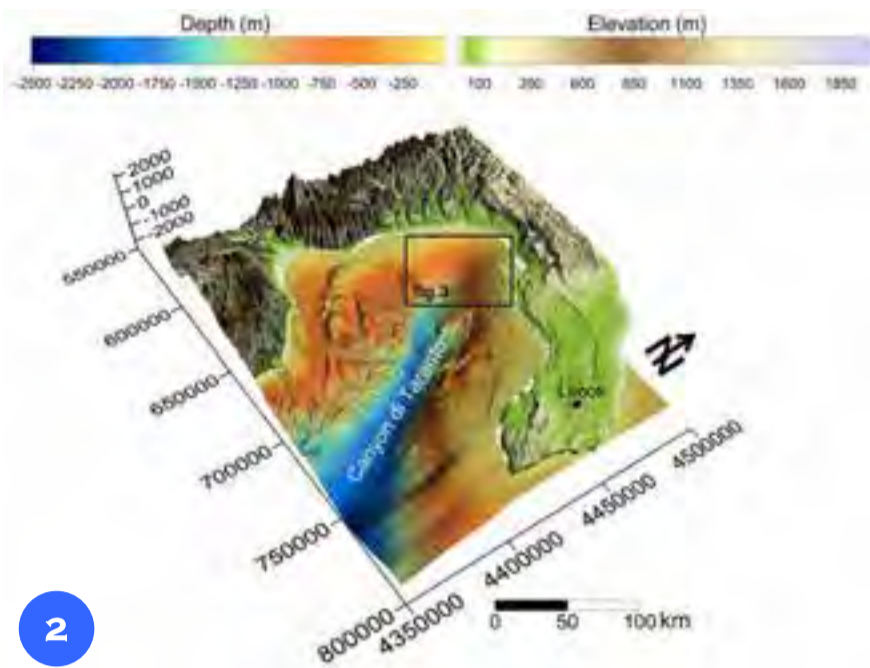
lari e acclivi (2-4°) a nord, lungo l’estensione a mare della catena appenninica meridionale (*thrust and fold belt*), dove i bacini di intra-scarpata del Golfo di Taranto occidentale corrispondono a bacini di *piggy back* (Fig. 1). Il margine passivo ionico apulo (IAM) è il risultato della subduzione verso ovest della placca Adria sotto l’Appennino meridionale, che ha formato una scarpata molto ripida (4-6°) e caratterizzata da diversi scalini morfologici derivanti dalla struttura irregolare della sottostante piattaforma carbonatica mesozoica. La sismicità dell’IMCA nel corso dell’ultimo secolo è localizzata

principalmente lungo le aree emerse e costiere del sistema di accrezione e della catena appenninica, e diminuisce nelle aree di avampaese (DISS Working Group, 2010). Tuttavia, nel 1743 un terremoto di magnitudo stimata a 7,0 ha colpito una vasta area dello Ionio, dalla penisola salentina all’isola greca di Lefkas (Boschi et al., 2000).

*The Calabrian and Apulia margins of the Gulf of Taranto have both been affected by subduction and accretionary tectonism. The Ionian Calabrian margin (ICM) records two main processes: compression and fore-arc extension during the SE advance of the Calabrian accretionary prism since the Late Miocene (Sartori, 2003); and rapid uplift (up to 1 mm yr<sup>-1</sup>) of onshore and shallow shelf areas since the Mid-Pleistocene (Westaway, 1993). This has resulted in steep slopes (3-8°) in the south, landward of the deep-water Crotona and Spartivento forearc basins, and irregular slopes (2-4°) in the north across the offshore extension of the southern Apennine thrust-fold belt, where intra-slope basins of the western Gulf of Taranto correspond to piggy-back structural highs and lows (Fig. 1). The Ionian Apulian margin (IAM) is the Mesozoic passive continental margin of the Adria plate, which has been affected by westward subduction under the southern Apennines. This has resulted in a steep (4-6°) continental slope characterised by several morphological steps resulting from the variable structural setting of the underlying Mesozoic carbonate platform. The seismicity of these margins during the last century is mainly located along the onshore to nearshore parts of the ICM and decreases in foreland areas (DISS Working Group, 2010). However, in 1743 an earthquake of estimated magnitude 7.0 affected a large area of the Ionian Sea from the Salento Peninsula to the Greek island of Lefkas (Boschi et al., 2000).*



## IL CANYON DI TARANTO

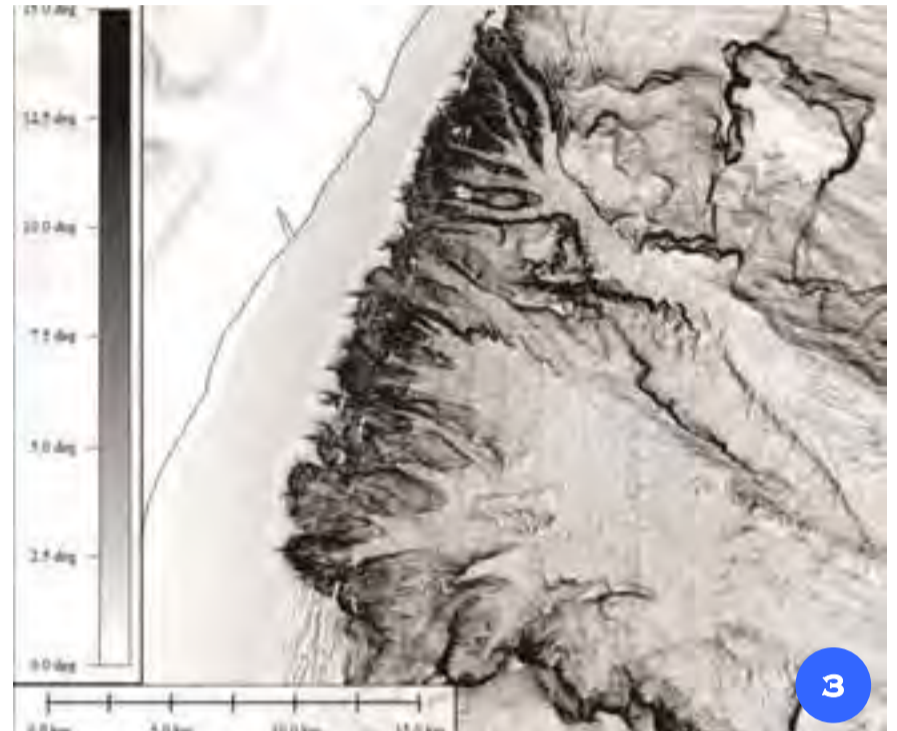


2

The Canyon of Taranto (Fig. 2) is one of the most peculiar systems of the Ionian area. It incises the Valley of Taranto which is the offshore continuation of the "Fossa" Bradanica, a Neogene depression with a NW-SE trend that constitutes the current foredeep of the Apennine range (Senatore, 1987; Fisherman, 1988). The canyon is set on the deepest part of this depression and is characterized by a straight headwall about 30-km-long composed of a series of coastal gullies that develop parallel to each other and organized in turn in second-degree heads with an "elongated cauliflower" shape (Fig. 3).

The peculiarity of the head is that it develops completely to the NE, asymmetrically with respect to the main branch, along the Calabrian margin. The main branch develops for more than 300 km along the entire subduction front, separating the Apulian side, to the west, from the Calabrian one, to the east (see Sheet 42 in this Atlas). The Taranto Canyon is active and it takes in charge most of the mass wasting deposits that are generated along the Apulian continental slope that are carried down in the deep Ionian Basin below 3000 m depth.

Il Canyon di Taranto (Fig. 2) è uno dei più particolari sistemi di canyon dell'area ionica. Esso incide la Valle di Taranto che è la prosecuzione a mare della Fossa Bradanica, una depressione neogenica ad andamento NO-SE che costituisce l'attuale avanfossa della catena appenninica (Senatore, 1987; Pescatore, 1988). Il canyon si è impostato sulla porzione di fondale più profonda di questa depressione ed è caratterizzato da una testata rettilinea lunga circa 30 km, composta da una serie di gully costieri che si sviluppano parallelamente tra loro, organizzati a loro volta in testate di secondo ordine a forma di "cavolfiore" allungato (Fig. 3). La particolarità della testata è che si sviluppa in modo asimmetrico rispetto al ramo principale completamente a NE sul margine calabro. Il ramo principale si sviluppa per più di 300 km lungo tutto il fronte di subduzione, separando il versante apulo, a ovest, da quello calabro, a est (vedi Foglio 42 in questo Atlante). Il canyon è attivo e prende in carico gran parte dei detriti che risultano dall'erosione della scarpata continentale apula.



3

## I MASS TRANSPORT COMPLEXES (MTCs) NEI BACINI DI INTRASCARPATA DELL'AMENDOLARA



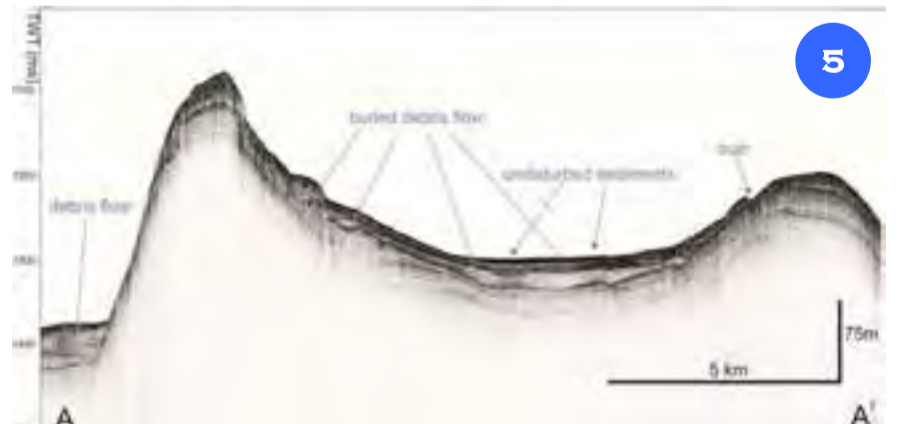
Gravity-driven submarine processes on continental margins are important geomorphic agents for transporting sediments into deep-marine environments. Advances in shallow geophysical surveying methods have significantly improved our ability to map and describe the morpho-sedimentary features that record submarine mass movements over time (Chiocci and Ridente, 2011). Any activity that affects the seabed represents a potential geohazard. An improved understanding of the spatial distribution and timing of geomorphic features related to mass movement is relevant both for understanding triggering factors (e.g. seismicity, faulting, fluid migration), and to assess potential hazards for offshore infrastructures and adjacent coastal areas (e.g. tsunamis).

The Ionian margins of Calabria and Apulia (IMCA) provide an interesting natural laboratory to study active sedimentary processes related to submarine failures (Fig. 4). The two tectonically-active margins lie on opposite sides of the suture due to the subduction of the African and Adria plates beneath southern Italy, and contain a variety of slope settings related to different tectonic activity (Sartori, 2003). Mass transport complexes (MTCs) have been observed within piggy-back basins on the Calabrian slope of the Gulf of Taranto, between 600 and 900 m depth, as features including seabed slide scarps and buried failure deposits, together extending over areas of 30-200 km<sup>2</sup> (Fig. 4). Slide scarps are present around the steep (up to 5-9°) flanks of the intra-slope basins as linear to crescentic features, some showing "fresh" sharp morphologies in contrast to others showing more rounded ruptures, that record multiple failure events. Blocks of various sizes are observed both along runoff and at the base of the slopes (Fig. 4).

Sub bottom profiles show the adjacent basins to contain unstratified

I processi gravitativi che avvengono lungo i margini continentali sono importanti agenti geomorfici per il trasporto dei sedimenti lungo i versanti sottomarini verso ambienti di mare profondo. I notevoli progressi tecnologici nell'indagine geofisica hanno migliorato significativamente la capacità di mappare e descrivere le caratteristiche morfo-sedimentarie che caratterizzano i movimenti di massa sottomarina e la loro evoluzione nel tempo (Chiocci e Ridente, 2011). Qualsiasi movimento che avviene sul fondale marino rappresenta una potenziale pericolosità. Una migliore comprensione della distribuzione spaziale e dei tempi di ricorrenza delle strutture geomorfiche che indicano *mass wasting* è fondamentale sia per comprenderne i fattori scatenanti (ad esempio la sismicità, le faglie, la migrazione di fluidi), sia per valutare le potenziali pericolosità per le infrastrutture *offshore* e le aree costiere (es. tsunami). I margini ionici della Calabria e della Puglia (IMCA) forniscono un interessante laboratorio per studiare i processi sedimentari attivi legati alle frane sottomarine (Fig. 4). I due margini tettonicamente attivi si trovano sui lati opposti della sutura dovuta alla subduzione delle placche africana e Adria che avviene al largo della Calabria, e contengono una varietà di strutture lungo i pendii legate ai diversi contesti tettonici (Sartori, 2003). *Mass transport complexes* (MTCs) sono stati identificati all'interno di bacini di intra-scarpata (*piggy back*) sul versante calabro del Golfo di Taranto, tra 600 e 900 m di profondità, ed appaiono come strutture che comprendono nicchie di frana lungo la scarpata e depositi sepolti, che insieme si estendono su aree di 30-200 km<sup>2</sup> (Fig. 4). Nicchie di frana si osservano attorno ai ripidi pendii (fino a 5-9°) dei bacini di intra-scarpata come lineamenti rettilinei o di forma circolare; alcuni mostrano morfologie "fresche" e appuntite, in contrasto con altri che mostrano cicatrici più arrotondate, che registrano episodi franosi multipli. Blocchi di varie dimensioni sono stati identificati sia lungo il *runoff* che alla base della scarpata (Fig. 4).

I profili sub bottom mostrano bacini adiacenti che contengono corpi non stratificati (facies acustica trasparente) fino a decine di metri di spessore, sepolti sotto unità sottili (facies acustica stratificata), interpretate come *debris flow* (Fig. 5). In alcuni punti si osservano *debris flow* impilati, ad indicare che gli MTC registrano episodi franosi multipli lungo i margini del bacino di intra-scarpata.



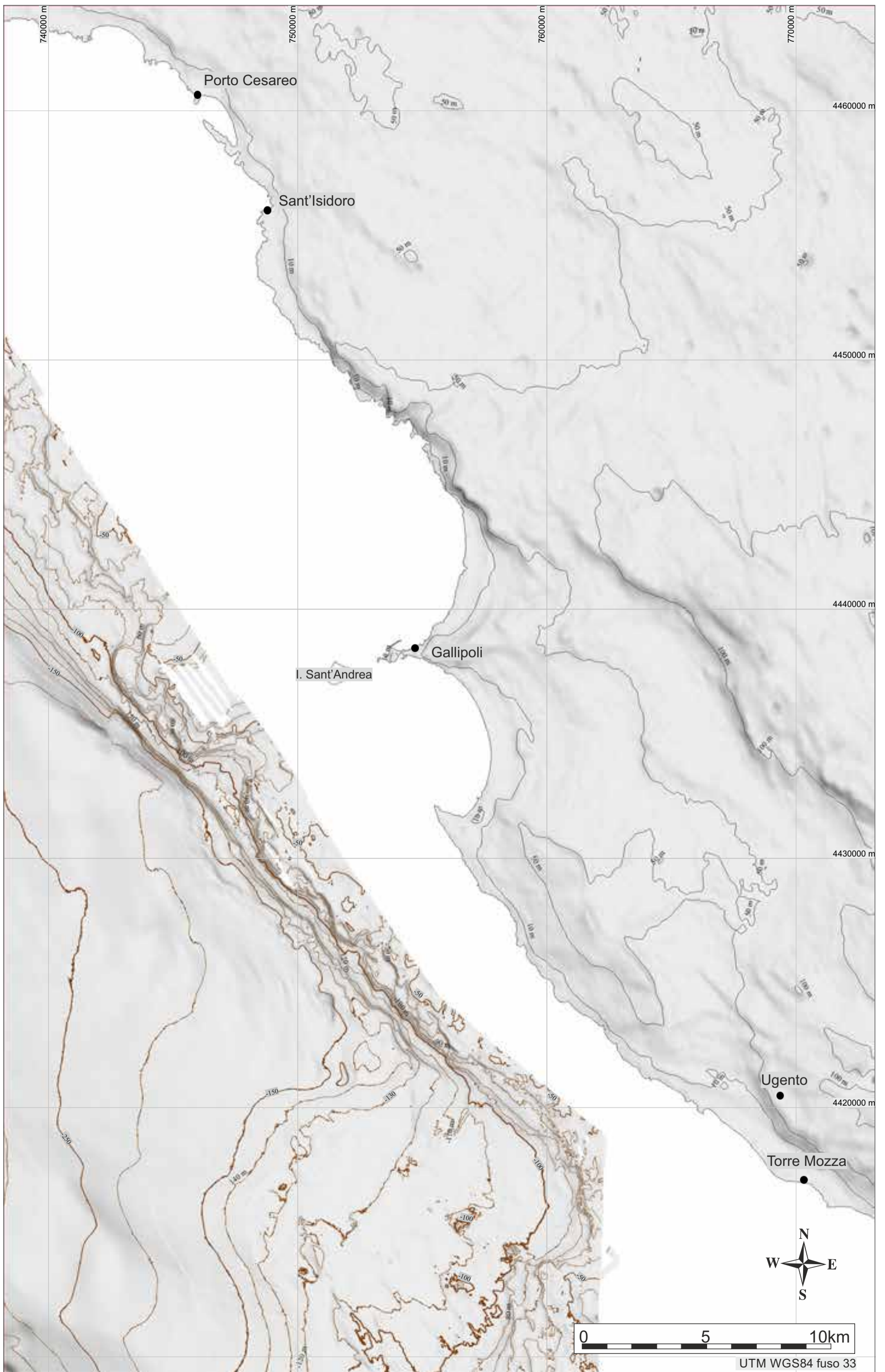
5

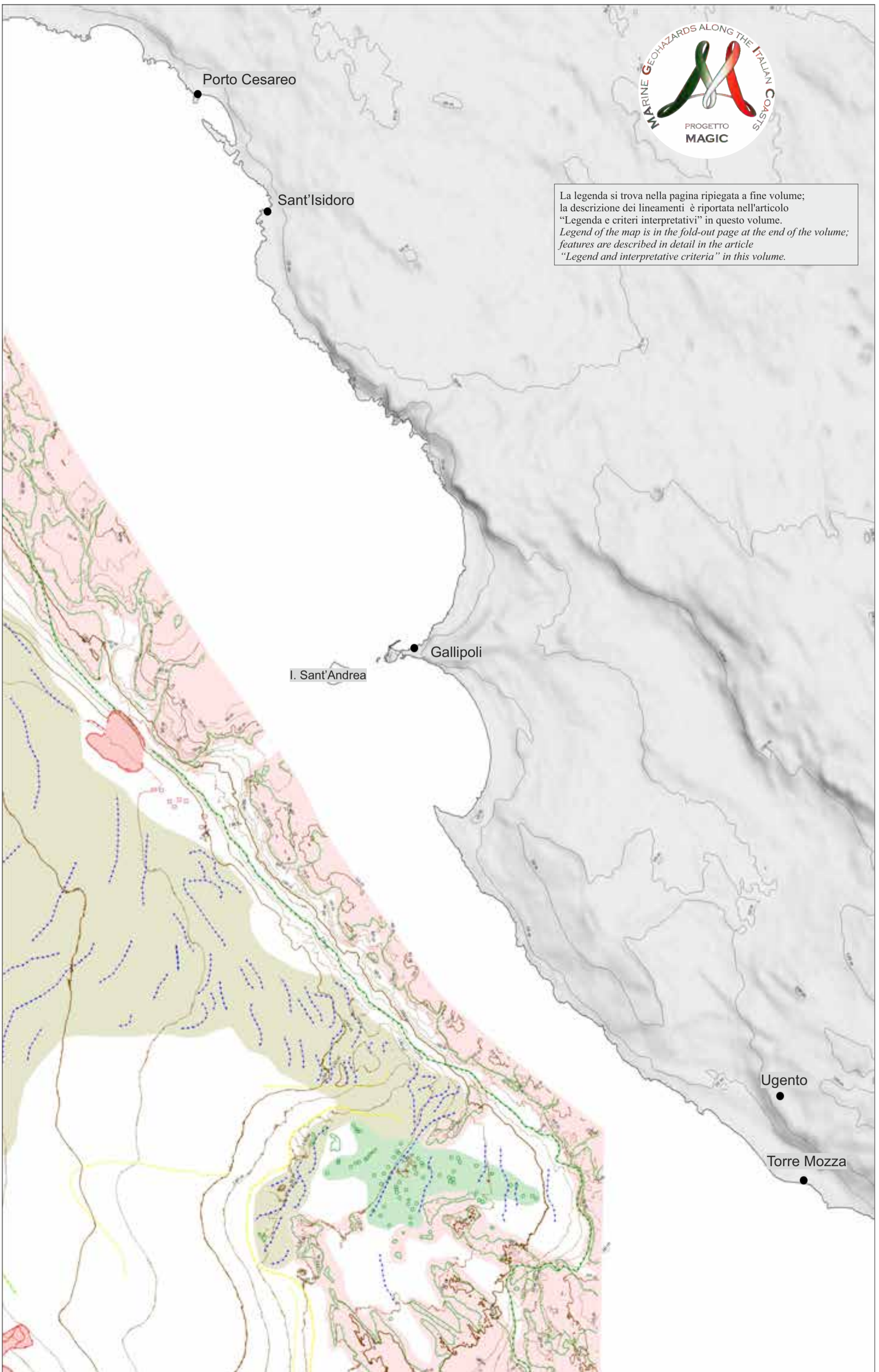
(acoustically transparent) bodies up to tens of meters thick beneath thinner acoustically stratified units, interpreted as buried debris flows (Fig. 5). Stacked debris flows are locally observed, indicating that the MTCs record multiple episodes of failure along the intra-slope basin margins.





FOGLIO 46 GALLIPOLI





S. CERAMICOLA<sup>10\*</sup>, A. COVA<sup>\*\*</sup>, E. FORLIN<sup>\*\*</sup>, D. PRAEG<sup>^</sup>, M. ZECCHIN<sup>^</sup>, O. CANDONI<sup>^</sup>, M. COSTE<sup>o^</sup>, R. RAMELLA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>o</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 46 “Gallipoli” è caratterizzato da una piattaforma continentale poco estesa (3 km) ed una vasta scarpata continentale poco acclive che raggiunge i 500 m di profondità in circa 20 km. La piattaforma continentale giace a meno di 100 m di profondità ed è caratterizzata da un substrato calcareo-clastico privo di importanti coperture sedimentarie. L’*echofacies* a tratti sorda tipica di questo fondale osservata sui profili sub bottom è stata interpretata come substrato affiorante. Le morfologie “frastagliate” che si osservano in modo discontinuo ricordano le associazioni a *Posidonia* e coralli che sono state identificate più a sud al largo di S. Maria di Leuca (Taviani et al., 2005; Savini et al., 2010) e descritte come coralligeno. La scarpata è poco acclive nella parte prossimale (0,2°) e mostra un profilo concavo verso il basso, nella parte distale (con pendenza pari a 0,7°). La porzione di scarpata compresa tra il ciglio e i 120 m di profondità mostra morfologie rialzate e depressioni di origine incerta. Campioni di sedimento del fondale non sono disponibili in quest’area. Combinando informazioni derivanti dalla batimetria e dalle *echofacies* queste strutture sono state interpretate come biocostruzioni, praterie a *Posidonia* e *pockmark*, mentre alcune depressioni rimangono di origine incerta. La porzione di scarpata compresa tra i 120 e i 500 m di profondità presenta morfologie ondulate interpretate come forme di fondo dovute all’interazione di sedimento trasportato dalle correnti di fondo con le strutture a blocchi tipiche del substrato carbonatico di quest’area. Alcune delle depressioni indicate come “depressione di origine incerta” sembrano giacere accanto a lineamenti strutturali che dislocano il substrato carbonatico del *Ridge* Apulo. Morfologie tipiche di instabilità (es. nicchie di distacco, blocchi e depositi di frana a forma gibbosa) sono state individuate al limite dello *shelf break* nella parte centrale del foglio (vedi la piccola Frana di Gallipoli).

*The Sheet 46 “Gallipoli” is characterized by a narrow (3-km-wide) continental shelf less than 100-m-deep, and a broader and low angle continental slope reaching 500 m depth within about 20 km. The continental shelf lies above a break in slope at 100 m depth and is characterized by a thin sediment cover characterised by biogenic constructions. Several scattered bedrock outcrops are indicated by a characteristically “deaf” seabed echo-facies on sub bottom profiles. “Jagged” morphologies observed in this area are similar to associations of *Posidonia* and coral reefs, which have been observed in the southern sector offshore S. Maria di Leuca (Taviani et al., 2005; Savini et al., 2010), and interpreted as “coralligenous”. The gently dipping continental slope shows a longitudinal profile that is rather flat in the proximal part (slope angle: 0.2°) and rounded (concave downwards) in the distal part (slope angle: 0.7°). The upper slope between the shelf-break and 120 m depth contains a series of mounds and depressions from which no samples are available. Based on morpho-bathymetry and echo-facies mapping, these structures are interpreted as bioconstructions, *Posidonia* meadows, pockmarks, and other depressions of uncertain origin. The slope between 120 and 500 m depth is characterized by wavy morphologies that seem to be the result of interaction of sediment transport by bottom currents and the blocky structure typical of the carbonate substrate of this area. Some features referred to as “depressions of uncertain origin” appear to lie adjacent to tectonic lineaments that disrupt the carbonatic substrate of the Apulia Ridge. Morphological elements indicating instability (e.g. failure scars, blocks, deposits) have been observed and mapped near the shelf break in the central part of the Sheet (see the Gallipoli Slide).*

## IL CORALLIGENO

Con il termine coralligeno si indica generalmente un tipico paesaggio sottomarino mediterraneo, costituito da biocostruzioni carbonatiche, prodotte principalmente dall’accrescimento continuo (fin dall’inizio della trasgressione olocenica), in condizioni di ridotta luminosità e moderato idrodinamismo, di alghe calcaree incrostanti e di altri organismi dotati di strutture scheletriche carbonatiche come briozoi, serpulidi, coralli e spugne (Sartoretto et al., 1996; Ballesteros, 2006). Il coralligeno si può trovare fino ad un massimo di circa 120 di profondità (Ballesteros, 2006), formando biocostruzioni di forma e dimensioni variabili, con altezze solitamente comprese tra 1 e 4 m ma estese lateralmente anche fino a decine di metri. Le biocostruzioni coralligene sono quindi in grado di rimodellare la geomorfologia del fondale, influenzando l’evoluzione del paesaggio sottomarino nello spazio e nel tempo, anche su scale geologiche. In termini di biodiversità, il coralligeno costituisce un habitat bentonico (UNEP-MAP-RAC/SPA, 2008) di elevato pregio ecologico, secondo per importanza, in Mediterraneo, solo alle praterie di *Posidonia oceanica*. Nonostante le biocostruzioni coralligene siano presenti lungo quasi tutte le piattaforme continentali e i pendii poco profondi delle aree costiere mediterranee, la loro distribuzione e la loro diversa composizione è ancora molto sottostimata e mappata solo in alcune aree (Lo Iacono et al., 2018). Inoltre, il coralligeno è minacciato dalle attività dirette (condotte dall’uomo) come la pesca a strascico ed è vulnerabile agli effetti indiretti dei cambiamenti climatici. Queste minacce mettono a rischio la stabilità di questo importante ecosistema e il suo futuro mantenimento (UNEP-MAP-RAC/SPA, 2008) mettendo così a rischio anche la stabilità dei nostri margini continentali. Strumentazioni acustiche quali la batimetria ad alta risoluzione (incluso il backscatter), il sonar a scansione laterale ed i profili di sismica a riflessione sono strumenti ottimali in quanto consentono di riconoscere e identificare in modo veloce l’estensione di questi habitat bentonici e mappare così la loro distribuzione regionale senza effettuare campioni meccanici, che danneggerebbero questo delicato ecosistema (Bracchi et al., 2017). La mappatura del fondale può fornire uno strumento molto utile per la caratterizzazione e la mappatura dell’habitat del coralligeno, delle praterie di *Posidonia* e di altri ecosistemi vulnerabili (Angeletti et al., 2017).

*The term coralligenous generally indicates a typical mediterranean underwater seascape, consisting of carbonatic bioconstructions, produced mainly by the continuous growth (from the beginning of the Holocene transgression), in conditions of reduced luminosity and moderate hydrodynamism, of calcareous encrusting algae (ie Crustose Coralline Algae) and other organisms with carbonate skeletal structures such as bryozoans, serpulids, corals and sponges (Sartoretto et al., 1996; Ballesteros, 2006). It can be found up to a maximum of about 120 m depth (Ballesteros, 2006), forming bioconstructions of variable shape and size, with heights usually between 1 and 4 m but extended laterally even up to tens of meters. The coralligenous bioconstructions are therefore able to reshape the geomorphology of the seabed, influencing the evolution of the underwater seascape in space and time, even on geological scales. In terms of biodiversity, coralligenous is a benthic habitat (UNEP-MAP-RAC/SPA, 2008) of high ecological value, second in importance, in the Mediterranean, only to *Posidonia oceanica* meadows. Although the coralligenous bioconstructions are present along almost all continental platforms and the shallow slopes of the Mediterranean coastal areas, their distribution is still underestimated and has been mapped only in few areas (Lo Iacono et al., 2018). In addition, coralligenous is threatened by direct activities (conducted by man), such as trawling, and is vulnerable to the indirect effects of climate change. These threats endanger the stability of this important ecosystem and its future maintain (UNEP-MAP-RAC/SPA, 2008), thus also endangering the stability of our continental margins. Acoustic instruments such as high-resolution swath bathymetry sounder (including backscatter), side scan sonar and acoustic profiling are optimal tools because they allow to quickly recognize and identify the extension of these benthic habitats on the seabed and thus map their regional distribution without making mechanical samples, which would damage this delicate ecosystem (Bracchi et al., 2017). Seabed mapping can provide a very useful tool for seascape characterization and habitat mapping of coralligenous, *Posidonia* meadows and other vulnerable settings (Angeletti et al., 2017).*



## LA PICCOLA FRANA DI GALLIPOLI

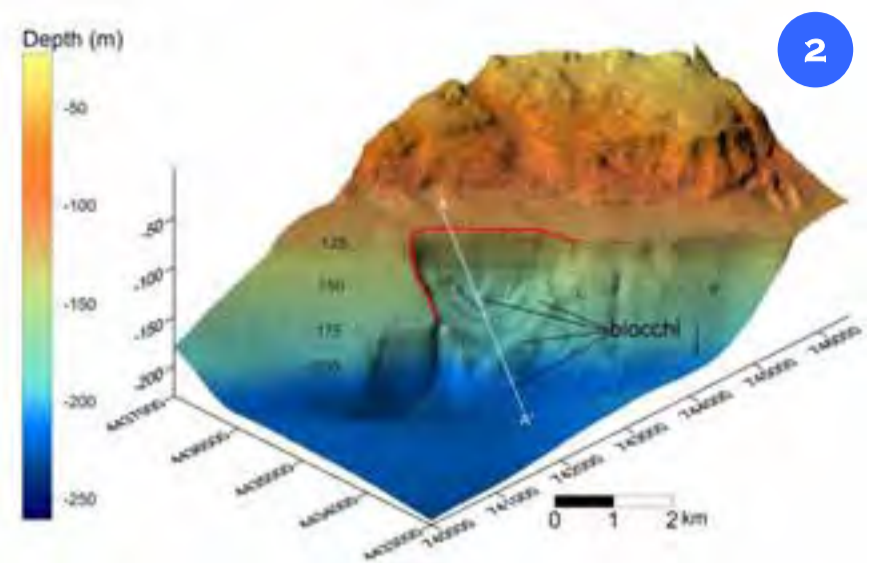
A circa 10 km dalla linea di costa in prossimità di Gallipoli lungo il ciglio della piattaforma continentale si osserva un fenomeno gravitativo isolato (Fig. 2) che ha influenzato la parte sommitale della scarpata continentale che qui forma una sorta di muro alto un centinaio di metri.

Il fenomeno segnalato come unico punto di criticità in questa area di fondale relativamente bassa è un'area di frana che si estende per circa 3 km<sup>2</sup>.

Questa è caratterizzata da una nicchia di distacco che si trova a circa 120 m di profondità, si estende per circa 3 km, ha un'altezza di circa 70 m e si sviluppa su un pendio molto acclive (16°).

Alla base della scarpata, tra 180 m e 220 m di profondità si osservano numerosi blocchi rotondeggianti caratterizzati da un diametro variabile da 120 m a 350 m. Queste strutture conferiscono ai depositi di frana un aspetto gibboso.

Tali morfologie non sembrano fresche in quanto quest'area di fondale, che si trova subito sotto il ciglio della scarpata continentale, sembra essere ricoperta da un *drape* di sedimenti depositati da correnti conturritiche.



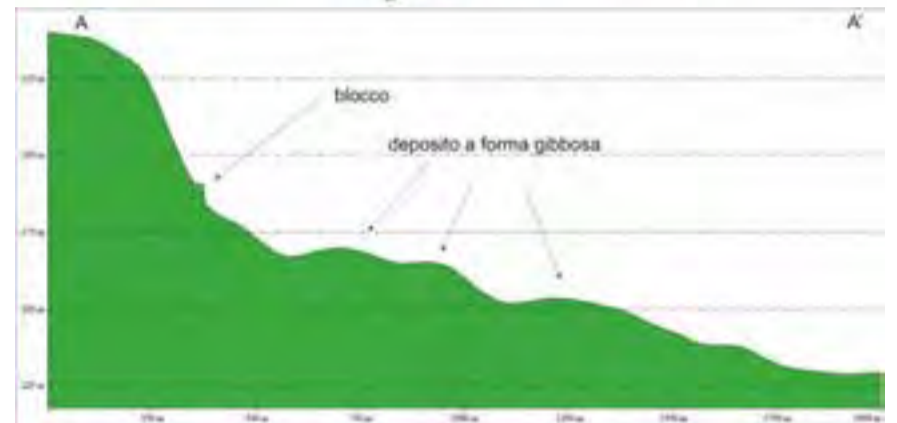
*Approximately 10 km away from the coastline near Gallipoli, along the continental shelf break, an isolated gravitational phenomenon (Fig. 2) is observed to cut the upper continental slope along an escarpment ~100-m-high.*

*This geomorphological feature is a landslide and it is reported as the only critical feature occurring in this relatively shallow seabed area.*

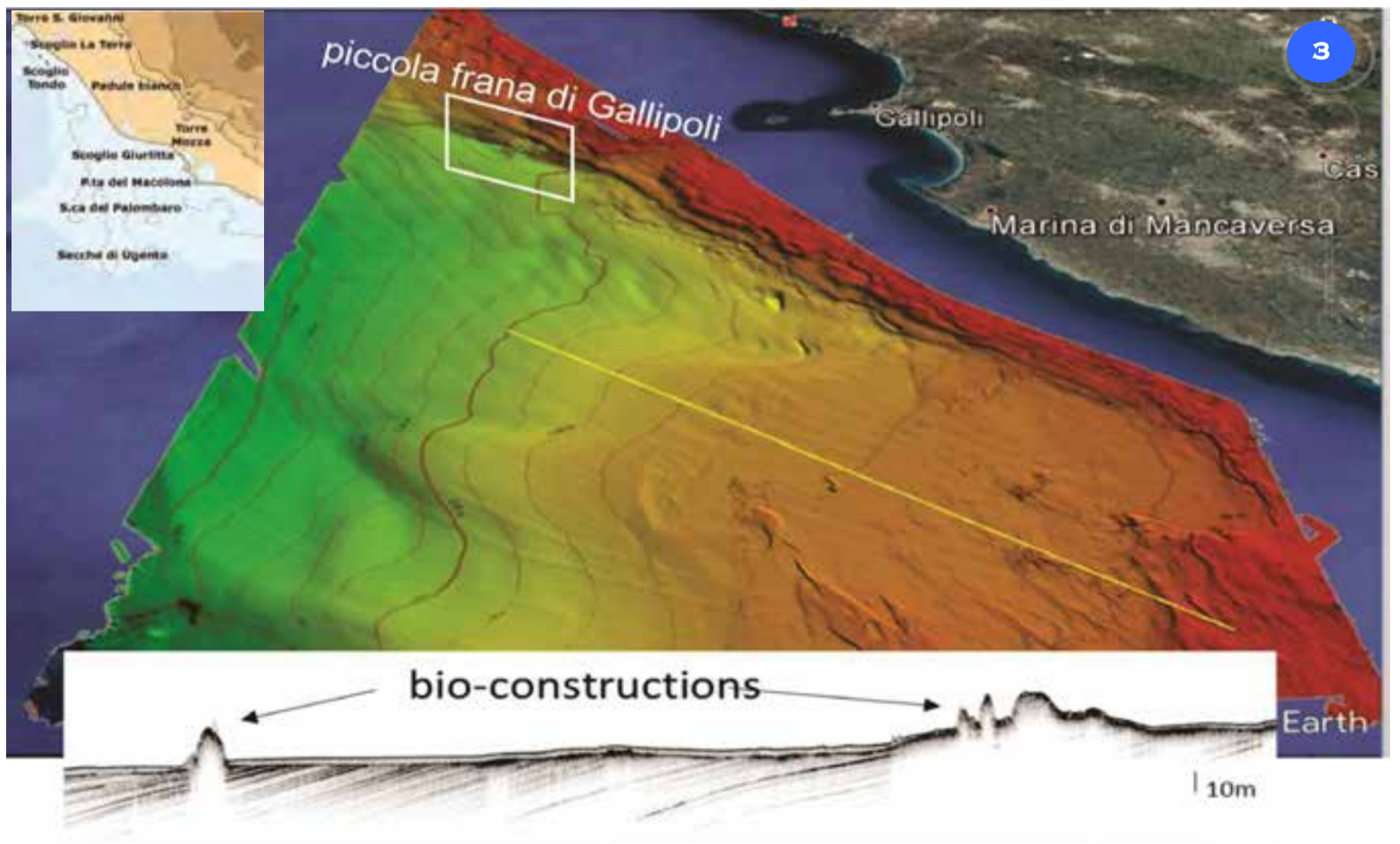
*The landslide extends for about 3 km<sup>2</sup>, it is characterized by a detachment scar that is located at about 120 m depth, it has a perimeter of approximately 3 km and the landslide scarp is 70-m-high along a steep slope (16°).*

*At the base of the slope at depths ranging from 180 m to 220 m several roundish blocks with diameters ranging from 120 m to 350 m are observed which give to the landslide deposits a blocky appearance.*

*The landslide and scar morphologies do not seem fresh, as this area of seabed immediately under the shelf break seems to be covered by a thin sediment drape probably linked to contour currents.*



## LE SECCHIE DI UGENTO



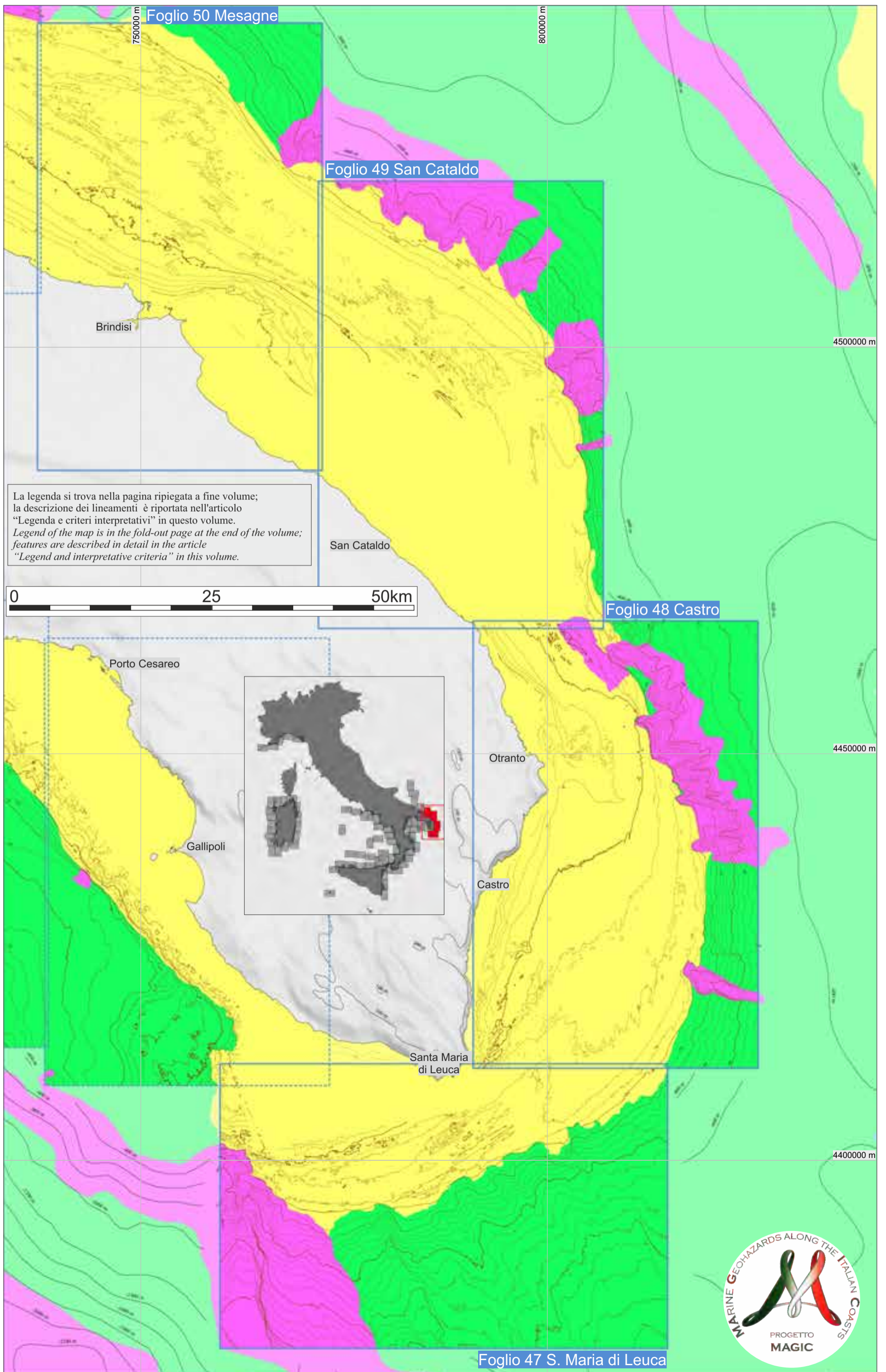
Le Secche di Ugento sono una zona di acqua poco profonda a sud di Gallipoli (Puglia ionica) che si estende fino a 3-4 km dalla costa che congiunge Torre Pali con Torre Mozza e sono costellate da numerosi scogli chiamati "chiriche" in quanto ricoperti da alghe solo sui bordi mentre la parte centrale ne è priva. La particolarità di questo tratto di costa sta nella sua conformazione e nelle caratteristiche biologiche e morfologiche. Il fondale passa repentinamente da 20 a 5 metri e questo rappresenta un pericolo per la navigazione, data la loro vicinanza alla costa. Proprio per questo molte sono le storie e le leggende di incidenti e naufragi che si sono susseguiti nel corso della storia; quella più famosa vede protagonista una nave turca, che dopo aver saccheggiato le terre del Salento e rapito un uomo ed i suoi cavalli, viene punita dalle intemperie e dai tre scogli affioranti; è proprio da questa leggenda che questi

tre scogli adesso vengono denominati "li cavaddhi". La Figura 3 mostra la morfologia dei fondali della piattaforma e della scarpata esterna del margine della Puglia di fronte Gallipoli (da 80 a 500 m di profondità). Il profilo chirp (Fig. 3) acquisito lungo la linea gialla mostra la risposta acustica sorda del fondale che è stata interpretata come bio-costruzione (pinnacoli) e coralligeno.

*The Ugento Shoals are an area of shallow water located south of Gallipoli (Ionian Puglia), which extends up to 3-4 km from the coast that connects Torre Pali with Torre Mozza. They are dotted with numerous rocks called "chiriche", which means crown, as they are covered by algae only on the edges while the central part is algae free. The particularity of this stretch of coast lies in its conformation and in the biological and morphological*

*characteristics. The seabed rises suddenly from 20 to 5 m depth and this represents a danger for navigation, given their proximity to the coast. Precisely for this reason there are many stories and legends of marine accidents that have occurred throughout history. The most famous is about a Turkish ship, which after looting the lands of Salento and kidnapping a man and his horses, was punished by bad weather and by the three outcropping rocks; due to this legend, these three rocks are now called the 'cavaddhi', which means the horses. Figure 2 shows the seabed morphology of the external continental shelf and slope of the Apulia margin in front of Gallipoli from 80 m to about 500 m depth. Sub bottom profile (yellow lines, Fig. 3) shows the acoustic 'deaf' response of the seafloor that has been interpreted to be related to bio-construction (pinnacles) and to coralligenous.*

TAVOLA 10 PUGLIA MERIDIONALE



# TAVOLA 10 PUGLIA MERIDIONALE

E. Campiani<sup>◊</sup>, C. Corselli<sup>◊</sup>, A. Savini<sup>◊</sup>, F. Foglini<sup>◊</sup>, G. Dalla Valle<sup>◊</sup>, K. Gariboldi<sup>◊</sup>, E. Grimoldi<sup>◊</sup>, E. Leidi<sup>◊</sup>, F. Marchese<sup>◊</sup>,

A. Mercorella<sup>◊</sup>, L. Milan<sup>◊</sup>, S. Palamara<sup>◊</sup>, F. Trincardi<sup>◊</sup> (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CoNISMa: ◊DISAT UniMiB; CNR: ◊ISMAR

I fogli 47, 48, 49 e 50 sono ubicati, partendo da ovest, lungo il margine ionico settentrionale e parte del margine Adriatico meridionale, andando a costituire il prolungamento verso mare del territorio pugliese, lungo un alto strutturale allungato in direzione NO-SE conosciuto come "Apulian Swell" (*sensu* Aurox et al., 1985). Questa struttura si estende dalla Puglia alla Grecia ed è costituita da un'anticlinale larga circa 100 km, espressione di un rigonfiamento della crosta continentale (Calcagnile e Panza, 1990). Il rialzo separa il Bacino Sud Adriatico (al limite meridionale del Canale di Otranto) dalla Fossa di Taranto, che costituisce la parte più orientale del Mar Ionio ed è parte dell'attuale avampaese appenninico ad ovest e di quello ellenico ad est. L'antiforme della Dorsale Apula appare segmentata da faglie trascorrenti con prevalente orientazione NO-SE (Merlini et al., 2000) che definiscono blocchi ribassati verso sud-ovest e nord-est, con un rigetto totale di 1 km (Billi e Salvini, 2003). La Dorsale Apula è segmentata da faglie trascorrenti E-O che definiscono tre macro-aree: il Gargano e le Murge, a nord, e il Salento, a sud. La Faglia di Mattinata e la struttura delle Tremiti costituiscono le principali zone di *transfer* che dissecano l'avampaese Apulo (Salvini et al., 1999; Billi e Salvini 2000, 2001). Gli elementi strutturali che segmentano l'avampaese Apulo sono stati caratterizzati da movimenti successivi e da riattivazioni durante le fasi orogeniche e post-orogeniche del Meso-Cenozoico. In particolare, faglie distensive nel Mesozoico, che registrano l'apertura della vecchia Tetide, sono state parzialmente riattivate come strutture compressive o trascorrenti durante il tardo Cenozoico (Finetti, 1984; Colantoni et al., 1990; Argnani et al., 1993). La deformazione tettonica sin-deposizionale, documentata in affioramento e sul margine Adriatico, *offshore*, è documentata da faglie attive dirette e transtensive durante il Plio-Quaternario (Tramutoli et al., 1984; Ridente e Trincardi, 2006; Merlini et al., 2000). Il basamento cristallino di età varisca dell'avampaese Apulo è ricoperto da uno spessore di 6 km di rocce sedimentarie mesozoiche (D'Argenio, 1974). A terra, in Puglia, le rocce mesozoiche affiorano principalmente nel Promontorio del Gargano e per questo l'avampaese Apulo è anche chiamato "piattaforma carbonatica pugliese" (Bosellini et al., 1999). Nel sud Adriatico e nella porzione settentrionale dello Ionio, l'estensione della piattaforma carbonatica mesozoica controlla la variabilità laterale dell'estensione della moderna piattaforma continentale (De' Dominicis e Mazzoldi, 1987). I depositi sedimentari del Terziario sono discontinui e costituiti da rocce organogene o calcaree del Paleocene-Oligocene e da esigui spessori di depositi misti carbonato-terrigeni del Neogene e del Quaternario (Ricchetti et al., 1988). Profili sismici multicanale orientati NE-SO permettono di tracciare la sottile successione plio-quaternaria e documentano faglie distensive con rigetti di 500-600 m e strutture erosive in prossimità dell'intersezione tra le faglie e il fondale (Argnani et al., 1993, 2001). In prossimità dell'Arco Ellenico la successione plio-quaternaria della Dorsale Apula presenta un leggero inspessimento (Argnani et al., 2001; Fig. 1). L'assetto strutturale mesozoico dell'area ha influenzato fortemente la costruzione del margine continentale Adriatico durante il Plio-Quaternario, soprattutto lungo le sue propaggini meridionali dove si registrano numerose fasi di progradazione del margine sotto l'influenza congiunta del sollevamento tettonico dell'entroterra (Doglioni et al., 1994) e dei cicli eustatici quaternari. Durante il Pleistocene medio-superiore la costruzione del margine è stata influenzata dalla deposizione di quattro sequenze deposizionali costituite primariamente da depositi regressivi simili a quelli studiati e datati nell'area circostante il Promontorio del Gargano (Trincardi e Correggiari, 2000; Ridente e Trincardi, 2002a, b; Piva et al., 2008a, b) ma con spessore più ridotto. La morfologia attuale del margine, infine, è influenzata anche dall'impatto del passaggio di acque dense prodotte a fine inverno dal raffreddamento della piattaforma nord-Adriatica e trasportate verso sud a fine inverno, attraverso il Canale di Otranto (Benetazzo et al., 2014; Foglini et al., 2016; Bonaldo et al., 2016). Queste correnti dense di profondità impattano la piattaforma costruendo dune a grande scala, trogoli erosivi e strutture a cometa gigante nel lato sottocorrente di relitti.

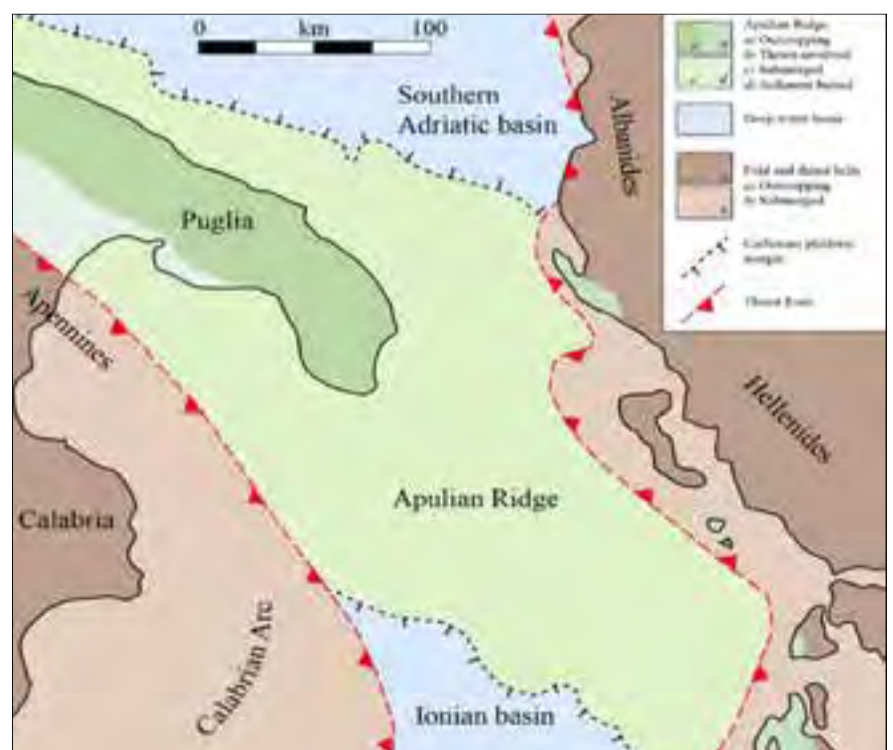
Figura 1. Assetto geologico dell'area. La Dorsale Apula rappresenta l'avampaese dei fronti di sovrascorrimento appenninici ed ellenici. Nelle porzioni settentrionale e meridionale della Dorsale Apula, i margini originali della piattaforma carbonatica mesozoica sono preservati; essi proseguono, rispettivamente, verso i bacini profondi dell'Adriatico meridionale e dello Ionio. Modificato da Argnani et al. (2001).

Figure 1. Geological setting of the area. The Apulian Ridge represents the foreland of the Apennines and Hellenides fold-and-thrust belts. In the northern and southern parts of the Apulian Ridge, the original margins of the Mesozoic carbonate platform are still preserved, passing to the deep southern Adriatic and Ionian basins, respectively. Modified from Argnani et al. (2001).

Going from west to east, sheets 47, 48, 49 and 50 are located along the northern Ionian margin and the southern Adriatic margin. They represent the prolongation of the southern Apulian Peninsula at sea as a NW-SE elongated structural high called the "Apulian Swell" (*sensu* Aurox et al., 1985). The Apulian Swell extends from Apulia to Greece and is formed by a 100-km-wide buckling anticline of continental crust (Calcagnile and Panza, 1990). The swell separates the southern Adriatic Basin (at the southern edge of the Otranto Channel) from the deeper Ionian Sea (along the Taranto Trench), and is part of the present foreland system of the Apennine to the west and the Hellenic Arc to the east. The Apulian antiform is segmented by NW-SE-strike extensional faults (Merlini et al., 2000), forming down-faulted blocks both south-westward and north-eastward, for a total throw of about 1 km (Billi and Salvini, 2003). Transfer E-W faults transversally dissect the Apulian Foreland, segmenting the Puglia region in three main blocks: Gargano and Murge in the north and the lowland of Salento toward the south-east.

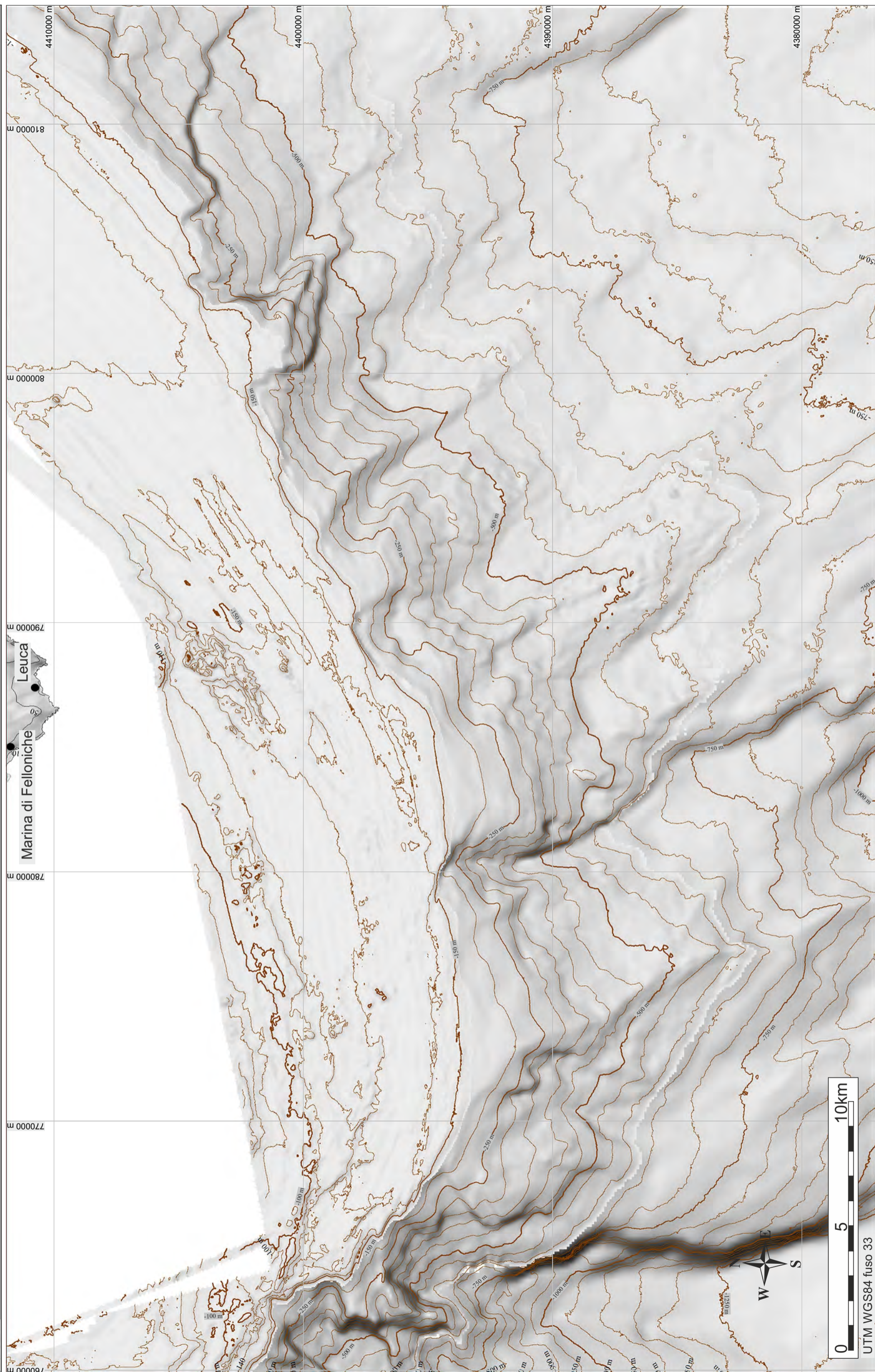
The Mattinata and Tremiti features form the main transfer zone that transversally dissects the Apulian Foreland (Salvini et al., 1999; Billi and Salvini, 2000, 2001). The main structural elements dissecting the modern Adriatic foreland experienced several episodes of reactivation during the Meso-Cenozoic collisional and post-collisional phases. In particular, early Mesozoic extensional faults, recording the rifting of the ancient Tethyan margin, re-activated as compressive and transcurrent deformational features during the Late Cenozoic (Finetti, 1984; Colantoni et al., 1990; Argnani et al., 1993). Syn-depositional tectonic deformation, documented on land and in the offshore area of the southern Adriatic margin (Tramutoli et al., 1984; Ridente and Trincardi, 2006), indicated that normal and transtensional faults were active during Plio-Pleistocene times (Merlini et al., 2000).

The Variscan crystalline basement of the Apulian foreland is overlain by a thick (6 km) Mesozoic sedimentary cover (D'Argenio, 1974). On land, this autochthonous Mesozoic carbonate platform outcrops mainly in the Gargano region and this is why the Apulian foreland is named "Apulian Carbonate Platform" (Bosellini et al., 1999). In the south Adriatic and in the northern Ionian, the extent of the Mesozoic carbonate platform controls the lateral variability of the width of the shelf and the dip gradients along the continental slope (De' Dominicis and Mazzoldi, 1987). Tertiary sedimentary deposits are discontinuous and represented by Paleocene-Oligocene organogenic and/or calcareous facies, overlain by thin carbonate-terrigeneous deposits of Neogene and Quaternary age (Ricchetti et al., 1988). Multichannel seismic profiles (SW-NE oriented) define the base of the thin Plio-Quaternary sedimentary succession on the Apulian Swell in the northern Ionian Sea, showing recent faults with vertical throws between 500 and 600 m and seafloor erosional features close to fault scarps (Argnani et al., 1993, 2001). A slight thickening of the Plio-Quaternary succession was observed eastward, towards the Hellenic thrust front (Argnani et al., 2001; Fig. 1). The structural setting strongly influenced the margin construction during the Plio-Quaternary, especially along the southern Adriatic margin, when several episodes of margin progradation occurred in response to tectonic uplift (Doglioni et al., 1994) and sea level change.

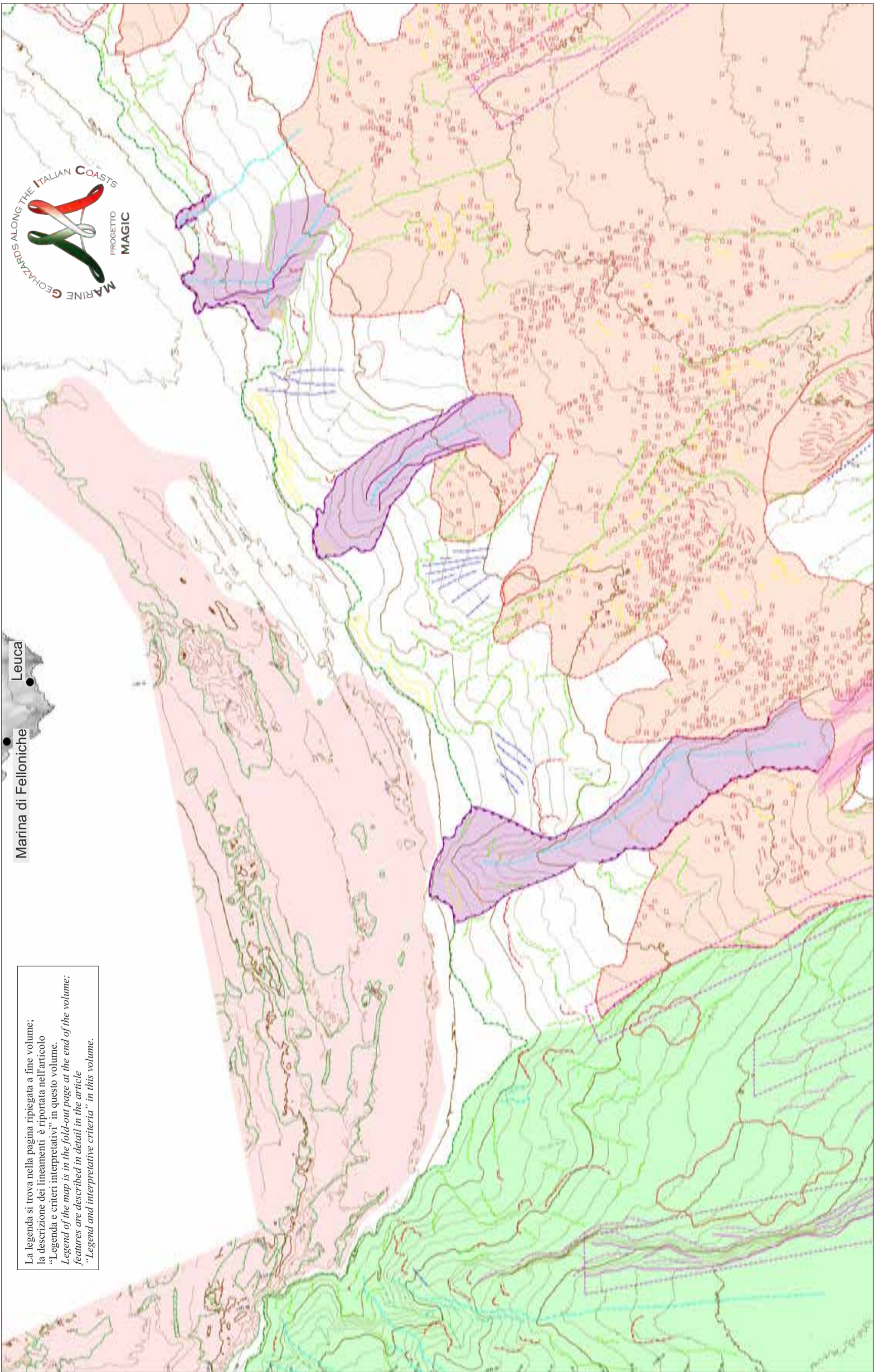




**FOGLIO 47 SANTA MARIA DI LEUCA**



UTM WGS84 fuso 33



Marina di Felloniche

Leuca

La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

C. CORSELLI<sup>1</sup>, A. SAVINI<sup>0\*\*^</sup>, F. MARCHESE<sup>0\*\*^</sup>, S. PALAMARA<sup>\*</sup>, K. GARIBOLDI<sup>\*</sup>, E. GRIMOLDI<sup>\*</sup>, L. MILAN<sup>\*</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

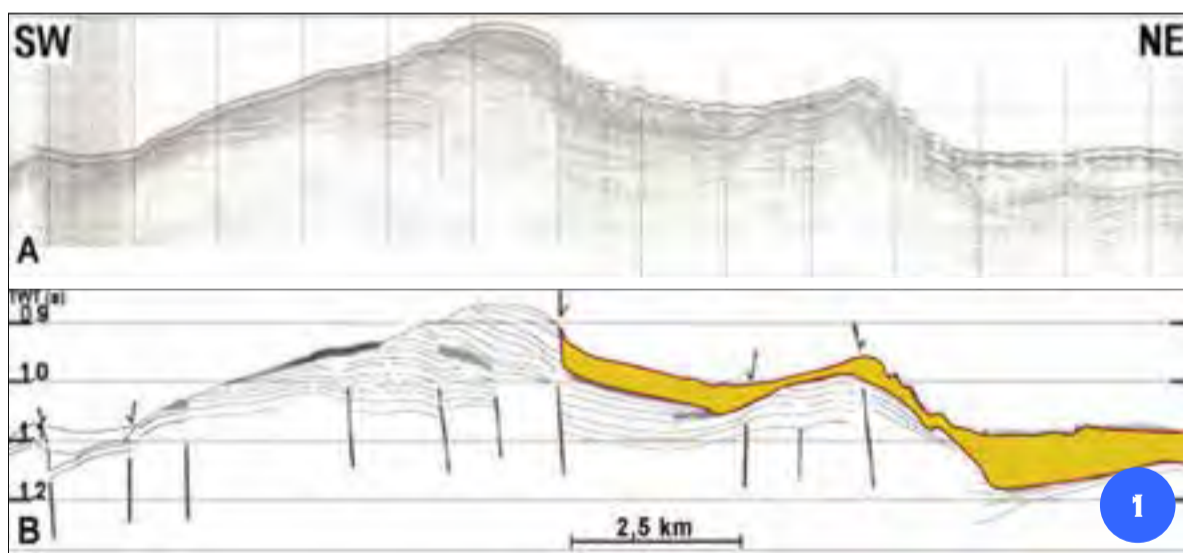


Il Foglio 47 “Santa Maria di Leuca” si estende a sud di Santa Maria di Leuca (capo meridionale dell’intero territorio pugliese), lungo il margine ionico settentrionale, coprendo un vasto settore dell’avampaese Apulo. Quest’ultimo assunse un ruolo di margine passivo in regime prevalentemente distensivo durante gran parte del Mesozoico permettendo lo sviluppo e relativa evoluzione della piattaforma carbonatica Apula (Ricchetti et al., 1988). La Piattaforma Apula (es. *Apulian Plateau*) è formata da una piega anticlinale di circa 100 km di ampiezza che separa il bacino adriatico meridionale, all’estremità sud del Canale di Otranto, dal più profondo Mar Ionio della Fossa di Taranto e fa parte degli attuali sistemi di avampaese sia dell’Appennino a ovest che dell’Arco Ellenico a est (Fig. 1 in Savini e Corselli, 2010). Come evidenziato da Merlini et al. (2000) ed Argnani et al. (2001), la Piattaforma Apula è interessata da numerosi lineamenti tettonici riconducibili a faglie normali orientate NNO-SSE e il fondale marino è spesso rigettato a formare *graben* di età recente. Il rigetto medio è variabile, ma generalmente intorno a 500-600 m e l’intero foglio evidenzia una marcata continuità tra le faglie situate a terra sulla Penisola Salentina e quelle a mare, soprattutto lungo il settore centrale e occidentale del foglio. I dati morfo-batimetrici acquisiti nell’area documentano un forte controllo tettonico sulla morfologia regionale dell’area di studio, associato alla presenza di importanti scarpate di faglia. Si riscontra inoltre la presenza di consistenti fenomeni erosivi lungo tutta la scarpata superiore del margine investigato, che nel settore occidentale sono documentati dalla presenza di canyon, scarpate di faglia e vaste superfici di erosione, mentre nel settore orientale numerose nicchie di frane indentano il bordo della piattaforma e la scarpata è sede di consistenti depositi originatisi da multipli movimenti di massa di diverso tipo e flussi detritici.

La superficie dei depositi è contraddistinta da elementi morfologici e lineamenti simili a quelli che si formano in concomitanza di eventi tipo valanghe di detrito, con franamento di blocchi di sedimento litificato o parzialmente litificato. La morfologia superficiale dei depositi è infatti prevalentemente gibbosa e/o a blocchi e in alcuni settori presenta peculiari morfologie a “*ridge and through*” (come descritte in Micaleff et al., 2009). Tali forme, generate da importanti cedimenti di massa, sono associate a “*creste di distensione*” e a “*onde di compressione*” che formano un’alternanza di creste e depressioni (“*ridge and through*”) disposte parallelamente all’andamento delle principali nicchie di distacco (evidenziate a monte delle aree d’evacuazione) e perpendicolarmente alla direzione di trasporto principale. Su tutto il settore di scarpata interessato dalla presenza di tali depositi, non è possibile delimitare i singoli corpi di frana e ricondurli a rispettive nicchie di distacco, tuttavia alcuni profili sismici (*sparker*) rilevano spessori di sedimento mobilitato che raggiungono anche gli 80 ms, occupando aree maggiori di 400 km<sup>2</sup>.

*The Sheet 47 “Santa Maria di Leuca” extends south of Santa Maria di Leuca (southern cape of the Apulian region), along the northern Ionian margin, covering a wide area of the Apulian foreland. This foreland system was a passive margin during most part of the Mesozoic period, allowing the development and the evolution of the Apulian carbonate platform (Ricchetti et al., 1988). This platform (i.e. Apulian Plateau) is a large anticline, about 100-km-wide, that separates the southern Adriatic Basin, at the southern end of the Otranto Strait, from the deepest Tarento Trench in the Ionian Sea, and is part of the present-day foreland systems of both the Apennines to the west and the Hellenic Arc to the east (Fig. 1, Savini and Corselli, 2010). As reported by Merlini et al. (2000) and Argnani et al. (2001), the thick Cretaceous carbonatic sequence is overlaid by discontinuous tertiary deposits both crosscut by a penetrative network of normal faults NNW-SSE oriented, which show at places important slip displacements forming graben of recent age. The average net slip displacement is roughly 500-600 m and the entire sheet shows a continuity between the fault lineaments located on the Salento Peninsula on land and the ones located at sea, especially along the western and the central sector of the sheet. The acquired morpho-bathymetric data (i.e. the DTM) shows a strong tectonic control on the regional morphology of the area, especially for the presence of prominent fault escarpments. In addition, substantial erosion is also evident along the upper slope of the Apulian Plateau, represented on the western sector by the occurrence of canyons, fault scarps and vast eroded surfaces, whereas slide scars typify the transition zone between the shelf and the slope in the eastern sector, where multiple and numerous mass-transport and debris flow deposits are common on the slope. The surface topography of mass-transport deposits is shaped in particular by morphological elements and features very similar to those that are formed by rock-debris avalanches, with numerous detached blocks of lithified or partially lithified sediment occurring at the surface. The seafloor topography where mass-transport deposits are consistent, is indeed a typical hummocky topography with exposed sediment blocks and in some areas has a distinctive “ridge and through” morphology, as reported in recent literature (Micaleff et al., 2009). Those morphologies, produced by important failure events, are associated to “extensional” and/or “compressional” ridges, forming a series of “ridges and through” oriented as the main failure scars (located on top of the evacuation areas) to which they likely are related (i.e. parallel), and thus perpendicular to the dominant direction of sediment transport. From seismic data, it was not possible to identify on the slope the individual landslide bodies, and associate them to a single failure scar; however, some seismic data (i.e. sparker) well imaged the whole mobilized sediment, that can reach up to 80 ms in thickness and more than 400 km<sup>2</sup> in extent.*

### I DEPOSITI DI FRANA DEL MARGINE IONICO NORD-ORIENTALE



*The Sheet 47 is located on the Apulian Ridge (northern Ionian Sea), between 80 and 1300 m depth. The ridge is a NW-SE elongated structural high, crosscut by a NNW-SSE penetrative normal fault-system; this tectonic setting controls the large scale morphology of the margin shaped by prominent scarps and ridges. The overall sedimentary setting of the area is characterized by huge and complex mass-wasting deposits most likely related to the local high seismicity of the margin, which is considered the result of the activity of the normal fault network (Merlini et al., 2001). The seismic profile showed in Figure 1 (modified from Etiope et al., 2010) shows a seismic section acquired by means of a sparker unit on the central sector of Sheet 47 (A) and its interpretative model (B), where the most relevant geological and geomorphological features have been reported. The seismic profile represents a*

*central SW-NE section of the Sheet 47 and perpendicularly crosses the main tectonic lineaments (i.e. NW-SE oriented normal faults), which generate relevant net slip displacements on the DTM (hundreds of meters), associated to evident scarps, well represented on the western sector. At the surface, chaotic seismic facies are also evident on the profile, documenting huge deposits created by mass-wasting processes (yellow area on the interpretative model). Mass-wasting deposits are particularly concentrated on the eastern sector of the profile, where they mask buried faults. Deposit's thickness are 50 ms in average, although they can reach 80 ms, especially toward east. Within the Sheet 47, mass-wasting deposits were mapped over an area that extends for more than 400 km<sup>2</sup>, therefore, the mobilized sediment on the Apulian plateau seems to reach a volume >24 km<sup>3</sup>.*

Il Foglio 47, si estende nel Mar Ionio settentrionale tra 80 e 1300 m di profondità lungo l’*Apulian Ridge*, un alto strutturale che si protende da NO verso SE e dislocato da una serie di faglie normali orientate NNO-SSE. L’impostazione tettonica ha un forte controllo sulla morfologia a grande scala del margine, che risulta modellato da evidenti scarpate e alti topografici. I sedimenti superficiali che invece modellano a più piccola scala la morfologia superficiale della scarpata, sono invece dominati da depositi di frana innescati dalla sismicità risultante dall’attività recente delle faglie (Merlini et al., 2001).

Il profilo sismico rappresentato in Figura 1 (da Etiope et al., 2010, modificata) mostra una sezione acquisita tramite *sparker* (A) e il rispettivo modello interpretativo (B). Sono evidenziati i principali elementi d’interesse del profilo che si sviluppa da SO verso NE al centro del Foglio 47 intersecando quindi perpendicolarmente i principali lineamenti tettonici dell’area (es. faglie normali) i cui rigetti (anche dell’ordine di centinaia di metri) vanno spesso a creare importanti scarpate ben visibili nel DTM prodotto, soprattutto nel settore occidentale.

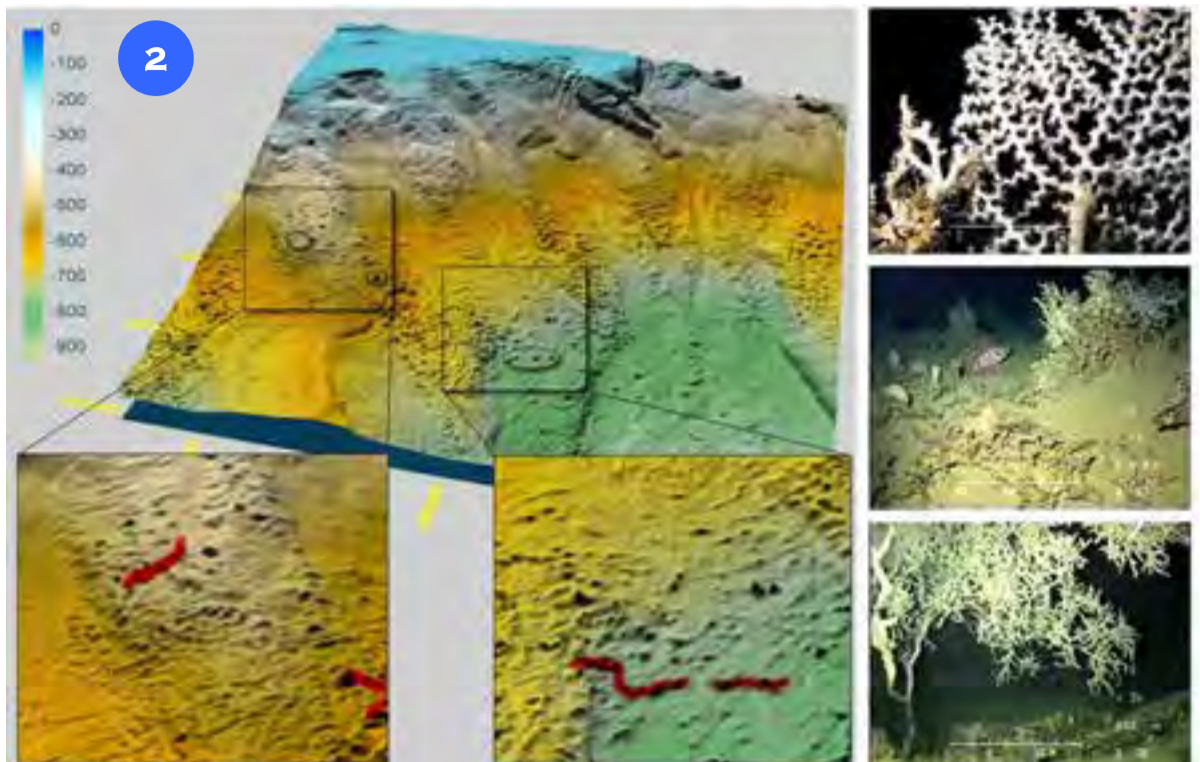
Nel profilo sono inoltre evidenti facies sismiche caotiche per lo più esposte, che documentano la presenza di consistenti depositi di frana (riempimento giallo nel modello interpretativo della figura). Tali depositi si concentrano in particolare nel settore orientale del profilo, dove vanno a mascherare la presenza di faglie sepolte, e presentano spessori massimi di ~80 ms verso est, con valori medi di ~50 ms.

Considerando che all’interno del Foglio 47 l’area interessata dalla presenza dei depositi di frana si estende per almeno 400 km<sup>2</sup>, si può considerare che il materiale coinvolto dai movimenti di massa che hanno mobilitato la scarpata superiore del margine ionico nord-orientale ha un volume di ~24 km<sup>3</sup>.

La morfologia superficiale che caratterizza la parte superiore della scarpata continentale, mappata nel Foglio 47 “Santa Maria di Leuca”, risulta interessata per lo più dalla presenza di consistenti depositi di frana la cui morfologia superficiale (definita gibbosa e/o a blocchi) è contraddistinta dalla presenza di numerosi affioramenti a fondo mare definibili come *mound*. Tali strutture rappresentano blocchi di sedimento litificato e/o parzialmente litificato originatesi in seguito a importanti e ripetuti movimenti franosi (es. blocchi di frana).

Nei dettagli del DTM riportato in Figura 2 sono ben visibili depositi di frana “a blocchi” sopra i quali è stata riportata in rosso anche la traccia di alcune immersioni effettuate attraverso l’impiego di ROV (*Remote Operated Vehicle*) dotati di telecamere subacquee ad alta risoluzione. Tali ispezioni visive sono state condotte nell’ambito di progetti nazionali ed europei (es. programma FIRB2004-2006 APLABES ed EUFP6 HERMES) finalizzati all’esplorazione di comunità coralline profonde (dettaglio Fig. 2 a destra). I risultati del progetto MAGIC (es. DTM del Foglio 47 “Santa Maria di Leuca”) unitamente ai dati acquisiti dai progetti sopra menzionati, hanno permesso di riconoscere che tali comunità si sono prevalentemente instaurate al top e lungo i fianchi nord-orientali di molti dei singoli elementi morfologici mappati come “blocchi di frana” (Savini e Corselli, 2010; Etiopie et al., 2010; Vertino et al., 2010), che sono stati quindi riconosciuti come *coral-mound*, anche se geneticamente la loro origine non è ascrivibile totalmente alle biostrutture mappate lungo i loro fianchi e sulla sommità (Savini et al., 2016). Tali comunità bentoniche, di particolare pregio ecologico, hanno probabilmente enfatizzato nel corso del tempo la rugosità del fondale soprattutto nelle aree più esposte alle correnti di fondo provenienti da NE (Vertino et al., 2010; Savini et al., 2014, 2016).

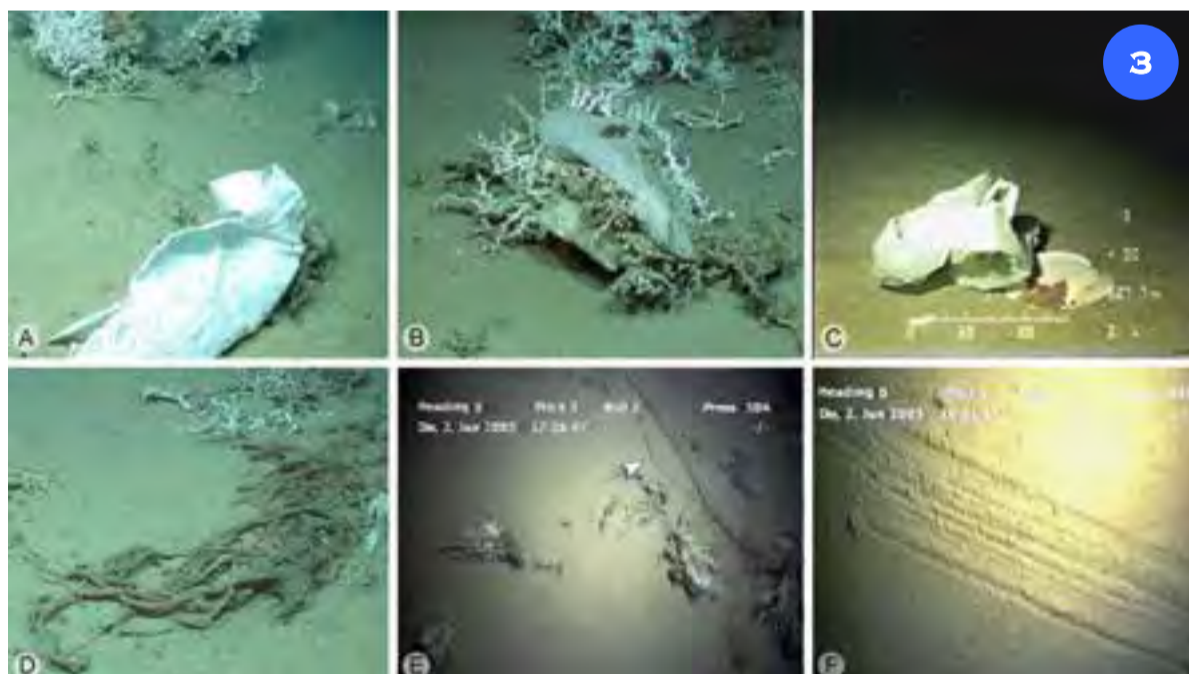
Studi successivi basati sull’impiego di modelli predittivi, hanno poi individuato un totale di 1252 *mound* potenzialmente colonizzati da comunità coralline profonde ed aggregati su un’area di ~600 km<sup>2</sup> di scarpata (Bragain et al., 2017).



The overall seafloor morphology that typifies the Sheet 47 is mainly shaped by mass-wasting deposits, showing a distinct and complex topography (hummocky with a marked blocky pattern) with a number (more than 4000) of mounds, representing sediment blocks originated from multiple mass-wasting events. The “blocky pattern” is well imaged by the DTM details showed in Figure 2, where red survey tracks of ROV dives have been reported. Dives explored some mounds using high-resolution underwater cameras. The video surveys were performed within the framework of national (FIRB2004-2006 APLABES) and European projects (EUFP6 HERMES), focused on the exploration of cold-water coral (CWC) habitats (see a detail on the right in Fig. 2).

Results provided by MAGIC project (i.e.: DTM of Sheet 47) along with the data collected by the other mentioned projects, revealed that CWC communities are preferentially distributed at the top and on

the north-eastern flanks of sediment blocks that typify the huge mass-wasting deposits localised on the central and eastern sector of the sheet (Savini and Corselli, 2010; Etiopie et al., 2010; Vertino et al., 2010). Those sediment blocks hosting CWC, are thus interpreted as coral mounds, although their origin is not entirely ascribed to CWC bioconstructions detected on the top and flanks of sediment blocks (Savini et al., 2016). CWC emphasized over time the original rough topography created by mass-wasting events, especially in the elevated areas where bottom NE currents have a major effect in keeping polyps clean from sediment and supplying nutrients (Vertino et al., 2010; Savini et al., 2014, 2016). Subsequent deep-sea habitat distribution predictive modelling, based on geomorphometric analysis performed on the obtained DTM, revealed that the sediment blocks potentially hosting CWC are a total of 5820, being particularly aggregated over an area of roughly 600 km<sup>2</sup> (Bragain et al., 2017).



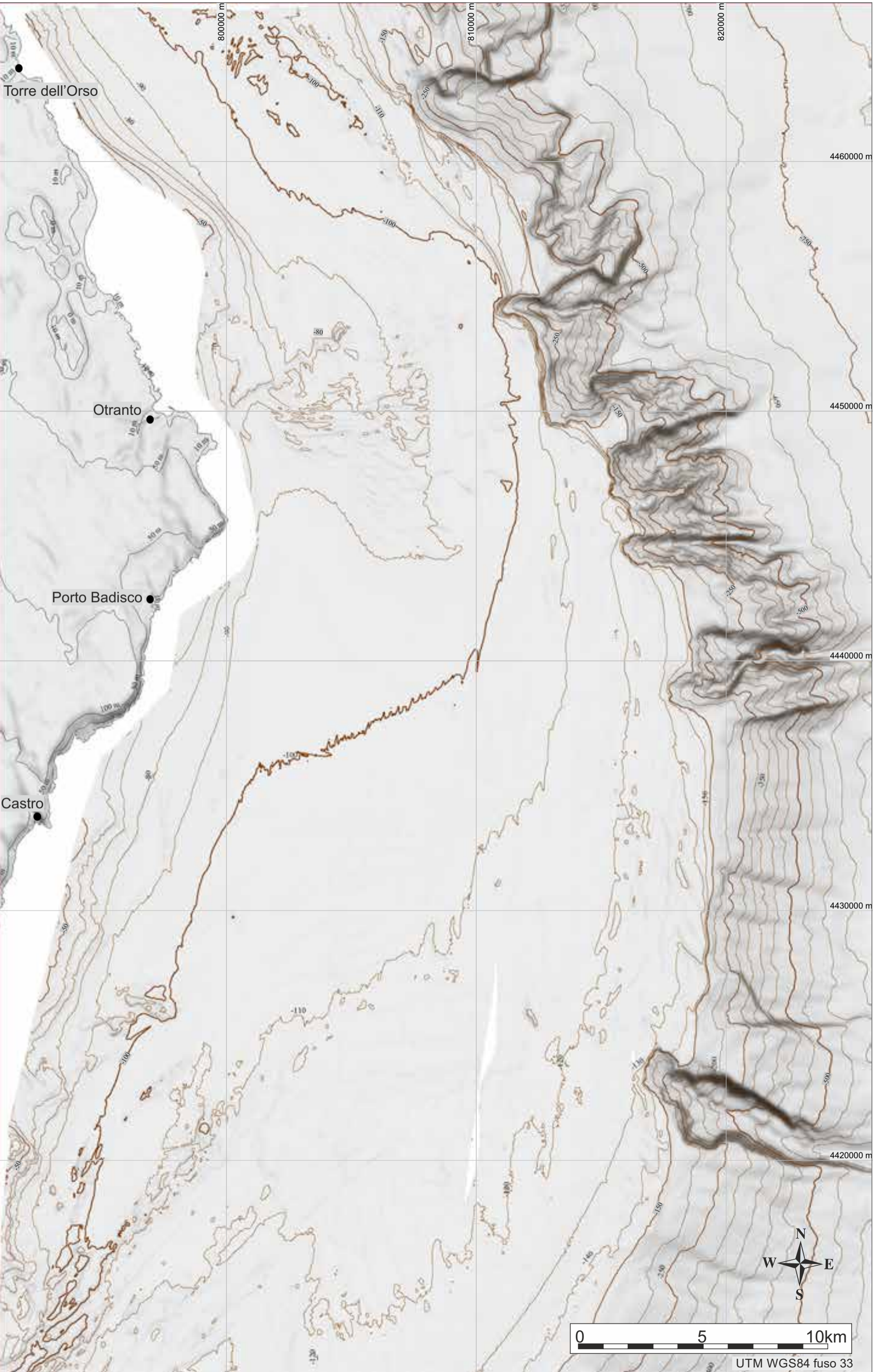
Within the Sheet 47 “Santa Maria di Leuca”, several different anthropogenic impacts were detected and recorded by underwater video surveys. Impacts are especially concentrated on the flanks and tops of some coral-mounds, that typify the upper part of the continental slope mapped in the Sheet 47. Two main categories of anthropogenic impacts were distinguished: 1) Disposal (litter and solid waste), and 2) Fishing exploitation (trawling traces and the rests of fishing lines and nets). The observed litter primarily consisted of plastic material (bags, sheets, containers, bottles, and glass), and, secondarily, of metal, glass, and cloth. Litter was observed especially associated with coral habitats; in particular, plastic bags were found to be often entangled in live and dead coral branches (Fig. 3a, b-modified from Savini et al., 2014) or dispersed on the seafloor (Fig. 3c-modified from Vertino et al., 2010), whereas well marked trawling traces were

exclusively identified within mud-dominated sediments in the vicinity or at the base of coral mounds or in between coral mounds (Figs 3d, f-modified from Savini et al., 2014-and Fig. 3e). The high abundance of plastic bags in coral-dominated habitats seems to be related to the “trapping effect” that branching colonial corals (located on local topographic highs and therefore exposed at strong current speeds) can exert on light material moved by bottom currents.

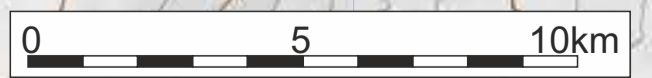
Thus, seafloor geomorphology plays an important role in influencing human impact on benthic habitats (Savini et al., 2014). On the one hand, the blocky pattern in which the Santa Maria di Leuca coral mounds are distributed, actually protects the associated habitats from severe fishing activity, although, on the other hand, a severe impact on the cold-water coral community is produced by waste material and enhanced by the local scale morphological pattern.

Le indagini effettuate attraverso ispezioni video tramite ROV nel Foglio 47 “Santa Maria di Leuca” hanno messo in evidenza anche una serie di impatti antropici, particolarmente concentrati lungo i fianchi e sulle sommità dei *mound* a coralli bianchi che caratterizzano la parte superiore della scarpata mappata nel foglio.

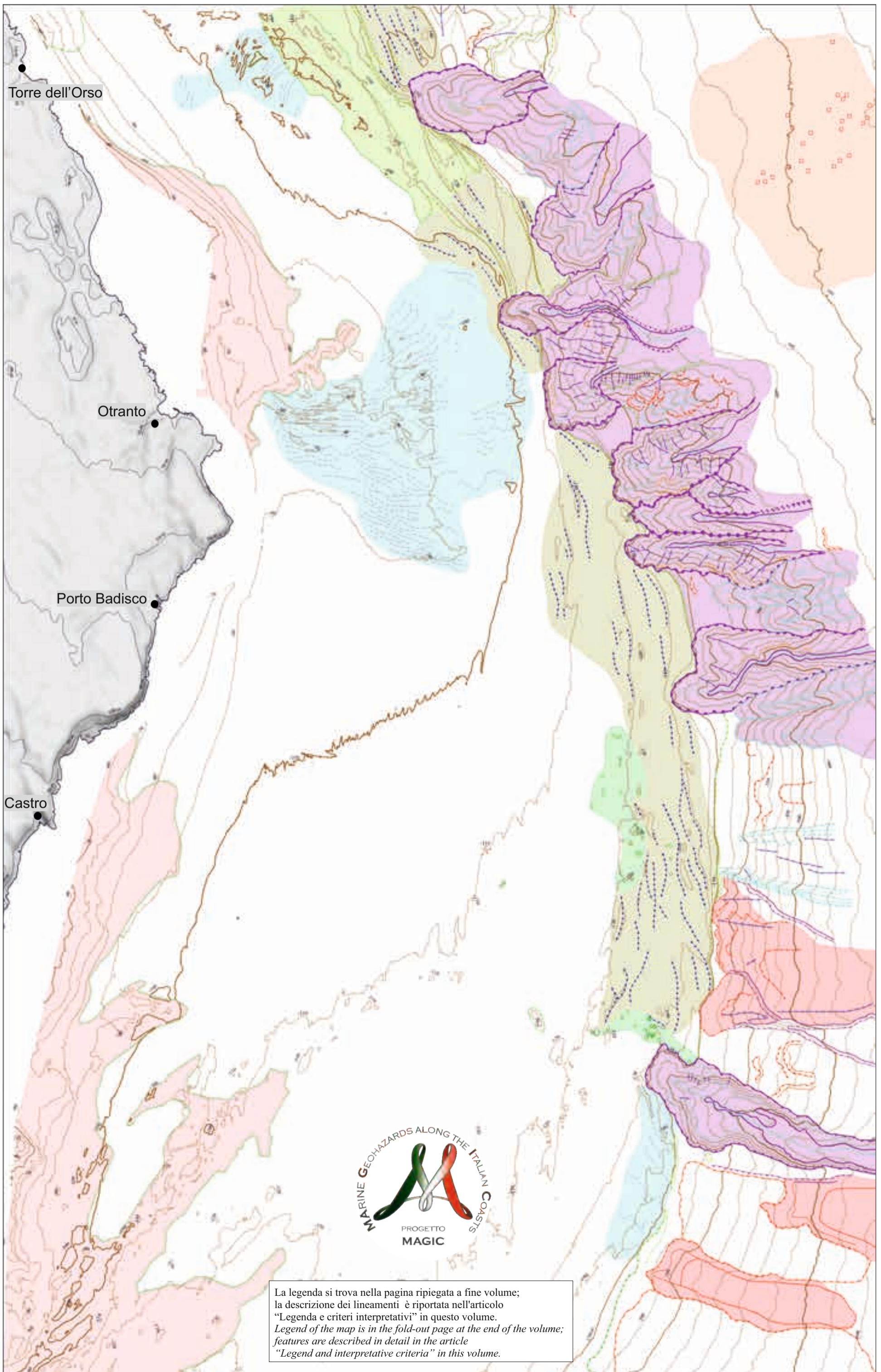
L’analisi dei dati video ha identificato due principali categorie d’impatto: 1) rifiuti di diversa natura e 2) attività di pesca (tracce sul fondo lasciate dagli attrezzi utilizzati per la pesca a strascico o di altro tipo e resti di attrezzature da pesca). I rifiuti identificati consistono per lo più in materiali di plastica (sacchetti, piatti, contenitori, bottiglie e bicchieri) e in misura minore in materiali di metallo, vetro e tessuti. I rifiuti sono stati ritrovati con particolare abbondanza soprattutto all’interno degli habitat a coralli profondi, dove i sacchetti di plastica si ritrovano intrappolati nelle strutture scheletriche vive o morte formate dai coralli (Fig. 3a, b, modificata da Savini et al., 2014), o in misura minore, dispersi sul fondo (Fig. 3c, modificata da Vertino et al., 2010). Le tracce lasciate dalle attività di pesca sono invece più frequenti nelle aree dominate da sedimenti, localizzate in prossimità o alla base dei *mound* corallini (Fig. 3d, f, modificate da Savini et al., 2014 e Fig. 3e). L’abbondanza di materiale plastico ritrovato negli habitat a corallo sembra essere associata all’effetto “intrappolatore” che le ramificazioni dei coralli (localizzate in particolare in corrispondenza di alti topografici ed esposte quindi alle correnti) potrebbero esercitare nei confronti dei materiali (leggeri) trasportati dalla corrente di fondo. Il contesto geomorfologico sembra quindi avere un ruolo determinante nel controllare l’entità dell’impatto esercitato da diverse attività umane sugli habitat bentonici: da una parte l’elevata rugosità e articolazione del fondale ostacola le attività di pesca prevenendo questa tipologia d’impatto nelle aree caratterizzate dalla presenza di habitat a coralli profondi, dall’altro però le strutture tridimensionali create dai coralli e il loro contesto geomorfologico locale sembra favorire l’intrappolamento dei rifiuti solidi che arrivano nell’area trasportati dalle correnti o dalle parti superiori della colonna d’acqua.



FOGLIO 48 CASTRO



UTM WGS84 fuso 33



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*



## FOGLIO 48 CASTRO



Il Foglio 48 “Castro” comprende un ampio settore di piattaforma continentale e una porzione di scarpata continentale profondamente incisa da gully rettilinei e piccoli canyon che indentano il ciglio della piattaforma con evidente erosione retrogressiva. Sul fondo dei canyon più sviluppati sono presenti *thalweg* sinuosi e alla base della scarpata piccoli apparati di argine che indicano processi di tracimazione di depositi fangosi.

Sulla piattaforma, l'area è invece caratterizzata da fenomeni diffusi di erosione e rielaborazione dei sedimenti superficiali a causa del passaggio di acque dense con possibili episodi di *cascading current* sulla scarpata superiore. Sulla piattaforma interna sono presenti affioramenti del substrato roccioso (unità plio-pleistoceniche cementate?) che danno luogo a rilievi morfologici allungati ed estesi (Figg. 1 e 2f).

La morfologia della piattaforma esterna è caratterizzata da dune eterometriche a grande scala (porzione settentrionale a sud del traverso di Otranto) con direzione di avanzamento verso sud, da dune sub-parallele al ciglio della piattaforma, con minore rilievo e maggiore continuità rispetto alle precedenti e da depositi di spiaggia annessi e variamente rielaborati nella porzione meridionale del foglio (Fig. 1). Il campo più settentrionale si estende per circa 70 km<sup>2</sup>, le dune hanno andamento variabile da NE-SO, a E-O, a ONO-ESE e presentano lunghezze d'onda fino a 4 km con altezze che variano da 2 a 5 m; le dune si presentano marcatamente asimmetriche con il fianco sottocorrente più ripido.

Le dune presenti in piattaforma esterna in prossimità del ciglio hanno invece direzione N-S, e sono quindi sub-parallele alla direzione delle correnti marine, con altezza che varia tra 2 e 4 m e lunghezza massima di 3600 m; l'andamento delle creste appare generalmente più rettilineo che nel caso precedente.

Sulla scarpata continentale, il Canyon di Tricase presenta fianchi marcatamente erosivi con direzioni probabilmente condizionate dalla tettonica. Una faglia è evidente nella zona di testata del canyon e ulteriori scarpate di faglia con rigetti superiori a 40 m, sono organizzate in due sistemi tra loro a basso angolo orientati E-O e ONO-ESE (Figg. 1, 2a e 2d).

Nella parte meridionale del foglio, la scarpata superiore è interessata dalla presenza di elementi dovuti a diffusa instabilità gravitativa (*creep*?) e depositi di frana sottomarina (Figg. 1, 2b e 2c). In prossimità del ciglio della piattaforma, su un'area di circa 40 km<sup>2</sup>, sono presenti numerosi rilievi sub-circolari di altezza da 2 a 6 m e diametro massimo di 200 m. Sui profili chirp sonar in corrispondenza di questi rilievi l'energia del segnale sismico è dispersa e dà luogo a un mascheramento acustico dei riflettori sottostanti (Fig. 2e).

Queste strutture sono interpretate come vulcani di sedimento generati da espulsione di fluidi in pressione entro depositi di regressione forzata.

*The Sheet 48 “Castro” includes a broad continental shelf sector and a stretch of continental slope deeply cut by straight gullies and small canyons breaching the shelf edge and suggesting a retrogressive evolution. Sinuous thalwegs occur within the canyons and small levee wedges develop at the base of the slope in response to overflows of mud-laden turbidity currents.*

*The entire area represented in Sheet 48 is impacted by the flow of dense-water currents that remould surface sediments extensively both on the outer continental shelf and on the continental slope where the dense waters cascade obliquely to the regional contour.*

*The inner shelf area is characterised by the outcrop of cemented units (likely Plio-Quaternary in age) that give rise to extensive elongated morphological reliefs (Figs. 1 and 2f). Large-scale irregular dunes develop on the shelf in three main areas: in the northern sector, with a southward direction of accretion; on the outer shelf, with their axes sub-parallel to the shelf edge showing great continuity and low sinuosity; and on the southern sector, where drowned older beach ridges show variable degrees of reworking (Fig. 1).*

*The northern dune field extends for 70 km<sup>2</sup>; the dunes have sinuous crests with orientations from NE-SW, to E-W and WNW-ESE, wavelengths up to 4 km and heights between 2 and 5 m; the dunes appear markedly asymmetric with a steeper down-current flank. Dunes occurring on the outer shelf are N-S oriented; they are, therefore, sub-parallel to the inferred flow direction, but appear similar in size: heights between 2 and 4 m and wavelengths up to 3600 m, but reduced sinuosity.*

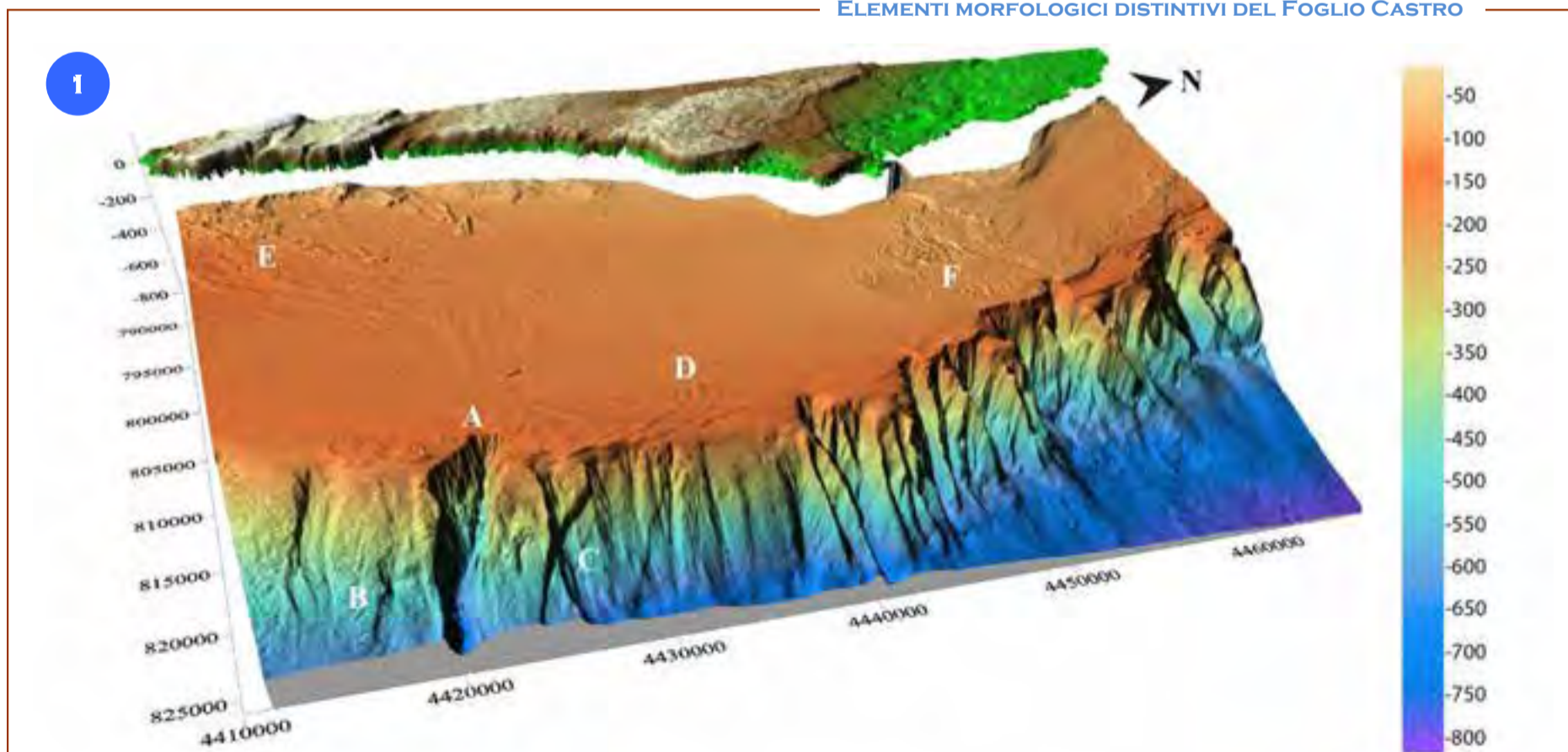
*On the slope, the Tricase Canyon shows markedly erosional flanks, likely reflecting the activity of a set of faults in the head region and along the northern flank. Such faults display offsets at the sea floor in the order of 40 m and are organized in two systems, E-W and WNW-ESE oriented (Figs. 1, 2a and 2d).*

*South of Tricase Canyon, the upper slope is impacted by diffused creeping processes and more localised thin-skinned submarine slides (Figs. 1, 2b and 2c).*

*On the outer shelf, a field of sub-circular reliefs extends over an area of 40 km<sup>2</sup>. Each relief is 2 to 6 m in height and up to 200 m in diameter. On chirp sonar profiles, the seismic signal is scattered and acoustic masking occurs, preventing the possibility to resolve the geometry of the underlying seismic reflectors (Fig. 2e).*

*These structures are interpreted as sediment volcanoes generated by fluid extrusion processes through rapidly accumulated deposits of forced regression.*

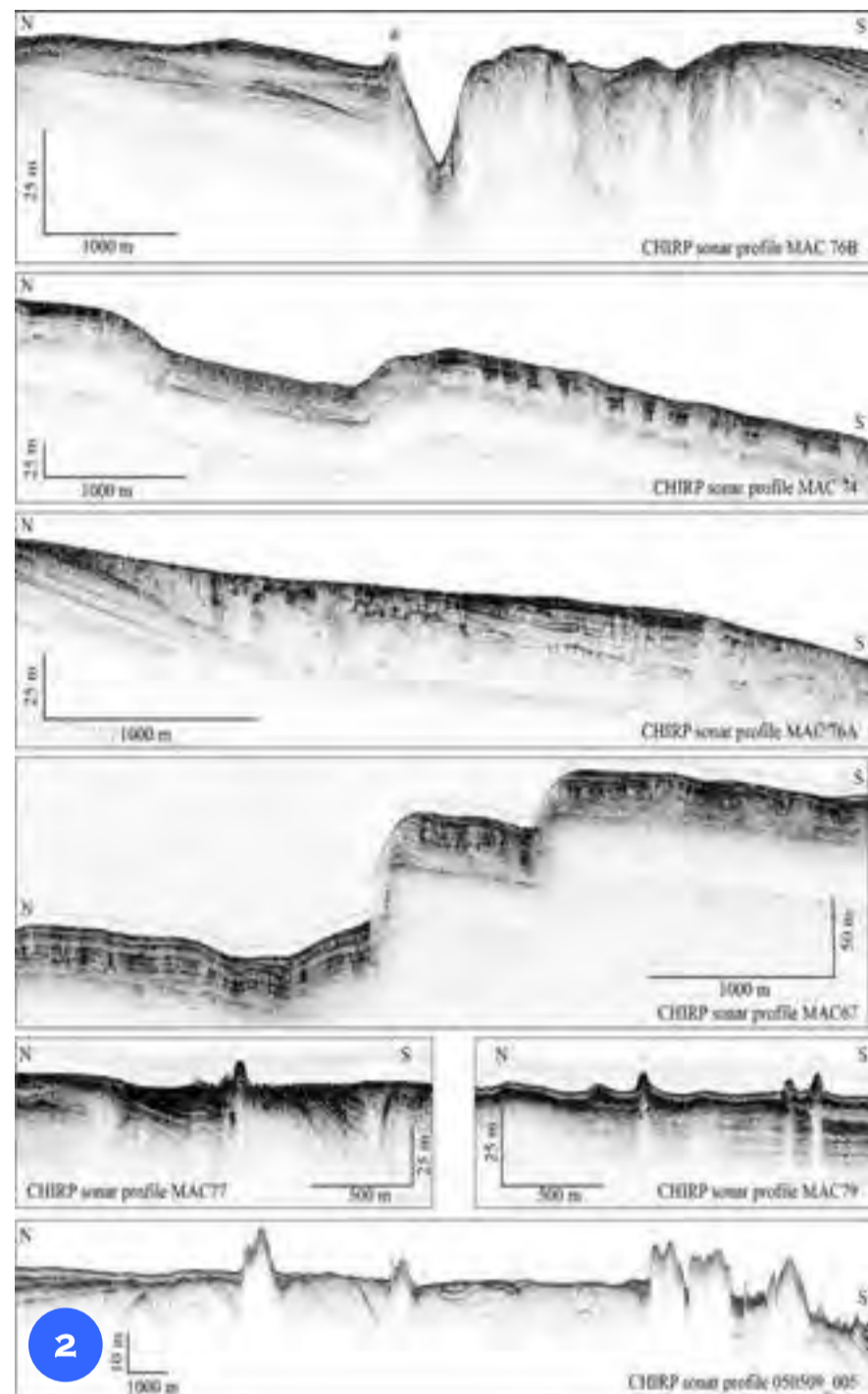
### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO CASTRO



Il DTM (Fig. 1) mostra i principali elementi morfologici del Foglio 48 “Castro”: A) Il Canyon di Tricase (Fig. 2a); B) Un settore di scarpata superiore con fenomeni d'instabilità (*creep*) e frane superficiali recenti (Figg. 2b e 2c); C) Un sistema di faglie con orientamento E-O e ONO-ESE che interessa la scarpata (Fig. 2d); D) Vulcani di sedimento in due aree di piattaforma esterna (Fig. 2e); E) Un settore di piattaforma interna, nell'area meridionale, con affioramento di sedimenti cementati che danno luogo a rilievi morfologici marcati (Fig. 2f); F) Esteso campo di dune con orientamento perpendicolare al margine (Figg. 4 e 5).

*DTM (Fig. 1) illustrating the main morphological elements of Sheet 48 “Castro”: A) The Tricase Canyon (Fig. 2a); B) An upper slope sector adjacent to the canyon showing widespread creep morphologies and thin-skinned slides (Figs. 2b and 2c); C) A conjugated fault system with E-W and WNW-ESE fault trends affecting the slope with major offsets (Fig. 2d); D) Mud volcanoes in two outer shelf areas (Fig. 2e); E) Erosional remnant of exposed cemented units that create a rough sea floor morphology in the southern shelf (Fig. 2f); F) Extensive bedforms field with dunes oriented roughly normal to the margin (Figs. 4 and 5).*

## STRATIGRAFIA DEL MARGINE

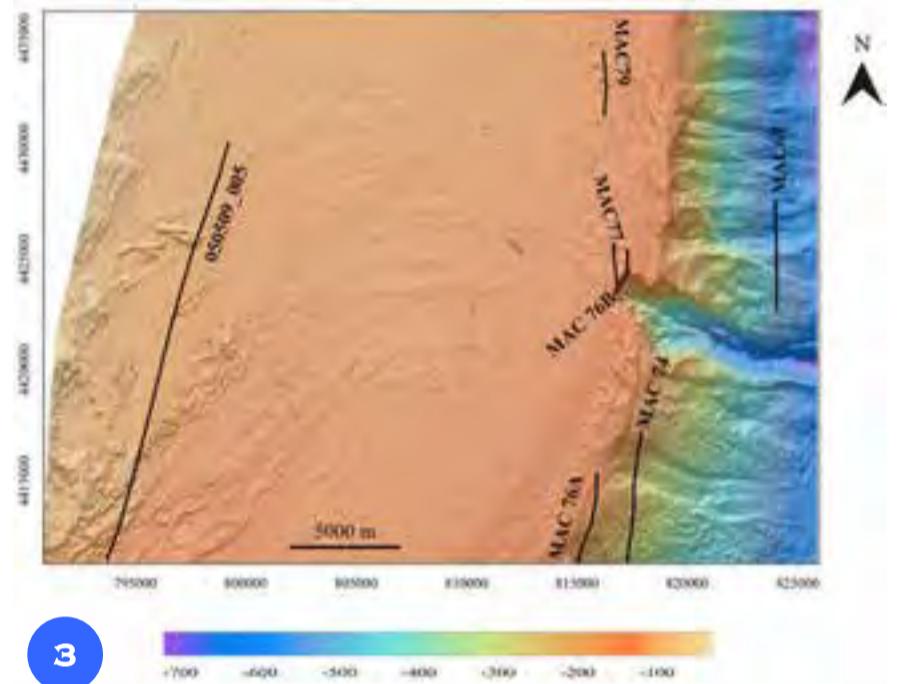


I profili chirp sonar (Fig. 2, profili posizionati in Fig. 3) illustrano l'assetto stratigrafico del margine continentale nel Foglio 48 "Castro".

A partire dall'alto sono illustrati: a) Testata del Canyon di Tricase con presenza di un vulcano di fango (asterisco rosso) in corrispondenza di una faglia subverticale; b) Zona di scarpata con deformazione diffusa (*creep*) nell'area meridionale e nicchia di distacco di frana; c) Depositi progradazionali di "regressione forzata" con evidenze di deformazione gravitativa; d) Scarpate di faglia con rigetti di circa 40 m sulla scarpata continentale estesi fino a fondo mare; e) Vulcani di fango in zone di piattaforma continentale esterna, originati da unità progradazionali pleistoceniche; f) Rilievi cementati e meno erosi attribuibili a depositi di spiaggia formati durante l'ultimo minimo eustatico e le prime successive fasi di risalita del livello marino.

The chirp sonar profiles (Fig. 2, location in Fig. 3) illustrate the stratigraphic framework of the continental margin in the area of Sheet 48 "Castro".

From the top: a) Mud volcano (red star) located in the vicinity of the head of Tricase Canyon; b) Shallow slide scar affecting a larger area of creep deformation on the upper slope; c) Soft sediment deformation of rapidly-deposited forced-regression sediment wedge; d) Sub-vertical faults offsetting the seafloor with 40 m throws north of Tricase Canyon; e) Mud volcanoes on the outer continental shelf; f) Erosional remnants, with reliefs up to 10-m-high, corresponding to cemented beach ridges formed during the last glacial sea level low stand and the early phases of the ensuing sea level rise.



## CAMPI DI DUNE IN PIATTAFORMA

Batimetria del campo di dune della zona di piattaforma continentale nella porzione settentrionale del Foglio 48 "Castro", a sud di un alto morfologico probabilmente in erosione (Fig. 4).

Le creste delle dune, che hanno dimensioni e lunghezze d'onda molto variabili, sono da rettilinee a sinuose e presentano orientazioni variabili da NO-SE, nella parte meridionale del campo, a NE-SO nella porzione settentrionale.

Il profilo chirp sonar MAC91 (Fig. 5), attraverso l'intero campo da nord a sud, documenta il profilo asimmetrico di tutte le dune con il fianco sottocorrente (verso sud) marcatamente più ripido.

Il campo di dune risulta caratterizzato da uno spessore fino a 10 m e poggia su una superficie erosiva localmente esposta in corrispondenza di alcuni trogoli.

La struttura della stratificazione interna alle dune non è risolta dai profili sismici a causa della forte riverberazione del segnale acustico a fondo mare.

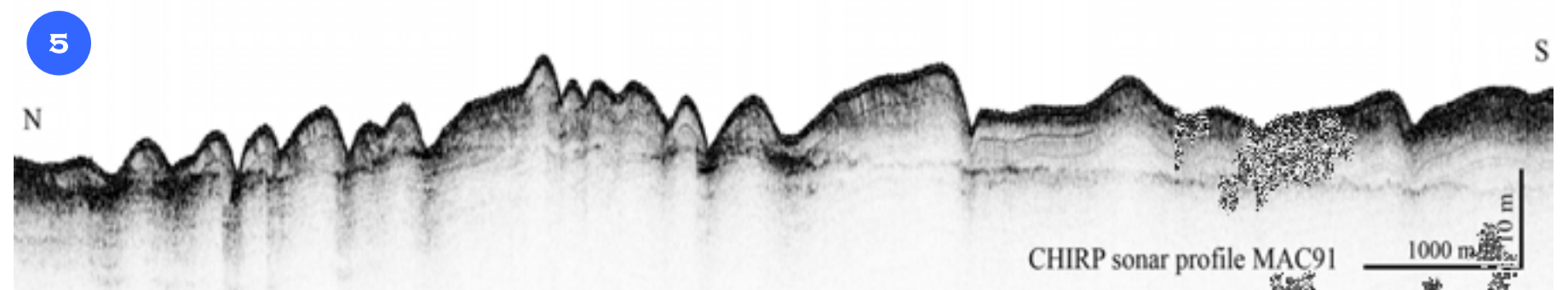
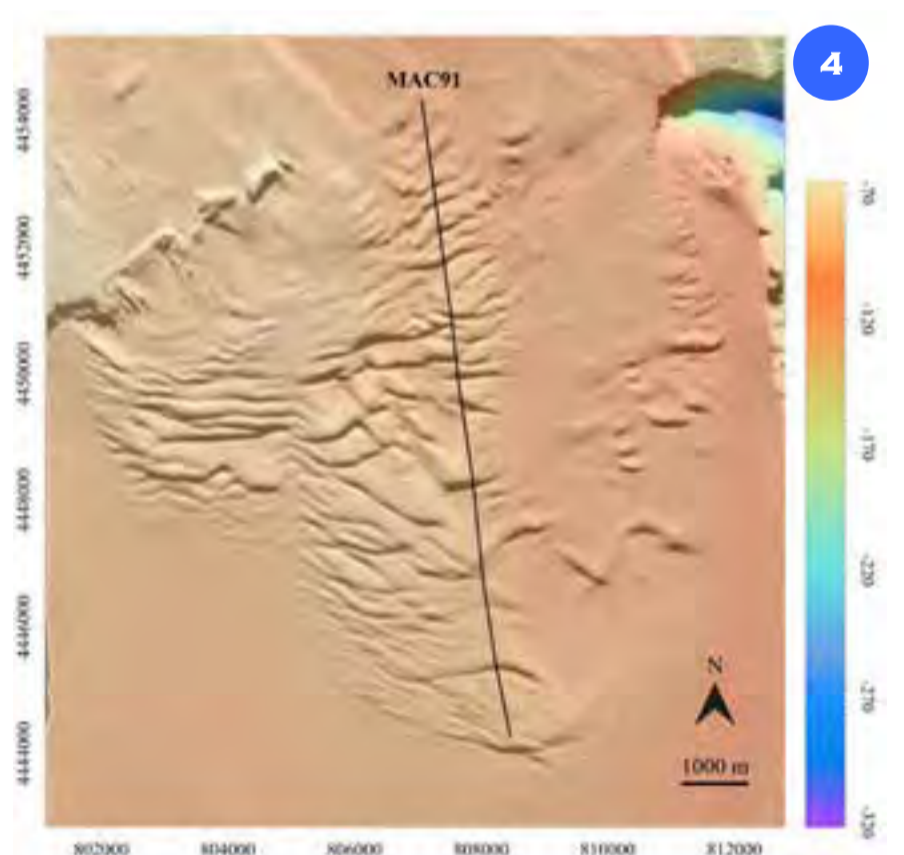
*Shelf bathymetry in the area of the large northern dune field located down current of a continental shelf morphological relief undergoing erosion (Fig. 4).*

*Dune crests, showing extremely variable wavelengths, are rectilinear to sinuous and display highly variable orientations from NW-SE, in the southern portion of the field, to NE-SW in the northern portion.*

*The chirp sonar profile MAC91 (Fig. 5), across the entire dune field (north-south), documents the asymmetric profile of the dunes with a steeper down-current (southward) face.*

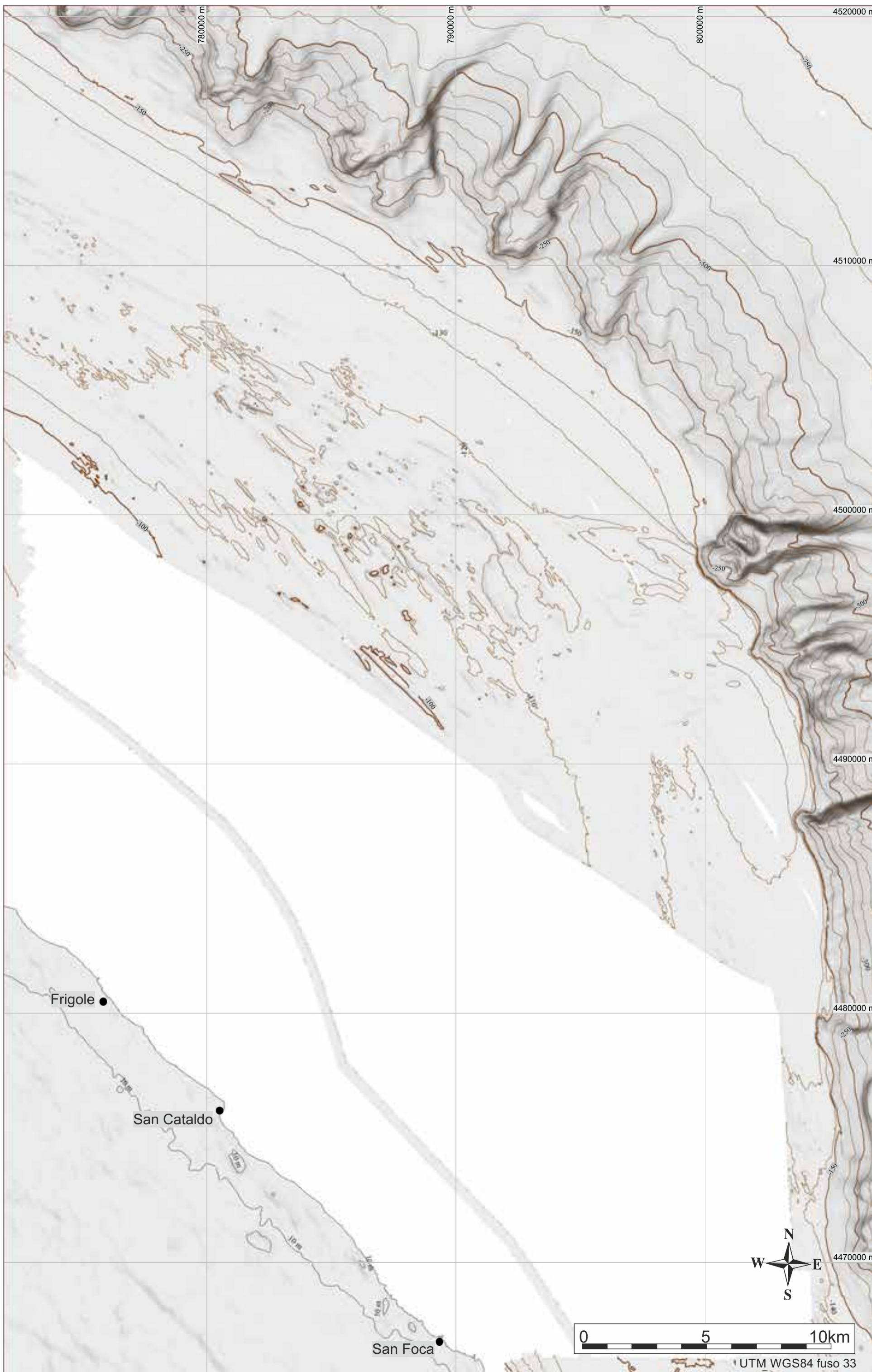
*The dune field is up to 10-m-thick and develops above a regional erosional unconformity (generated during the last glacial lowstand) that is locally exposed in the dune troughs.*

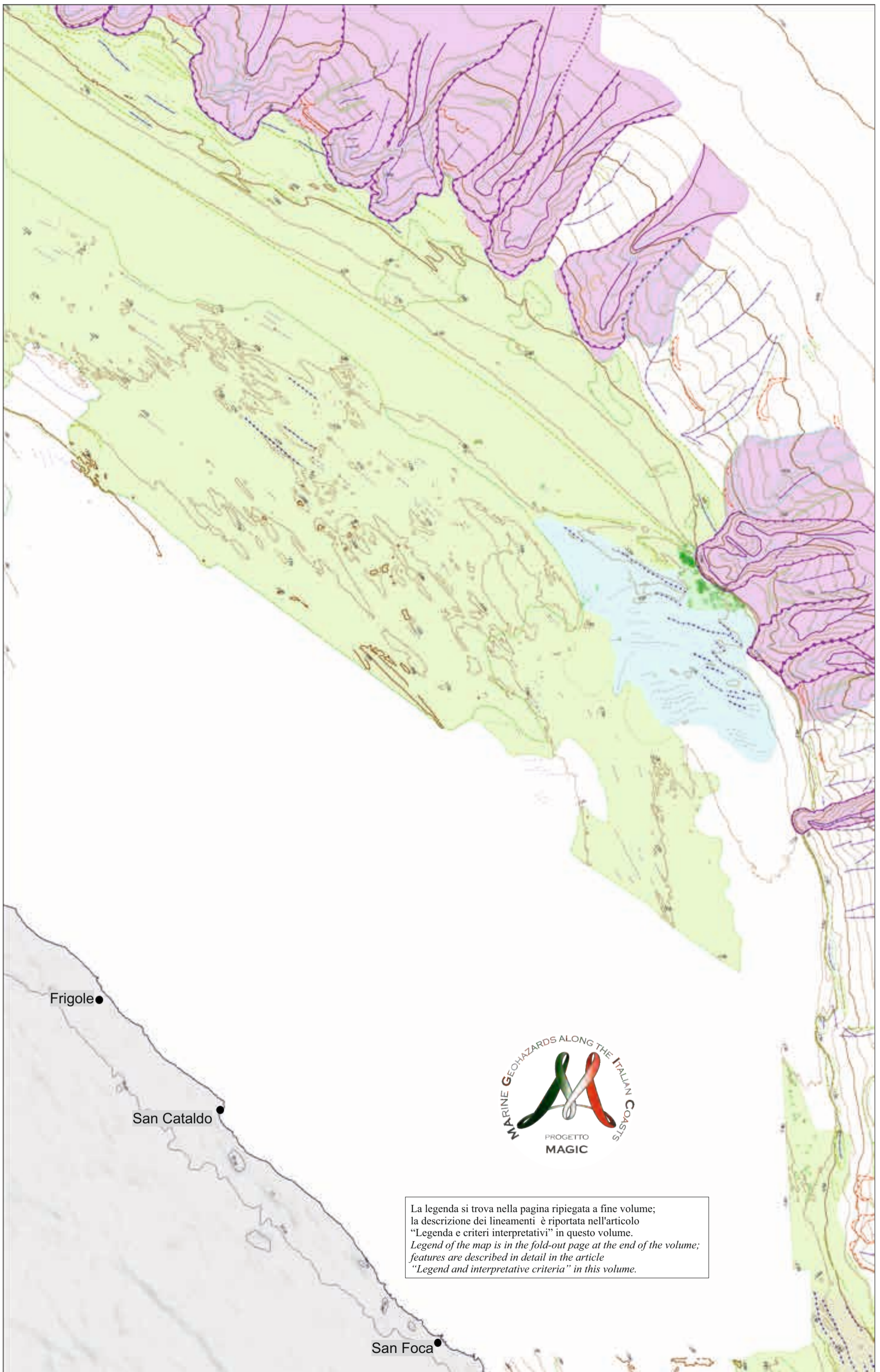
*The internal structure of the dunes remains undetected because of the strong sea floor reverberation of the acoustic signal.*





FOGLIO 49 SAN CATALDO





E. CAMPIONI<sup>0\*^</sup>, F. FUGLINI<sup>0\*^</sup>, G. DALLA VALLE<sup>\*</sup>, E. LEIDI<sup>\*</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*</sup>, F. TRINCARDI<sup>10^</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOLLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.





## FOGLIO 49 SAN CATALDO



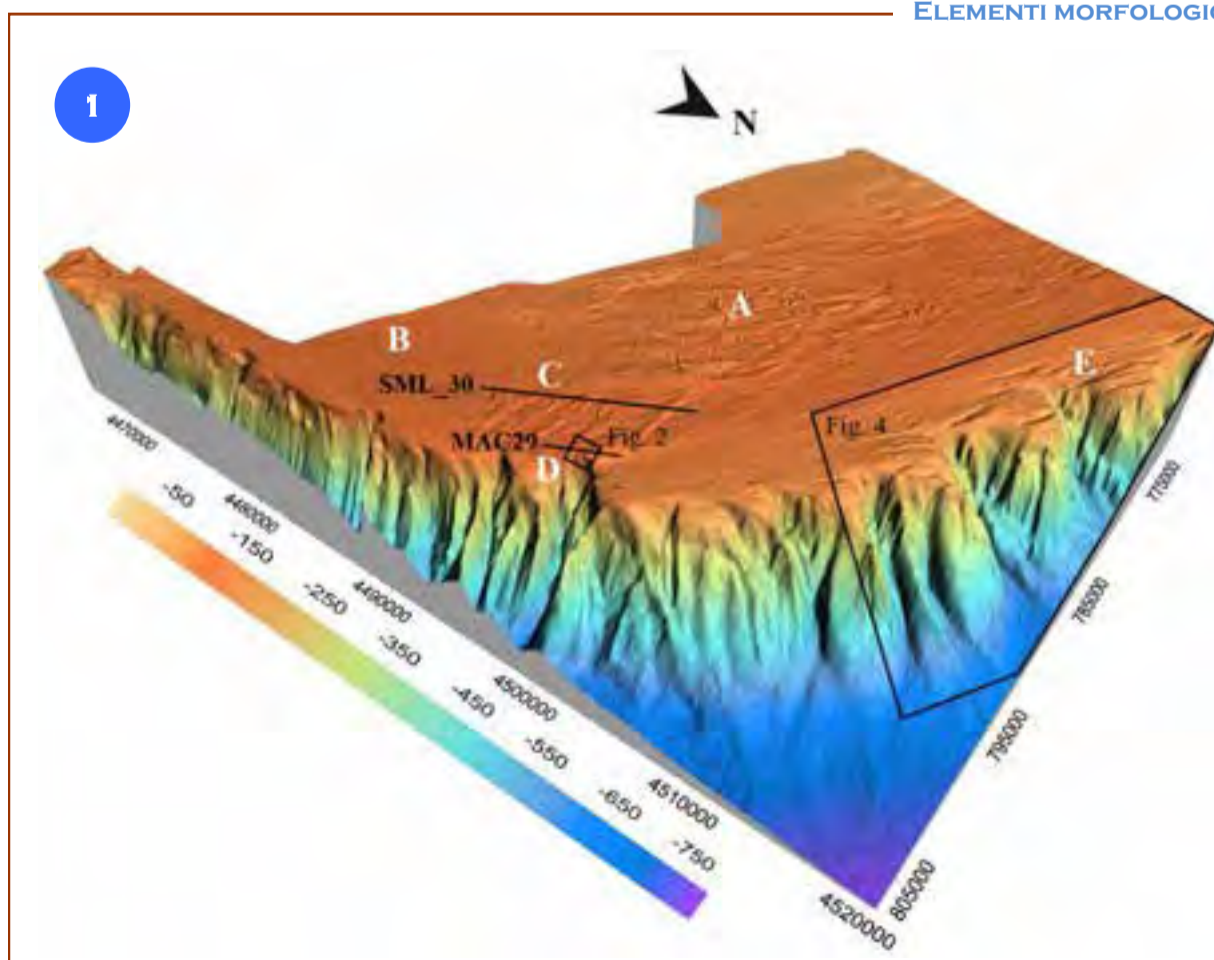
Il Foglio 49 “San Cataldo” include un tratto di margine apulo adriatico sul fianco orientale del Salento. I profili sismici nell’area indicano uno spessore di depositi plio-quadernari dell’ordine di 2 km (Argnani et al., 2001) con formazione di cunei progradazionali e depositi di trasporto in massa. I depositi quadernari registrano una ciclicità simile a quanto osservato più a nord lungo il margine apulo e ascrivibile, in assenza di datazioni dirette, a cicli di Milankovich a scala di 100.000 anni. In risposta ai cicli deposizionali quadernari e a un possibile controllo tettonico il margine presenta un passaggio, su breve distanza, da orientazione NO-SE a N-S (Fig. 1).

La morfologia della scarpata continentale in corrispondenza di questo cambio di orientazione suggerisce la presenza di una faglia con orientamento NE-SO. La piattaforma continentale è caratterizzata da una morfologia irregolare dovuta alla presenza di relitti erosivi dovuti a cementazione differenziale di depositi clinostratificati. Numerosi rilievi isolati hanno forma tondeggiante in pianta e spesso determinano la formazione di “impronte a cometa” allungate in direzione NO-SE o appaiono allungati in “creste” di lunghezza dell’ordine di qualche chilometro e altezza fino a 6 m, con direzione prevalente NO-SE. La piattaforma esterna è caratterizzata da strutture ascrivibili a processi di “espulsione di fluidi”: piccole strutture sub-circolari presenti in corrispondenza di corpi sabbiosi clinostratificati di spiaggia/delta, formati durante l’ultimo massimo glaciale, presso il ciglio della piattaforma. Le sabbie sono probabilmente cementate come suggerito dalla forte riverberazione a fondo mare e alla limitata penetrazione del segnale acustico. La distribuzione delle strutture da espulsione di fluidi corrisponde alle facies più sabbiose e si ipotizza che i fluidi provengano dall’interno di questo deposito superficiale e non da depositi più profondi, nel qual caso potrebbero esserne interessate anche le facies più fangose al piede dei depositi sabbiosi. Le dimensioni di queste depressioni variano da 10 a 30 m, alcune coalescenti raggiungono 60 m e alcune disposte lungo il ciglio della testata del canyon presentano parziali franamenti all’interno di esso; la profondità è in media 0,5 m. In piattaforma esterna e scarpata superiore sono evidenti numerose depressioni erosive allungate parallelamente al ciglio della piattaforma, in direzione prevalentemente NO-SE, dovute all’impatto di acque dense provenienti da nord (North Adriatic Dense Water, NAdDW) e in uscita dall’Adriatico. Sulla scarpata superiore si possono riconoscere numerosi piccoli “canyon” rettilinei, con lunghezza dai 4 ai 10 km e ampiezza massima, nella testata, fino a 5 km. I fianchi di questi piccoli canyon sono in alcune aree fortemente alterati dalla presenza di strutture erosive perpendicolari all’asse del canyon e attribuibili al passaggio delle NAdDW in quest’area. Alla base della scarpata alcuni canyon passano a strutture di canale con argine di piccole dimensioni (massima altezza circa 20 m); si può ipotizzare che queste strutture fossero alimentate da flussi gravitativi (torbidity l.s.) durante l’ultimo massimo glaciale quando la linea di riva era prossima al margine della piattaforma e alcuni sistemi deltizi potevano fornire al sistema la quantità di sedimento fine necessaria alla costruzione degli argini dei canali a base scarpata.

*The Sheet 49 “San Cataldo” encompasses a sector of the Apulian Margin on the eastern side of Salento, the southernmost tip of Apulia. Multi-channel seismic profiles in the area document the presence of a 2-km-thick Plio-Quaternary wedge (Argnani et al., 2001), composed of progradational units and mass-transport deposits. In particular, Quaternary deposits record a cyclicity similar to that recorded further north along the same margin, where Milankovich cycles at the scale of 100,000 years are recorded. In response to a combination of depositional pathways, forced by such cyclicity, and tectonic control by active fault systems, the shelf edge presents an abrupt bend from NW-SE to almost N-S in the centre of the area (Fig. 1).*

*The morphology of the upper slope in the area of the margin bend shows a clear evidence of the presence of a fault scarp NE-SW oriented. The eastern shelf portion of the area within Sheet 49 “San Cataldo” is dominated by a rough seafloor morphology that reflects the presence of erosional remnants corresponding to more cemented clinostratified beds. Several isolated reliefs appear sub-circular in plain view and in many instances are accompanied by comet features with an elongated tail down-flow; in other cases, reliefs are elongated up to few kilometres and are up to 6-m-high. The outer shelf is punctuated by crater-like features, ascribed to processes of fluid escape, affecting sandy deposits: small, sub-circular, structures develop on the crest of clinostratified sand mounds recording drowned beach or delta front environments of the last glacial maximum, located on the outer shelf or at the shelf edge. Sands are cemented and possibly gas charged, as suggested by the marked reverberation and the limited penetration of the acoustic signal. The highest density of craters is encountered atop the sand mounds suggesting that the fluid expulsion emanates from these surficial deposits. If the provenance of the fluids were from deeper stratigraphic layers, one would expect the occurrence of the craters not to coincide with the distribution of the sand deposits at the sea floor. The dimensions of these depressions vary from 10 to 30 m, typically, with exceptions up to 60 m, where two adjacent craters coalesce or are affected by processes of upper slope failure, near the shelf edge. The depth of the craters is less than 1 m. On the outer shelf and upper slope, several erosional troughs are present; these troughs are flute-shaped and elongated parallel to the shelf edge, with a prevailing NW-SE direction. They are genetically linked to the flow of dense shelf waters formed in the north Adriatic (North Adriatic Dense Water, NAdDW) and flowing with a SE-ward direction. On the upper slope, several rectilinear small canyons, 4- to 10-km-long have a maximum width of 5 km, in the head region. The flanks of these small canyons are impacted by major erosional features perpendicular to the canyon axes and also ascribed to the flow of the NAdDW. At the base of the slope, some of the small canyons evolve in channel features with depositional levees up to about 20 m; it is conceivable that these features developed during the last glacial maximum when the shoreline was close to the shelf edge and deltaic systems were delivering the fine-grained sediment necessary for the growth of the levees.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO SAN CATALDO



Il DTM, illustrato in Figura 1, mostra i principali elementi morfologici del Foglio 49 “San Cataldo”. In particolare si osservano: A) Un tratto di piattaforma continentale caratterizzato da una morfologia irregolare dovuta alla presenza di relitti erosivi, al centro dell’area; B) Un esteso campo di piccoli vulcani di fango; C) Un campo di dune e forme di fondo a varia scala; D) Un campo di strutture da emissione di fluidi corrispondente a corpi sabbiosi sul ciglio della piattaforma alla testa di un canyon (Fig. 2 e 3); E) Trogoli erosivi profondi oltre 10 m, allungati parallelamente al ciglio della piattaforma, che interessano anche la parte superiore di numerosi gully rettilinei che dissecano la scarpata continentale, probabilmente causati dal passaggio di acque dense con direzione SE (Fig. 5).

*The DTM (Fig. 1) shows the main morphological elements within the area of Sheet 49 “San Cataldo”. These morphological elements include: A) A sector of the continental shelf characterised by an irregular morphology due to the occurrence of erosional remnants; B) A large field of small sediment volcanoes; C) A field of sediment dunes and bedforms of variable dimensions; D) A field of fluid-escape structures rimming the head of a submarine canyon at the shelf edge (Figs. 2 and 3); E) Several deep erosion troughs, elongated parallel to the shelf edge end impacting the head region of numerous slope gullies, likely caused by the flow of dense shelf water SE-ward directed (Fig. 5).*

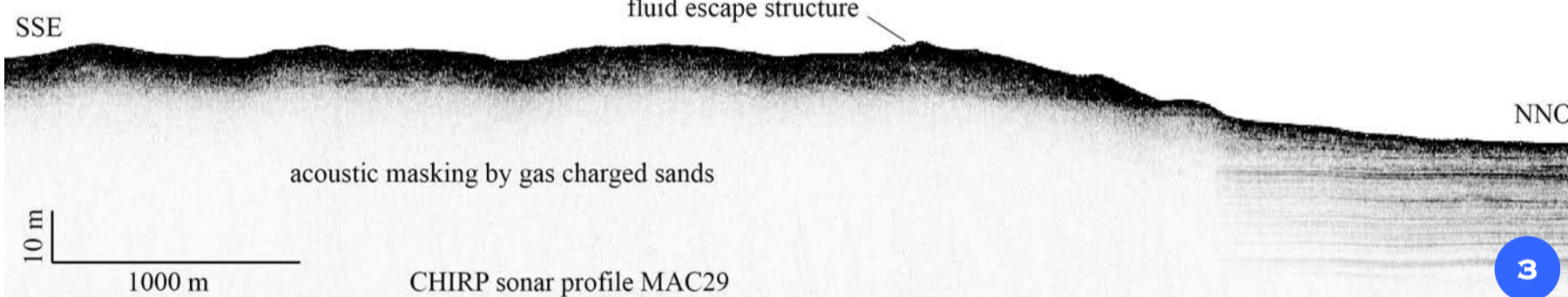
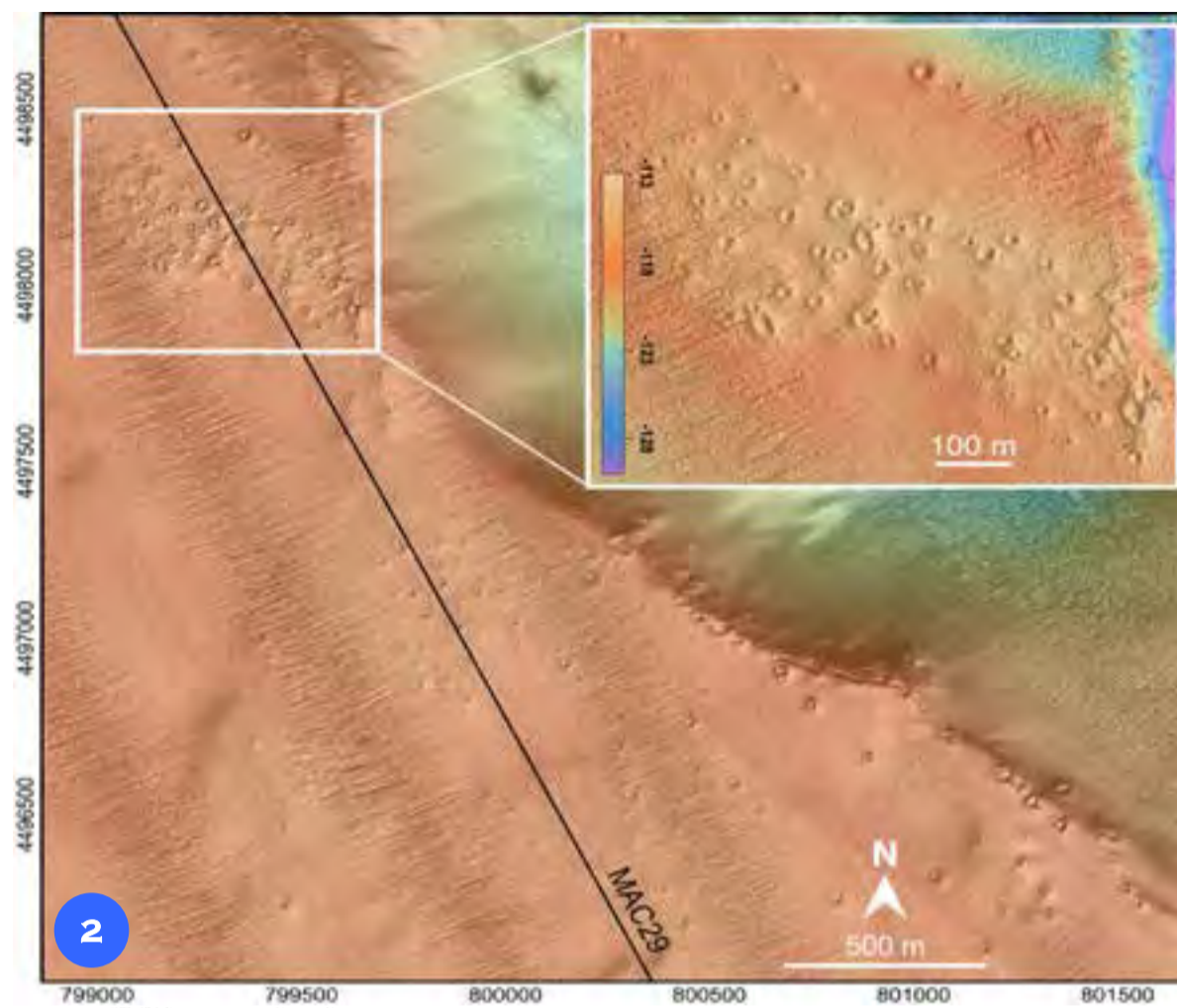
## STRUTTURE DA EMISSIONI DI FLUIDI SUL CIGLIO DELLA PIATTAFORMA

Campi di piccoli crateri (Fig. 2, batimetria multi-beam, risoluzione 1 m, localizzata in Fig. 1) localizzati al ciglio della piattaforma continentale. Queste piccole strutture si sviluppano in corrispondenza di depositi sabbiosi progradazionali. I crateri hanno diametri da 5 a 30 m, pochi metri di profondità e presentano un rialzo esterno ben visibile su dati batimetrici con risoluzione 1 m. Il profilo chirp sonar MAC29 (Fig. 3, localizzata in Fig. 1) documenta l'espressione degli stessi crateri, formati probabilmente per fuoriuscita di fluidi. Nelle aree a sedimentazione fangosa, più distali (sulla destra nel profilo) e caratterizzate da maggiore penetrazione del segnale acustico, non si osservano crateri. Infine, i crateri sono più numerosi dove i depositi di sabbie sono più in rilievo.

*Fields of small-scale craters (Fig. 2, multibeam bathymetry, 1 m resolution, located in Fig. 1) occur at the continental shelf edge and develop only in areas of sand deposition.*

*Craters are typically 5 to 30 m in diameter, few meters deep with a prominent outer rim, and are best detected if the bathymetric data are plotted in 1-m grids (inbox Fig.2).*

*The chirp sonar profile MAC29 (Fig. 3, located in Fig. 1) documents the small-scale relief associated to the presence of the craters suggesting that they originate as fluid escape structures; in areas of dominant mud deposition and associated increase of the acoustic signal penetration (on the right on the profile), craters did not develop. Finally, the more dense crater clusters correspond to the centre of the sand reliefs.*



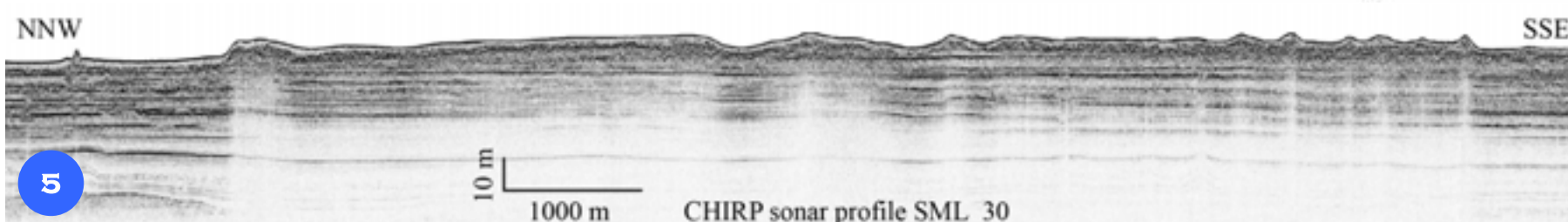
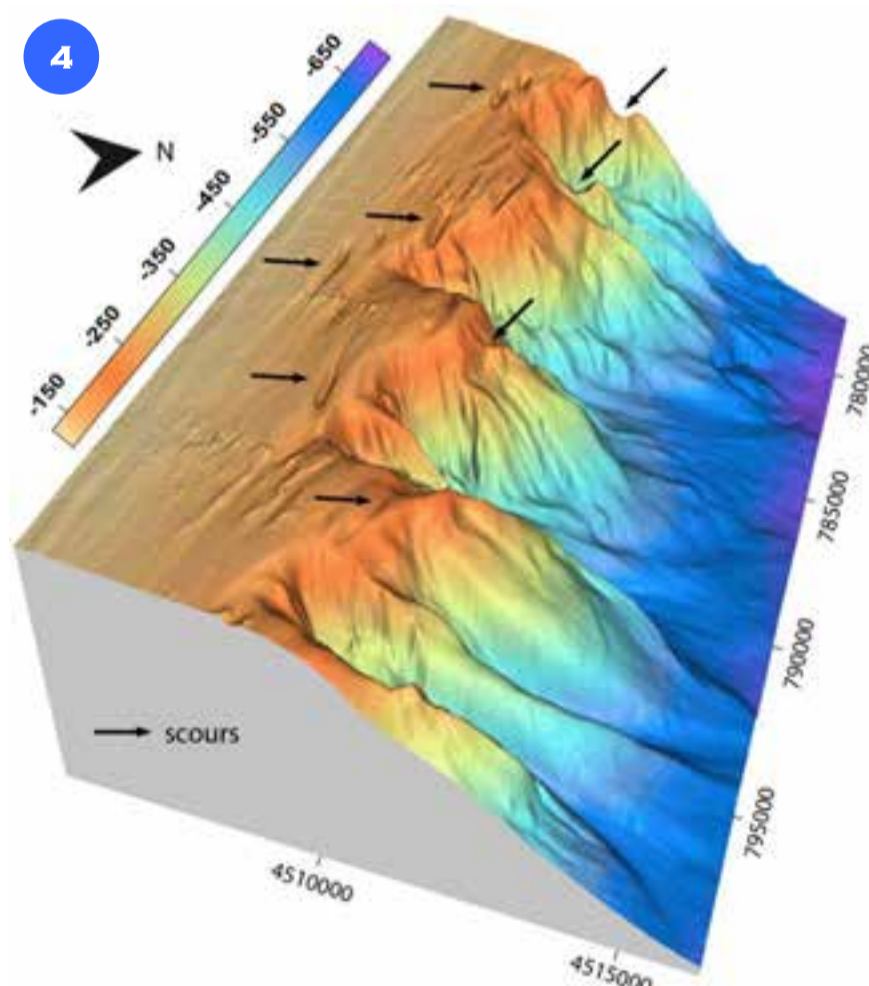
## EROSIONE E DEPOSIZIONE: DUNE IN PIATTAFORMA ESTERNA E SOLCHI EROSIVI SUL CIGLIO DELLA PIATTAFORMA

L'impatto del passaggio di acque dense formatesi in nord Adriatico (NAdDW) è evidente anche in quest'area con un'espressione sia erosiva che deposizionale a grande scala.

L'erosione prevalente in piattaforma esterna e scarpata superiore da luogo a un campo di trogoli erosivi allungati in direzione NO-SE, paralleli al ciglio della piattaforma (freccie nere orizzontali nella vista 3D di Fig. 4, localizzata in Fig. 1). In scarpata superiore lo stesso processo genera l'erosione dei fianchi dei piccoli canyon rettilinei presenti, giungendo a separarne la testa dal resto del canyon. Mentre i piccoli canyon erano attivi durante l'ultimo periodo glaciale, essendo attraversati da flussi gravitativi e trasporto di sedimento, la loro modifica successiva avviene ad opera di masse d'acqua parallele al ciglio della scarpata e prive di trasporto torbido, essendo dense solo per fattori di tipo termo-alino (Foglini et al., 2016).

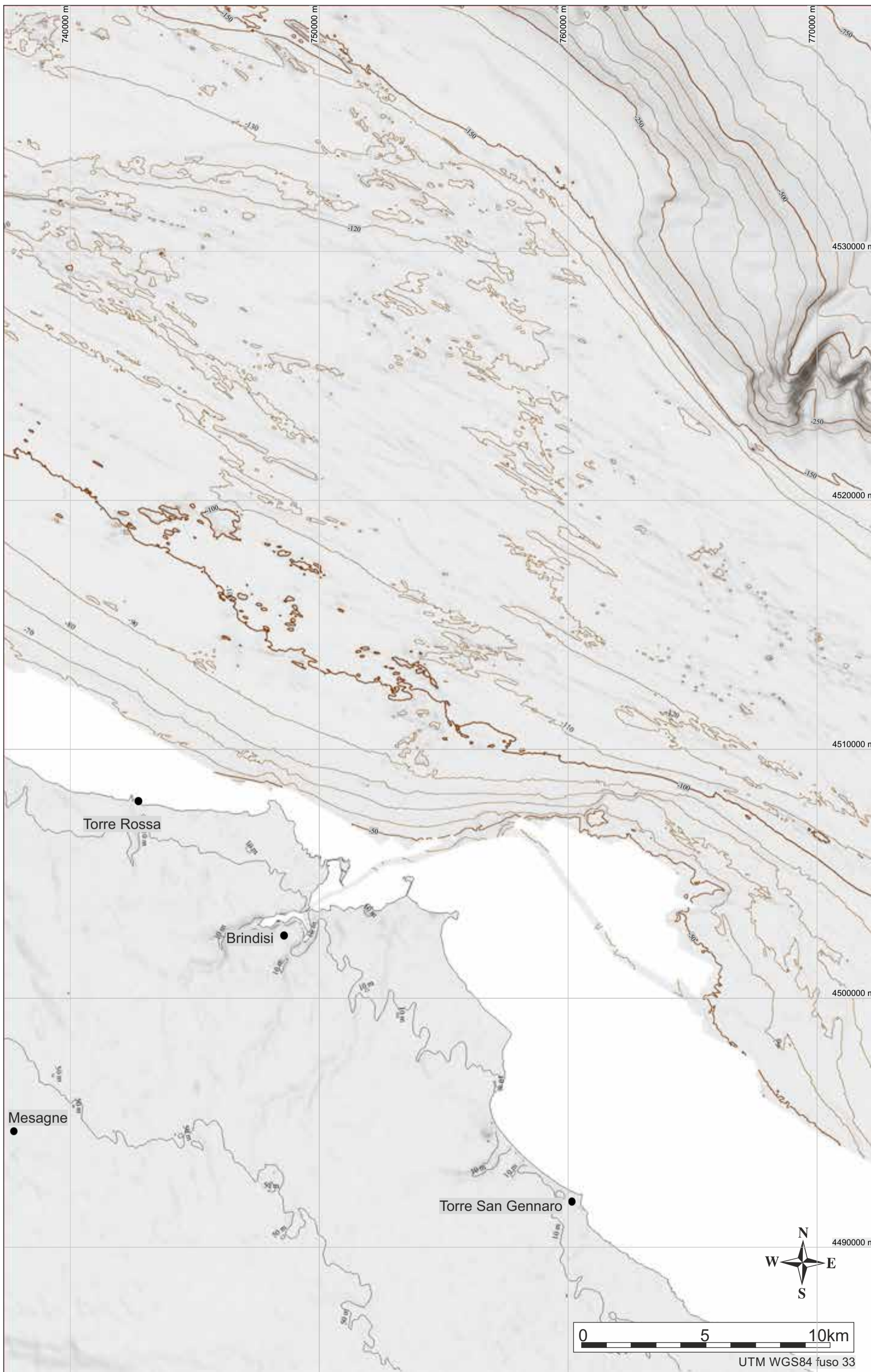
La stessa massa d'acqua in piattaforma genera, invece, un esteso campo di dune associate a piccoli trogoli erosivi (Fig. 5, profilo chirp sonar SML\_30 localizzato in Fig. 1) che contrastano con la sottostante stratigrafia caratterizzata da riflettori piano paralleli o convergenti a basso angolo e quindi indicativi di un contesto oceanografico molto meno energetico dell'attuale.

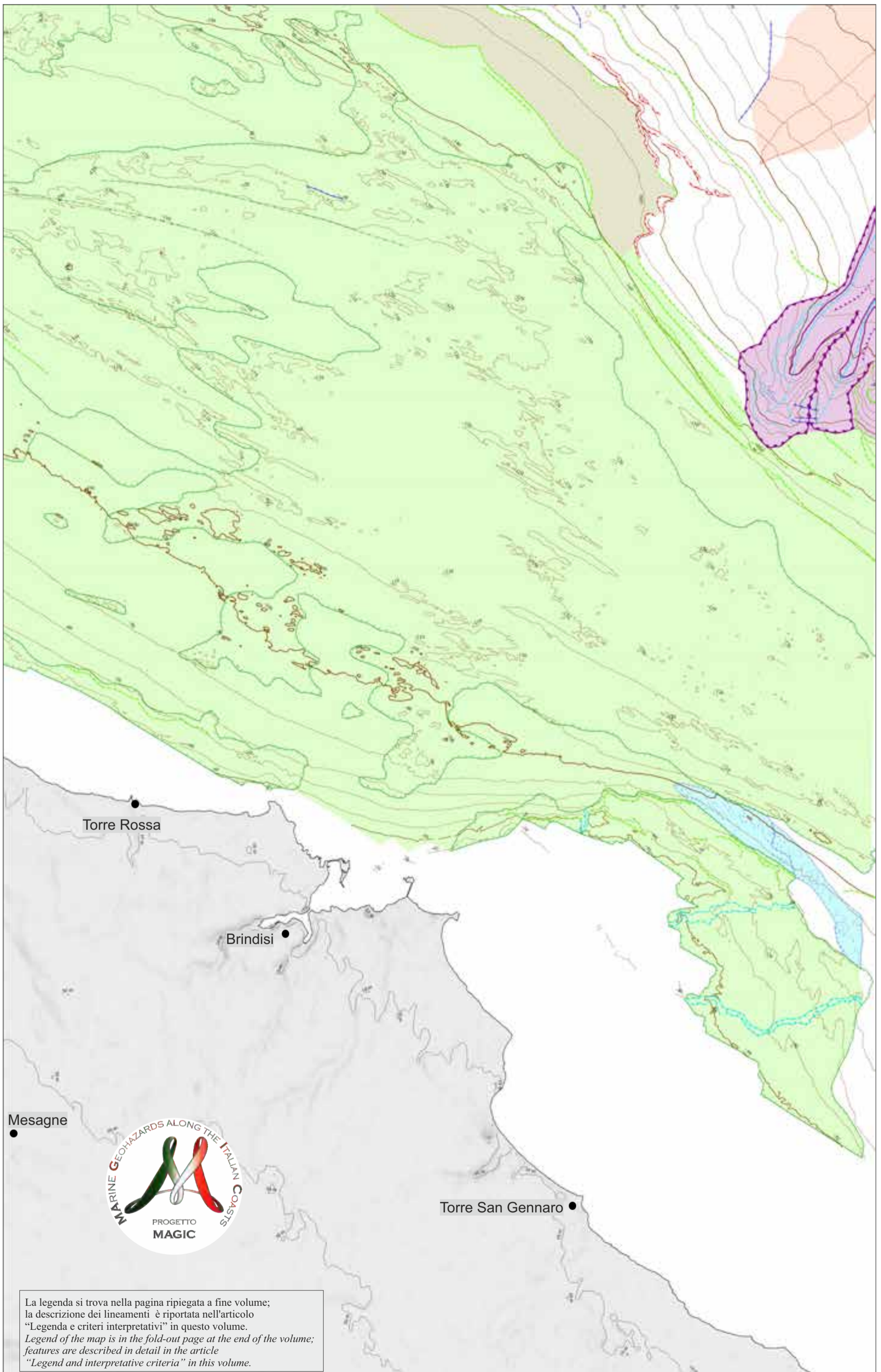
*The impact of the North Adriatic Dense Water (NAdDW) is evident in the area and has both an erosional and depositional signature. On the outer shelf and upper slope area, prevailing erosion generates a field of large scours elongated parallel to the regional bathymetric contour (horizontal black arrows on the 3D bathymetry in Fig. 4, located in Fig. 1). On the upper slope, the same bottom-hugging dense-water flows impinge on the flanks of pre-existing small canyons progressively disconnecting their heads (inclined black arrows). While the small canyons likely originated during the last glacial low stand through sediment-laden gravity flows, their "reshaping" is induced by contour-parallel currents whose excess density is related to thermohaline factors rather than by turbidity (Foglini et al., 2016). The same process, on the shelf, generates instead a large field of sandy bedforms and minor scours (Fig. 5, chirp sonar profile SML\_30 located in Fig. 1), in contrast with the underlying stratigraphy characterised by plain-parallel or low-angle converging reflectors indicative of less energetic conditions.*





FOGLIO 50 MESAGNE





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

E. CAMPIONI<sup>0\*^</sup>, F. FOGLINI<sup>0\*^</sup>, G. DALLA VALLE<sup>0\*^</sup>, E. LEIDI<sup>\*</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*</sup>, F. TRINCARDI<sup>10^</sup>  
<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



## FOGLIO 50 MESAGNE



La piattaforma compresa nel Foglio 50 “Mesagne” è caratterizzata da una morfologia accidentata per la presenza di relitti erosivi tipicamente allungati con direzione E-O e NO-SE, corrispondenti a testate di strato più cementate e meno erose. Inoltre, un’area di substrato, delimitata da scarpate erosive che raggiungono i 20 m di altezza, affiora a ~8 km dalla costa brindisina. Queste scarpate rappresentano, probabilmente, falesie formate durante fasi di stazionamento del livello marino durante la risalita eustatica post glaciale. Il substrato presenta, tra 50 e 80 m di profondità, tre valli incise di origine fluviale, con sinuosità bassa, non riempite di sedimenti. Questa caratteristica implica che le valli siano state abbandonate e “annegate” rapidamente durante una o più accelerazioni nella risalita eustatica post glaciale. In piattaforma sono presenti forme di fondo, probabilmente in equilibrio con l’attuale regime oceanografico caratterizzato dal flusso stagionale (a fine inverno) di acque dense formate in Adriatico settentrionale e in uscita attraverso lo Stretto di Otranto.

Un campo di dune in piattaforma interna che si estende per ~5 km<sup>2</sup>, confinato tra due aree di substrato affiorante, è caratterizzato dalla presenza di una trentina di dune ben definite con direzione di avanzamento da NO a SE. Le dune hanno lunghezza variabile da 300 a 700 m e altezza da 1 a 2 m con sezione asimmetrica, più ripida verso SE. Procedendo verso SE, il campo di dune cambia direzione e tende a diventare N-S, allungandosi contro il substrato affiorante, alla destra del flusso di acqua densa. Sono presenti barcanne con direzione dell’asse variabile da E-O a N-S e altezza media di 1 m.

Lungo il ciglio della piattaforma, sono presenti una serie di solchi erosivi, allineati in direzione NO-SE, anch’essi dovuti all’impatto di acque dense che corrono lungo la batimetria rimanendo intrappolate in piattaforma dalla forza apparente di Coriolis (a destra nell’emisfero nord), non contribuendo quindi al fenomeno di *cascading* lungo la scarpata continentale. In scarpata superiore si possono riconoscere piccoli canyon rettilinei lunghi da 6 a 10 km e ampi fino a 3 km; le testate di questi canyon sono ad anfiteatro ed incidono il ciglio della piattaforma. I due canyon sviluppano sul lato destro argini fangosi fino a 2-3 km di estensione e altezza fino a 10 m. Le testate dei due canyon presenti nel foglio presentano alcune incisioni profonde ~5 m con direzione quasi E-O, trasversale all’asse dei canyon stessi, anch’esse generate dall’impatto di acque dense che corrono lungo la scarpata superiore parallele alle curve batimetriche. Numerose piccole nicchie di frana bordano il ciglio della piattaforma, e presentano forma arcuata o semicircolare e dimensioni tipiche di ~1 km di ampiezza e altezza della nicchia di 20 m. Queste nicchie corrispondono ad un settore di scarpata caratterizzato da depositi di frana, ben visibili sui profili chirp, drappeggiati da una ventina di metri di sedimenti fangosi più recenti.

*The continental shelf area included in Sheet 50 “Mesagne” presents a rough sea floor morphology reflecting the presence of erosional remnants, typically elongated along the E-W and NW-SE directions. Remnants correspond to the head of underlying less erodible strata. These reliefs are typically 0.5- to 12-km-long and up to 5-15-m-high with a prevailing NW-SE orientation. The area (mapped as outcropping substrate) extends to the SE portion of Sheet 50 (less than 8 km from the coastline), where erosional scarps up to 20-m-high represent drowned cliffs cut during still stands of the post glacial eustatic rise. This area is also downcut by three river trunks with moderate sinuosity and not fully filled by fluvial or younger sediment. These intriguing features occur between 50 and 80 m and were likely drowned quickly during one or more phases of accelerated sea level rise.*

*Large-scale bedforms occur on the inner continental shelf and reflect modern oceanographic processes related to the southward flow of dense shelf waters, formed in the north Adriatic in late winter and en route to the Otranto Strait, along the bathymetric contour.*

*In particular, one field of dunes which covers 5 km<sup>2</sup> and appears elongated between two morphological highs, includes some 30 asymmetric dunes advancing to the SE. The dunes have crest between 300 and 700 m long and heights between 1 and 2 m. Proceeding down flow, the dune field appears to veer to a more north-south direction against the rocky outcrop on the right of the dense-water flow. Some barcan dunes up to 1-m-high and with variable axis orientation from E-W to almost N-S, also develop.*

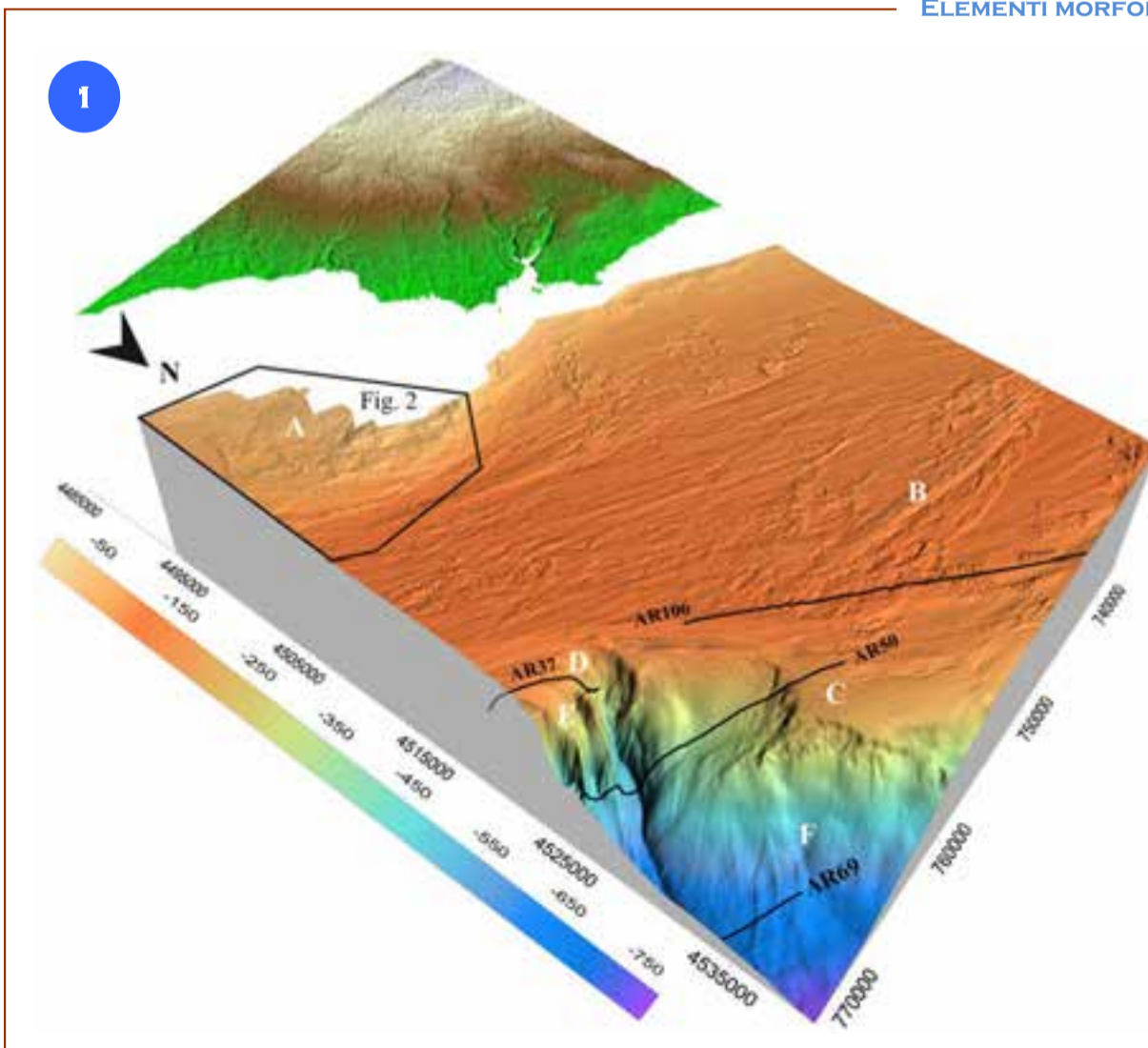
*Along the shelf edge, several elongated moats, NW-SE oriented, reflect the impact of dense shelf waters that flow along the bathymetric contour pushed on the shelf by the apparent Coriolis force (to the right in the northern hemisphere), and represent the portion of the dense water that does not contribute to the cascading process flowing downslope.*

*On the upper slope, a set of straight small canyons are between 6- and 10-km-long and reach a maximum of 3 km in width. Canyon heads are crescent-shaped and breach the shelf edge.*

*The two canyons that fall within the area of Sheet 50 “Mesagne” show also erosional furrows, up to 5-m-deep, with a E-W direction, almost normal to the canyon axis; also these features are consistent with the flow of dense shelf water on the upper slope and transverse to pre-existing canyon systems.*

*Multiple slide scars rim the continental shelf edge and appear crescent-shaped in plane view, with average width of about 1 km and up to 20-m-high. These scars define a sector of the upper continental slope affected by slope instability, with mass-transport deposits, which are clearly visible on chirp profiles, draped under a more recent mud veneer, about 20-m-thick.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO MESAGNE



Il DTM, in Figura 1, mostra i principali elementi morfologici del Foglio 50 “Mesagne”.

In particolare si osservano: A) Un’area di affioramento del substrato litificato in piattaforma continentale interna dove sono riconoscibili tre sistemi erosivi canalizzati attribuibili ad alvei fluviali annegati durante la risalita del livello del mare tardo quaternaria e non riempiti da sedimenti; B) La morfologia della piattaforma continentale esterna caratterizzata dalla presenza di relitti erosivi, in alcuni casi modellati da correnti marine; C) Il ciglio della piattaforma continentale interessato da depositi contouritici che modellano anche le testate di piccoli canyon (D); E) Profondi solchi erosivi che incidono le testate dei canyon causati dal passaggio di acque dense; F) Un ampio settore di scarpata continentale superiore interessato da fenomeni franosi derivati dalla destabilizzazione di forme di fondo alimentate da correnti di contorno.

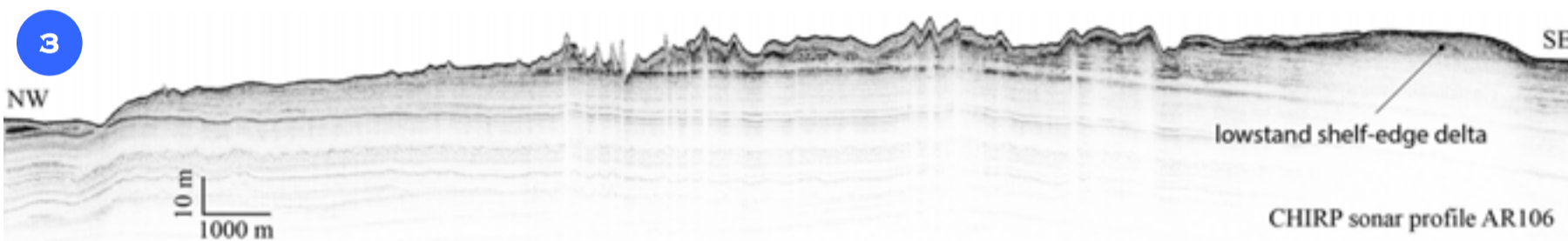
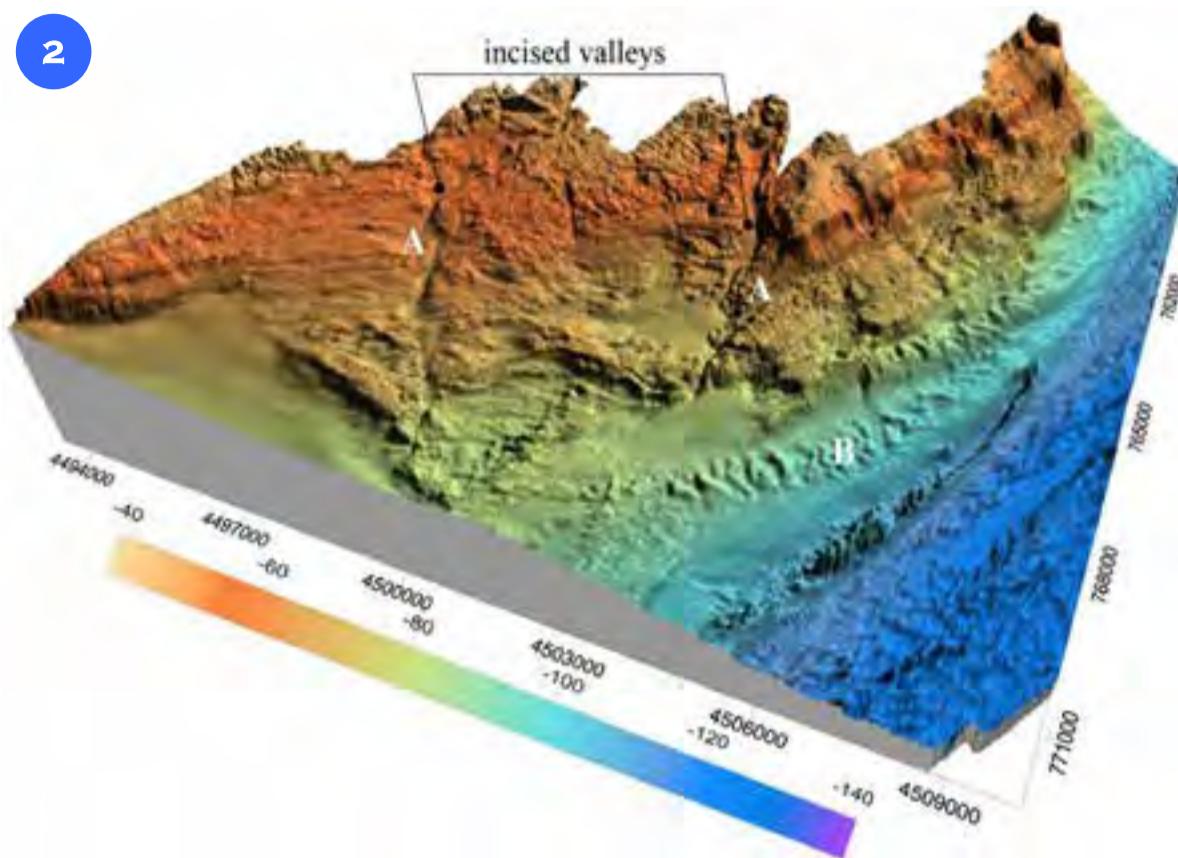
*The DTM, in Figure 1, shows the main morphological elements within the area of Sheet 50 “Mesagne”.*

*In particular: A) An inner-shelf area of outcropping lithified basement down cut by three prominent river valleys that were drowned but not filled during the post glacial eustatic rise; B) The outer continental shelf morphology with erosional remnants and at places molded by marine currents; C) The continental shelf edge region, including multiple canyon heads and the upper continental slope (D), impacted by contour-parallel bottom currents that generate contourite deposits; E) Erosional troughs down-cutting the canyon heads; F) A large upper-slope area where contourite deposits are affected by slope instability and sediment failure.*

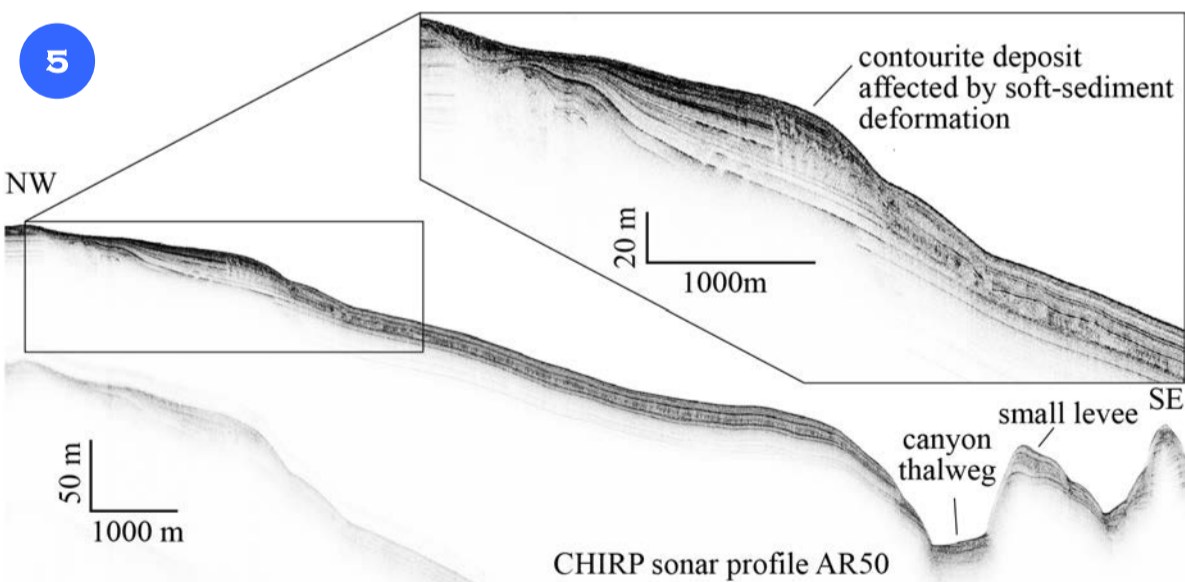
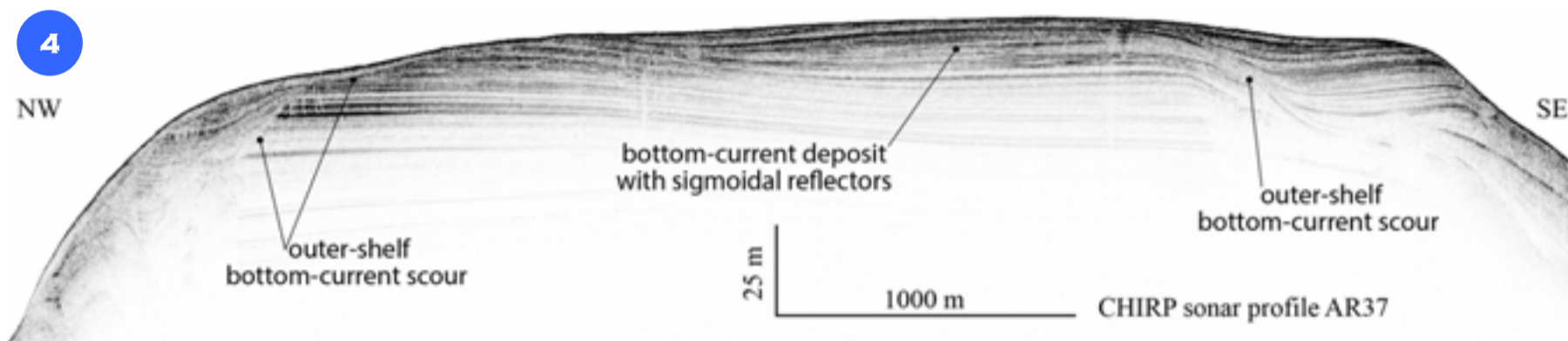
MORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA INTERNA E RELITTI EROSIVI SULLA PIATTAFORMA ESTERNA

La morfologia della piattaforma continentale interna, lungo la costa brindisina inclusa nel Foglio 50 "Mesagne", appare molto accidentata (DTM di Fig. 2, localizzata in Fig. 1) con un substrato roccioso in affioramento che presenta alcune incisioni di paleoalvei (A); è presente inoltre un campo di dune a grande scala (B) che si sviluppa tra due alti morfologici, generato dal passaggio forzato delle correnti di fondo. La morfologia della piattaforma continentale esterna è invece per lo più caratterizzata da relitti erosivi, probabili testate di strato costituite da materiale meno erodibile, drappeggiati da depositi recenti (Fig. 3, localizzato in Fig. 1). Al ciglio della piattaforma continentale, a destra nel profilo chirp AR106, è presente un deposito deltizio sabbioso originato durante l'ultimo massimo glaciale.

The morphology of the inner continental shelf, mapped in Sheet 50 "Mesagne", appears rough (see DTM in Fig. 2, positioned in Fig. 1) with the outcrop of a rocky substrate down cut by river trunks (A); a field of large, sinuous, dunes (B) formed between the rocky outcrop and a localised elongated sea-floor relief that, together, funnel and likely accelerate bottom currents related to the flow of dense shelf waters. The outer continental shelf is very irregular also for the presence of erosive remnants draped by recent sediment (Fig. 3, AR106 chirp profile). Close to the continental shelf edge, a delta deposit originated during the last glacial eustatic low stand (on the right of AR106 chirp profile).



DEPOSITI CONTURITICI SUL CIGLIO DELLA PIATTAFORMA E DEPOSITI DI FRANA LUNGO LA SCARPATA



Lungo il ciglio della piattaforma continentale sono presenti superfici erosive, depositi fangosi caratterizzati da variazioni di spessore e superfici di condensazione attribuibili al trasporto ad opera di correnti conturitiche, ben visibili nel profilo chirp in Figura 4.

I depositi conturitici perpendicolarmente al ciglio della piattaforma continentale mostrano espansioni stratigrafiche e chiusure, verso terra e verso mare, legate alla dinamica delle correnti e alla loro interazione con la morfologia, ed evidenze di deformazione legata a instabilità gravitativa osservabili nel profilo chirp di Figura 5.

Ai piccoli canyon in scarpata continentale sono associati depositi di argine (Fig. 5). Alla base della scarpata si osservano depositi da trasporto in massa (unità acusticamente trasparenti, in alcuni casi sovrapposte) che, in alcuni casi, pur rimanendo sotto un drappaggio di sedimenti di oltre 20 m di spessore, hanno ancora espressione morfologica sulla batimetria attuale (Fig. 6 e F in Fig. 1).

The outer continental shelf is characterised by large-scale muddy bedforms, with thickness variations and lens-shaped reflector geometry on seismic profiles (Fig. 4).

Contour-current deposits thicken below the continental shelf edge, pinching out landward and seaward, and show evidence of soft-sediment deformation.

Small canyons on the continental slope also display levee deposits on their right-hand side (Fig. 5). Stacked mass-transport deposits on the lower continental slope appear as acoustically-transparent bodies on chirp profiles. Some of the mass-transport deposits have a clear morphological expression on the modern bathymetry even if draped under a 20-m-thick mud drape (Fig. 6 and F in Fig. 1).

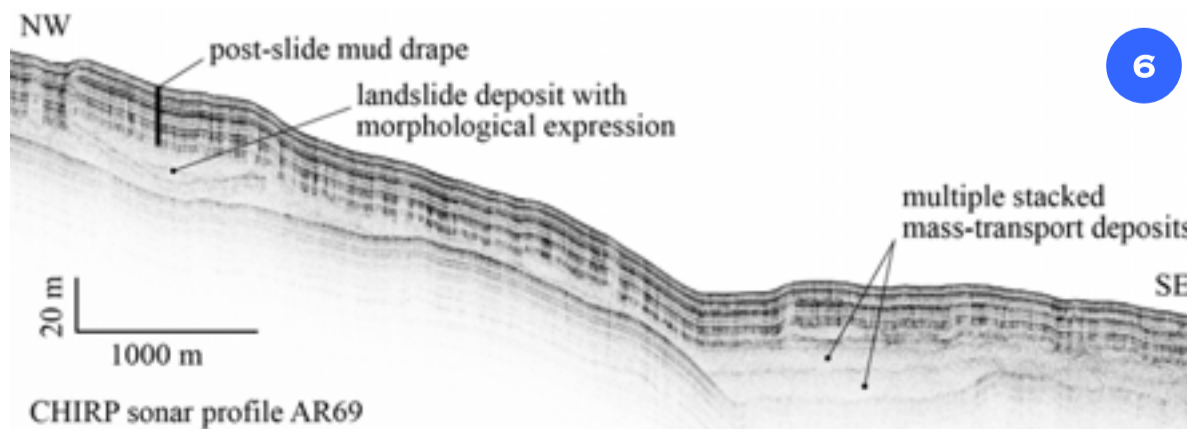
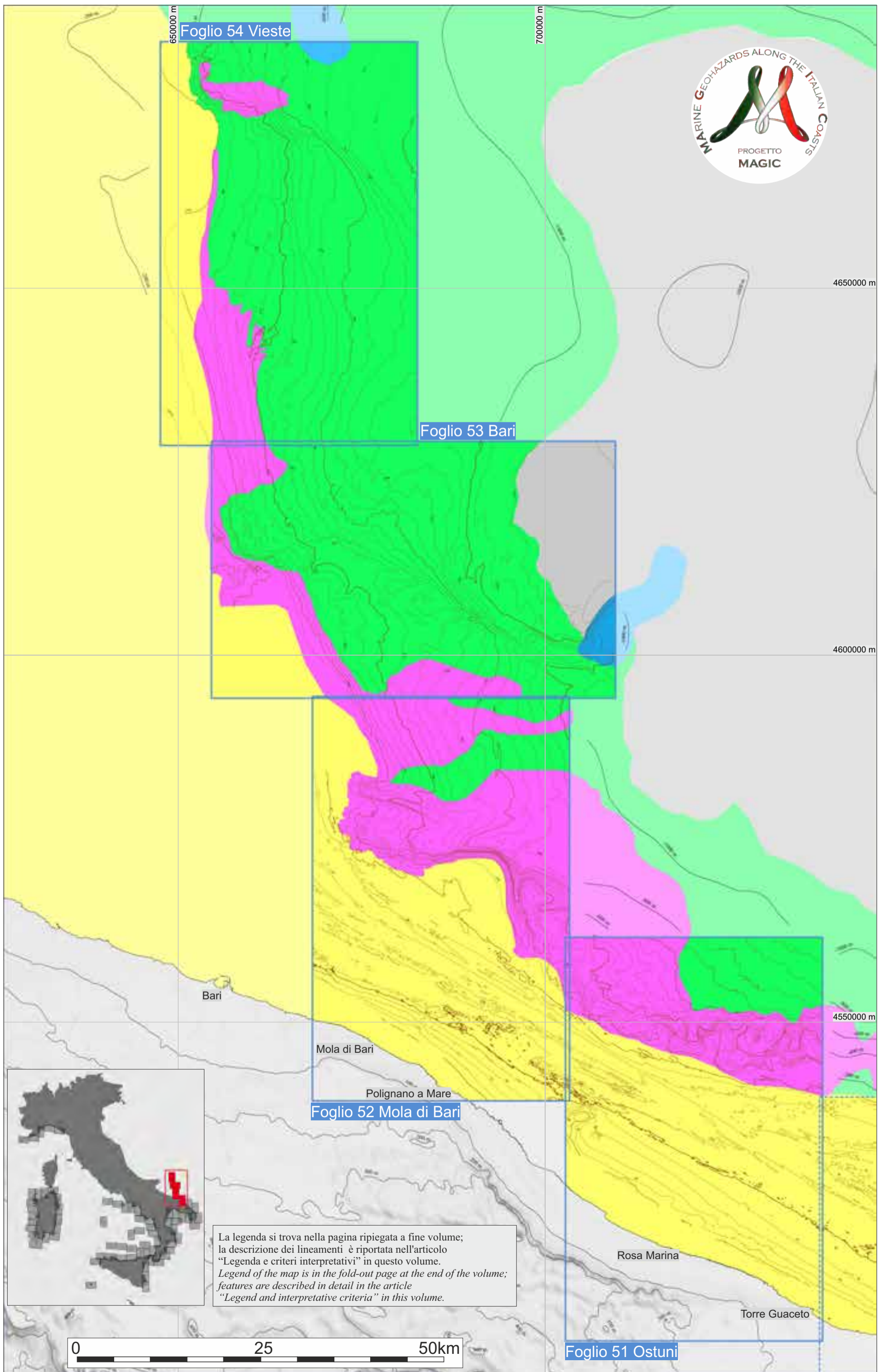


TAVOLA 11 PUGLIA CENTRALE



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

# TAVOLA 11 PUGLIA CENTRALE

E. Campiani<sup>◊</sup>, F. Fogliini<sup>◊</sup>, G. Dalla Valle<sup>◊</sup>, E. Leidi<sup>◊</sup>, A. Mercorella<sup>◊</sup>, F. Trincardi<sup>◊</sup>

(il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CNR: ◊ISMAR

Il margine adriatico meridionale corrisponde ad un ampio settore dell'avampaese compreso tra gli Appennini a ovest e le Dinaridi a est. Durante il Cenozoico l'area si è evoluta come margine passivo (de Alteriis, 1995) e, nel Quaternario, è stato caratterizzato dalla deposizione di sequenze deposizionali che registrano cicli di Milankovitch di 100 mila anni (Ridente e Trincardi, 2002, 2006). La geometria di sovrapposizione di queste sequenze è progradazionale a causa del sollevamento della parte costiera della Puglia e il basculamento verso mare della piattaforma. Il margine include una zona di deformazione, conosciuta come Sistema Garganico (Colantoni et al., 1990; Tramontana et al., 1995) che si estende sia a terra, con la faglia di Monte Sant'Angelo-Mattinata (Ortolani e Pagliuca, 1987), che in mare, con la struttura di Gondola, un'ampia fascia deformativa con andamento E-O in corrispondenza del tratto di piattaforma continentale e NO-SE sulla scarpata continentale (Finetti et al., 1987; Ridente e Trincardi, 2006). La deformazione tettonica attiva lungo questa struttura genera una serie di blande anticlinali e rigetti verticali che interessano i depositi superficiali (Ridente et al., 2008). Queste evidenze indicano che la deformazione è attiva (Tramontana et al., 1995; Ridente e Trincardi, 2002) anche se l'interpretazione cinematica della stessa rimane controversa (Colantoni et al., 1990; Argnani et al., 1993; de Alteriis, 1995).

Il margine adriatico meridionale è sismicamente attivo e terremoti di varia intensità sono ben documentati negli ultimi dieci secoli (Tinti e Armigliato, 2003; Di Bucci et al., 2010; Fracassi et al., 2012). L'attività sismica sembra concentrarsi lungo le strutture tettoniche principali con terremoti superficiali che raggiungono tipicamente magnitudo tra 5 e 6 gradi della scala Richter (Tinti et al., 1995; Tinti e Armigliato, 2003). In particolare, terremoti localizzati a mare del promontorio del Gargano raggiungono magnitudo di 6,6 gradi della scala Richter. Il sud Adriatico è stato colpito da onde di tsunami documentate in tempi storici (Tinti et al., 1995), la maggiore delle quali avvenuta nel 1627 (Postpischl, 1985). In scarpata sono presenti numerose frane sottomarine; in alcuni casi i depositi di frana sono esposti a fondo mare o parzialmente drappaggiati da sedimenti più recenti ma comunque riconoscibili per la loro espressione morfo-batimetrica. Le frane esposte possono essere recenti (tardo-oloceniche) o più vecchie (ultimo massimo glaciale); nel secondo caso i depositi di frana non sono sepolti da sedimenti più recenti a causa dell'attività delle correnti sottomarine attive nell'area (Trincardi et al., 2007; Verdicchio e Trincardi, 2008). Tipicamente i depositi di frana sottomarina si muovono su superfici di scollamento immergenti verso mare e corrispondenti a superfici di *downlap* all'interno delle sequenze deposizionali quaternarie. Gli stili deposizionali dei depositi gravitativi sono differenziati e vanno da estese frane a blocchi (con singoli blocchi fino a  $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ), fino a colate di fango di modesto spessore prodotte dalla destabilizzazione di depositi non consolidati e nella maggior parte dei casi conturritici (Minisini et al., 2006; Verdicchio e Trincardi, 2008).

La scarpata continentale dell'Adriatico meridionale è anche interessata dall'attività delle masse d'acqua levantine (LIW) che, provenienti dal Mediterraneo orientale, procedono verso nord lungo il fianco albanese e verso il Canale d'Otranto lungo il fianco italiano, e dall'impatto stagionale delle acque dense del nord Adriatico (NAdDW) che scendono trasversalmente alla scarpata raggiungendo velocità superiori a  $60 \text{ cm sec}^{-1}$  (Turchetto et al., 2007). Il Canyon di Bari (Fig. 1) rappresenta il principale condotto sedimentario attivo sin dall'ultimo intervallo glaciale. Durante questo intervallo, processi tipici di canyon sottomarini attivi, quali correnti torbiditiche ed eventi di trasporto di massa, sono stati sostituiti da intense correnti di *cascading*, che impattano stagionalmente il margine sud-occidentale e accelerano all'interno del canyon. Quando queste correnti vengono catturate dal canyon diventano confinate comportandosi come una corrente di torbida diluita (Trincardi et al., 2007).

Figura 1. Il margine continentale della Puglia centrale (Fogli 51-54) presenta una scarpata caratterizzata da:

1) Numerose frane sottomarine esposte a fondo mare con nicchie di distacco in scarpata o al ciglio della piattaforma; 2) La struttura di Gondola orientata NO-SE sulla scarpata continentale al centro dell'area ed estesa fino al Monte Dauno, in piana batiale; 3) La complessa morfologia del Canyon di Bari. L'intera scarpata è impattata da correnti di fondo efficaci nel rimaneggiare sedimenti e generare strutture erosive focalizzate a ridosso di ostacoli morfologici.

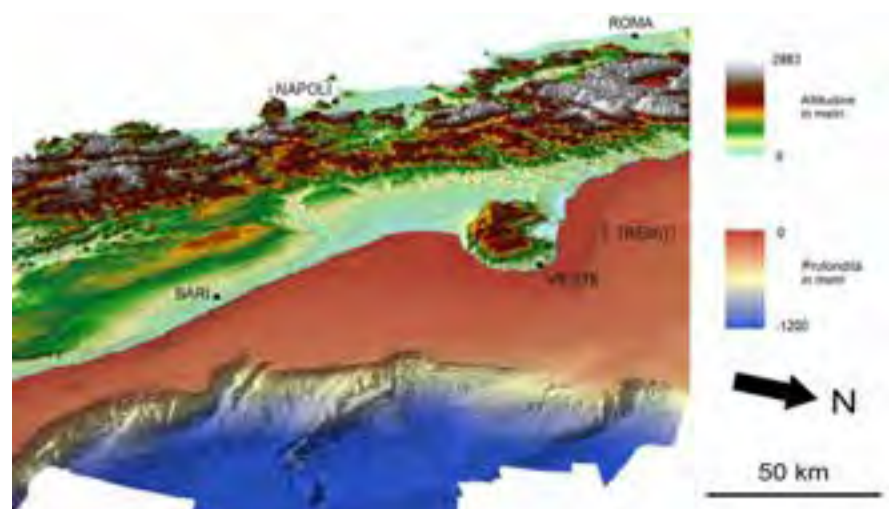
Figure 1. The continental margin of central Apulia (Sheets 51-54) presents a continental slope characterized by:

1) Several multi-phase submarine landslides exposed to the sea floor with head scarps on the slope or at the shelf edge; 2) The Gondola deformation belt, striking NW-SE in the central slope portion of the study area and connected to the Dauno Seamount rising from the basin floor; 3) The complex morphology of the Bari Canyon. The entire slope region is impacted by the flow of energetic bottom currents reworking sediment and generating erosional moats focused against morphological obstacles.

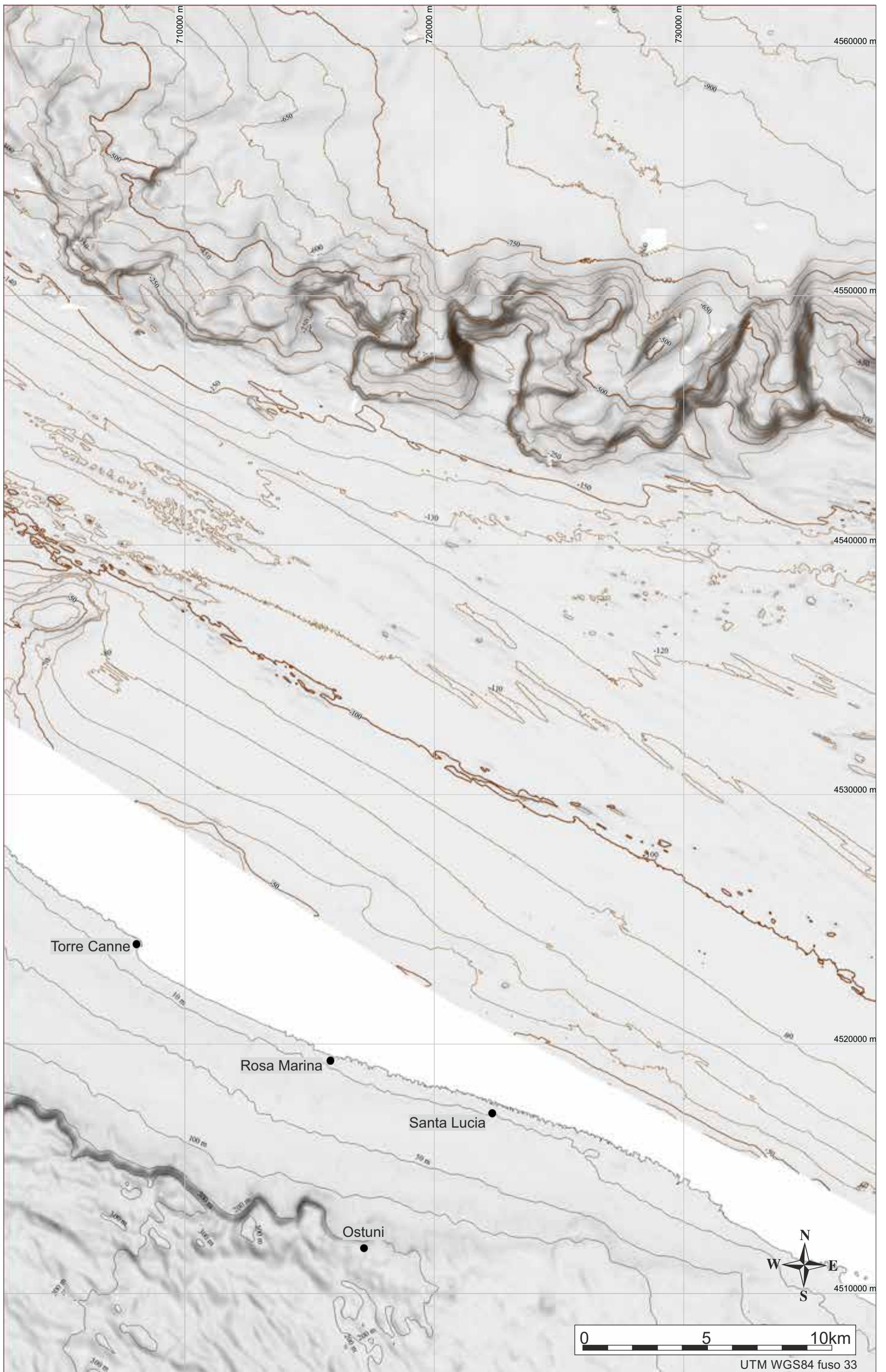
The south Adriatic margin encompasses a large sector of the Adriatic foreland domain, which is bordered by the Apennine Chain (westward) and by the Dinarid deformation belt (eastward). During the Cenozoic, the area evolved as a passive continental margin (de Alteriis, 1995). In particular, during the Quaternary, progradational sequences record 100-ka Milankovitch cycles of sea-level change and display an overall forestepping stacking pattern forced by the uplift of the mainland and the seaward tilt of the continental shelf (Ridente and Trincardi, 2002, 2006). The northern portion of the south Adriatic is impacted by the Gondola Fault deformation belt connecting the Monte Sant'Angelo-Mattinata Fault on land (on the southern side of Gargano Promontory), and the Dauno Seamount at the base of the slope (Colantoni et al., 1990; Tramontana et al., 1995; Ortolani and Pagliuca, 1987; Finetti et al., 1987); this deformation belt strikes with a E-W orientation on the shelf which becomes NW-SE on the slope. Tectonic deformation along the Gondola Fault system generated gentle anticlines and sub-vertical faults with minor offsets locally reaching the seafloor (Ridente et al., 2008). These offsets of the sea floor indicate that the fault system is active (Tramontana et al., 1995; Ridente and Trincardi, 2002), although the cinematic interpretation of the fault remains controversial (Colantoni et al., 1990; de Alteriis, 1995; Argnani et al., 1993). The area is impacted by active seismicity documented by historical records over the last ten centuries (Tinti and Armigliato, 2003; Di Bucci et al., 2010; Fracassi et al., 2012), with earthquakes up to 6.6 in the Richter scale. In historical times, the coastal area has been repeatedly impacted by tsunami waves (Tinti et al., 1995), with a major event in 1627 (Postpischl, 1985).

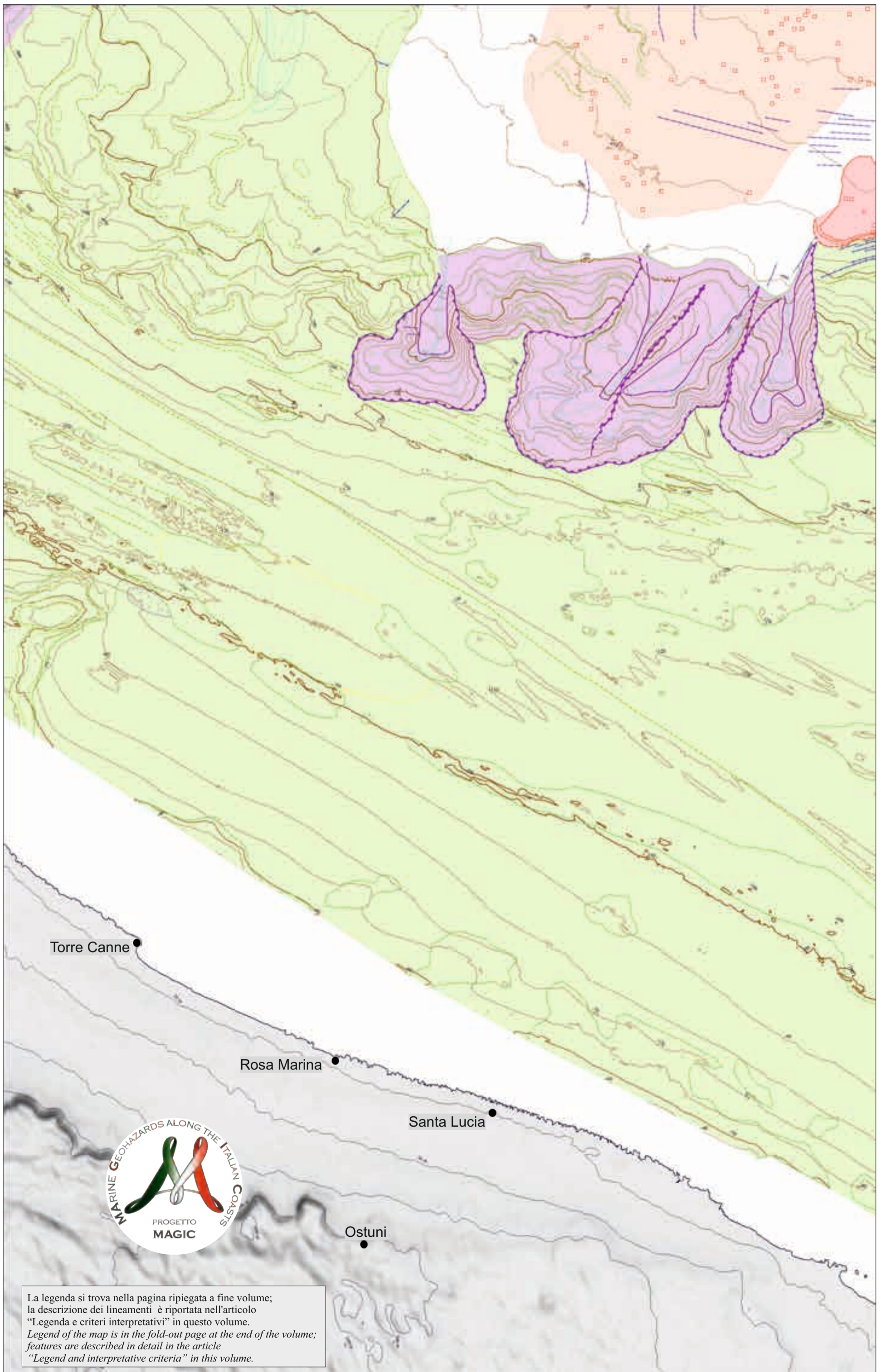
The slope of the south Adriatic margin is impacted by the flow of two main water masses: the Levantine Intermediate Water (LIW) and the North Adriatic Dense Water (NAdDW). The first origins in the eastern Mediterranean, reaches the Adriatic with a counter-clockwise flow and exits from the Adriatic through the Otranto Sill; the second forms through winter cooling in the north, flows along the western Italian coast and crosses the slope of Puglia in early spring, with variable strength depending on the year and speeds exceeding  $60 \text{ cm sec}^{-1}$  (Turchetto et al., 2007; Trincardi et al., 2007; Tesi et al., 2008). These processes are responsible for the formation of contouritic deposits on the slope and shelf-edge areas (Verdicchio et al., 2007; Verdicchio and Trincardi, 2008). The formation of thick bottom current deposits on this margin is considered one of the factors which enhance sediment failure. The Bari Canyon system (Fig. 1) represents the main off shelf sediment conduit active during the last glacial maximum, when it was swept by sediment-laden turbidity currents and after it, when it became the focus of dense shelf waters cascading acting as diluted turbidity currents (Trincardi et al., 2007). The stack of depositional sequences recording a 100-ka Milankovitch scale cyclicity (Ridente and Trincardi, 2002) is affected by continental shelf edge failures of variable extent along the entire margin and by the down cut of the Bari Canyon system (Ridente et al., 2007). Some of the submarine slides are at least partially exposed to the sea floor; in some cases, this evidence is a measure of their recent age, whereas, in other cases, it reflects the impact of dense water cascading across the continental slope, sweeping the slide deposits and preventing the deposition of any post-slide sediment drape (Minisini et al., 2006, Trincardi et al., 2007).

The submarine slides and related mass-transport deposits in the area move on distinctive bedding planes slightly dipping seaward and acting as weak layers; such beds correspond to regional downlap surfaces within Quaternary sequences. As a consequence, failures range from blocky slides to thin mud-flow deposits generated through the failure of unconsolidated contourite deposits.









La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.



## FOGLIO 51 OSTUNI



Nell'area del Foglio 51 "Ostuni", le sequenze a scala di 100 mila anni deposte a seguito della costruzione del margine apulo adriatico (che riflette la ciclicità eustatica del Quaternario) sono delimitate da prominenti superfici erosive (discordanze) ed hanno uno spessore ridotto in confronto al settore corrispondente al Golfo di Manfredonia, più a nord.

A causa della distanza da apporti fluviali ingenti, il Foglio 51 include un tratto di piattaforma continentale con morfologia irregolare e di scarpata continentale caratterizzata da numerosi, piccoli e rettilinei canyon sottomarini. La piattaforma continentale include un'area interna dove sono evidenti alti morfologici dovuti all'erosione di sedimenti litificati quaternari o pliocenici. La piattaforma centrale ed esterna si presenta con una morfologia molto irregolare con rilievi fino a 10 m che possono essere allungati o sub-circolari in pianta. Nel primo caso si tratta in genere di relitti erosivi corrispondenti a testate di strato più cementate con andamento prevalente NO-SE. Nel secondo caso si tratta di rilievi la cui origine non è sempre definita ma che, almeno in alcuni casi, possono essere spiegati come vulcani di sedimento causati da liquefazione e da risalita di livelli stratigrafici attraversati da fluidi in pressione; in assenza di campionature mirate non è attualmente possibile spiegare in modo definitivo la natura di questi rilievi. Sul ciglio della piattaforma si osservano grandi trogoli erosivi con profondità fino a 20 m e alcuni chilometri di ampiezza. I canyon presenti lungo la scarpata superiore sono di piccole dimensioni. Alla base della scarpata si notano blocchi di frana, parzialmente sepolti, e solchi erosivi (*furrow*) allineati parallelamente al pendio.

Inoltre l'interazione delle correnti di fondo con le irregolarità topografiche della scarpata porta allo sviluppo di lineamenti erosivi (*furrow*) sui fianchi dei canyon con orientazioni trasversali all'asse degli stessi.

I canyon erano probabilmente attivi, durante lo stazionamento basso del livello del mare dell'ultimo glaciale, come condotti di flussi torbiditici; oggi sono impattati da correnti di acque dense prevalentemente parallele alle isobate e quindi perpendicolari, o quasi, agli assi dei canyon.

Di conseguenza, i depositi olocenici sono assenti sui fianchi destri dei canyon, più vigorosamente impattati dalle correnti che arrivano da NO, mentre hanno spessori relativamente elevati sui fianchi opposti meno soggetti ad erosione.

*In the area of the Sheet 51 "Ostuni", each sequence deposited following the growth of the Apulian Adriatic margin (which records the Quaternary eustatic cycles) records approximately a 100 ka time lapse. In the Sheet 51, these sequences, bounded by regional unconformities, present a modest thickness compared to the corresponding northern Manfredonia Gulf, reflecting the lack of major fluvial entry points providing sediment to the area.*

*The Sheet 51 "Ostuni" includes a shelf sector with irregular sea floor morphology and a stretch of continental slope characterised by several short and straight submerged canyons.*

*The continental shelf includes an inner area where morphological heights represent the erosional remnant of Quaternary or Pliocene lithified sediments. The mid and outer shelf presents an irregular morphology with elongated or sub-rounded reliefs up to 10-m-high.*

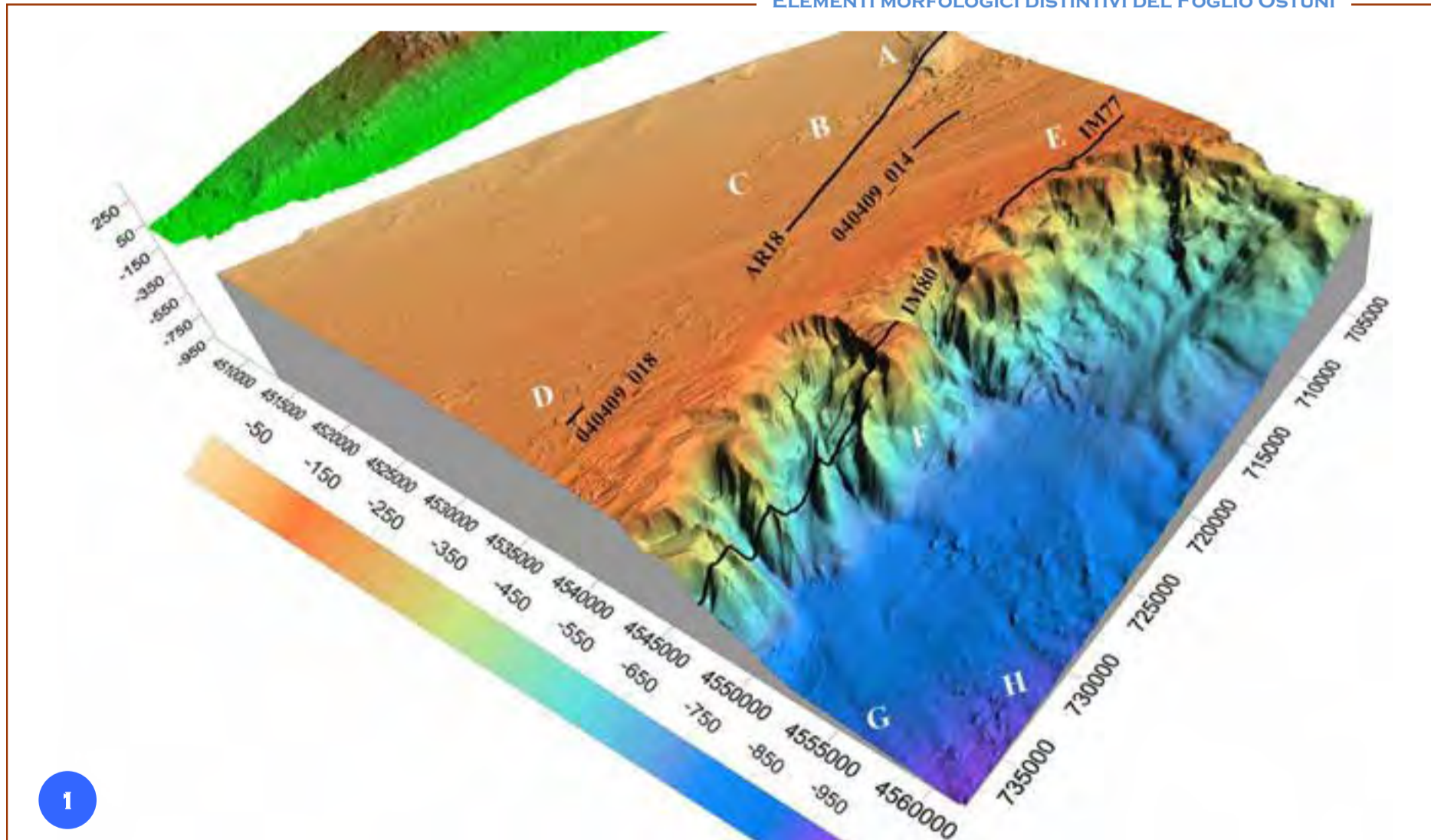
*In the first case, they reflect erosional remnants of bedding planes with differentiated grain size or cementation and a prevailing NW-SE orientation. In the second case, the origin of the reliefs is uncertain. However, in some cases, reliefs seem to represent sediment volcanoes originated from the liquefaction and rise of loose sediment crossed by over-pressured fluids; since samples are not available, at present it is not possible to explain the nature of these reliefs.*

*At the shelf edge, large scours up to 20 m and some kilometre wide, are present.*

*Submarine canyons on the upper slope have small dimensions and do not reach the base of the slope where large slide blocks, partly covered by younger sediment, occur. The area is also sculptured by deep sea furrows, parallel to the bathymetric contour. Furthermore, the interaction of dense shelf water travelling along the slope generates erosional features transversal to the canyon axes.*

*Probably, during the last glacial eustatic low stand, these canyons were active and fed by sediment-laden turbidity flows; at present, they are modelled by slope-parallel currents, which are almost perpendicular to canyon axes. As a consequence, holocenic deposits are absent on canyon right flanks, whereas they reach higher thickness on the opposite flanks, less exposed to erosion.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO OSTUNI

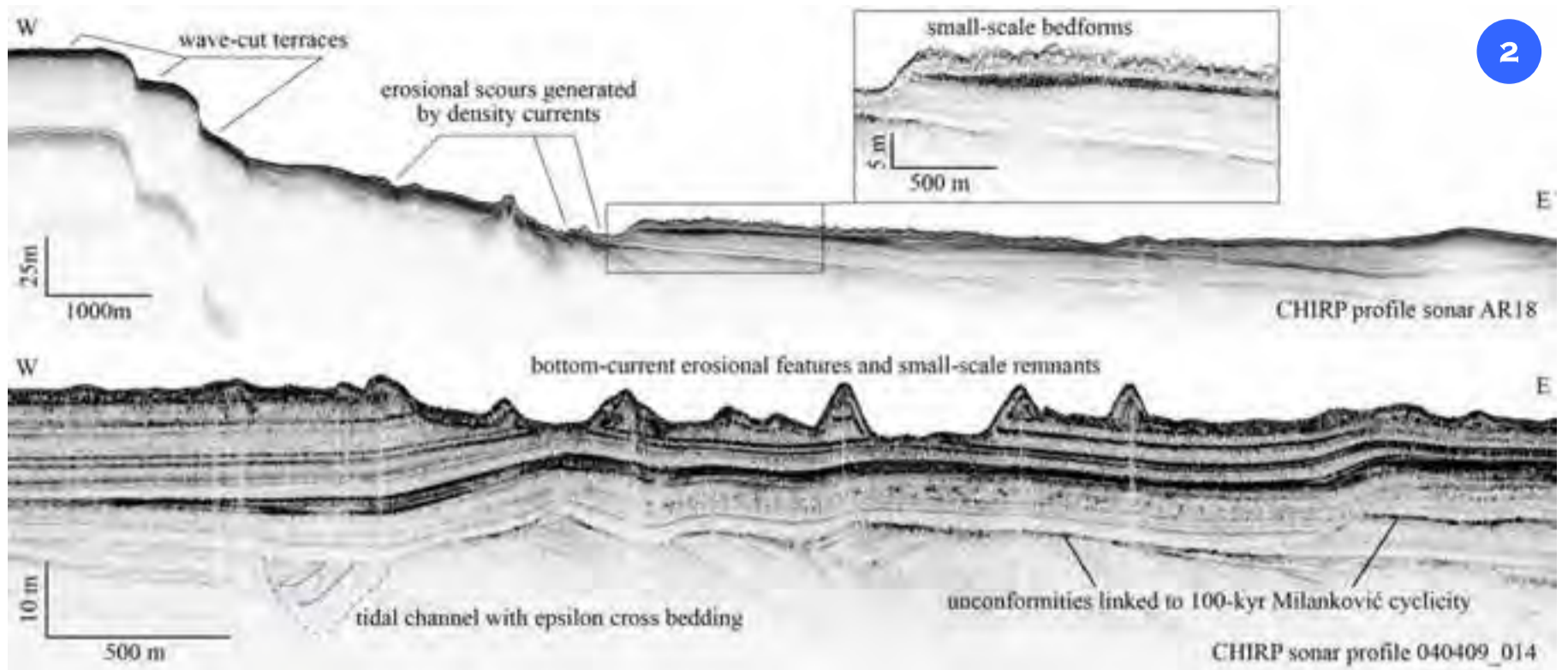


1

Il DTM, in Figura 1, mostra i principali elementi morfologici del Foglio 51, in particolare si osservano: A) Alti morfologici dovuti all'erosione di sedimenti litificati quaternari o pliocenici (Fig. 2); B) Relitti erosivi legati a testate di strato più cementate (Fig. 2); C) Forme di fondo a piccola scala (Fig. 2); D) Vulcani di sedimento (Fig. 3 e 4); E) Trogoli erosivi sul ciglio della piattaforma (Fig. 5); F) Piccoli canyon e *gully* sulla scarpata superiore (Fig. 6); G) *Furrow* sui fianchi dei canyon e alla base della scarpata legati all'interazione tra correnti e irregolarità del fondo; H) Blocchi di frana, parzialmente sepolti, alla base della scarpata.

*In Figure 1, the DTM shows the main morphological elements of Sheet 51. In particular, we observe: A) Morphological highs related to the erosion of Quaternary or Pliocene rocky outcrops (Fig. 2); B) Erosional remnants related to differential erosion of cemented strata (Fig. 2); C) Small scale bedforms (Fig. 2); D) Sediment volcanoes (Figs. 3 and 4); E) Erosional troughs at the shelf edge (Fig. 5); F) Small straight canyons breaching the shelf edge and upper slope (Fig. 4); G) Slope parallel furrows sculpturing the flanks of submarine canyons and the base of the slope, documenting the interaction of density currents and sea floor irregularities; H) Slide blocks (partially buried) at the base of the slope.*

MORFOLOGIA DELLA PIATTAFORMA E VULCANI DI SEDIMENTO



I profili acustici chirp (Fig. 2) illustrano le caratteristiche del fondo marino e la stratigrafia in corrispondenza di alcuni elementi morfologici dovuti a processi distinti: terrazzi marini erosi durante fasi di stazionamento del livello del mare durante la risalita eustatica post glaciale; forme di fondo a piccola scala di origine incerta; trogoli erosivi a grande scala la cui morfologia riflette variazioni nella litologia e cementazione dei depositi sottostanti (profilo AR18, cortesia di M. Taviani, campagna Arcadia 2010); relitti erosivi con drappeggio discontinuo (profilo 040409\_014).

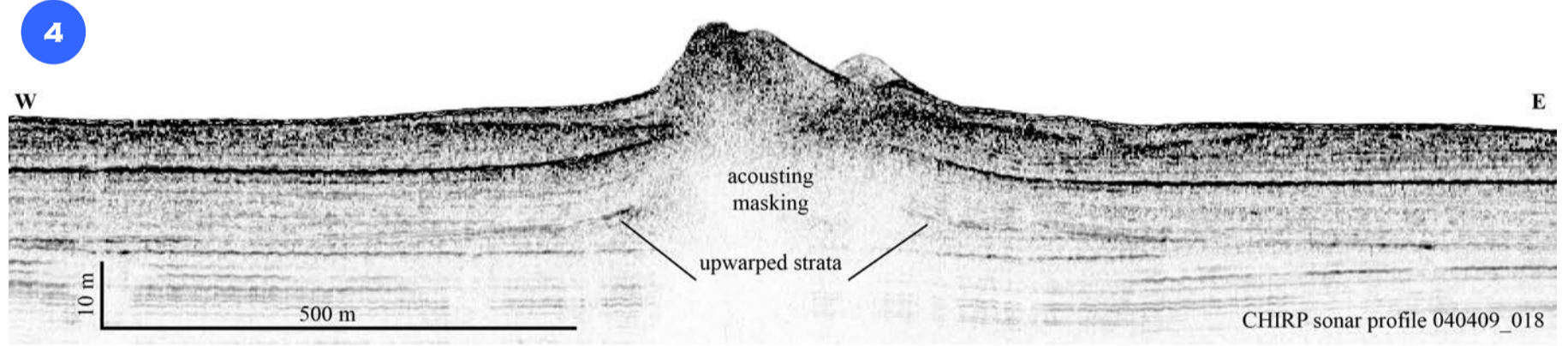
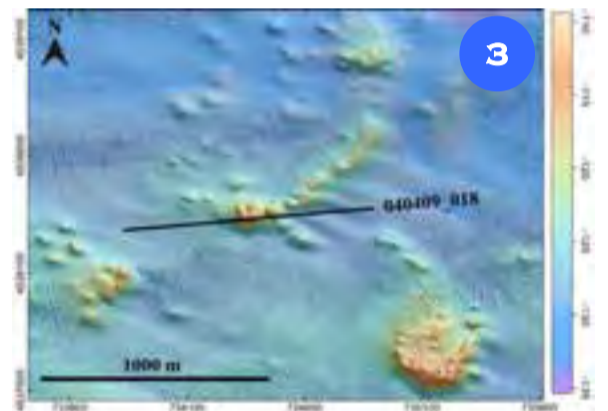
La batimetria multibeam (risoluzione 1 m) di un settore di piattaforma (Fig. 3) mostra rilievi isolati, sub-circolari, di altezza tra 5 e 10 m, interpretabili come vulcani di sedimento. Sul profilo chirp sonar (Fig. 4), che taglia uno dei rilievi, si nota, a circa 20 m di profondità, una struttura triangolare dovuta ad

un sollevamento degli strati attribuibile a flusso di fluidi verso la radice del vulcano.

*Chirp sonar profiles (Fig. 2) showing the seafloor morphology and underlying stratigraphy in areas of marked seafloor roughness. Several morphological elements are recognized: wave-cut terraces carved during eustatic still stands following the last glacial maximum; small-scale bedforms of uncertain origin; large contour-parallel scours, carved by density currents and highlighting differences in sediment erodibility (AR18 profile courtesy of M. Taviani, Arcadia 2010 cruise); erosional remnants with a discontinuous mud drape (profile 040409\_014).*

*The multibeam bathymetry of a shelf sector (Fig. 3) with a cluster of sub-circular reliefs up to 10 m in height, interpreted as sediment volcanoes. The*

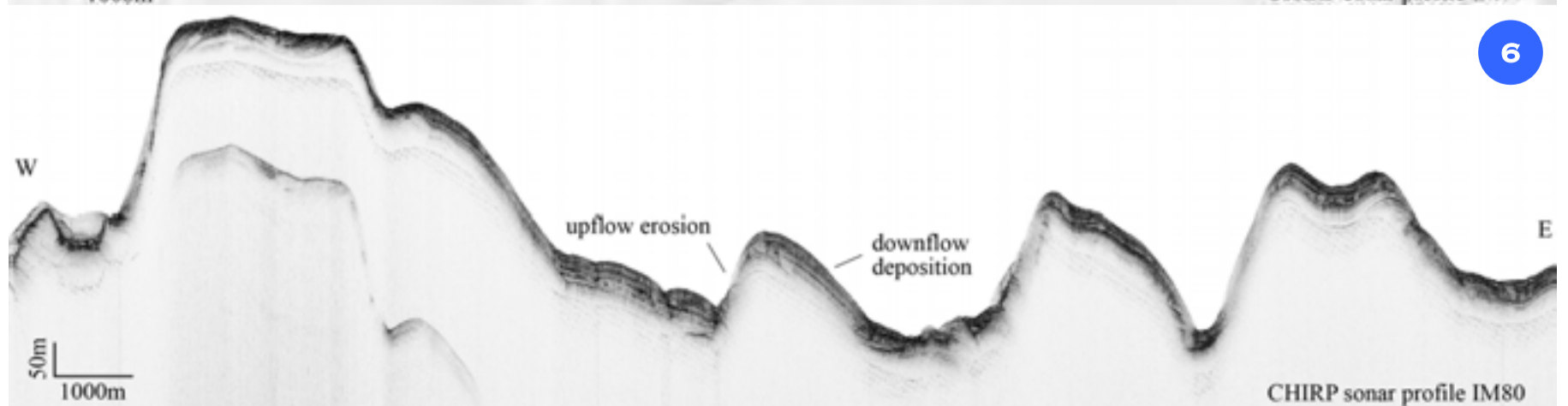
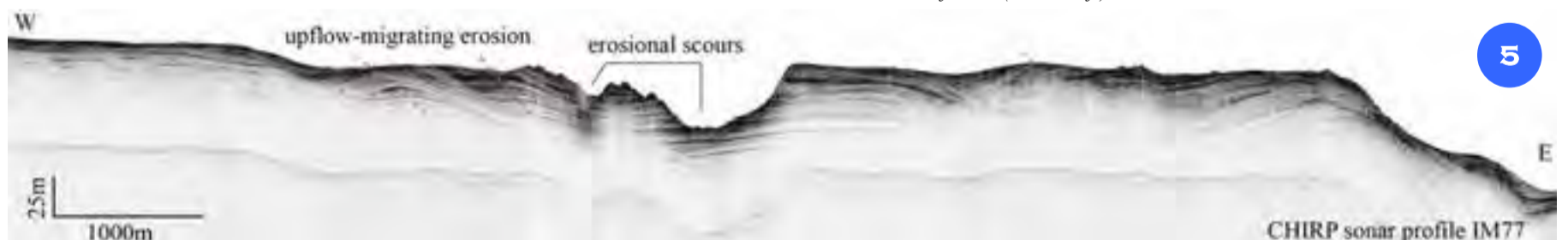
*profile, across one of the reliefs (Fig. 4), shows a triangular zone, at 20 m depth, with upwarped strata defining the root of the volcano.*



FORME EROSIVE SUL CIGLIO DELLA PIATTAFORMA E MORFOLOGIA DELLA SCARPATA SUPERIORE

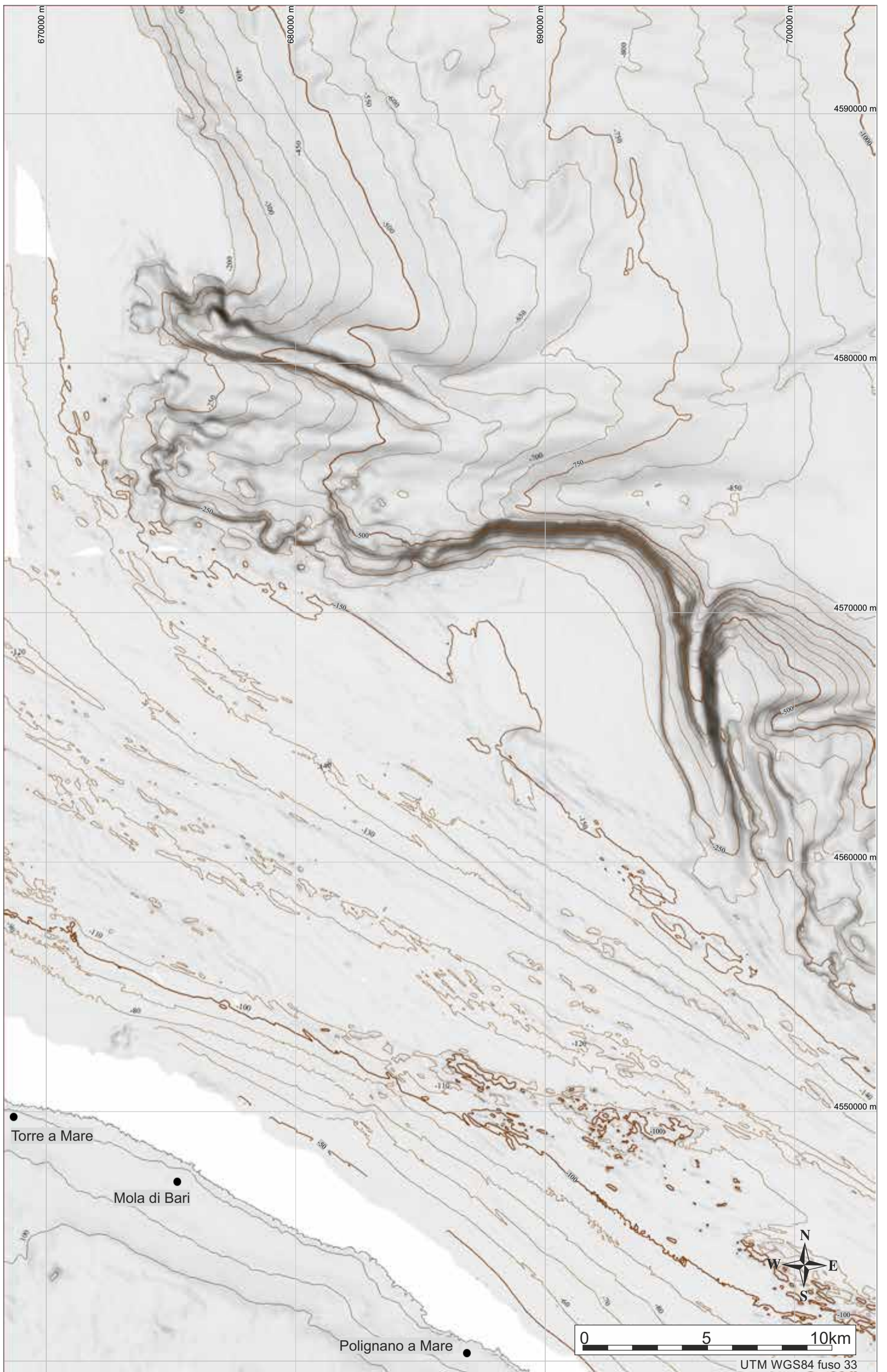
I profili chirp evidenziano strutture erosive asimmetriche a grande scala, al ciglio della piattaforma, associate a forme di fondo che migrano sopra-corrente (Fig. 5) e piccoli canyon sottomarini (Fig. 6) sulla scarpata interessata da un flusso di acqua densa, con erosione sopra-corrente (fianco destro) e deposizione sottocorrente (fianco sinistro).

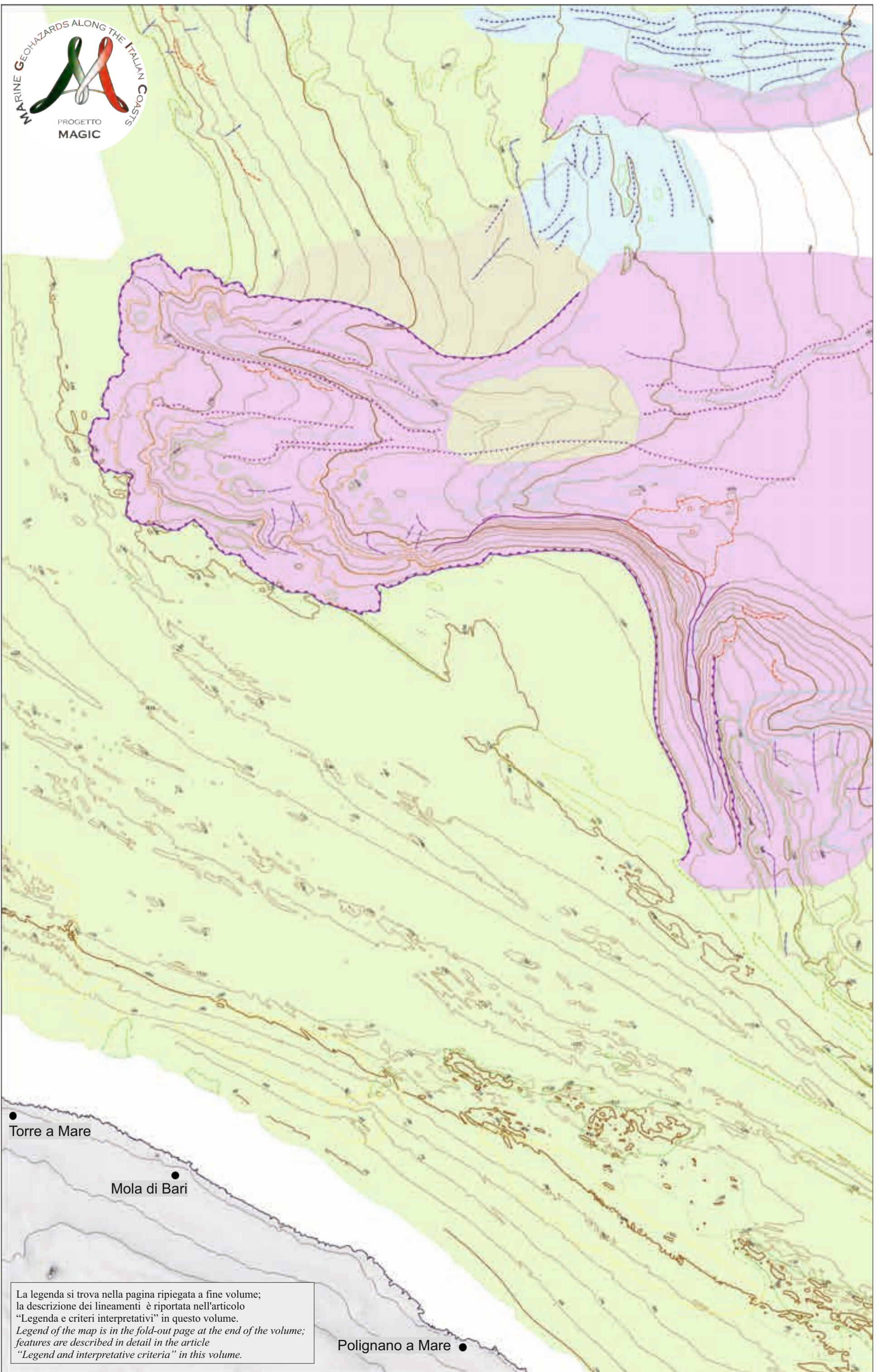
*Chirp sonar profile documents asymmetric large scours on the outer shelf, accompanied by up-flow migrating giant bedforms (Fig. 5); in the slope, small straight canyons (Fig. 6), impacted laterally by the flow of dense water, have erosional up-current flanks (on the right of the canyon axis) and depositional down current flanks (on the left).*





FOGLIO 52 MOLA DI BARI





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

Polignano a Mare ●



## FOGLIO 52 MOLA DI BARI



Il Foglio 52 “Mola di Bari” include un ampio settore di piattaforma e di scarpata continentale attraversata dal sistema di Canyon di Bari ed interessato dallo sviluppo di forme di fondo a grande scala. Complessivamente la costruzione del margine riflette il susseguirsi di numerose fasi di progradazione succedutesi negli ultimi 500 mila anni durante cinque cicli quaternari di oscillazione del livello marino (Ridente e Trincardi, 2002).

La geometria delle sequenze quaternarie riflette il sollevamento della fascia costiera e il basculamento del margine verso mare (Ridente et al., 2007).

Le sequenze regressive affioranti in piattaforma esterna hanno età variabili: i depositi della Sequenza 2 (Stadio isotopico 6 e 7, Ridente e Trincardi, 2002; 2006) sono troncati al tetto e affiorano sul fianco sud del Canyon di Bari; a nord del canyon i depositi progradazionali appartengono alla Sequenza 1 e sono quindi più giovani di 120 mila anni. Localmente, in piattaforma, affiora la Sequenza 3 con forme di fondo a grande scala che hanno espressione sulla morfologia attuale.

Il Canyon di Bari costituisce un sistema erosivo-deposizionale caratterizzato da due condotti principali quasi paralleli tra loro che hanno origine sul ciglio della piattaforma continentale (Fig. 1). Esso può essere suddiviso in tre principali sistemi (Fig. 2) orientati E-O: il Canyon C a sud, il Canale B nell'area centrale e un Moat A.

La testata del canyon si estende per circa 3 km e presenta articolate nicchie di frana intra-canale e numerosi elementi erosivi come depressioni circolari (diametro massimo di circa 1 km), solchi erosivi e piccole scarpate.

Durante gli ultimi cicli eustatici la progradazione del margine è stata maggiore nella porzione settentrionale del canyon, culminando nella fase di stazionamento basso MIS2 (Trincardi et al., 2007a).

I profili sismici (Fig. 2) illustrano aree di erosione dominante sia nel Canyon C che nel Canale B e nella porzione settentrionale del Moat A.

La parte prossimale del Canale B è caratterizzata da fianchi ripidi erosivi e un fondo piatto e stretto. Il Sistema Argine-Canale B ha iniziato a formarsi durante l'ultimo massimo glaciale quando l'argine è diventato asimmetrico. Dopo l'ultimo massimo glaciale, il Canale B è stato abbandonato a più di 700 m di profondità ma l'incisione è diventata più attiva nelle porzioni di piattaforma esterna e scarpata superiore.

Attualmente, le acque dense e fredde che si formano sulla piattaforma adriatica nella stagione invernale si incanalano nel canyon con un basso carico di sedimenti ma con un alto potere erosivo. Tali masse d'acqua formano correnti con velocità superiore a  $60 \text{ cm s}^{-1}$  e si può ipotizzare che durante le condizioni attuali di stazionamento alto del livello marino erodano le ripide pareti del canyon e concorrono a mantenere attivo il processo di escavazione del canyon lungo la piattaforma (Trincardi et al., 2007b).

*The Sheet 52 “Mola di Bari” encompasses a broad shelf area and a sector of the continental slope dissected by the Bari Canyon System and impacted by the growth of large-scale bedforms. Five depositional sequences record a Milankovitch cyclicity of 100.000 years (Ridente and Trincardi, 2002).*

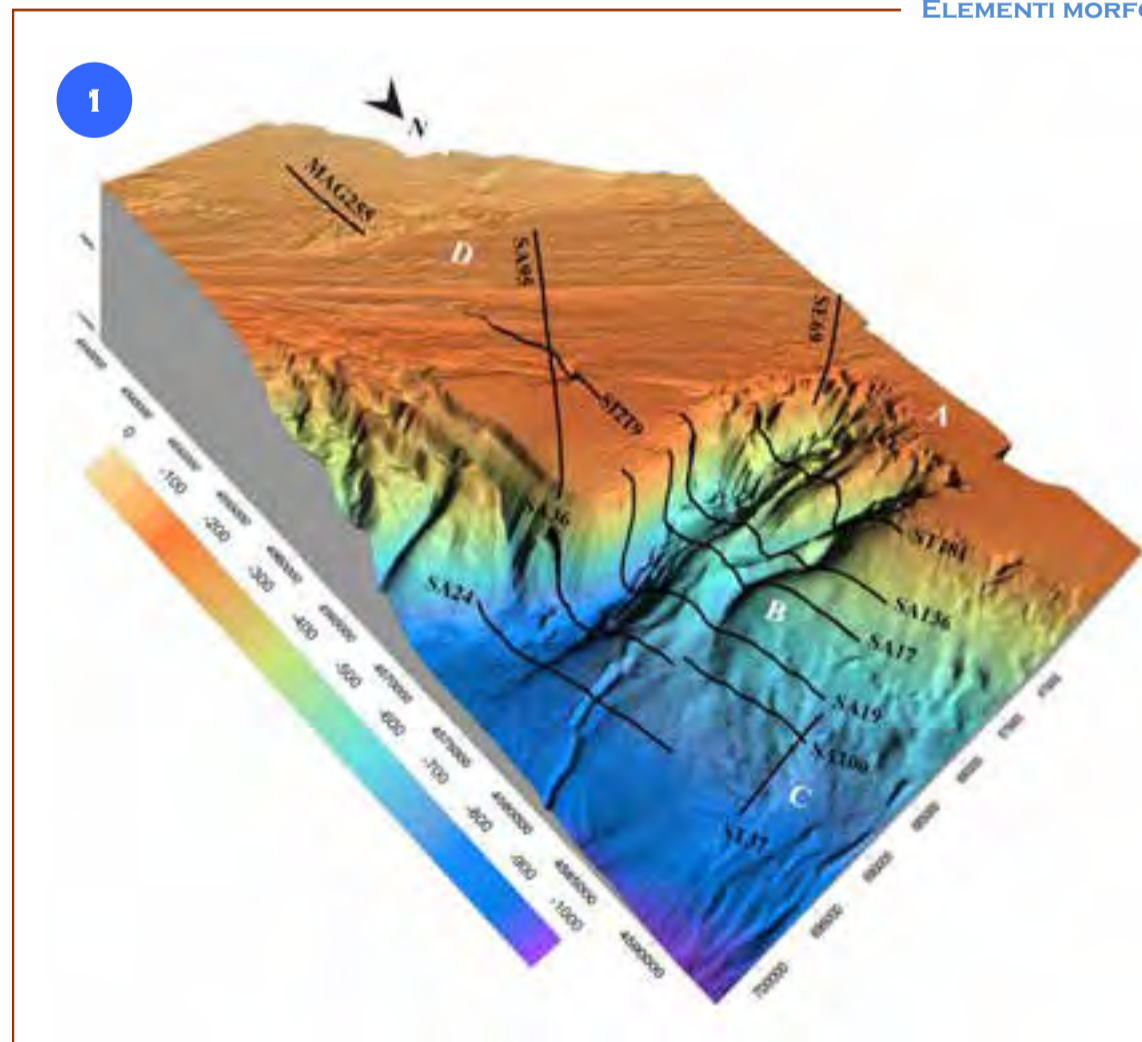
*The overall stacking pattern of the progradational sequences suggests that the margin has undergone a substantial seaward tilt accompanied by uplift of the mainland area and accompanied by repeated mass transport events (Ridente et al., 2007).*

*The regressive sequences outcropping on the continental shelf with a patchy distribution are: Sequence 2 (MIS 6 and 7; Ridente and Trincardi, 2002; 2006), which outcrops on the southern flank of Bari Canyon; north of Bari Canyon, Sequence 1 outcrops exposing deposits younger than 120 thousand years; locally, Sequence 3 outcrops with a peculiar impact on the modern seafloor morphology. The landward migrating bedforms within this unit are exhumed and their crests appear on the modern seafloor, even if they formed more than 250 thousand years ago. The Bari Canyon System (BCS) is a peculiar erosional-depositional feature characterised by two main conduits emanating from a crescent-shaped upper slope region (Fig. 1). When viewed in cross sections parallel to the margin, BCS appears markedly asymmetric with a higher and steeper southern side (about 800 m in relief and more than 30° steep). The left-hand side of the canyon is instead much smoother and impacted by bottom waters flowing along the slope from the north. These waters enter the canyon interacting with its complex topography, leading to preferential deposition on the up-current side of pre-existing morphological relief. BCS includes three main EW-oriented sediment conduits (Fig. 2): Canyon C, to the south, Channel B, in the central area, and Moat A in the north. Channel B shows a well-developed levee deposit on its right-hand side and appears markedly straight and erosional on the upper slope. The deepest portion of Channel B is substantially abandoned and partially blurred by the impact of long-slope flowing currents. Canyon C is flanked by erosional walls all the way to the basin floor where it broadens and deep-sea furrows develop with a NW-SE orientation.*

*The growth patterns of BCS since the LGM are characterised by concurrent erosion of the upper portion of Channel B and of the lower portion of Canyon C. Today, dense water formation in the Adriatic is seasonally modulated and displays a significant variability on inter-decadal scales. It is possible that flows through the straight, narrow and steep upper segment of Channel B spill over its right hand levee in ~600 m, where the relief of levee B on the channel floor is minimal, and enter Canyon C, where substantial erosion takes place.*

*In this view, the upper portion of Canyon C is flushed by dense-water currents, while the lower part of Canyon C collects additional flows from the upper branch of Channel B.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO MOLA DI BARI



Il Digital Terrain Model (DTM) in Figura 1 mostra i principali elementi morfologici del Foglio 52 “Mola di Bari”.

In particolare si osservano:

- Il Canyon di Bari (Fig. 2);
- Depositi conturistici (*sediment drift*, Fig. 2);
- Campi di dune di fango con orientamento parallelo alla scarpata continentale (Fig. 3);
- Un esteso settore di piattaforma continentale caratterizzato da strutture erosive allungate, attribuibili all'impatto di correnti di contorno parallele al margine e legate al passaggio di acque dense provenienti da NO (Fig. 4).

Alcune di queste strutture sono multichilometriche, rettilinee con rilievo di alcuni metri e corrispondono a testate di strato meno erodibili per caratteristiche di cementazione.

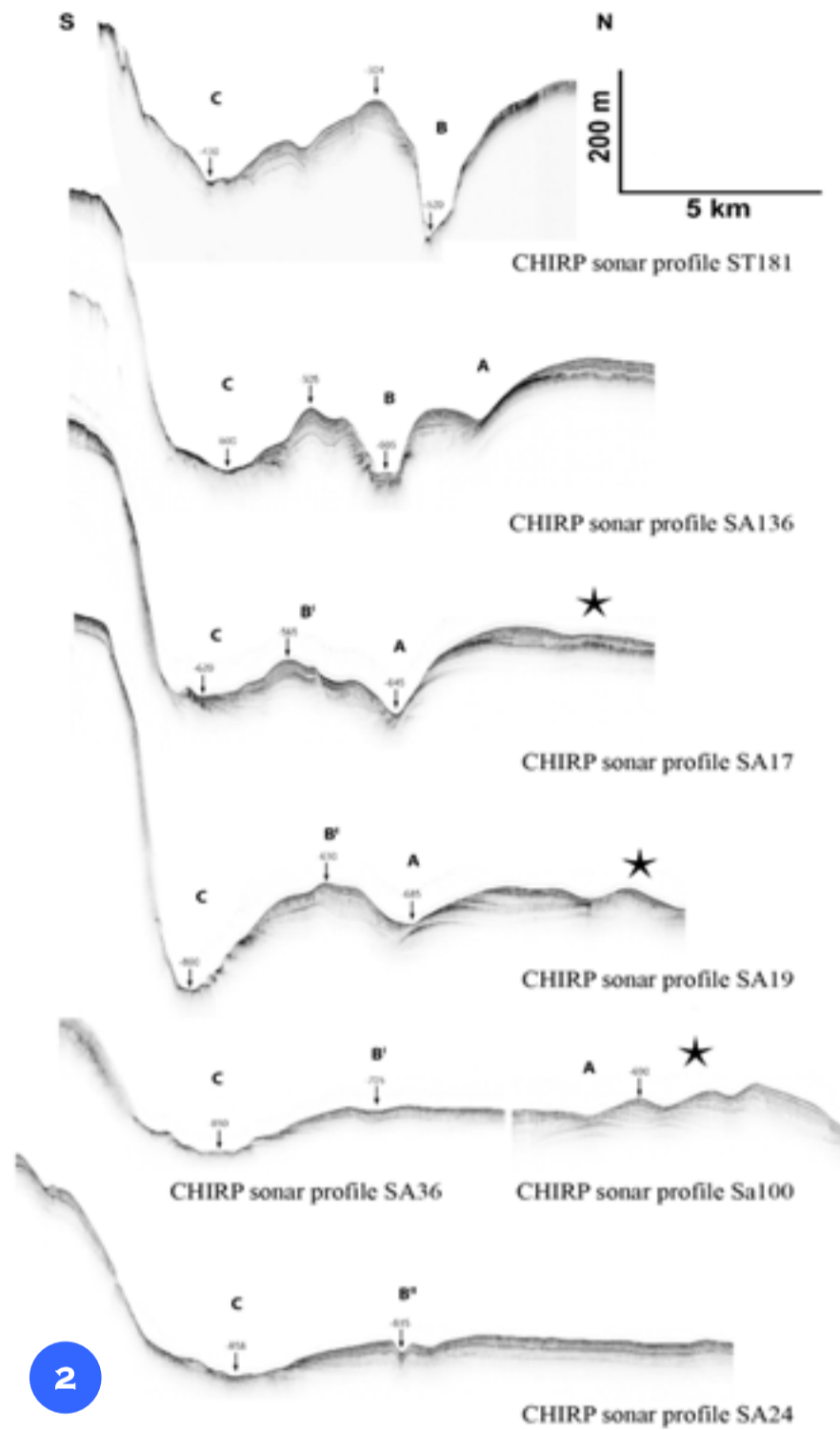
*The Digital Terrain Model (DTM), in Figure 1, shows the main morphological elements of the Sheet 52 “Mola di Bari”.*

In detail:

- The Bari Canyon System (Fig. 2);
- Contourite deposits (*sediment drifts*, Fig. 2);
- Fields of mud waves with crests oriented sub-parallel to the slope contour (Fig. 3);
- A broad continental shelf sector dominated by erosional features that can be ascribed to the impact of dense shelf waters flowing southward along the contour (Fig. 4).

*Some of the erosional features on the continental shelf are several kilometers long, few meters in relief and reflect differential erosion.*

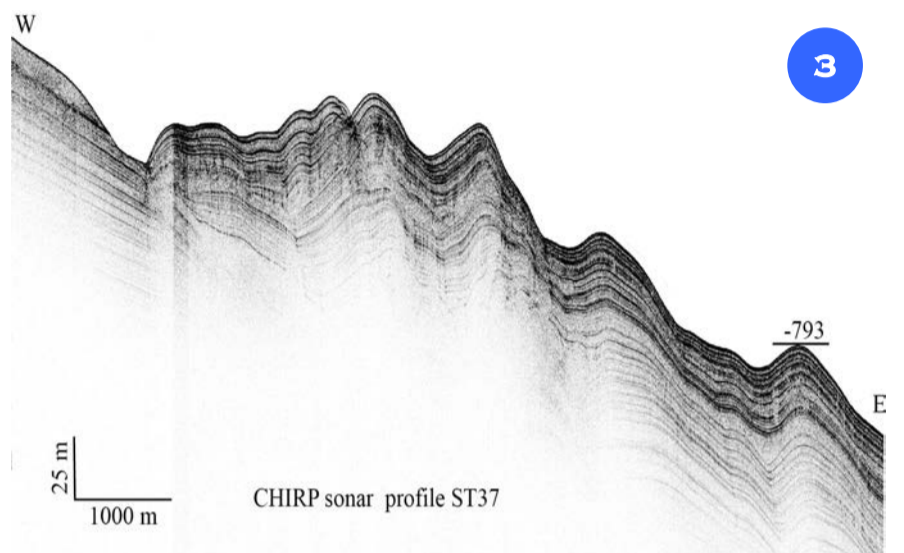
CANYON DI BARI, SEDIMENT DRIFTE CAMPI DI DUNE



Profili chirp sonar lungo il Canyon di Bari che mostrano le relazioni spaziali tra i tre condotti, dalla aree meno profonde a quelle più profonde del canyon (Fig. 2). Sulla scarpata superiore, il *thalweg* del Canale B è profondamente inciso rispetto al Canyon C, mentre in aree più profonde, il Canyon C è più inciso e erode attivamente l'argine. Il *Moat A* è visibile sulla destra del profilo a profondità intermedie e scompare verso il largo. Fuori dal canyon, depositi da correnti di fondo (simbolo stella) sono distribuiti in modo asimmetrico sul fianco nord dei rilievi morfologici preesistenti. Tutti i profili hanno la stessa esagerazione verticale e sono localizzati in Figura 1 (modificato da Trincardi et al., 2007b).

Il profilo chirp sonar ST137 documenta la geometria interna di un campo di dune sulla scarpata continentale a nord del Canyon di Bari tra 500 e 800 m di profondità (Fig. 3, posizionato in Fig. 1).

Le dune sono asimmetriche e indicano crescita sul lato sopra-corrente come documenta l'espansione (aumento di spessore) delle unità stratigrafiche verso ovest. Le dune hanno dimensioni variabili e il campo è delimitato verso il ciglio della scarpata da un trogolo erosivo di alcune centinaia di metri di larghezza e 15 m di profondità (porzione occidentale del profilo).



Chirp sonar profiles across the Bari Canyon system document the spatial relationship among the three main conduits from shallower to deeper slope areas (Fig. 2).

The *thalweg* of Channel B is more incised than Canyon C in the upper slope, whereas in areas deeper than 650 m, Canyon C is more incised and is actively eroding the levee of Channel B. Moat A is visible on the right portion of the profiles at intermediate slope depths and disappears downslope.

Outside the canyon, bottom-current deposits (star symbol) are asymmetrically distributed on the northern flank of the pre-existing sea floor reliefs.

All profiles have the same vertical exaggeration and are positioned in Figure 1 (modified from Trincardi et al., 2007). Chirp sonar profile ST137 documents the internal geometry of a field of upslope-migrating hetero-metric mud waves between 500 and 800 m depth (Fig. 3, location in Fig. 1).

The field is delimited upslope by a distinct moat, 15-m-deep and 500-m-wide (western portion of the profile).

FORME DI FONDO EROSIVO-DEPOSIZIONALI E RELITTI EROSIVI IN PIATTAFORMA

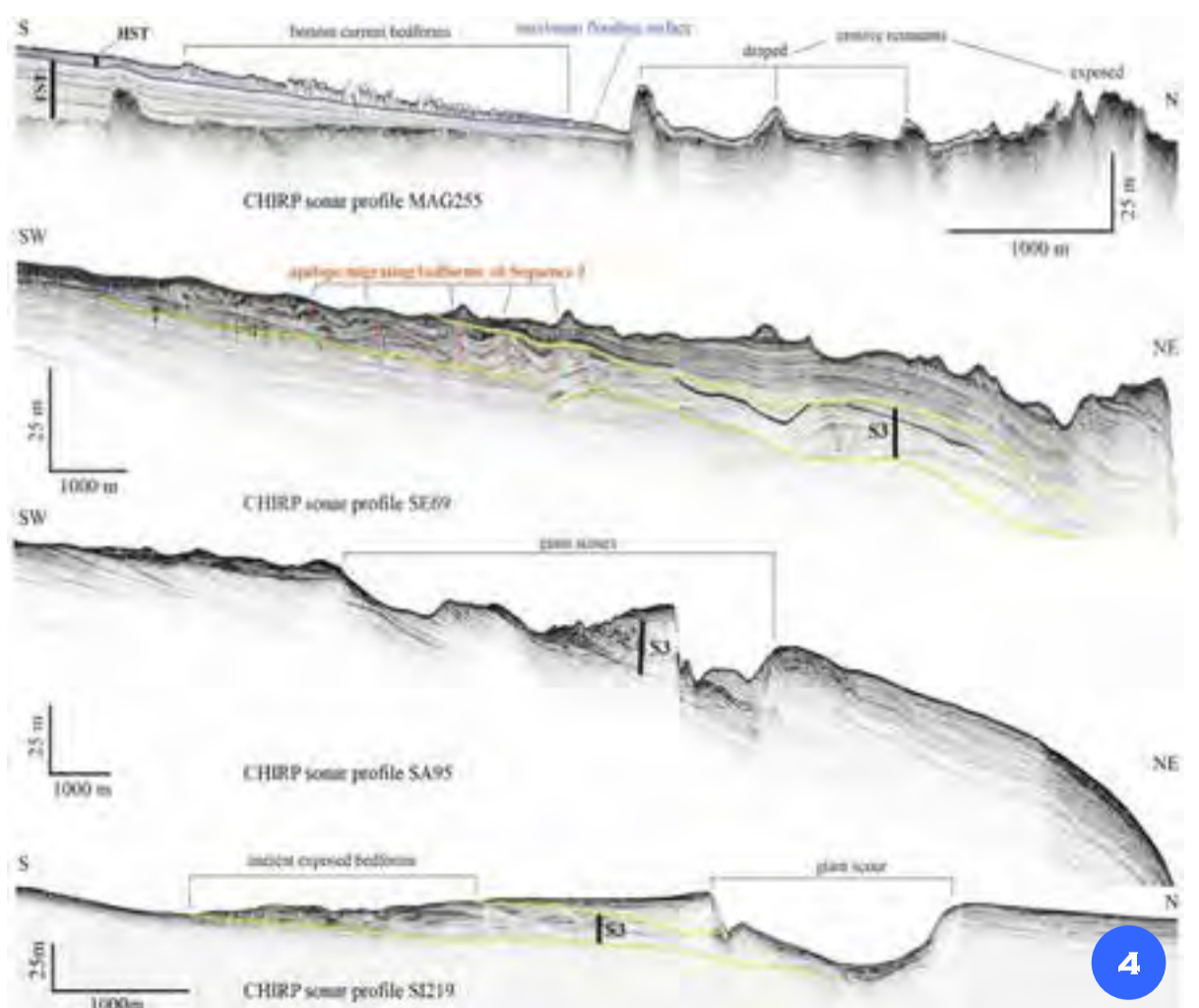
Il profilo chirp MAG255 (Fig. 4), che attraversa una porzione di piattaforma interna, illustra, verso sud, la geometria progradazionale dei depositi fangosi olocenici (HST+TST, depositi di stazionamento alto + depositi trasgressivi). Questi depositi presentano riflettori in *downlap* sulla superficie erosiva sottostante che emerge a fondo mare nella piattaforma esterna, verso nord, con relitti d'erosione in parte drappeggiati da sedimento recente.

I depositi di stazionamento alto (ultimi 5.000 anni) mostrano forme di fondo rilevate a piccola scala, che danno luogo a marcate iperboli di diffrazione a fondo mare, attribuibili a correnti parallele a costa. I profili chirp di Figura 4 mostrano strutture erosive a grande scala (50x2000 m) dovute a correnti legate al passaggio di acque dense; le geometrie interne della Sequenza 3 (S3, da 230-250 a 330-350 mila anni fa; Ridente et al., 2007) documentano una precedente fase di attività di correnti di fondo che ha dato luogo a forme di fondo asimmetriche che migrano verso terra. I profili sono posizionati in Figura 1.

The southern part of chirp sonar profile MAG255 (Fig. 4) documents the progradational geometry of Holocene muddy deposits (HST+TST, High-Stand Systems Tract + Transgressive Systems Tract). Internal downlapping reflectors pinch out seaward onto the underlying erosional surface formed during the last glacial interval through subaerial exposure of the shelf. On the northern part of the profile, the erosional surface is draped by a thin veneer of sediments or exposed to the sea floor.

HST deposits (last 5 thousand years) are organized in small-scale bedforms with steep flanks that give rise to diffraction hyperbolae.

Chirp sonar profiles SE69, SA95, SI219 (Fig. 4) document large scale erosional morphologies up to 50-m-deep and 2-km-long ascribed to the impact of



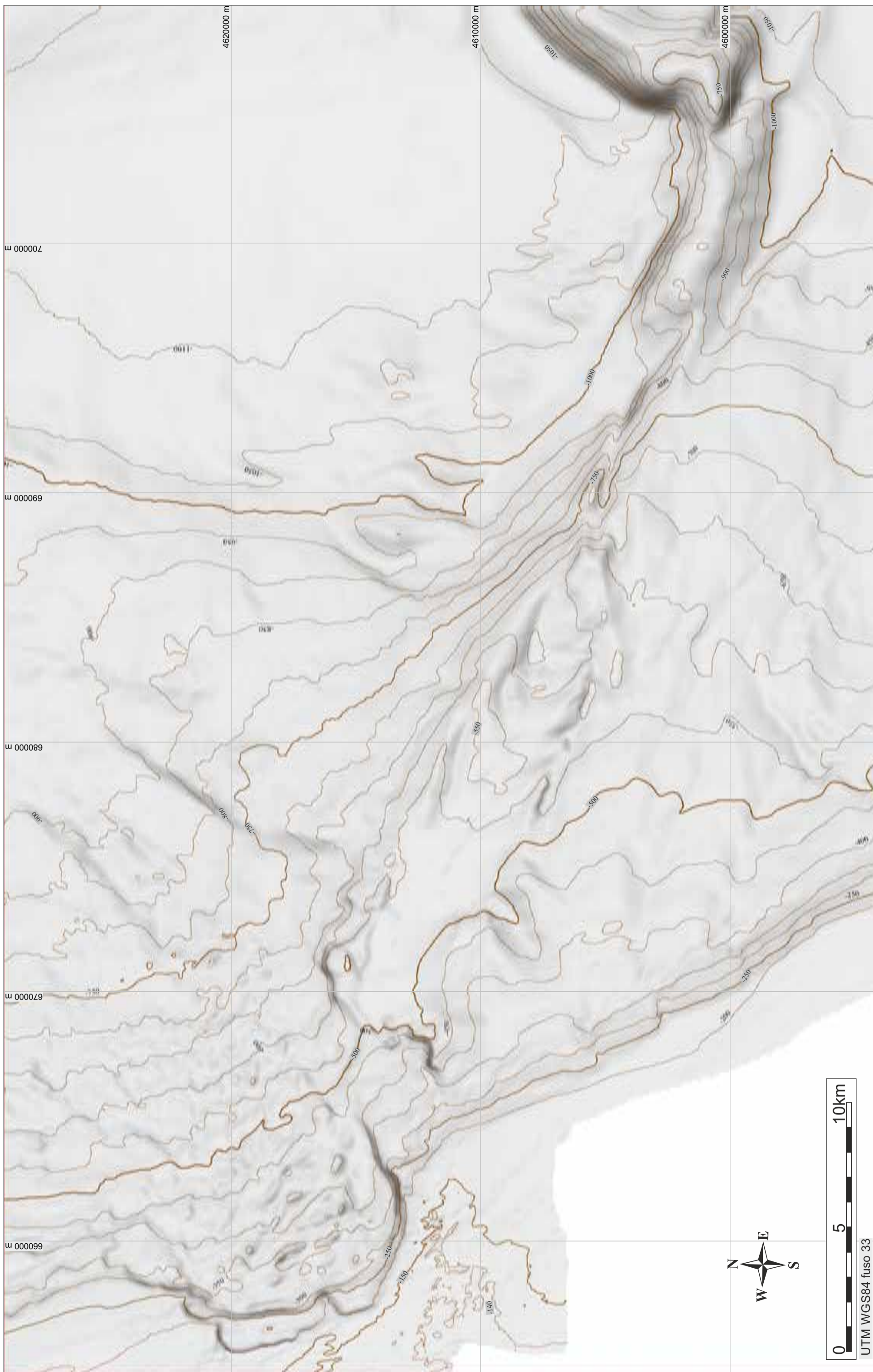
dense shelf waters; the reflector geometry within Sequence 3 (S3, from 230-250 to 330-350 ka BP; Ridente et al., 2007) documents an earlier phase of

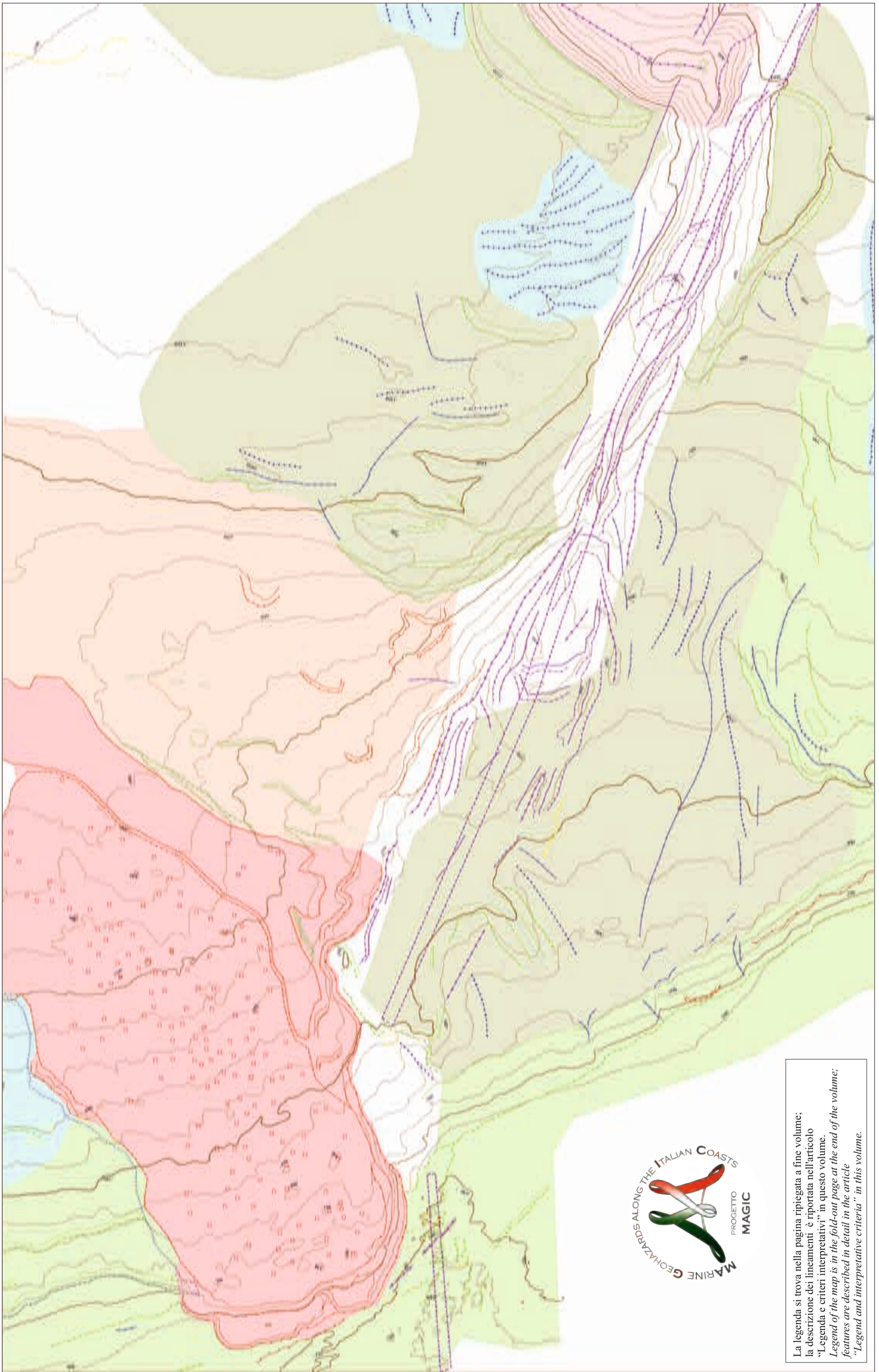
bottom current activity that led to the formation of asymmetric landward-migrating bedforms. Profile location in Figure 1.





FOGLIO 53 BARI





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

E. CAMPIANI<sup>0\*\*^</sup>, F. FOGLINI<sup>0\*\*^</sup>, G. DALLA VALLE<sup>\*</sup>, E. LEIDI<sup>\*</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*</sup>, F. TRINCARDI<sup>10^A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



## FOGLIO 53 BARI



Il Foglio 53 “Bari” comprende un tratto di scarpata continentale adriatica interessato dalla struttura deformativa di Gondola e dalla omonima frana.

La Frana di Gondola rappresenta il maggiore deposito gravitativo recente della scarpata continentale sud adriatica, verificatosi in tre eventi successivi, a partire da 40 mila anni fa (durante lo Stadio Isotopico 3; Minisini et al., 2006; Dalla Valle et al., 2014, 2015).

La complessità morfologica dell’area riflette inoltre l’attività di correnti di fondo, legate al passaggio stagionale di acque dense dalla piattaforma continentale, che causano estese aree erosive e campi di dune a grande scala (Pellegrini et al., 2016).

La struttura tettonica di Gondola si raccorda con la piattaforma continentale immediatamente a sud dell’ampia nicchia di distacco legata alla Frana di Gondola e con l’alto morfologico del Monte Dauno verso la piana bacinale. Essa è già evidente sulla piattaforma continentale dove è rappresentata da una complessa fascia deformativa orientata complessivamente in senso E-O sul proseguimento della Faglia di Mattinata presente in terra a sud del Promontorio del Gargano (Ridente et al., 2008). Sulla scarpata continentale, la struttura cambia orientazione e si dispone, nell’insieme, in direzione NO-SE. Sulla scarpata superiore è stato definito un bacino distensivo (forse originato come struttura di *pull-a-part* in un’area di trans-tensione). Questo bacino appare delimitato da pieghe e faglie ricollegabili a una struttura a fiore caratteristica di sistemi trascorrenti.

Lungo la struttura tettonica di Gondola sono presenti alcune evidenze di rottura di depositi recenti sul fondo mare che indicano una attività tettonica attuale. Procedendo verso est, a profondità maggiori, la deformazione superficiale occupa una fascia più ristretta, caratterizzata da piani di taglio sub-paralleli con direzione prevalentemente NO-SE.

In quest’area la deformazione comprende piani di taglio significativamente più continui e caratterizzati da maggiori rigetti verticali rispetto a quelli della zona di scarpata superiore.

Le Figure 1 e 2 (profilo SA16) documentano la fascia di deformazione recente che costituisce la complessa struttura di Gondola sulla scarpata continentale adriatica.

La mobilitazione che ha dato luogo alla Frana di Gondola ha sfruttato superfici di scorrimento preesistenti attraverso successive riattivazioni e una propagazione retrogressiva della nicchia di distacco (Dalla Valle et al., 2014). Si osservano numerose evidenze di scarpate nette che troncano depositi clino-stratificati e si raccordano su riflettori debolmente inclinati verso mare, interpretabili come “livelli di debolezza”. In base ai dati di riflettività e ai dati morfo-batimetrici sono stati mappati i singoli blocchi di frana allo scopo di caratterizzarne dimensioni e orientamento per ricostruire le direzioni di trasporto e l’andamento di possibili eventi multipli.

L’impatto di correnti dovute al passaggio di acque dense è particolarmente marcato dove i processi di deformazione tettonica o gravitativa hanno dato origine a scarpate e rilievi sottomarini che provocano deviazioni e accelerazioni delle correnti.

*The Sheet 53 “Bari” includes a sector of the south Adriatic slope which presents a great morphological complexity that reflects the presence of the active Gondola deformation belt and of the Gondola Slide, the largest mass-transport deposit of the entire south Adriatic margin.*

*The Gondola Slide was emplaced with a retrogressive succession of events since Isotope Stage 3 on a seaward-dipping bedding plane and partly re-mobilised the original landslide deposit (Minisini et al., 2006; Dalla Valle et al., 2014; 2015).*

*The morphological complexity of the area reflects also the activity of bottom currents driven by the downslope flow of shelf dense waters, leading to the growth of fields of large dunes and extensive areas of sea floor erosion (Pellegrini et al., 2016).*

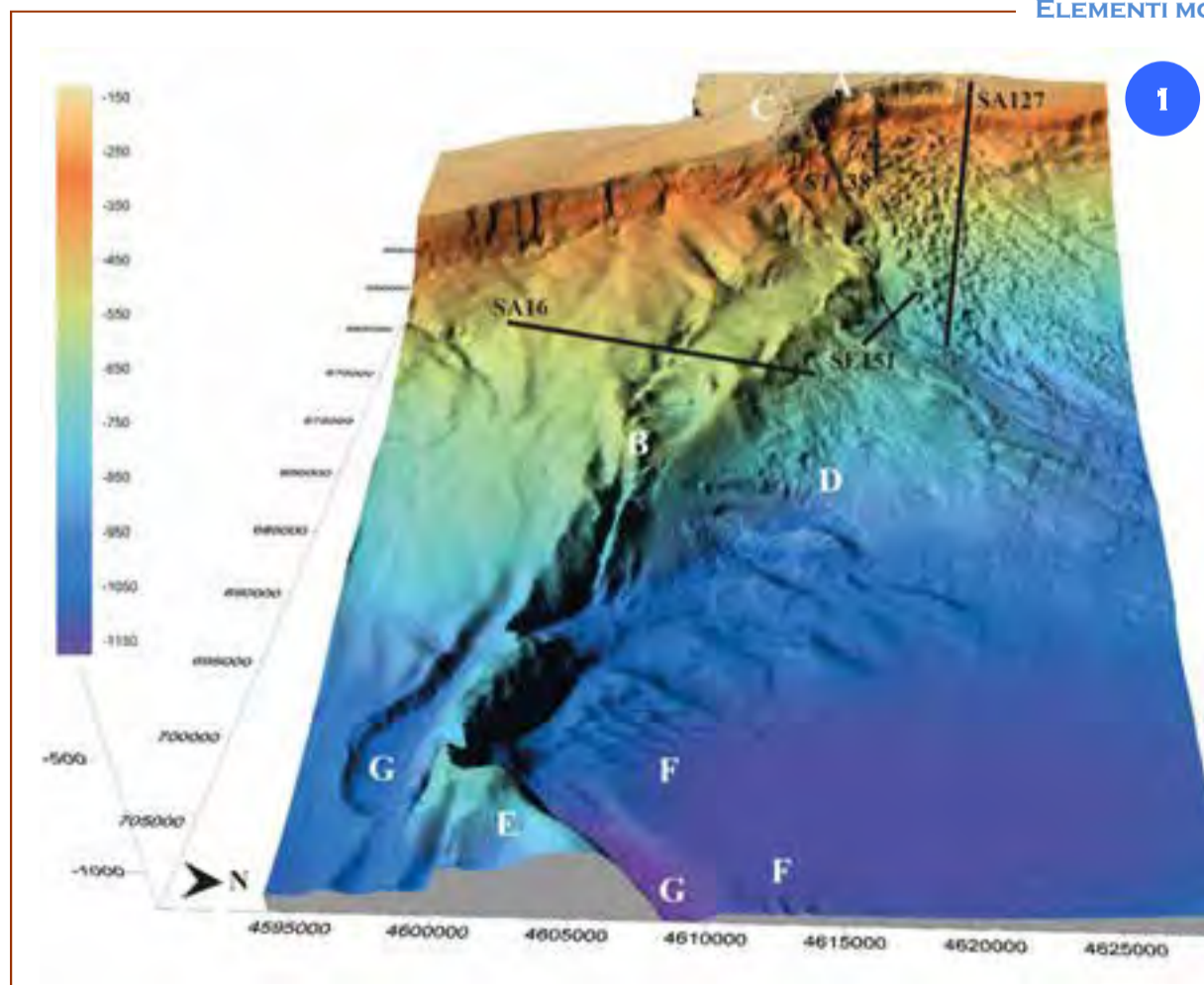
*The Gondola deformation belt connects to the continental shelf just south of the Gondola slide headscarp and with the Dauno Seamount at the base of the slope. On the continental shelf, the Gondola Fault is E-W oriented and defines a broad deformation belt on the continuation of Mattinata Fault, located south of Gargano Promontory on the mainland (Ridente et al., 2008). On the slope, the deformation structure changes orientation from E-W to NW-SE and a pull-a-part basin can be ascribed to a trans-tensional deformation regime. This small basin is bordered by folds and faults that, at depth, can be interpreted as a flower structure, typical of strike-slip domains.*

*Along the Gondola deformation belt, some Late-Holocene deposits appear offset at the sea floor, suggesting an on-going tectonic activity. Going eastward, at increasing slope depths, the seafloor area impacted by recent deformation narrows to a belt, where few sub-vertical NW-SE planes are characterised by a relief of few hundred meters. In this area, shear planes have a significant horizontal continuity and are characterized by greater relief than those of the upper slope. Figures 1 and 2 (profile SA 16) document the recent deformation belt across the upper-slope portion of the Gondola structure with evidence of a small fault offsetting Late-Holocene deposits.*

*The large slope mobilization which led to the generation of the Gondola Slide occurred on seaward dipping bedding planes throughout successive mobilization phases with a retrogressive propagation (Dalla Valle et al., 2014). Slide scarps truncate stratified sedimentary units and fade out on seaward-dipping basal bedding planes that act as “weak layers”. Morphological and bathymetric data, accompanied by backscatter maps, allow the identification of large slide blocks clustered along preferred orientations reflecting possible multiple mobilization events.*

*The impact of currents related to shelf dense water impinging the sea floor is particularly evident where tectonic or gravitative deformation processes lead to the formation of slopes and submerged reliefs, which are responsible for currents deviation and acceleration.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO BARI



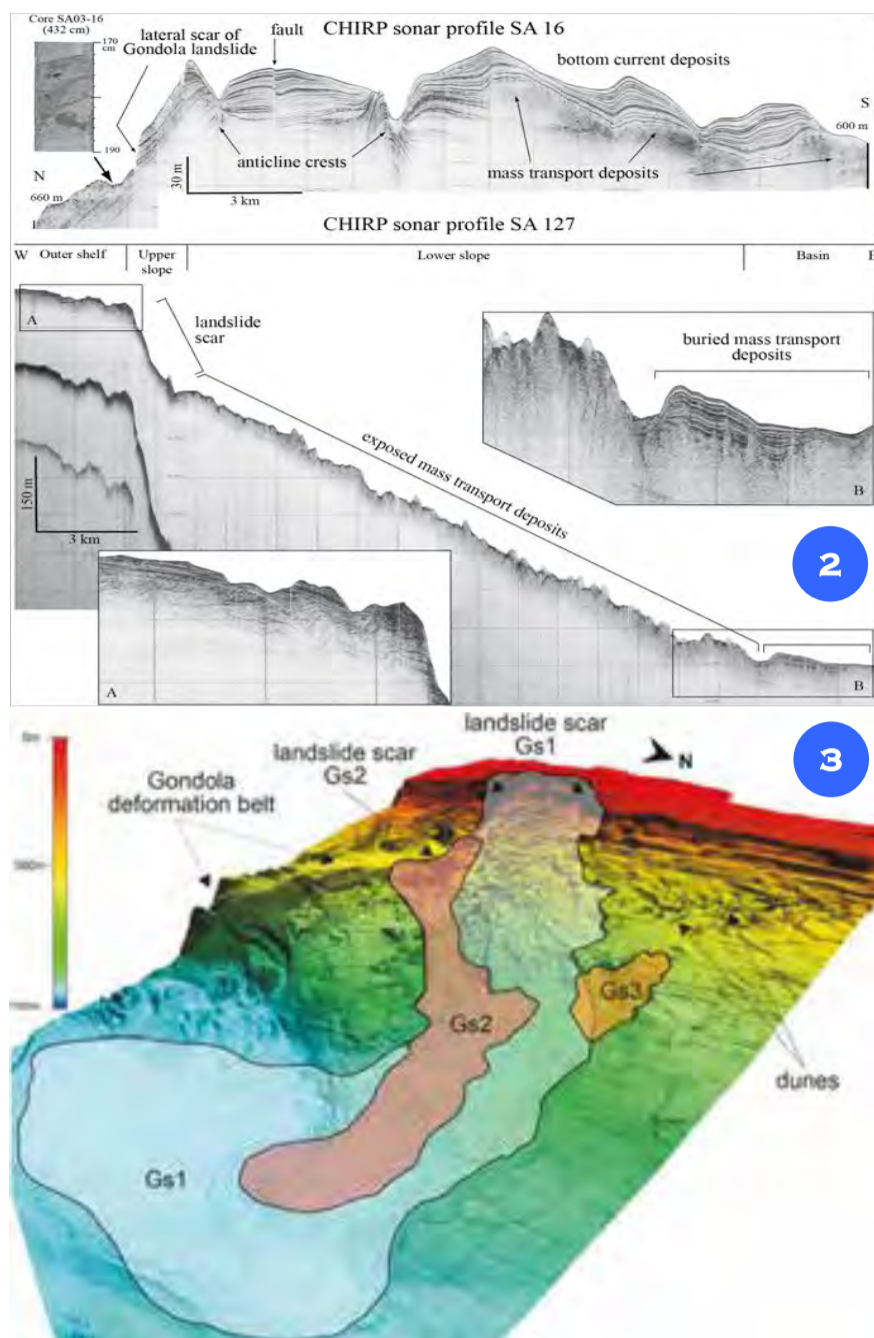
Il Digital Terrain model (Fig. 1) mostra i principali elementi morfologici del Foglio 53 “Bari”.

In particolare si osservano: A) La nicchia della Frana di Gondola localizzata al margine della piattaforma continentale e il vasto deposito a blocchi presente in scarpata continentale (Figg. 2 e 3); B) La struttura deformativa di Gondola caratterizzata da una marcata espressione morfologica (Figg. 2 e 3); C) L’allineamento di vulcani di sedimento legato al proseguimento della struttura deformativa in piattaforma continentale (Fig. 4); D) Le scarpate erosive la cui genesi è legata al passaggio delle acque dense, confinate dall’Alto strutturale di Gondola (Fig. 5); E) Il rilievo del Monte Dauno (Fig. 6); F) I campi di dune (Fig. 7); G) I trogoli erosivi che circondano il Monte Dauno, visibili in Figura 6.

*The Digital Terrain Model (Fig. 1) shows the major morphological elements of Sheet 53 “Bari”.*

*In particular we observe: A) The scarp of Gondola Landslide at the shelf edge and its extensive blocky deposit on the slope (Figs. 2 and 3); B) The Gondola deformation belt with a prominent morphological expression (Figs. 2 and 3); C) Mud volcanoes aligned as a consequence of the continuance of the deformative structure on the shelf (Fig. 4); D) The erosional scarps due to the interaction between dense water cascading and the Gondola Structural High; E) The relief of Dauno Seamount (Fig. 6); F) The sand wave fields (Fig. 7); G) The erosional moats surrounding the Dauno Seamount, illustrated in Figure 6.*

## LA FRANA E LA STRUTTURA DEFORMATIVA DI GONDOLA



Batimetria multibeam (Fig. 3, modificato da Dalla Valle et al., 2014, 2015) sulla Frana di Gondola (30 km<sup>3</sup>) con la rappresentazione dei suoi elementi costitutivi (GS1, GS2, GS3). I depositi distali si trovano all'esterno del Foglio 53 "Bari".

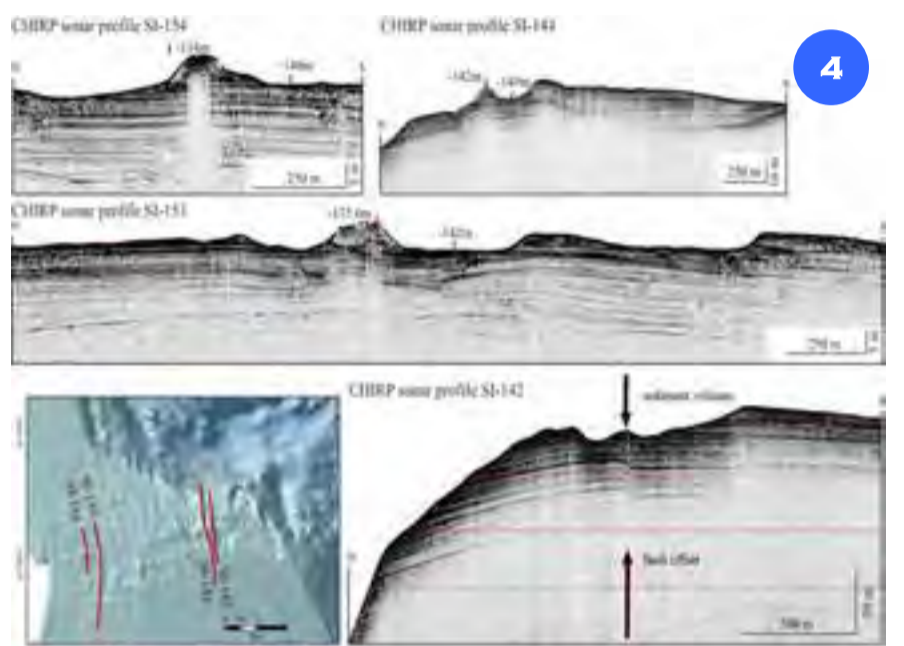
Dislocazioni diffuse del fondo mare marcanti il ramo E-O della Faglia di Gondola, in piattaforma (Fig. 4); il rilievo batimetrico mostra un allineamento di vulcani di sedimento lungo la dislocazione che origina un gradino morfologico. Si noti la risposta acustica trasparente sotto il vulcano nel profilo chirp sonar SI154 (Fig. 4), che indica sedimenti carichi di gas, e l'offset dei riflettori dovuto ad una faglia con attività recente.

Il profilo chirp sonar SA16 illustra la relazione tra l'area di deformazione lungo la struttura di Gondola e il fianco sud della frana omonima, mentre la Frana di Gondola è illustrata dal profilo chirp sonar SA127 (Fig. 2, posizionati in Fig. 1). La Frana di Gondola ha rimosso circa 200 m di depositi dando luogo ad un accumulo prossimale in grandi blocchi ancora esposto a fondo mare e a un deposito caotico in bacino.

Il dettaglio *A*, nel profilo SA127, mostra i depositi regressivi progradazionali pleistocenici troncati dalla nicchia di frana; il dettaglio *B* mostra la continuità fisica tra la parte di deposito ancora esposto sulla scarpata continentale e quella sepolta in bacino, evidenziando come le correnti di fondo determinino erosione e deposizione in aree contigue (Minisini et al., 2006).

*Chirp sonar profile SA16 shows the relationship between the Gondola deformation belt and the south flank of the homonymous landslide, whereas the Gondola Landslide is shown in chirp sonar profile SA127 (Fig. 2, location in Fig.1). The slide mobilized ca. 200 m of sedimentary section in the headwall area, generating a proximal deposit consisting of large rafted blocks that appear still exposed at the sea floor and a distal mass flow deposit buried by younger sediment in the basin floor.*

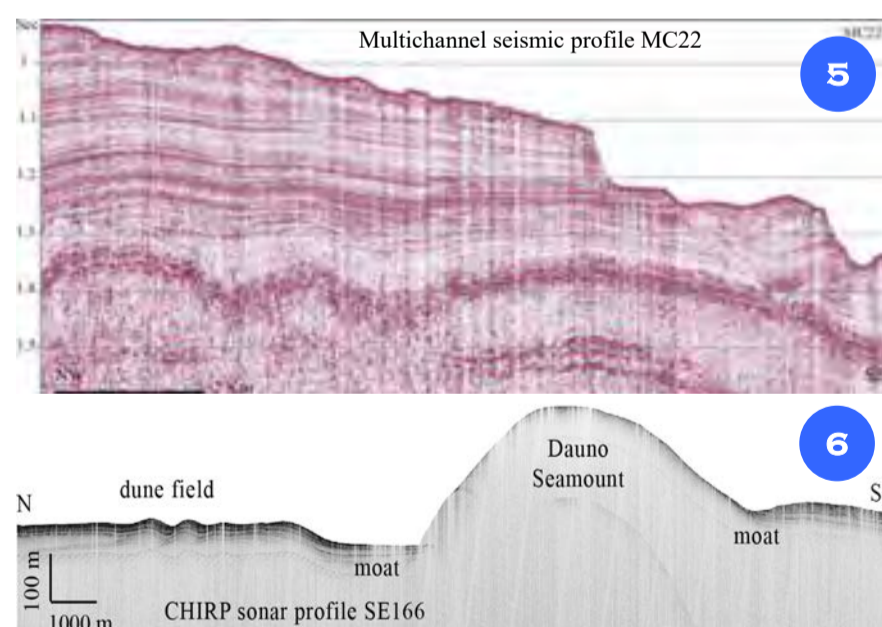
*Detail A illustrates Pleistocene deposits that are truncated by the slide headwall; detail B shows the physical continuity between the exposed slide and the buried mass flow deposit, highlighting that bottom density currents sweep the sea floor in the slide blocky area (Minisini et al., 2006).*



Multibeam bathymetry (Fig. 3, modified from Dalla Valle et al., 2014, 2015) showing the surface expression of the Gondola Slide (30 km<sup>3</sup>) with the extent of its single constituting elements (GS1, GS2, GS3). The distal deposits are outside of Sheet 53 "Bari".

Multiple displacements of the seafloor occur along the W-E branch of Gondola Fault, on the shelf; the morpho-bathymetric landscape shows a lineament of sediment volcanoes along the fault offset, marked by a morphological step. Note the transparent reflection pattern below the volcano on chirp profile SI154 (Fig. 4), indicating gas-charged sediment, and the offset of reflectors beneath the gas-charged zone.

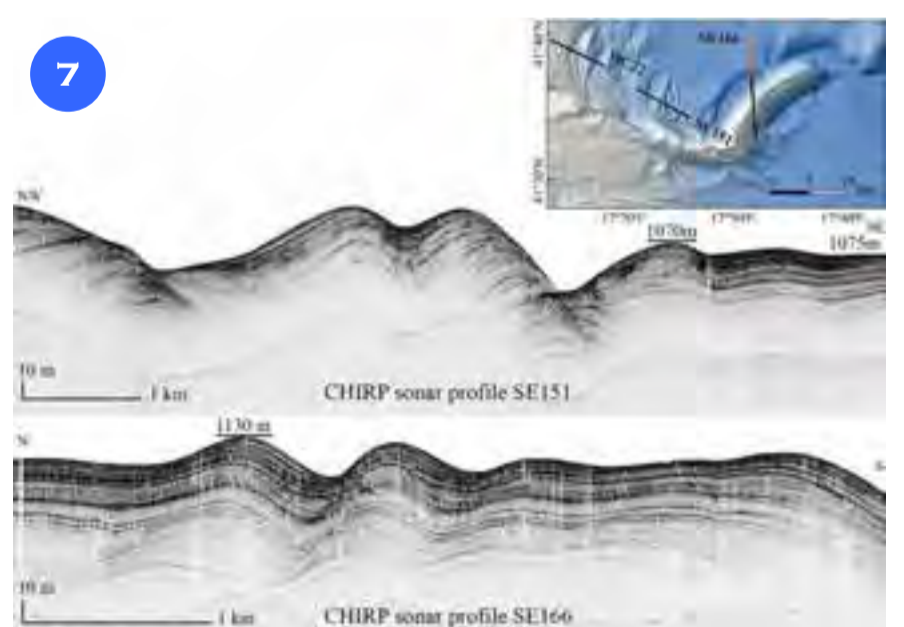
## INTERAZIONE TRA CORRENTI DI FONDO E MORFOLOGIA



Il profilo sismico multicanale MC22 (Fig. 5, modificato da Fogliani et al., 2016) mostra la presenza di alcune grandi scarpate erosive che incidono la successione stratigrafica con superfici ripide di circa 80 m di altezza (localizzazione del profilo in Fig. 7).

Il profilo chirp sonar SE166 (Fig. 6) mostra il Monte Dauno che si eleva di 300 m sulla piana batiale e la presenza di strutture erosive associate a corrente (*moat*) alla sua base. A nord è presente un campo di dune illustrato anche in Figura 7.

Profili chirp sonar (Fig. 7, modificato da Fogliani et al., 2016) dei campi di dune che mostrano la geometria interna dei riflettori. Le dune sono marcatamente asimmetriche con il fianco sopracorrente deposizionale e il fianco sottocorrente erosivo.



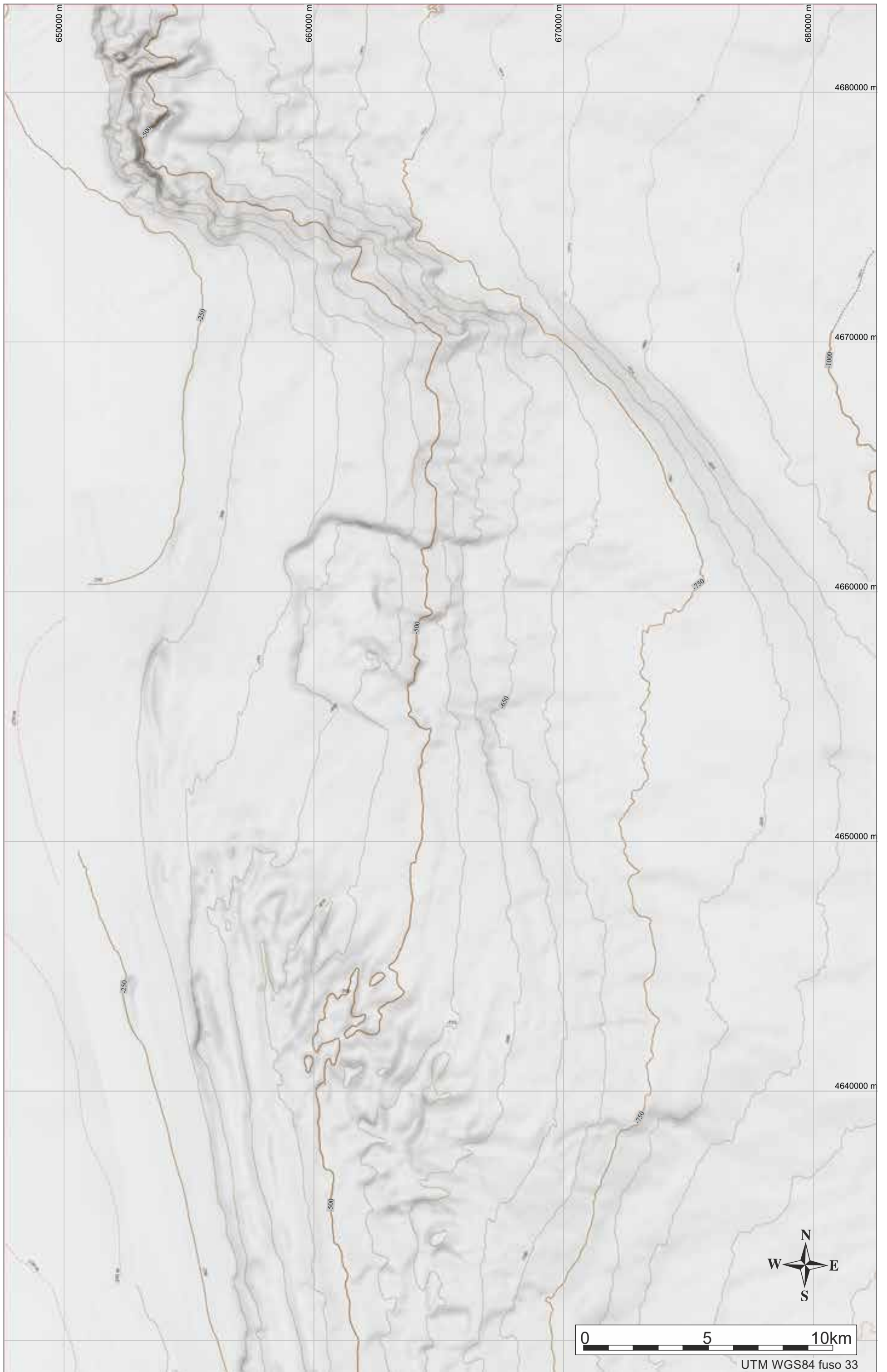
The multichannel seismic profile MC22 (Fig. 5, modified from Fogliani et al., 2016) shows the presence of large erosional scours deeply down-cutting the slope stratigraphy, with a steep erosional face exceeding 80 m in relief (profile location in Fig. 7).

The chirp sonar profile SE166 (Fig. 6) shows the relief of Dauno Seamount (300 m) and the erosional moats along its base. Northward, a dune field is present, also shown in Figure 7.

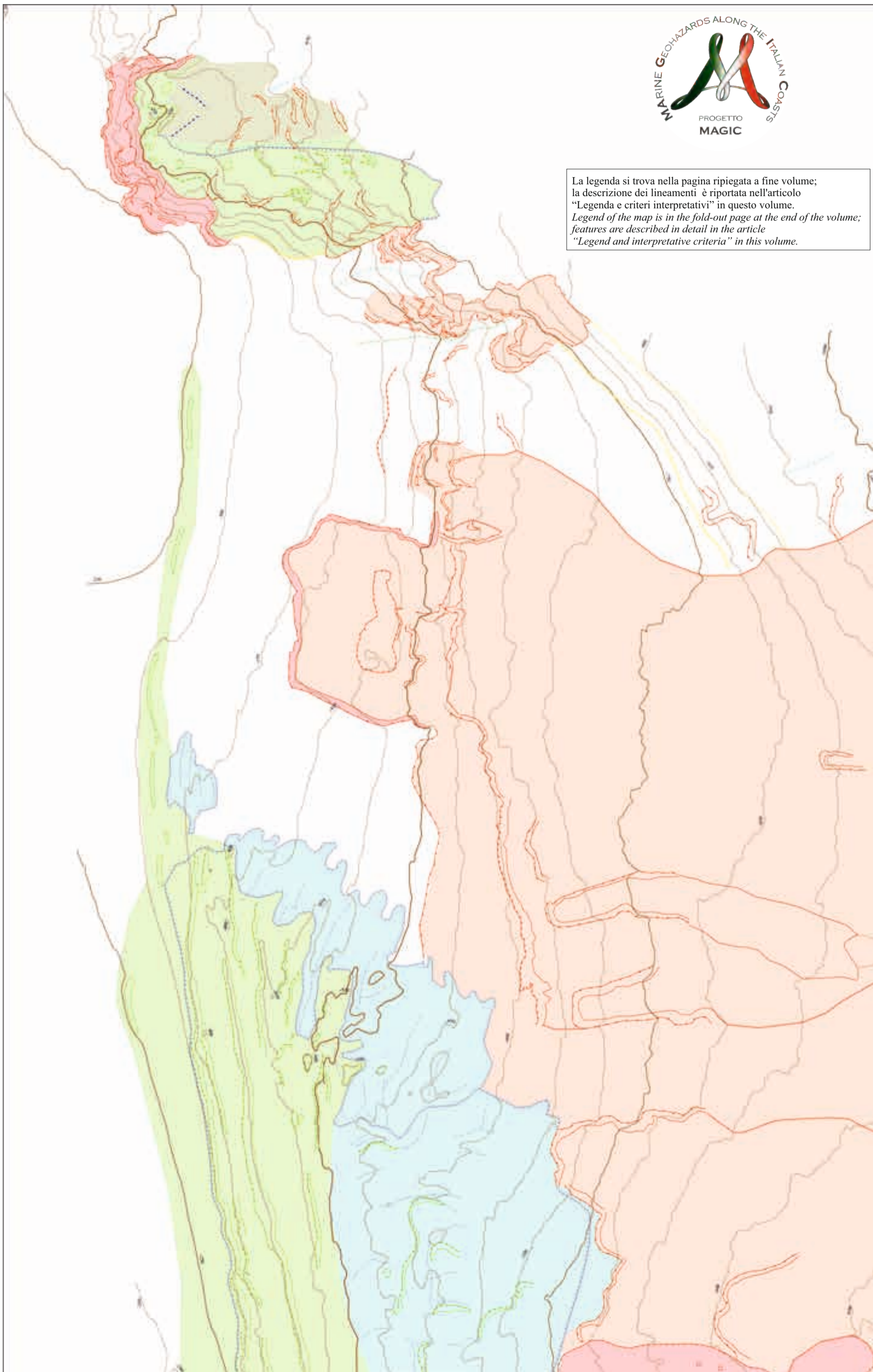
Chirp sonar profiles (Fig. 7, modified from Fogliani et al., 2016) through two mud waves fields showing the internal reflector geometry. The profiles show that the bedforms are markedly asymmetric with a more depositional flank facing upslope and marked evidence of erosion in the downslope facing flank.



FOGLIO 54 VIESTE



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*





# FOGLIO 54 VIESTE



Il Foglio 54 “Vieste” comprende una porzione di piattaforma continentale esterna, tra 150 e 290 m di profondità, e un’ampia area di scarpata continentale che raggiunge i 1000 m di profondità. Il margine, nel suo complesso, mostra numerose nicchie di frana, la più importante delle quali dà luogo alla Frana di Vieste. Esse indicano una diffusa e ricorrente instabilità di questo tratto del margine continentale apulo. Le nicchie di frana interessano depositi olocenici e non sono drappeggiate da unità successive, e per questa ragione sono ritenute molto recenti (Minisini et al., 2006).

Le evidenze di franosità unite alle informazioni sulla sismicità dell’area e alla deformazione tettonica indicano che l’area può essere soggetta a riattivazioni dei fenomeni franosi.

Come il resto del margine apulo, l’area è interessata dal passaggio di acque dense e l’interazione delle correnti profonde ad esse associate con le irregolarità batimetriche dell’area, porta allo sviluppo di forme di fondo deposizionali e aree prevalentemente in erosione soprattutto lungo la piattaforma continentale esterna dove si osservano trogoli erosivi allungati con profondità di alcune decine di metri. I depositi da corrente appaiono sviluppati alla base dei tratti di scarpata continentale superiore più ripidi e interessati da morfologie erosive. Si evidenziano *sediment drift* e campi di *sediment wave* che migrano sopra-corrente (Verdicchio et al., 2007).

L’azione erosiva delle correnti è testimoniata localmente dalla presenza di trogoli allungati e più estesamente da superfici erosive e da aree con evidenze di *furrow*, specialmente dove bruschi cambi nell’andamento regionale della scarpata inducono la corrente di fondo ad accelerare (Trincardi et al., 2007a). Si possono distinguere diverse tipologie di forme erosive: procedendo verso la base della scarpata si osservano erosioni allungate parallelamente alla batimetria, erosioni di forma arcuata associate a *furrow* e *comet-mark* giganti. L’area in cui si sviluppano queste forme erosive si sovrappone in parte a quella in cui sono presenti dune che migrano sopra corrente. Questa osservazione, unitamente alla mancanza, in queste aree, di drappaggi pelitici significativi e alla rilevazione di velocità delle correnti fino a 30 cm sec<sup>-1</sup>, suggeriscono che le forme di fondo erosive e deposizionali sono attualmente attive e geneticamente collegate (Verdicchio e Trincardi, 2006; Trincardi et al., 2007a). La Frana di Vieste ha una nicchia, esposta sul fondo mare, di circa 7,5 km di ampiezza, 35 m di altezza e con pendenza di 12° (Fig. 3).

La Frana di Vieste rappresenta una riattivazione di superfici di scorrimento di corpi franosi preesistenti o una propagazione retrogressiva avvenuta successivamente al MIS 2. La scarpata di frana è netta e delimita sequenze di depositi sedimentari che, sui profili sismici, terminano in corrispondenza di riflettori interpretabili come “livelli di debolezza” coincidenti con superfici erosive sepolte o con la base di bande caratterizzate da deformazione acustica verticale (Minisini et al., 2006).

*The Sheet 54 “Vieste” includes a portion of the outer continental shelf (between 150 and 290 m depth), and a broad continental slope down to 1000 m depth.*

*The margin shows evidence of multiple submarine slides, the largest of which is Vieste Slide, documenting recurrent instability of the area. Submarine slides affect Holocene deposits and are not draped by post-failure units, suggesting their very recent origin (Minisini et al., 2006; Dalla Valle et al., 2014).*

*Evidences of slope instability, together with information on the seismicity of the area and tectonic deformation, suggest that the area can be affected by reactivation of sediment failure processes.*

*As the whole Apulian margin, the area is impacted by the flow of dense water. Bottom currents generated by the flow of dense water interact with the bathymetric irregularities forming large depositional bedforms and areas of erosion. In particular, elongated erosional moats some tens of meters deep are observed along the outer shelf.*

*Bottom current deposits develop downslope of the most steep and markedly erosional upper slope area. Bottom current deposits include sediment drifts and fields of sediment waves that migrate up-current (Verdicchio et al., 2007).*

*The erosional power of bottom currents results locally in the generation of elongated moats and in broader erosional areas where furrows develop. In particular, furrows develop where the bottom current is forced to accelerate against morphological barriers (Trincardi et al., 2007a).*

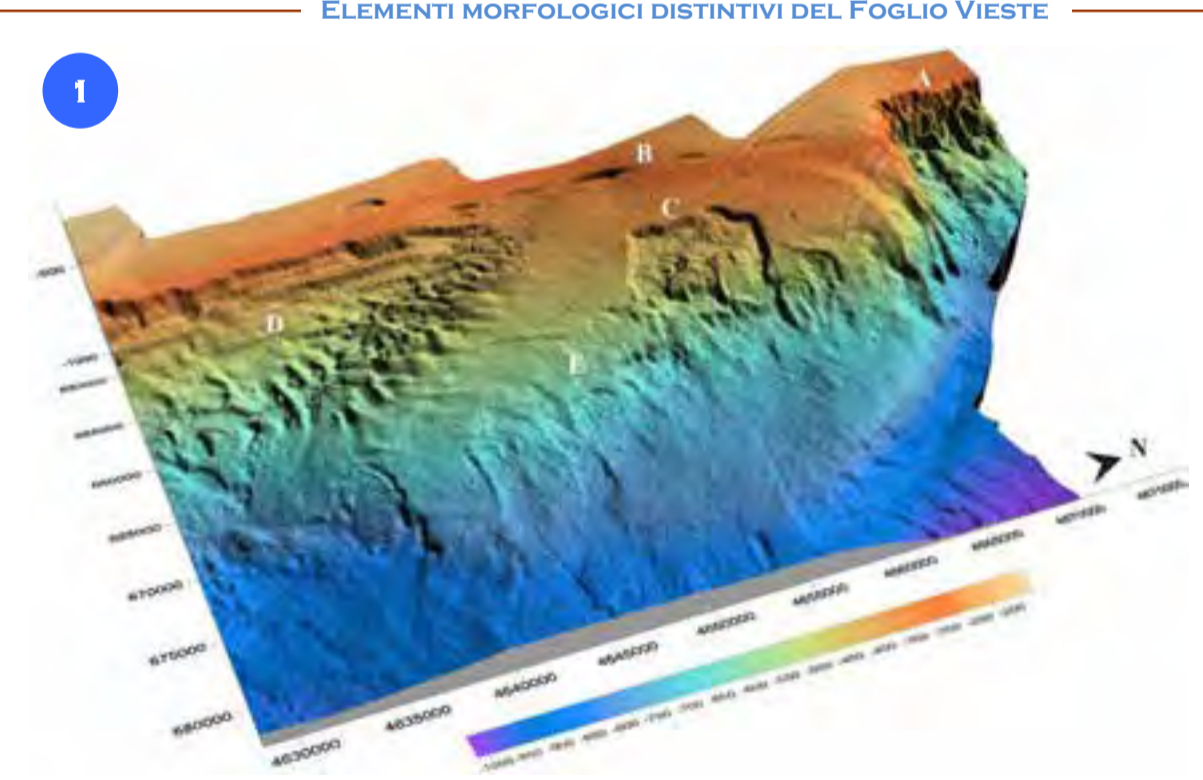
*Several kinds of erosional features can be identified: at the base of the upper continental slope, erosional moats elongated in parallel to the bathymetry, crescent-shape erosional scours, furrows and giant comet marks, are present (Fogliini et al., 2016).*

*The area where such erosional features develop partially overlaps the field of up-slope migrating dunes.*

*This evidence, together with the lack of any mud veneer in the area and by the measurement of bottom currents with velocity up to 30 cm sec<sup>-1</sup>, suggests that the erosional and depositional bedforms are active and genetically linked (Verdicchio and Trincardi, 2006; Trincardi et al., 2007a). Vieste Slide has a well defined scarp, exposed to the sea floor, about 7.5-km-wide, 35-m-deep and up to 12°-steep (Fig. 3). Vieste Slide may be the expression of the reactivation of older and buried slide bodies or of the retrogressive propagation which followed the last glacial maximum of MIS 2.*

*The sharp slide scarp truncates progradational deposits and connects to basal seaward-dipping beds acting as décollement surfaces. These surfaces either correspond with buried erosional surfaces or mark the base of diffused vertical acoustic deformations (Minisini et al., 2006).*

## ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO VIESTE

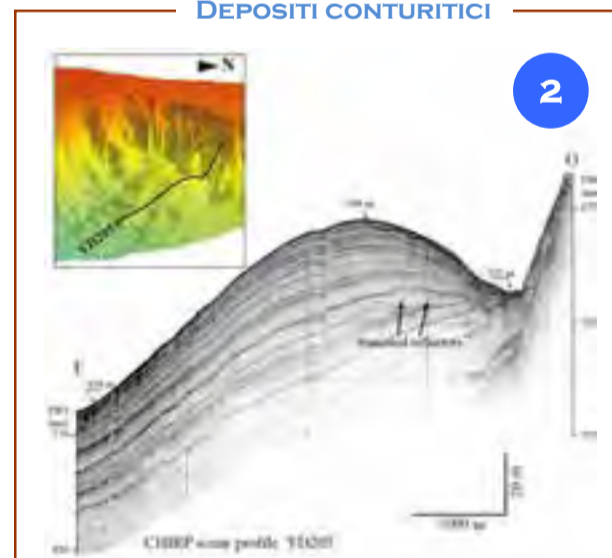


Il DTM (Fig. 1) mostra i principali elementi morfologici del Foglio 54 “Vieste”, in particolare si osservano: A) Il settore di scarpata settentrionale caratterizzato da profondi *gully* al cui piede si sono formati accumuli conturritici (Fig. 2); B) Gli ampi solchi erosivi sul margine della piattaforma (Fig. 3); C) La nicchia della Frana di Vieste (Fig. 4); D) L’area meridionale caratterizzata da forme di fondo sia erosive che deposizionali (Fig. 5); E) I depositi franosi che interessano gran parte della scarpata inferiore.

*The DTM (Fig. 1) shows the main morphological elements of Sheet 54 “Vieste”.*

*In particular, we observe: A) The northern continental slope sector impacted by deep gullies and large contourite deposits (Fig. 2); B) Large erosional throughs at the margin of the continental shelf (Fig. 3); C) The scarp of the Vieste Slide (Fig. 4); D) The southern area characterised by erosional and depositional bedforms (Fig. 5); and E) The slide deposits that affect the majority of the lower continental slope.*

## DEPOSITI CONTURITICI



Il profilo chirp sonar YD205 (Fig. 2) documenta la presenza di un deposito conturritico semplice, separato dalla scarpata continentale superiore da un trogolo erosivo parallelo al margine. I riflettori troncati definiscono fasi di maggiore energia delle correnti (erosione).

Sulla cresta è evidente l’accumulo preferenziale dei depositi tardo-olocenici sul lato sopracorrente (modificato da Verdicchio et al., 2007).

*The chirp sonar profile YD205 (Fig. 2) evidences the internal geometry of a simple sediment drift, detached from the upper continental slope by a contour parallel moat. Multiple surfaces of truncation of seismic reflectors record intervals of increasing energy of the bottom currents. The drift crest is an area of prevailing deposition, particularly evident during the Late Holocene (modified from Verdicchio et al., 2007).*

SOLCHI EROSIIVI IN PIATTAFORMA E FRANE IN SCARPATA

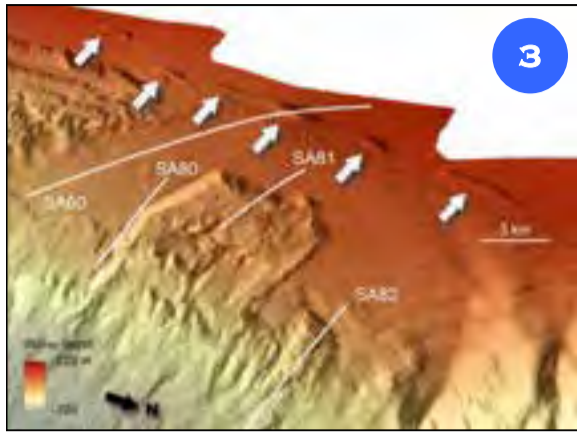
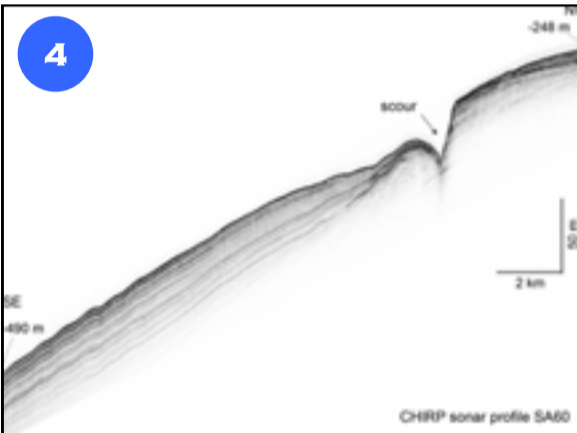


Immagine 3D dei solchi allungati (freccie bianche) che interessano la scarpata continentale superiore tra 200 e 340 m di profondità (Fig. 3). Sono visibili la nicchia della Frana di Vieste e le nicchie di altre frane minori.

Il profilo chirp sonar SA60 (Fig. 4) mostra uno *scour*; la marcata troncatura dei riflettori e l'assenza di drappeggio di fango rivelando che l'erosione è ancora attiva.

3D view of the elongated scours (white arrows) occurring at the continental shelf edge between 200 and 340 m depth. (Fig. 3). The scar of Vieste Slide and other small slides are visible.

The chirp sonar profile SA60 (Fig. 4) shows a *scour*; the marked truncations of subsurface reflectors at the seafloor and continuous subsurface reflectors, revealing that these erosional features are still active.

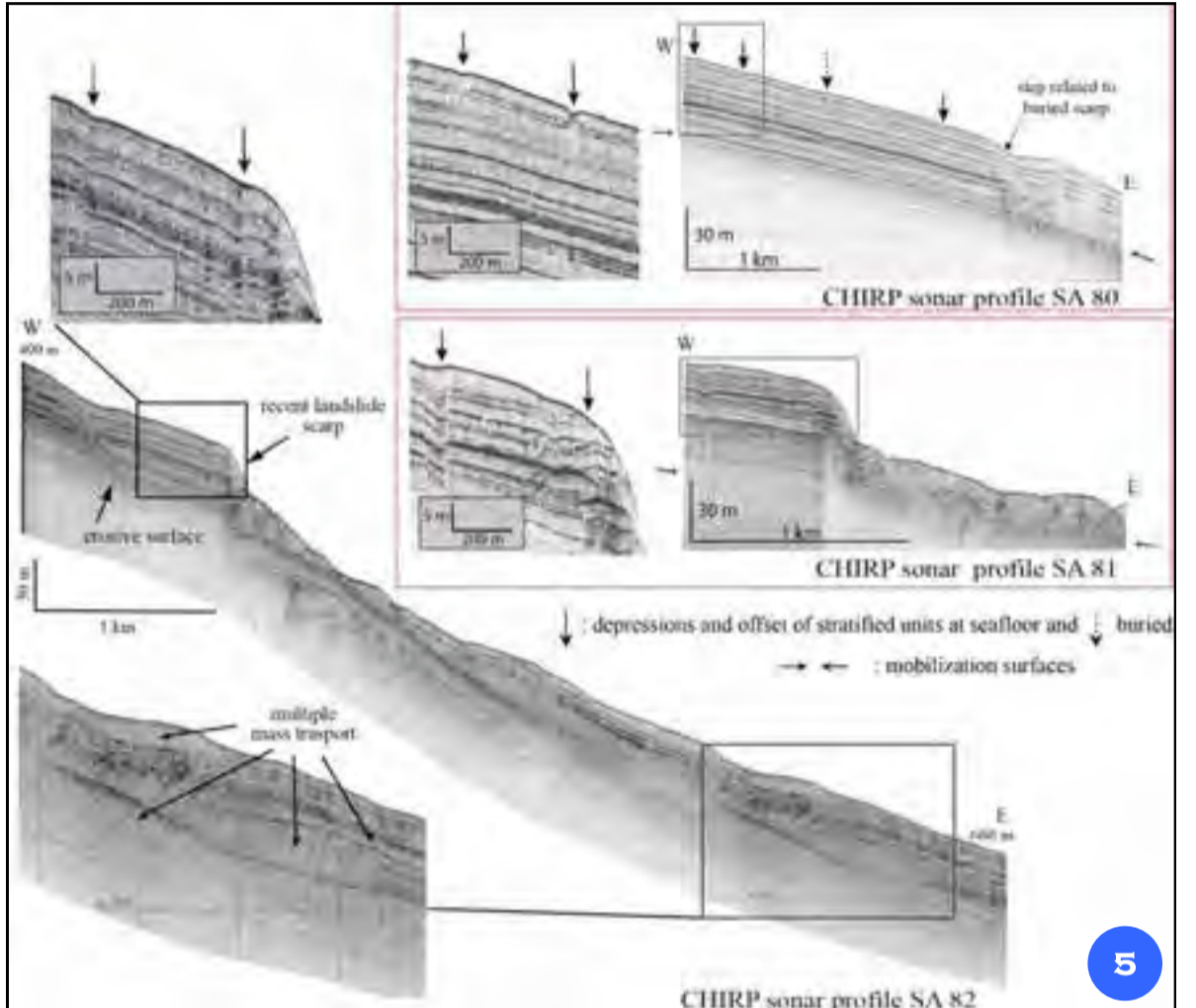


Profili chirp sonar (Fig. 5, posizionati in Fig. 3) nelle aree di deformazione incipiente dei depositi di scarpata (indicati da frecce), a monte delle nicchie di frana. Si nota la superficie di mobilizzazione basale sotto la quale la successione sedimentaria non è affetta da tali deformazioni. Nel profilo SA81 la scarpata della nicchia della Frana di Vieste è esposta a fondo mare e non appare drappeggiata. Nel profilo SA82 una delle scarpate di frana minori più recenti riconosciute nell'area e, alla base, depositi di trasporto in massa sovrapposti indicano la successione di eventi multipli di instabilità (modificato da Minisini et al., 2006).

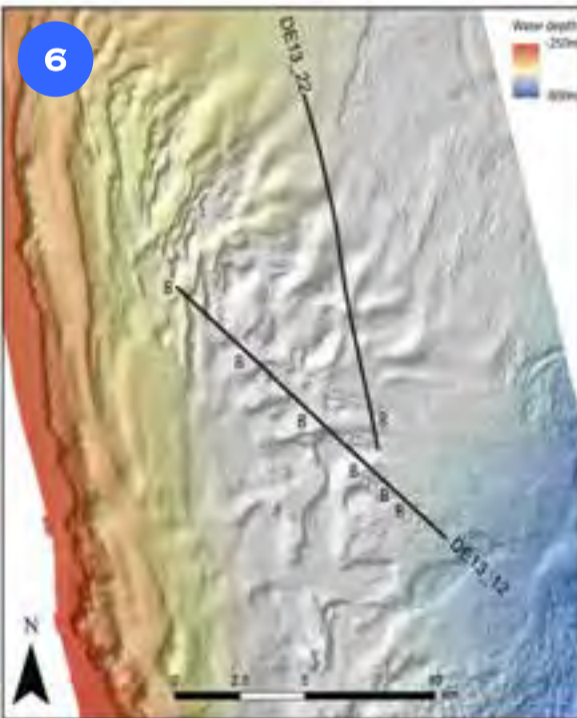
Chirp sonar profiles (Fig. 5, location in Fig. 3) and close-ups showing subtle depressions and minor offsets of sedimentary units above a key reflector that, further seaward, marks the base of the mobilized sediment mass.

Below this mobilization surface, sediment units are undisturbed. Acoustically transparent deposits lay at the base of the scarp implying that the evacuation of the area was not complete after failure.

A stack of mass-transport deposits are superimposed on the mid slope suggesting repeated failure events from the same evacuation area (modified from Minisini et al., 2006).



EROSIONE/DEPOSIZIONE

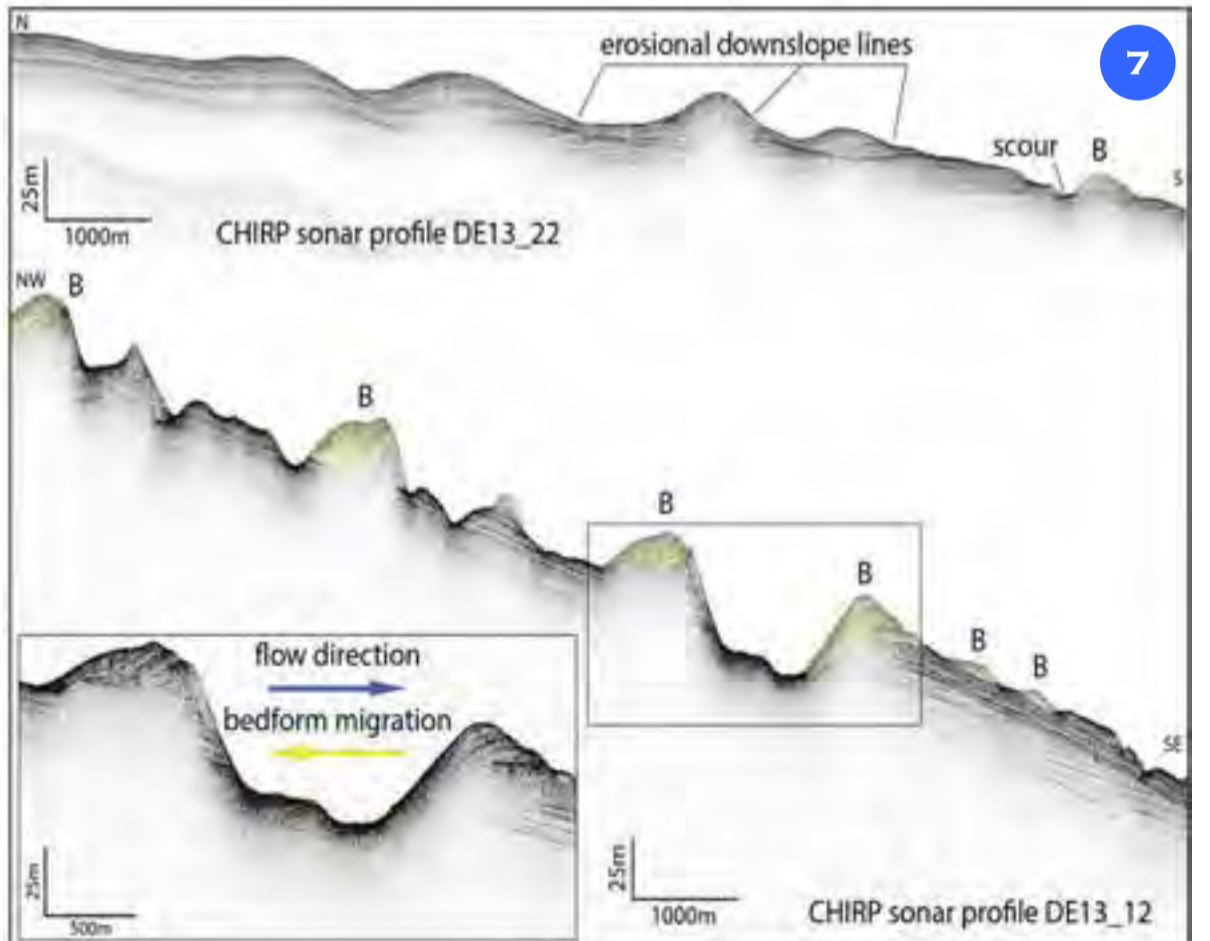


Batimetria di dettaglio (risoluzione 10 m, esagerazione verticale 10X) del campo di dune e dell'adiacente area erosionale, localizzata ad ovest, punteggiata da forme di fondo isolate (barcane; Fig. 6).

La lettera **B**, riportata in Figura 6, marca le forme di fondo, definite come barcane, visibili nei profili chirp riportati in Figura 7.

Il profilo chirp sonar DE13\_22 mostra una graduale diminuzione *downslope* delle dimensioni delle dune. Si noti che il fianco sottocorrente delle dune è erosionale e non deposizionale.

Il profilo DE13\_12 mostra la geometria interna delle barcane caratterizzate da sedimenti sabbiosi bioclastici con stratificazione ad alto angolo e distribuite su un fondale prevalentemente in erosione (modificato da Foglini et al., 2016).



Detailed bathymetric map (10 m grid resolution, vertical exaggeration 10X) in the mud wave field and adjacent erosional area with isolated bedforms (Fig. 6).

**B** denotes barchans shown on chirp profiles (Fig. 7). Maximum slope erosion occurs west of the mud wave field crossed by chirp profile DE13\_22.

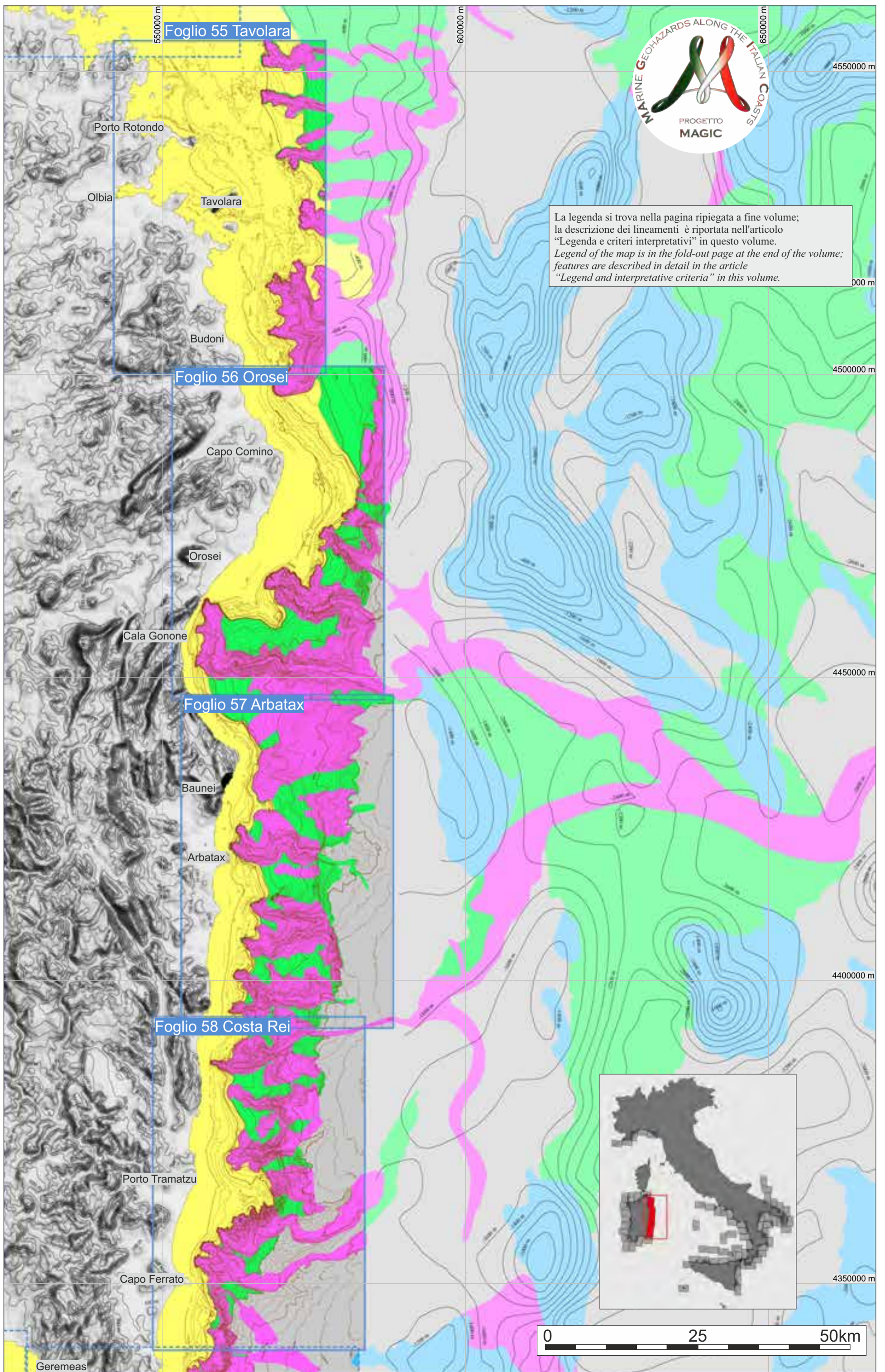
The chirp profile across the bedform field (DE13\_22) shows a gradual downslope decrease of

the wave size. Note that the downslope limbs of the mud waves are erosional or not depositional and that, downslope of the main scour, they are replaced by isolated barchans.

Profile DE13\_12 shows the internal geometry of the barchans, with high angle beds of coarse sand; they punctuate the area of seafloor erosion and are best developed on the downslope limb of major scours (modified from Foglini et al., 2016).



TAVOLA 12 SARDEGNA ORIENTALE



# TAVOLA 12 SARDEGNA ORIENTALE

F. Gamberi<sup>◊</sup>, M. Marani<sup>◊</sup>, G. Dalla Valle<sup>◊</sup>, M. Rovere<sup>◊</sup>, E. Leidi<sup>◊</sup>, A. Mercorella<sup>◊</sup>, V. Ferrante<sup>◊</sup>

(il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CNR: ◊ISMAR

Il margine orientale della Sardegna è la parte sommersa del blocco continentale Sardo-Corso, costituito da rocce cristalline e metamorfiche deformate durante un'orogenesi Ercinica. Durante il Mesozoico e la prima parte del Terziario, il Blocco Sardo-Corso ha rappresentato il margine meridionale della placca europea ed è stato coinvolto dall'orogenesi Alpina. Infine, esso è stato interessato dalla tettonica distensiva e trascorrente connessa prima alla sua rotazione in senso antiorario e separazione dall'Europa meridionale, a causa dell'apertura del Bacino Provenzale, e successivamente dell'apertura del Tirreno. L'inizio di quest'ultima attività è stata documentata dai risultati del leg 107 dell'ODP al Miocene medio-superiore (Tortoniano 11 Ma; Kastens e Masclé, 1990). Siccome la base della sequenza perforata è costituita da conglomerati non è escluso che l'inizio dell'attività possa essere più vecchia. Successivamente alla tettonica distensiva, il margine orientale della Sardegna ha iniziato a comportarsi come margine passivo. Un episodio vulcanico ha avuto luogo in associazione con le fasi distensive e alcuni prodotti vulcanici sono presenti lungo le coste orientali nei pressi di Orosei ed anche nelle porzioni sommerse. In conseguenza dell'assetto geodinamico di margine passivo, la sismicità è ridotta e i movimenti verticali sono di scarsa entità.

La piattaforma continentale ha una larghezza che decresce da nord, dove è ampia 30 km, verso sud, dove è larga 7 km. Il ciglio si trova a circa 125 m di profondità. In alcune aree, dove le testate dei canyon sono vicine alla linea di costa, la piattaforma è praticamente assente come nell'area del Golfo di Orosei, Capo Bellavista, Capo Ferratu e Porto Santoru. A nord la linea di costa è molto frastagliata con una serie di promontori e baie. In questa regione, la piattaforma continentale ha una morfologia caratterizzata da elementi geomorfologici relitti, quali sistemi di barriera e laguna, frecce litorali e delta formati durante stadi di stazionamento basso del livello marino, particolarmente durante l'ultima trasgressione. In funzione delle strutture a *horst* e *graben* e *semi-graben* formate durante l'ultima fase estensiva, la scarpata è complessa topograficamente, con una serie di domini fisiografici organizzati parallelamente al margine che hanno profondità in genere crescente andando verso est (Figg. 1 e 2). Il primo dominio comprende la scarpata superiore e i bacini di intra-scarpata di Olbia, delle Baronie, dell'Ogliastra e di Sarrabus. La scarpata superiore è caratterizzata da canyon che nei bacini di intra-scarpata formano conoidi di mare profondo sia a sviluppo assiale che trasversale composti da sistemi di argine-canale e lobi deposizionali. Una serie di alti strutturali confina verso est con i bacini di intra-scarpata che fanno passaggio verso est al Terrazzo del Cornaglia. La Valle della Sardegna, alimentata dal Canyon del Sarrabus e di Orosei, taglia trasversalmente il Terrazzo del Cornaglia e sbocca nel Bacino di retro-arco del Vavilov a circa 3000 m di profondità.

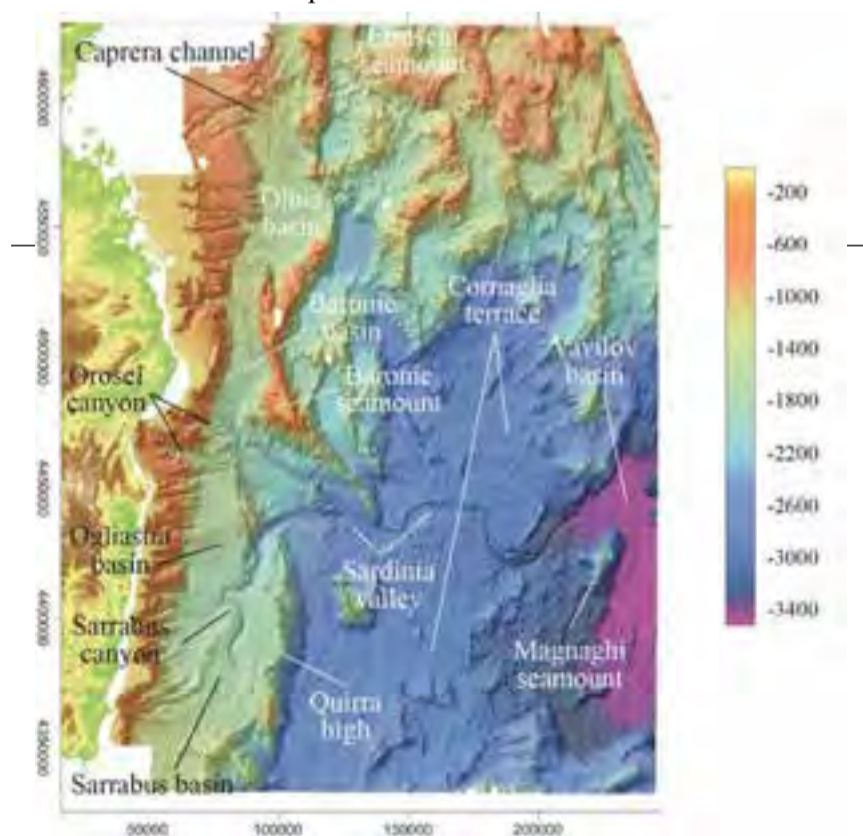


Figura 1. Rilievo ombreggiato del margine sardo orientale. Sono evidenti i bacini di intra-scarpata sviluppati in seguito alla tettonica distensiva che ha strutturato il margine. La scarpata continentale è solcata da numerosi canyon che formano conoidi sottomarine nei bacini di intra-scarpata.

Figure 1. Shaded relief of the eastern Sardinian margin. Note the intra-slope basins developed due to the extensional tectonics that led to the margin formation. Numerous canyons are present in the slope and feed deep-sea fans in the intra-slope basins.

The eastern Sardinia margin represents the submerged portion of the Sardo-Corso continental block mainly made up of crystalline and metamorphic rocks deformed during the Ercinian orogenesis.

Following the Ercinian orogenic event, during the Mesozoic and the first part of the Tertiary, the Sardo-Corso Block represented the southern margin of the European Plate and was in part affected by the Alpine orogenesis.

Finally, the Sardo-Corso Block was involved in mainly extensional and strike-slip tectonics linked first to its counter-clockwise rotation and its separation from southern Europe, due to the opening of the Balearic Basin, and later to the opening of the Tyrrhenian Basin.

Based on the drilling results of ODP leg 107, the beginning of this last tectonic activity has been dated back to the Mid-Upper Miocene (Tortonian 11 Ma) (Kastens and Masclé, 1990).

However, since the base of the drilled sequence is made up by undatable conglomerates, an older age of inception of the activity can not be excluded.

Following the extensional tectonics that led to the opening of the Tyrrhenian Sea, the eastern margin of the Sardo-Corso Block began to behave as a passive margin.

A volcanic phase related to the last tectonic activity took place and some products are present along the eastern coastal areas, in particular close to Orosei.

As a consequence of its passive margin geodynamic setting, the eastern Sardinian margin has negligible seismicity and also reduced vertical movements.

The large-scale physiography of the eastern Sardinia margin is mainly an heritage of the rifting episode that caused the opening of the Tyrrhenian Sea. The width of the continental shelf decreases from north, where it is about 30-km-wide, to south, where it is only 7-km-large. The shelf break is in general located at about 125 m water depth. In some areas, where submarine canyons have their heads very close to the present-day coastline, the continental shelf is almost or totally absent. This is the case in the area of the Orosei Gulf, Capo Bellavista, Capo Ferratu and Porto Santoru. Towards the north, the coastline is largely fragmented by many promontories and bays with several islands and islets.

In this region, the continental shelf has mainly a relict morphology consisting of geomorphic elements formed during previous stages of lower sea-level, particularly during the last transgression. As a result of the horst and graben and semi-graben structures formed during the last extensional tectonics, the continental slope is topographically complex, with a series of physiographic domains with increasing depth going westward (Figs 1 and 2).

The first domain includes the upper slope and the Olbia, Baronie, Ogliastra and Sarrabus upper intra-slope basins.

In the upper slope, several submarine canyons are present, which, in the intra-slope basins, form both transverse and axial deep-sea fans composed of leveed channels and frontal splays.

The upper intra-slope basins are bounded seaward by several structural highs. The Sardinia Valley, fed by the Sarrabus and by the Orosei canyons, crosses the Cornaglia Terrace and reaches the Vavilov back-arc Basin located at 3000 m depth.

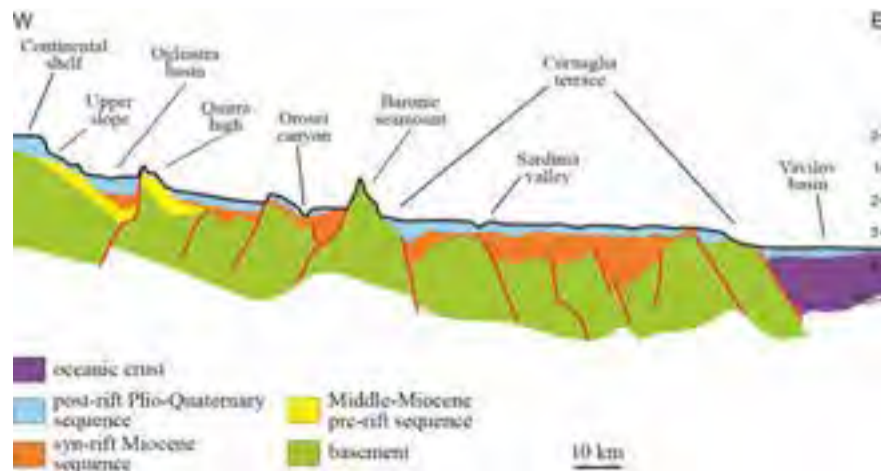
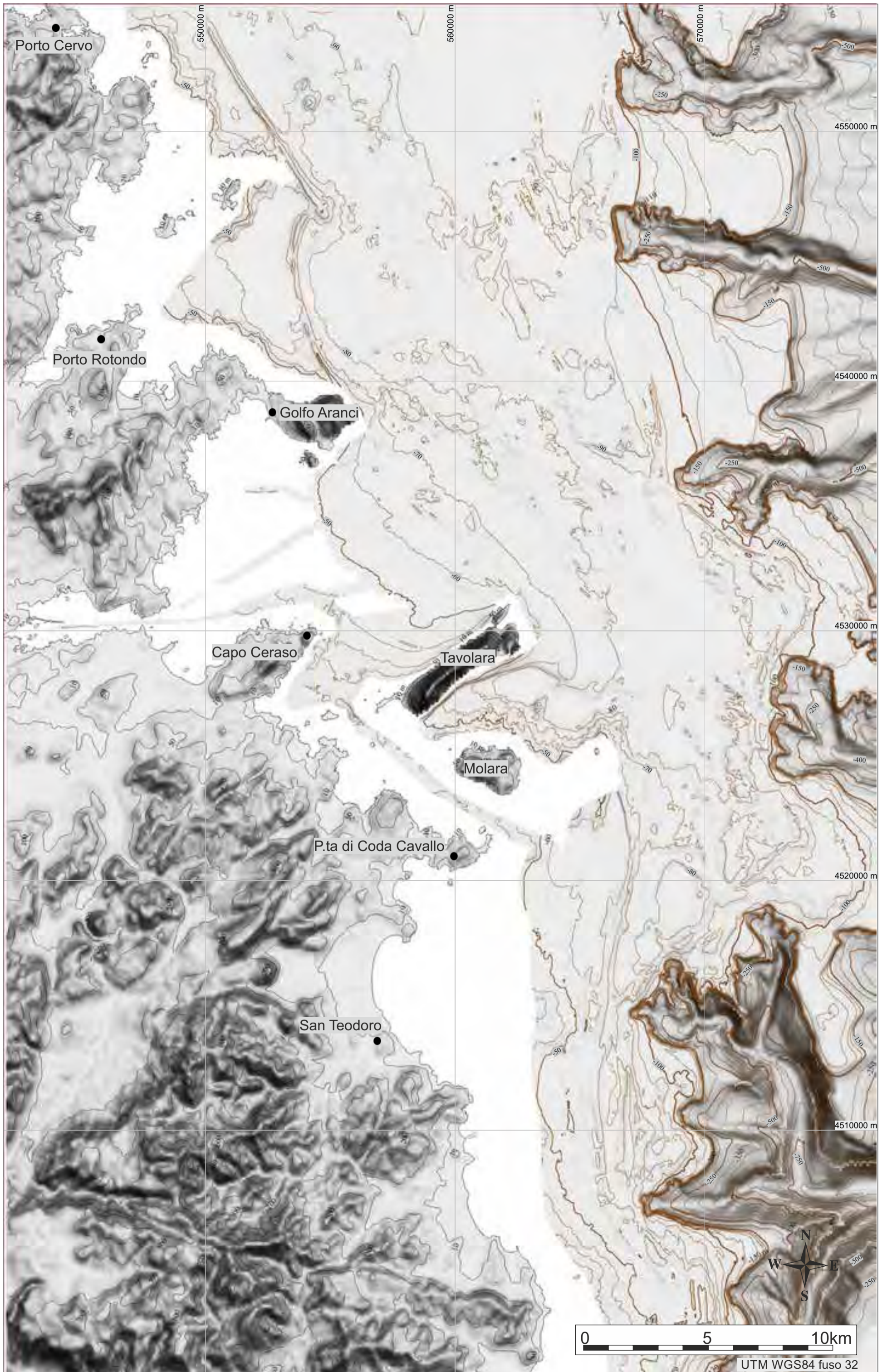
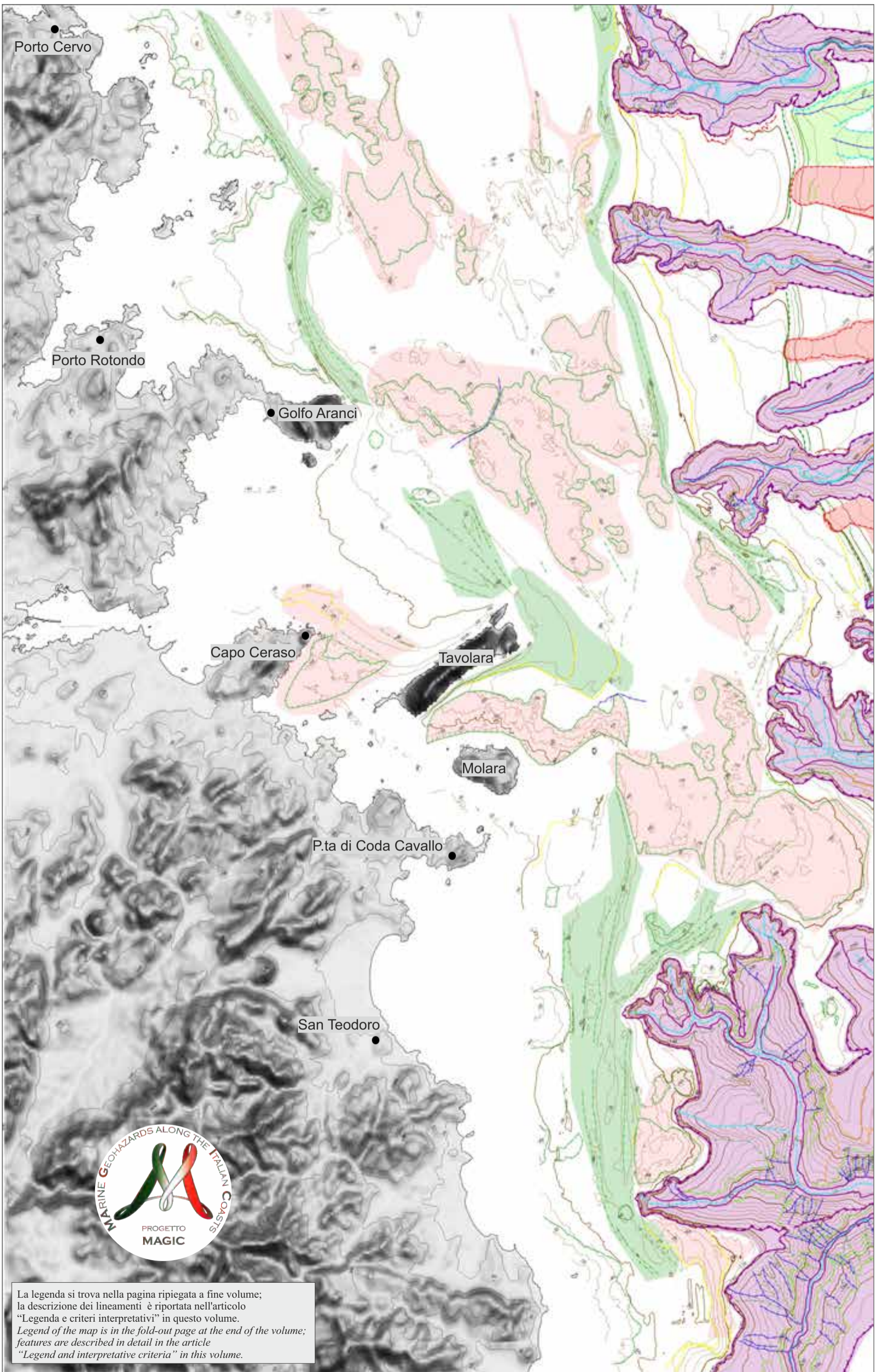


Figura 2. Sezione geologica schematica del margine sardo-orientale. I diversi domini fisiografici sono bordati da faglie distensive e risultano da un assetto geologico ad *horst* e *graben* (modificato da Sartori et al., 2001).

Figure 2. Schematic cross section of the eastern Sardinian margin. Physiographic domains are bounded by extensional faults and are the result of an horst and graben tectonic setting (modified from Sartori et al., 2001).





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

F. GAMBERI<sup>1</sup>°, G. DALLA VALLE<sup>0\*</sup>°, M. ROVERE<sup>0\*</sup>°, E. LEIDI<sup>0\*\*</sup>°, A. MERCORELLA<sup>\*\*^</sup>, V. FERRANTE<sup>\*</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



## FOGLIO 55 TAVOLARA



Il Foglio 55 "Tavolara" è situato nel Bacino di Olbia, un bacino di intrascarpata situato nel settore settentrionale del margine orientale della Sardegna. Dal punto di vista geodinamico, questo margine rappresenta il margine passivo del Tirreno meridionale, un bacino di retro-arco, aperto in conseguenza della collisione Africa-Europa a partire dal Tortoniano (Miocene superiore). Il Bacino di Olbia, nel settore coperto dal Foglio 55, è caratterizzato da una piattaforma continentale ampia, con una larghezza massima di 25 km. La piattaforma si restringe progressivamente verso sud, dove raggiunge valori di 13 km. Il ciglio della piattaforma continentale si trova a 120 m di profondità. La superficie della piattaforma continentale si caratterizza per la presenza di elementi morfobattimetrici relitti, sommersi sotto il livello del mare. In particolare, si riconoscono alcune piccole valli incise, testimoni di antichi fiumi che erodevano la piattaforma durante l'ultima glaciazione wurmiana. Sono anche presenti relitti di sistemi deltizi fossili che in alcuni casi si estendevano fino al ciglio della piattaforma continentale. Questo può indicare che i sistemi deltizi fossero anch'essi attivi durante lo stazionamento basso del mare, quando il livello era circa 120 m più basso rispetto all'attuale, e scaricavano i sedimenti direttamente nella scarpata continentale. Sono inoltre ben evidenti forme di fondo legate essenzialmente a processi di erosione e rimobilizzazione del sedimento ad opera di correnti lungo costa (*longshore and offshore currents*) e al moto ondoso, attivi sia durante la risalita del mare successiva alla glaciazione wurmiana, sia al presente. In particolare, nel settore di piattaforma compreso fra Porto Cervo e Golfo Aranci, e fra l'Isola di Molaria ed il settore di piattaforma retrostante il Canyon del Posada, sono presenti numerosi elementi geomorfologici relitti sommersi ascrivibili a frecce litoranee (*sand spit*) e paleocordoni litorali (*barrier island*). In particolare, i due paleocordoni principali, situati fra Porto Cervo e Golfo Aranci, hanno una lunghezza rispettivamente di 10 e 8 km e presentano forme sia arcuate che rettilinee. Alcuni cordoni litorali minori sono presenti anche a nord dell'Isola di Tavolara, mentre altri sono presenti nel settore esterno della piattaforma. Qui sono presenti anche battenti di costa, ora sommersi fra 100 e 120 m di profondità, i quali possono rappresentare l'espressione morfologica relitta di antiche linee di costa preservatesi durante la risalita del livello marino. La scarpata continentale del Bacino di Olbia è incisa da numerosi canyon che arrivano ad incidere anche la piattaforma. Il sistema principale è formato dal sistema del Posada, che incide la piattaforma attraverso un reticolo di canyon profondi oltre 700 m. Altri canyon, partendo da sud, sono: il Canyon di Molaria, e il sistema di Canyon di Tavolara.

*The Sheet 55 "Tavolara" covers the shallowest part of the Olbia Basin, an intra-slope basin located in the northern sector of the eastern Sardinian margin. From a geodynamic point of view, the eastern Sardinian margin represents the passive sector of the southern Tyrrhenian Sea, a back-arc basin opened as a result of the collision between Africa and Europe since the Tortonian (Upper Miocene).*

*The portion of the Basin of Olbia covered by the Sheet 55 has a wide continental shelf, with a maximum width of 25 km. The continental shelf becomes narrow southward, where it reaches values of 13 km. The edge of the continental shelf is located at 120 m depth.*

*The continental shelf of the Olbia Basin is characterized by the presence of relict morpho-bathymetric features, actually submerged below the sea level. In particular, some small incised valleys are present. They represent ancient rivers that crossed the shelf during sea level lowstand linked to the Wurm glaciation. Relics of fossil deltaic systems are also present. In some cases, these systems extended to the edge of the continental shelf, indicating that also the deltaic systems were active when during the last glaciation the level was approximately 120 m deep, discharging sediments directly in the continental slope.*

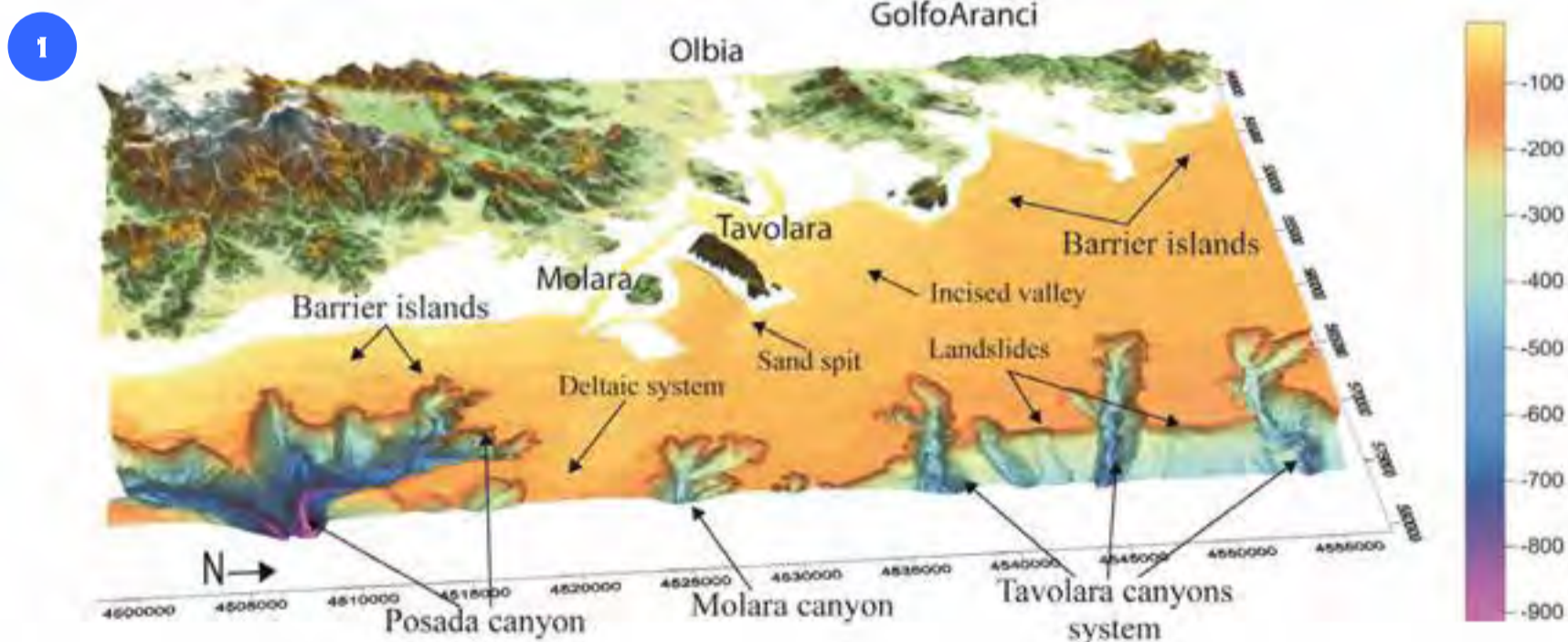
*Geomorphic features linked to sedimentary processes promoted by longshore and offshore currents, active both during the transgression of the sea and at the present day, are also present in some portions of the continental shelf. In particular, between Porto Cervo and Golfo Aranci, and between the Island of Molaria and the shelf sector behind the Posada Canyon, submerged relict features, like sand spits and barrier islands, are present.*

*The main barrier-islands located between Porto Cervo and Golfo Aranci, show both arcuate and straight forms, and are 10- and 8-km-long, respectively. Some minor barrier islands are also present north to the Island of Tavolara, while others are present in the outer sector of the shelf. In the outer-shelf, a series of morphological steps, submerged between 120 and 100 m depth, are present. They may represent the relict morphological expression of ancient coastlines, preserved during the sea level rise.*

*The continental slope of the Olbia Basin appears dissected by numerous canyons that indent even the continental shelf.*

*The main system is represented by the Posada Canyon System, which affects the shelf through a network of canyons, incised more than 700 m with respect to the surrounding seafloor. Going from south to north, other canyons are the Molaria Canyon and the Tavolara Canyon.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO TAVOLARA



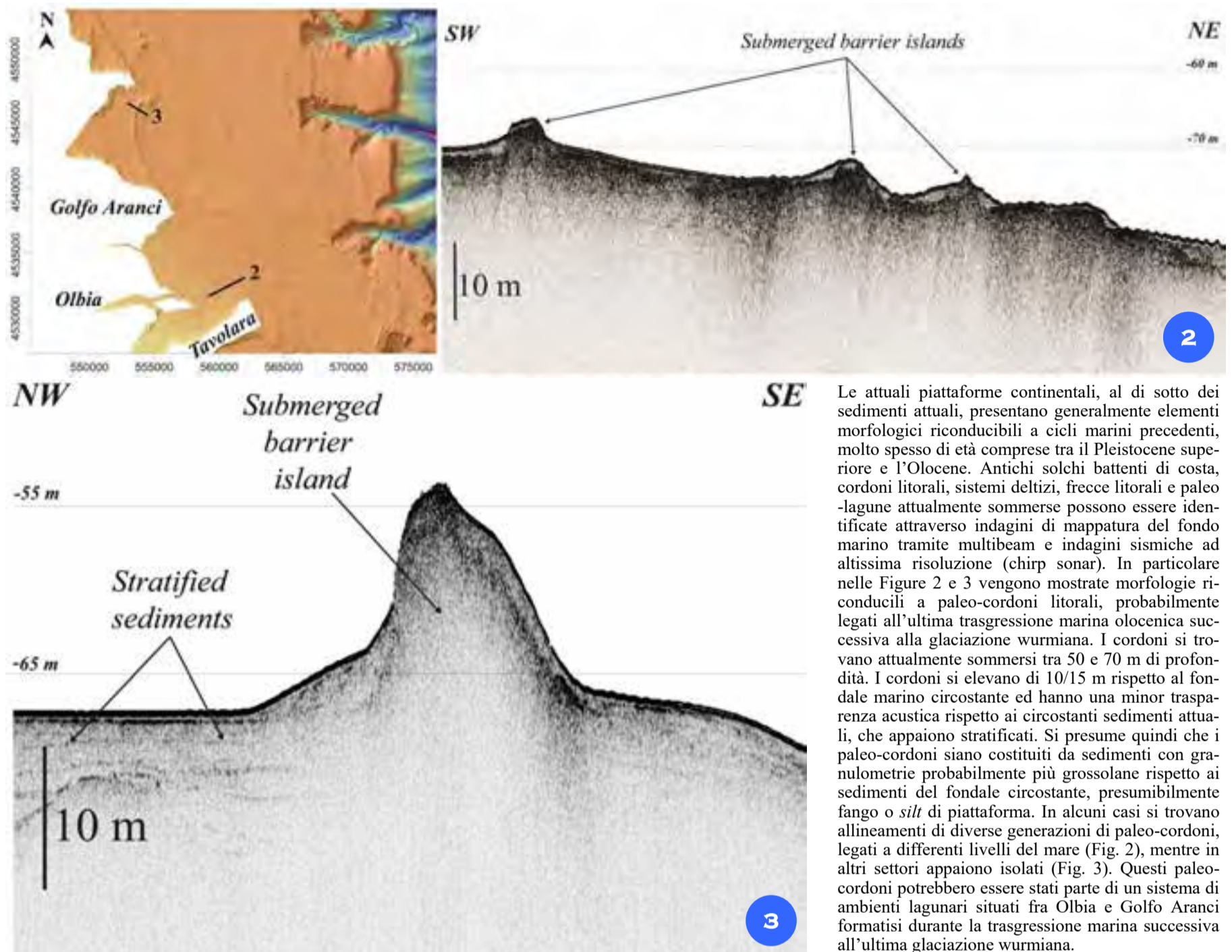
Un DTM tridimensionale ottenuto dall'elaborazione di dati batimetrici acquisiti tramite multibeam nel Bacino di Olbia, è illustrato in Figura 1. Vengono mostrati i principali elementi morfologici dell'area compresa nel Foglio 55, che copre quasi esclusivamente la piattaforma continentale e parte della scarpata continentale superiore. Il ciglio della piattaforma è localizzato a ~120 m di profondità. In particolare, si osservano: a sud, il sistema di Canyon del Posada, con i canyon tributari che creano un'incisione profonda oltre 700 m nella piattaforma continentale. La testata del Canyon di Molaria si indenta al limite esterno della piattaforma, a ~100 m di profondità. Le testate del sistema di Canyon di Tavolara si indentano alla piattaforma continentale per ~7 km raggiungendo i 100 m di profondità. Nei settori di

scarpata circostanti il Canyon di Tavolara si osservano nicchie di distacco di frane sottomarine che interessano il ciglio della piattaforma. Nella piattaforma interna sono ancora visibili diverse generazioni di paleocordoni litorali (*submerged barrier island*). Evidenze di frecce litorali (*sand spit*) sono visibili vicino all'Isola di Tavolara, mentre sistemi deltizi fossili che raggiungono la piattaforma esterna (*deltaic system*) sono visibili vicino alla testata del Canyon Molaria.

*DTM obtained through the elaboration of multibeam bathymetric data of the Olbia intra-slope basin (Fig. 1). The main geomorphological elements of the basin area covered by the Sheet 55 are shown. The sheet covers almost exclusively the*

*continental shelf and part of the upper continental slope. The shelf-edge is located at approximately 120 m depth. In particular, starting from south, we observe the Posada Canyon system together with tributary canyons which indent the continental slope, creating an erosional amphitheater about 700 m deep. The head of the Molaria Canyon indents the outer shelf at approximately 100 m depth. The heads of the Tavolara Canyon system penetrate into the shelf for a length of 7 km. In the shelf-edge sectors surrounding the Tavolara Canyon, a series of head-wall scarps linked to landslides can be observed. In the inner-shelf, a series of submerged barrier islands are evident. Sand spits, close to the Tavolara Island and submerged deltaic systems are also evident on the seafloor as submerged relicts.*

## CORDONI LITORALI RELITTI



Le attuali piattaforme continentali, al di sotto dei sedimenti attuali, presentano generalmente elementi morfologici riconducibili a cicli marini precedenti, molto spesso di età comprese tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. Antichi solchi battenti di costa, cordoni litorali, sistemi deltizi, frecce litorali e paleo-lagune attualmente sommerse possono essere identificate attraverso indagini di mappatura del fondo marino tramite multibeam e indagini sismiche ad altissima risoluzione (chirp sonar). In particolare nelle Figure 2 e 3 vengono mostrate morfologie riconducibili a paleo-cordoni litorali, probabilmente legati all'ultima trasgressione marina olocenica successiva alla glaciazione wurmiana. I cordoni si trovano attualmente sommersi tra 50 e 70 m di profondità. I cordoni si elevano di 10/15 m rispetto al fondale marino circostante ed hanno una minor trasparenza acustica rispetto ai circostanti sedimenti attuali, che appaiono stratificati. Si presume quindi che i paleo-cordoni siano costituiti da sedimenti con granulometrie probabilmente più grossolane rispetto ai sedimenti del fondale circostante, presumibilmente fango o silt di piattaforma. In alcuni casi si trovano allineamenti di diverse generazioni di paleo-cordoni, legati a differenti livelli del mare (Fig. 2), mentre in altri settori appaiono isolati (Fig. 3). Questi paleo-cordoni potrebbero essere stati parte di un sistema di ambienti lagunari situati fra Olbia e Golfo Aranci formati durante la trasgressione marina successiva all'ultima glaciazione wurmiana.

Modern continental shelves present geomorphic elements that, in some cases, are related not only to the present day sedimentary activity, but also to ancient cycles of the sea level, generally between the Upper Pleistocene and the Holocene. In particular, through the examination of the seafloor with swath-multibeam bathymetry and very-high resolution shallow seismic (chirp-sonar), it can be possible to recognize submerged barrier islands, sand spits, abandoned deltaic systems and paleo-lagoon environ-

ments. In Figures 2 and 3, geomorphic features interpreted as submerged barrier islands, active during the last post-Wurmian marine transgression, are shown. Generally, paleo-barrier islands are located between 70 and 50 m depth, and stand up 10/15 m above the surrounding seafloor. Barrier islands show a strong acoustic response with scarce or no penetration of the seismic signal below them. This seismic response could indicate that the submerged barrier islands are made up of coarse

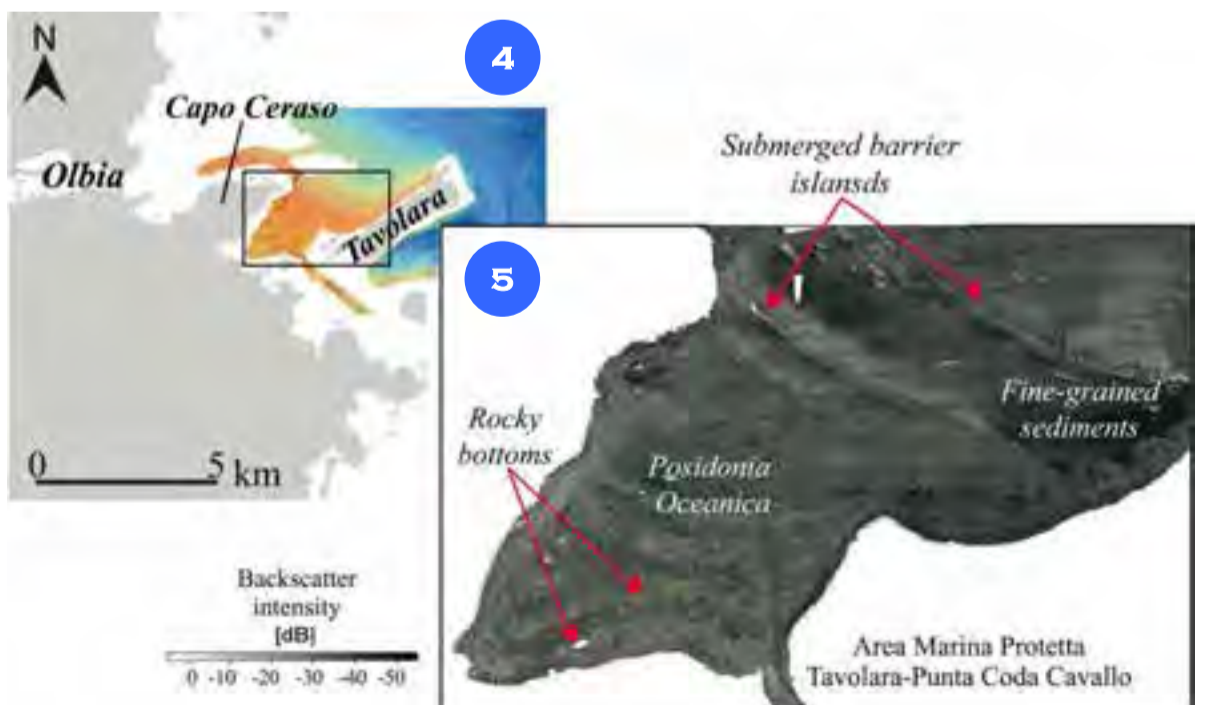
grained, lithified sediments. On the contrary, sediments of the shelf sectors surrounding the barrier-island show good penetration of the signal, appearing also stratified, and could indicate that these sediments consist of fine grained unlithified sediment, as mud or silt. Barrier island can be isolated or aligned in trails of different ages, linked to different sea level positions. These barrier islands may have been part of ancient lagoon systems active during the marine transgression after the Wurm glaciation.

## PARCO DI TAVOLARA-PUNTA CODA CAVALLO

L'Area Marina Protetta (AMP) del Parco di Tavolara-Punta Coda Cavallo, istituita con decreto del Ministero dell'Ambiente nel 1997, occupa un'area marina di 15000 ettari. La Figura 4 mette in evidenza la morfologia del fondale marino dell'AMP compreso tra Capo Ceraso e l'Isola di Tavolara. L'elaborazione dei dati batimetrici acquisiti con il multibeam mostra la riflettività del fondale marino dell'area, ottenuta registrando l'ampiezza dei segnali ricevuti dall'ecoscandaglio (Fig. 5). Questa metodologia fornisce importanti informazioni sulla distribuzione superficiale dei sedimenti presenti sul fondale.

Il fondale di questo settore dell'AMP è caratterizzato dalla presenza massiccia di praterie a *Posidonia oceanica* cresciuta sia su "matte" sia su affioramento di roccia, perlopiù graniti di età ercinica. Sono evidenti anche strutture arcuate e rettilinee riconducibili a cordoni litorali sommersi. Mappe come questa, se ottenute in tempi diversi, si rivelano estremamente utili per monitorare lo stato di salute degli habitat marini, come le praterie a *Posidonia oceanica*, evidenziandone eventuali avanzate o scomparse nella stessa area.

The Marine Protected Area of Tavolara-Punta Coda Cavallo (AMP) was established by decree of the Ministry of Environment in 1997, and it covers an area of 15000 ha. Figure 4 highlights the seafloor morphology of the AMP between Capo Ceraso and Tavolara Island. The image has been obtained through the elaboration of the backscatter of the



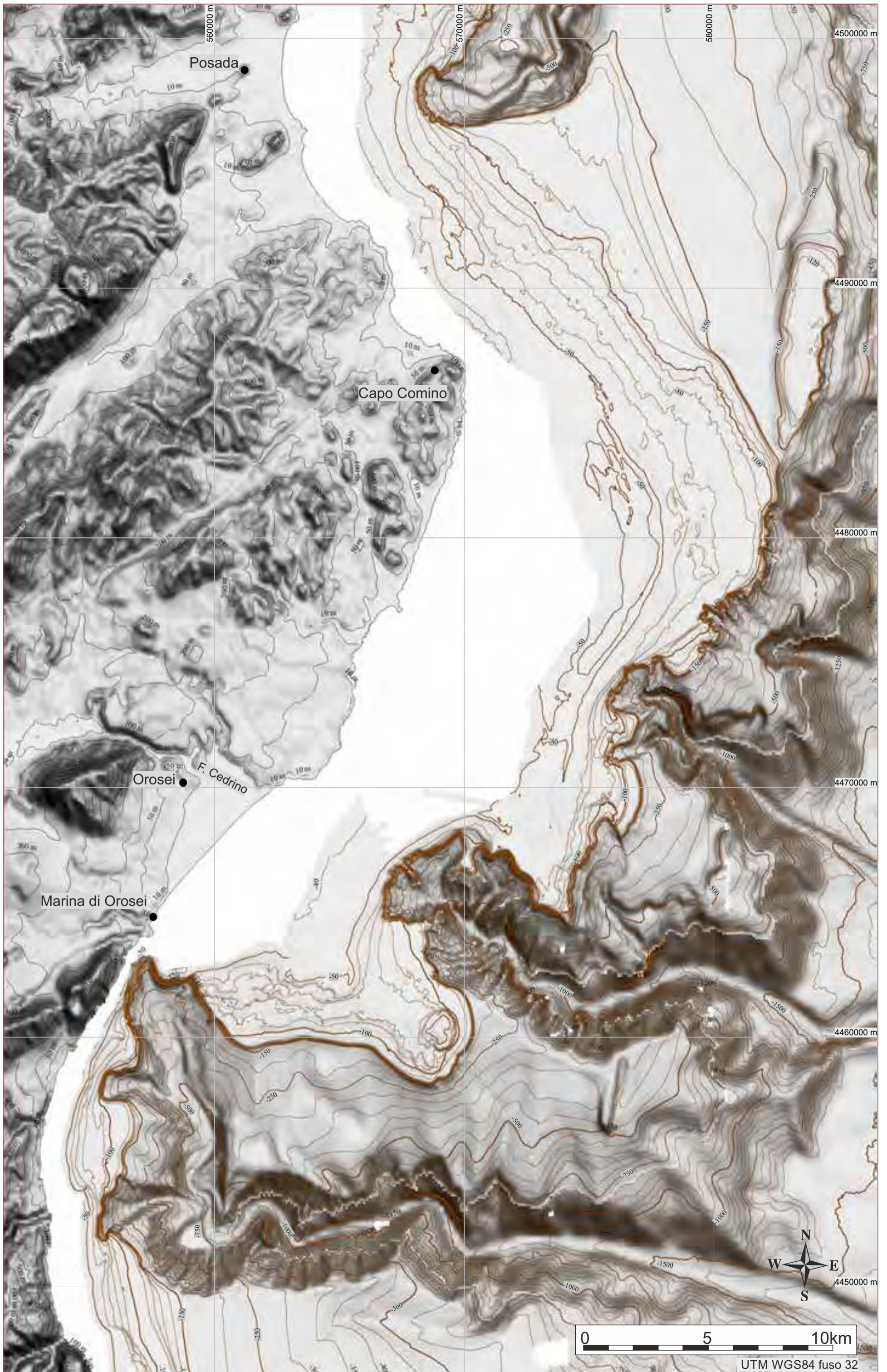
multibeam signal. The multibeam backscatter analysis is very helpful in the interpretation of the distribution of the lithologies cropping out at the seafloor.

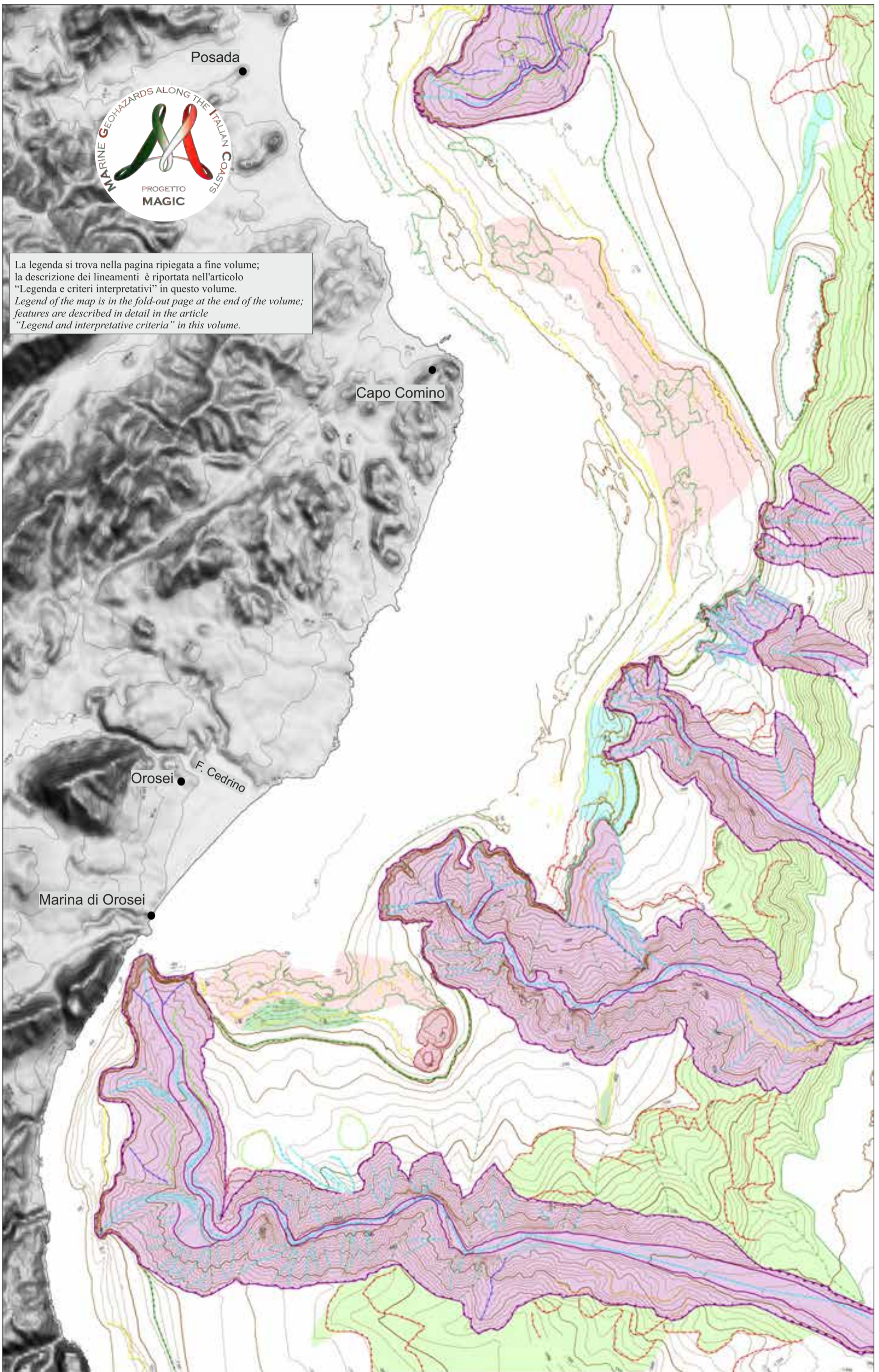
In this case, backscatter suggests that the seafloor is dominated by the presence of *Posidonia oceanica*, growing both above outcropping rocks, gener-

ally consisting of Ercinic granites, and on "matte". Submerged barrier islands are also evident. Backscatter maps as the one shown in Figure 5 are extremely useful to document the health status of the marine environments and habitats, like the *Posidonia oceanica* meadows, especially if they are repeated over time.



FOGLIO 56 OROSEI





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

F. GAMBERI<sup>1,0A</sup>, E. LEIDI<sup>0,0A</sup>, G. DALLA VALLE<sup>0,0A</sup>, M. ROVERE<sup>0,0A</sup>, M. MARANI<sup>1</sup>, A. MERCORELLA<sup>0,0A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO





## FOGLIO 56 OROSEI



Il Foglio 56 "Orosei" si trova nel settore centrale del margine orientale della Sardegna, il margine passivo del bacino di retroarco del Tirreno meridionale (Gamberi e Marani, 2004). Il margine continentale sardo si è formato a partire dal Tortoniano, a seguito dell'apertura del Bacino del Tirreno, che ha portato all'assottigliamento della crosta continentale ed alla formazione di depressioni tettoniche, *graben*, ora occupate da bacini sedimentari di intra-scarpata. Il Foglio 56 include la piattaforma continentale, la scarpata continentale e una piccola parte della piana abissale del bacino di intra-scarpata delle Baronie, situato ad oltre 1500 m di profondità.

La piattaforma ha la massima estensione a nord (20 km), mentre si restringe fortemente in corrispondenza del Golfo di Orosei.

La piattaforma e la scarpata del Golfo di Orosei sono infatti dominate dal principale sistema di drenaggio sottomarino del margine sardo, composto dai canyon di Ginepro, Gonone ed Orosei.

I tre canyon sottomarini indentano la piattaforma continentale, arrivando, nel caso della testata del Canyon di Gonone, a solo 1 km dalla costa.

La testata del Canyon di Gonone ha una larghezza complessiva di 13 km, ed è formata dalla coalescenza di piccoli canyon tributari che alimentano il suo condotto principale.

Nel Foglio 56 sono compresi i primi 40 km del Canyon di Gonone, fino alla piana del Bacino delle Baronie, a circa 1500 m di profondità.

I fianchi del Canyon Gonone e del Canyon Orosei appaiono fortemente asimmetrici e ripidi, e sono interessati da numerosi solchi erosivi (*gully*) che ne rendono la morfologia estremamente frastagliata.

I fianchi sono interessati inoltre da diverse nicchie di distacco di frane che testimoniano l'elevata instabilità dei pendii: sono visibili anche numerosi corpi di frana sul fondo del canyon.

Queste morfologie, associate alla presenza di forme di fondo lungo il letto del canyon quali *thalweg* e terrazzi erosivi, suggeriscono un'attività sedimentaria ancora attiva all'interno dei canyon.

Lungo il ciglio della piattaforma che separa le testate del Canyon Gonone e del Canyon di Orosei è presente un apparato vulcanico sommerso ed ormai estinto (Orrù e Ulzega, 1987). L'apparato vulcanico è composto da due corpi circolari che si elevano di circa 60 m rispetto al fondale marino circostante, raggiungendo come minimo i 40 m di profondità.

I due corpi vulcanici coprono complessivamente un'area di 3 km<sup>2</sup> e, nelle parti meno profonde, presentano un profilo sommitale piatto, testimoniante una probabile emersione ed esposizione a fenomeni erosivi subaerei dell'apparato vulcanico durante l'ultimo periodo glaciale. La piattaforma a nord appare piatta e manca di canyon, eccezione fatta per la presenza della testata del Canyon di Posada, alimentata dal fiume omonimo.

*The Sheet 56 "Orosei" is located in the central sector of the eastern Sardinia margin, the passive margin of the southern Tyrrhenian Sea back-arc basin (Gamberi and Marani, 2004).*

*The Sardinian continental margin started forming around 9 Ma, following the opening of the Tyrrhenian Sea, which caused the thinning of the continental crust and the formation of tectonic depressions, graben, which are now the sites of deep intra-slope basins.*

*The Sheet 56 includes the continental shelf, the continental slope and a small part of the plain of the Baronie intra-slope basin, which is located at more than 1500 m depth.*

*The continental shelf reaches its maximum width to the north (20 km), while it significantly narrows toward the Gulf of Orosei. The shelf and the continental slope of the Gulf of Orosei are, in fact, dominated by the main submarine drainage system of the Sardinian margin, which is composed by the Ginepro, the Gonone and the Orosei canyons.*

*The three submarine canyons indent the continental shelf, reaching, in the case of the head of the Gonone Canyon, a distance of less than 1 km from the coastline.*

*The head of the Gonone Canyon has a total width of 13 km, and is formed by coalescence of small tributary canyons that feed its main conduit. In the Sheet 56, the Gonone Canyon is imaged just for the first 40 km, until the plain of the Baronie Basin, which is located at approximately 1500 m depth. The flanks of both the Gonone and Orosei canyons are highly asymmetric and steep, and are affected by numerous erosional grooves and gullies, which are responsible for the extremely rugged morphology.*

*The canyon flanks appear also affected by various headwall scars linked to shallow-seated landslides that witness the instability of the canyon walls: landslide bodies piling up at the bottom of the canyons are also visible. These morphologies, associated with the presence of bedforms along the canyon floor, as *thalweg* and erosional terraces, suggest that a marked sedimentary activity is still on-going within the canyons. Along the shelf edge, separating the head of the Gonone and Orosei canyons, a submerged, extinguished volcanic center is present (Orrù and Ulzega, 1987).*

*The volcanic center is composed of two circular bodies that rise approximately 60 m from the surrounding seafloor, reaching a minimum water depth of 40 m.*

*The two volcanic bodies cover a total area of 3 km<sup>2</sup> and, in their shallower parts, they show a flat summit profile, witnessing a probable emersion and exposure to subaerial erosive phenomena during the last glacial period.*

*The northern sector of the shelf appears flat, with no indenting canyons, except for the head of the Posada Canyon, which is fed by*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO OROSEI

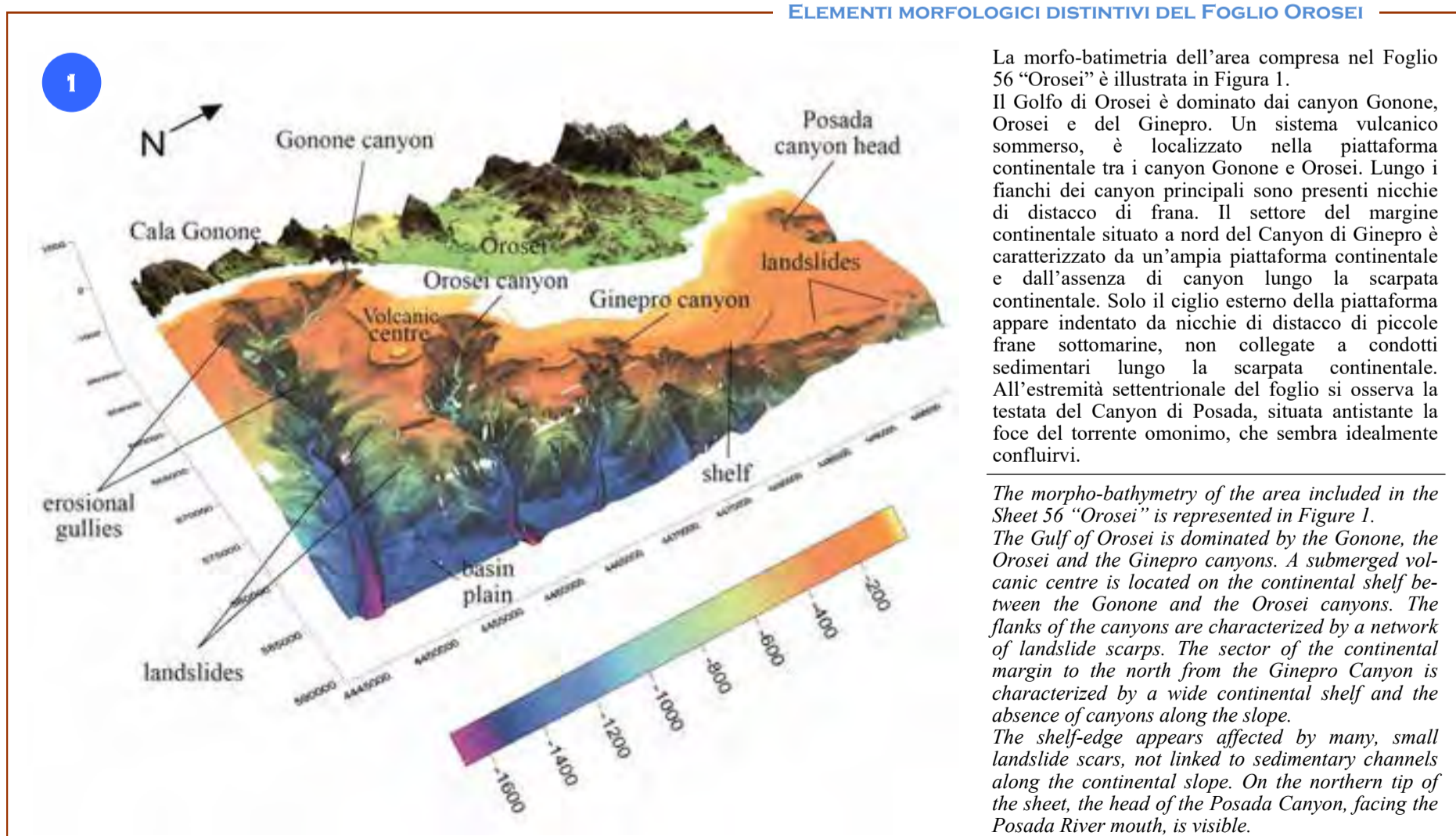
La morfo-batimetria dell'area compresa nel Foglio 56 "Orosei" è illustrata in Figura 1.

Il Golfo di Orosei è dominato dai canyon Gonone, Orosei e del Ginepro. Un sistema vulcanico sommerso, è localizzato nella piattaforma continentale tra i canyon Gonone e Orosei. Lungo i fianchi dei canyon principali sono presenti nicchie di distacco di frana. Il settore del margine continentale situato a nord del Canyon di Ginepro è caratterizzato da un'ampia piattaforma continentale e dall'assenza di canyon lungo la scarpata continentale. Solo il ciglio esterno della piattaforma appare indentato da nicchie di distacco di piccole frane sottomarine, non collegate a condotti sedimentari lungo la scarpata continentale. All'estremità settentrionale del foglio si osserva la testata del Canyon di Posada, situata antistante la foce del torrente omonimo, che sembra idealmente confluirci.

*The morpho-bathymetry of the area included in the Sheet 56 "Orosei" is represented in Figure 1.*

*The Gulf of Orosei is dominated by the Gonone, the Orosei and the Ginepro canyons. A submerged volcanic center is located on the continental shelf between the Gonone and the Orosei canyons. The flanks of the canyons are characterized by a network of landslide scarps. The sector of the continental margin to the north from the Ginepro Canyon is characterized by a wide continental shelf and the absence of canyons along the slope.*

*The shelf-edge appears affected by many, small landslide scars, not linked to sedimentary channels along the continental slope. On the northern tip of the sheet, the head of the Posada Canyon, facing the Posada River mouth, is visible.*



## APPARATO VULCANICO IN PIATTAFORMA

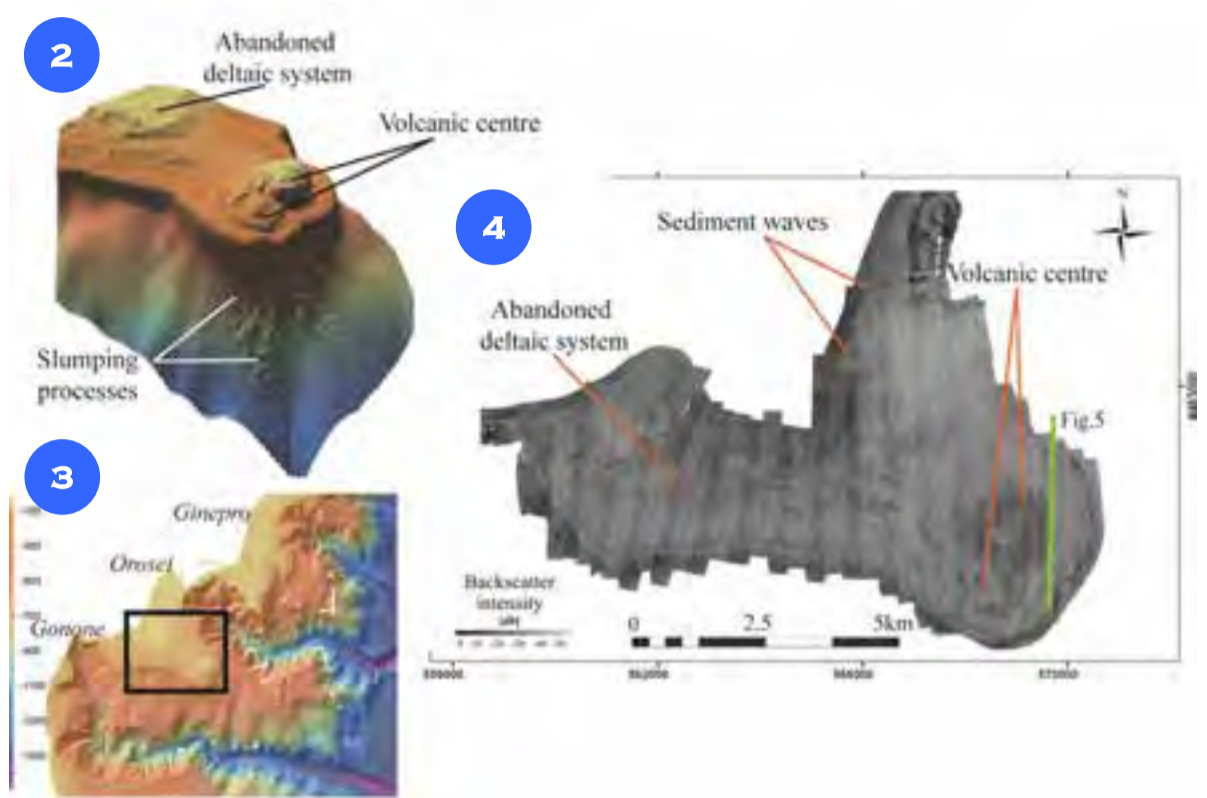
La piattaforma continentale compresa fra il Canyon di Gonone e il Canyon di Orosei è stata "protetta" dall'azione erosiva da una colata basaltica connessa ad un centro vulcanico sottomarino ed ormai estinto (Orrù e Ulzega, 1987).

Il Digital Terrain Model (DTM) in 3D (Fig. 2) mostra il centro vulcanico sommerso nel settore di piattaforma continentale compresa fra i canyon di Gonone e Orosei. Lungo la scarpata continentale sono visibili evidenze di franamento di materiale dal ciglio della piattaforma attorno al centro vulcanico, attraverso processi di *creep* e *slump* (Fig. 3).

Nell'immagine ottenuta tramite l'elaborazione delle ampiezze del segnale multibeam (backscatter) del fondale marino (Fig. 4) si nota la maggior riflettività del corpo vulcanico rispetto al fondale marino circostante.

Nell'immagine di backscatter sono visibili anche forme di fondo tipo onde di sedimento dovute all'azione di correnti lungo costa che interagiscono con la topografia del fondale.

Un corpo stratificato sedimentario a nord del Canyon di Gonone, visibile nell'immagine di backscatter, interpretato come un paleo-apparato deltizio ora sommerso, è legato al Fiume Cedrino, durante lo stazionamento basso del mare (Orrù e Ulzega, 1987). L'immagine chirp (Fig. 5) mostra la scarsa penetrazione del segnale in corrispondenza del corpo vulcanico, il quale mostra assenza di geometrie sedimentarie.



The continental shelf between the Gonone and the Orosei canyons has been protected by the erosive action of oceanographic agents by basaltic lava flows connected to a submerged volcanic centre located close to the shelf-edge (Orrù and Ulzega, 1987) (Fig. 2). The DTM in Figure 3 shows evidences of slumps and creep-like features along the shelf-edge, down to the upper slope. The seafloor backscatter map (Fig. 4) shows the strong reflectivity of the volcanic centre (darker than the surrounding seafloor). In the backscatter map, bedforms like sand waves originated by the interaction of longshore currents with the seafloor topography can be also appreciated (Fig. 4). An abandoned deltaic system, linked to the Cedrino River and probably active during the low stand period, is also evident (Fig. 4). The chirp profile (Fig. 5) shows the scarce penetration of the seismic signal beneath the volcanic center, and the absence of sedimentary geometries.

## CANYON DI GONONE: PROCESSI

I canyon sottomarini sono le principali vie di drenaggio dei sedimenti terrestri verso le piane abissali dei bacini marini; essi possono essere in diretto collegamento con sistemi fluviali attualmente attivi o quiescenti ma attivi durante periodi precedenti l'attuale trasgressione marina post-glaciale. In alternativa i canyon possono originarsi da fenomeni di franamento che coinvolgono la scarpata continentale e che progressivamente raggiungono anche la piattaforma continentale. Il Canyon di Gonone incide profondamente la piattaforma, nonostante non sia collegato a sistemi fluviali di grandi dimensioni (Fig. 1). Tuttavia si nota come un sistema deltizio fossile sia presente in prossimità della testata del canyon (Fig. 6). La sezione sismica mostra l'articolata morfologia della zona prossimale e come lungo le pareti sommitali l'erosione regressiva abbia portato in affioramento il substrato, costituito da calcari e dolomie mesozoiche (Ferraro et al., 2004; Fig. 7). Alla base dei fianchi e sul fondo del Canyon di Gonone si notano riflettori ondulati interpretabili come depositi di frana. Si notano anche tratti ove il fondo del canyon appare riempito da sedimenti stratificati, interpretabili come riempimenti di sedimenti sabbiosi grossolani.

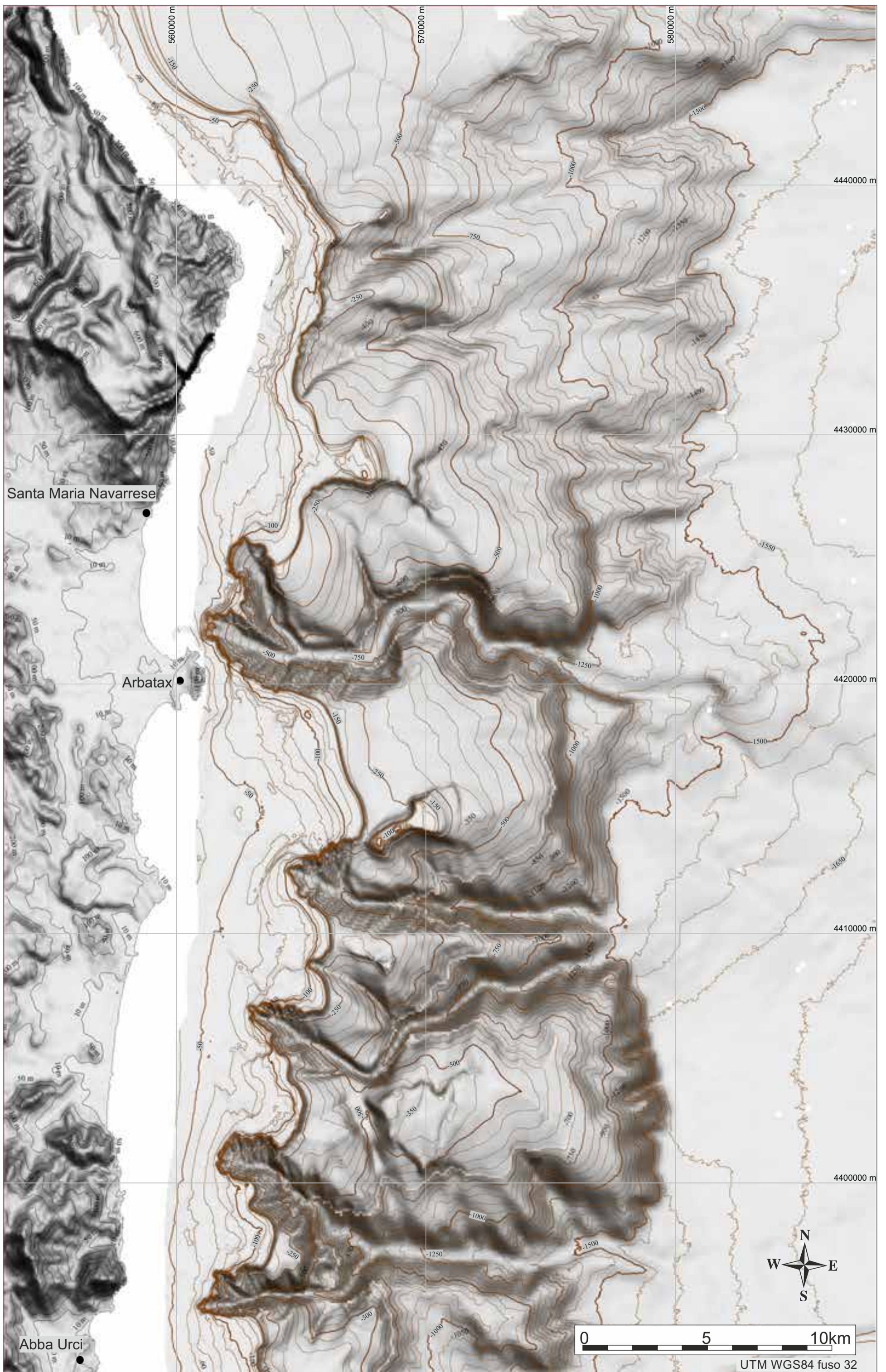
*Submarine canyons represent the main drainage systems of the terrestrial sediment toward the deep-sea; they can be directly connected with rivers active today, or with river systems active during glacial periods, when the sea level was 120 m lower than today. Alternatively, submarine canyons can form through mass wasting processes that initially involve the continental slope, and through retrogressive erosion progressively reach the shelf.*

*The DTM shows that the canyon is not directly connected with a large river system (Fig. 1). However, a submerged deltaic body is located very close to the canyon head: this implies that, during glacial times, the Cedrino River was able to directly discharge sediments within the Gonone Canyon. The chirp profile shows how the erosion, along the flanks of the canyon, has involved also the Mesozoic basement, which is made up of limestones (Fig. 7). At the foot of the canyon flanks, a series of mass-transport deposits are visible. The canyon floor appears filled with coarse-grained sediments.*





FOGLIO 57 ARBATAX



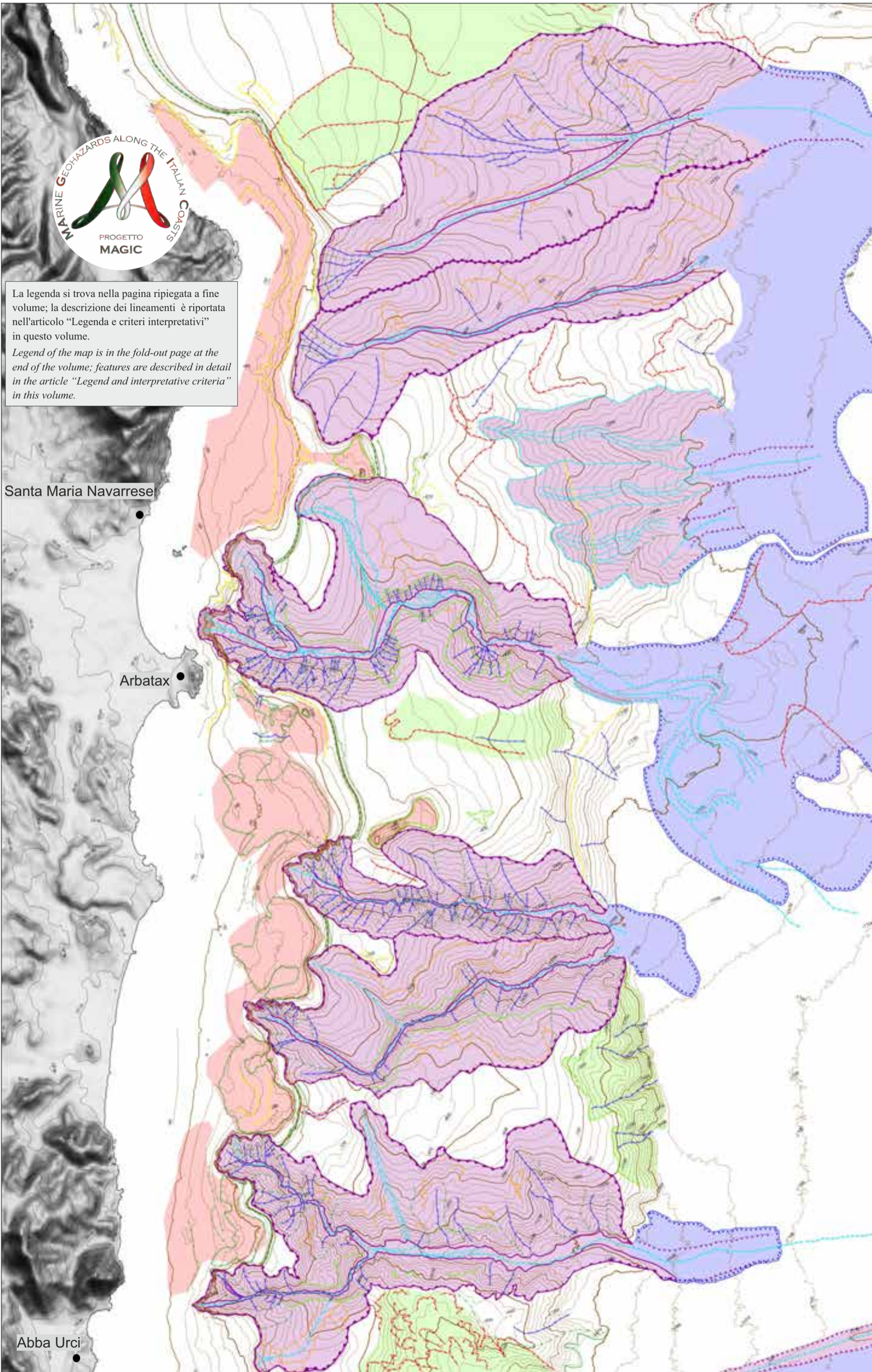


La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Santa Maria Navarrese

Arbatax

Abba Urci



F. GAMBERI<sup>1</sup>\*, E. LEIDI<sup>2</sup>\*, G. DALLA VALLE<sup>3</sup>\*, M. ROVERE<sup>4</sup>\*, M. MARANI<sup>5</sup>, A. MERCORELLA<sup>6</sup>\*

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>2</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>3</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>4</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



## FOGLIO 57 ARBATAX



Il Foglio 57 “Arbatax” copre la parte settentrionale del Bacino dell’Ogliastra, un bacino di intra-scarpata situato a sud del Golfo di Orosei. Il Bacino dell’Ogliastra si è originato per lo sprofondamento tettonico di blocchi crostali ruotati lungo faglie listriche, durante l’apertura del Tirreno meridionale a partire dal Tortoniano superiore (Gamberi e Marani, 2004).

Il Foglio 57 “Arbatax” copre sia la piattaforma continentale, che la scarpata continentale e la piana del Bacino dell’Ogliastra, che raggiunge i 1750 m di profondità, il valore più alto dell’intero margine orientale della Sardegna. Il margine continentale coperto dal foglio ha le caratteristiche “classiche” del settore sardo a sud del Golfo di Orosei, con una piattaforma piuttosto stretta (inferiore a 10 km di ampiezza) ed una scarpata continentale incisa da imponenti canyon sottomarini.

Il principale canyon sottomarino del foglio è il Canyon di Arbatax, la cui testata è situata in corrispondenza del porto industriale omonimo. Altri canyon incidono il margine continentale, e sono il Canyon di Marina di Gairo, il Canyon di Bari Sardo e di Santa Maria Navarrese. Tra tutti questi, quello di Arbatax è l’unico che sviluppa una imponente conoide sottomarina alla base della scarpata. La conoide appare alimentata da un canale sottomarino sinuoso con argini deposizionali (*levee*) a direzione S-SE. La Conoide di Arbatax ha un’area di 170 km<sup>2</sup>, e si eleva di circa 120 m rispetto al fondo marino circostante. Sulla superficie della conoide sono evidenti diverse generazioni di canali sottomarini che in precedenza alimentavano la conoide, e che sono stati abbandonati per processi probabilmente legati ad avulsione. L’avulsione ed i tagli di meandro lungo i canali sottomarini, in maniera analoga a quello che avviene nei fiumi, portano alla formazione di nuove vie di trasporto del carico sedimentario verso la piana abissale. Nella Conoide profonda di Arbatax si possono vedere queste morfologie relitte, con meandri abbandonati e lobi deposizionali sia attivi che inattivi. Se il settore meridionale e centrale del margine è caratterizzato da canyon sottomarini indentati nella piattaforma, collegati ad *input* sedimentari fluviali a terra e ben sviluppati lungo tutta la scarpata, nel settore settentrionale del margine si trovano canyon ancora in via di sviluppo, facenti parti del Sistema di Santa Maria Navarrese. Questi canyon, rettilinei e stretti, con lunghezze comprese fra i 15 e i 20 km, indentano solo il ciglio della piattaforma e sono sviluppati all’interno di un complesso anfiteatro erosivo che coinvolge la scarpata continentale. Nicchie di distacco di frane, scivolamenti di materiale sedimentario ed incisioni caratterizzano questo settore del margine. Si può affermare che i Canyon di Santa Maria Navarrese rappresentano forme embrionali di canyon sottomarini, i quali si sviluppano piuttosto che da *input* fluviale, da franamento di sedimenti.

*The Sheet 57 “Arbatax” covers the northern part of the Ogliastra intra-slope basin, located southward from the Gulf of Orosei.*

*The Ogliastra Basin represents a tectonic graben originated by the rotation of crustal blocks along listric faults during the opening of the Tyrrhenian back arc basin since the Late Miocene (Gamberi and Marani, 2004).*

*The Sheet 57 “Arbatax” covers the continental shelf, the continental slope and the plain of the Ogliastra Basin, that reaches the deepest point of the whole Sardinian margin at 1750 m depth.*

*The continental shelf shows the “classical” arrangement of the Sardinian margin, as it is very narrow (it has less than 10 km of width) and it is indented by several submarine canyons.*

*The major canyon is represented by the Arbatax Canyon, with its head located very close to the industrial harbor of Arbatax. Other canyons are the Marina di Gairo, the Bari Sardo and the Santa Maria Navarrese.*

*The Arbatax Canyon is the only one that develops, at the base of the continental slope, a submarine deep-sea fan fed by a sinuous S-SE directed leveed-channel.*

*The deep-sea fan has an area of 170 km<sup>2</sup> and stands 120 m above the surrounding seafloor. On the deep-sea fan surface, different systems of channels abandoned due to avulsion processes, are evident.*

*Similarly to what happens in subaerial river systems, avulsion and meanders cut-off are common processes in the deep-sea environment, allowing the formation of new sediment pathways towards the basin.*

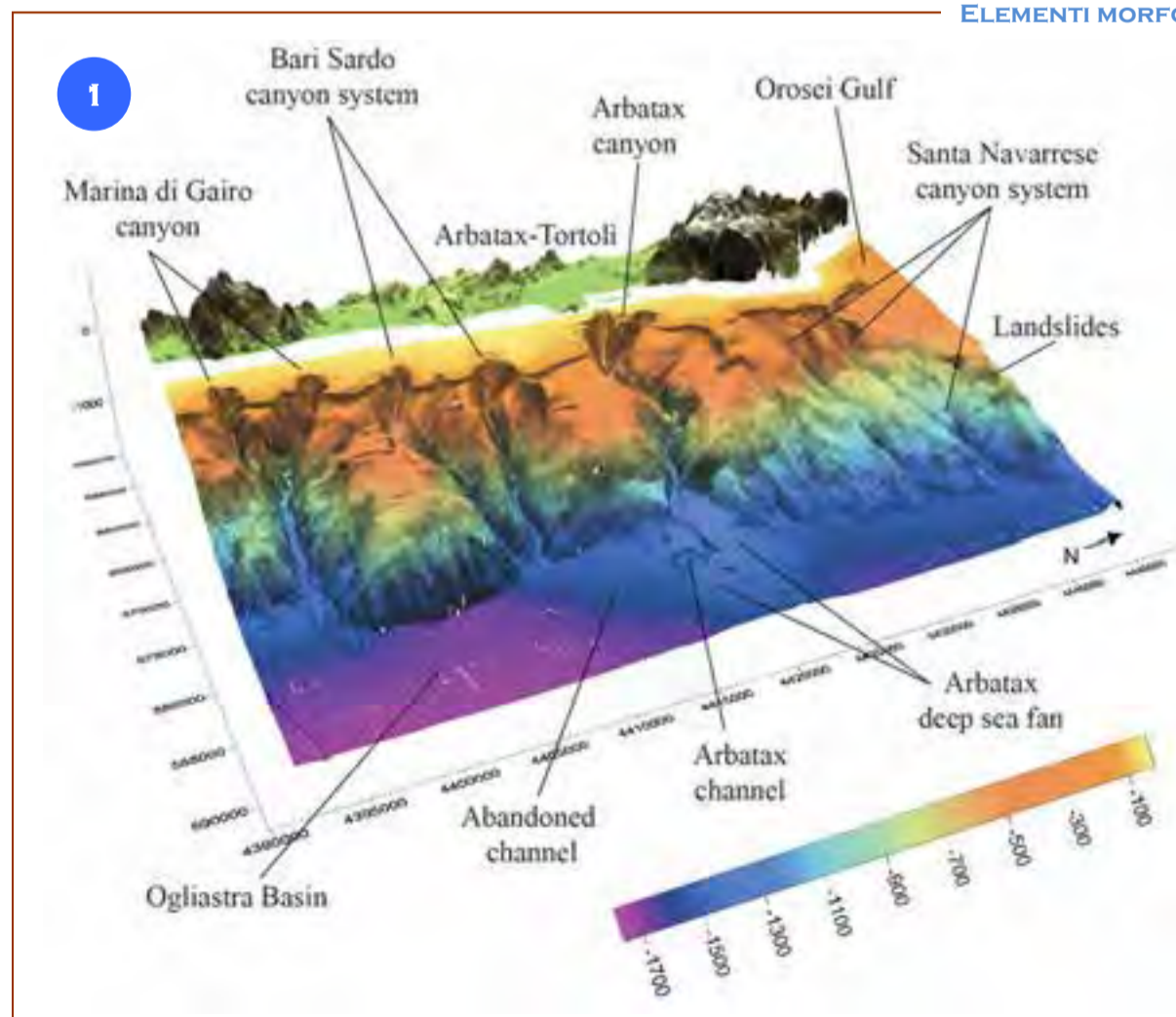
*In the Arbatax deep-sea fan, these relict morphologies are evident, with abandoned meanders together with lobes, both active and inactive. Canyons of the southern sector of the margin indent the continental shelf and are connected to fluvial sedimentary inputs on land which are well developed along the continental slope.*

*Differently, canyons of the northern sector, pertaining to the Santa Maria Navarrese system, are still developing.*

*These narrow and straight canyons are characterized by a length ranging between 10 and 15 km, they indent only the edge of the continental shelf, and are developed within an erosive amphitheatre involving the continental slope.*

*Landslide scars, slumps and erosional incisions characterize this sector of the Sardinian continental margin. Taking into account all the above mentioned evidences, it can be assumed that canyons of the Santa Maria Navarrese system represent an embryonic stage of the evolution of canyons. As they are not river-linked, their formation is related to mass-wasting phenomena affecting the continental slope.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO ARBATAX



La morfo-batimetria del margine continentale del Bacino dell’Ogliastra coperta dal Foglio 57 “Arbatax” è riportata in Figura 1. Il margine è caratterizzato da una piattaforma ristretta, con ampiezza inferiore a 10 km, e profondamente incisa da canyon sottomarini. I canyon collegati a sistemi fluviali a terra mostrano un notevole arretramento verso costa: il Canyon di Marina di Gairo, il Canyon di Bari Sardo ed in particolare il Canyon di Arbatax, arrivano a pochi chilometri dalla costa. Questi sistemi sono i più evoluti ed incidono anche la scarpata con incisioni profonde più di 600 m. Al contrario, i sistemi non direttamente connessi a sistemi fluviali presenti a terra mostrano minori incisioni lungo la scarpata continentale (profonde tra 200 e 250 m) e non arrivano ad intaccare la piattaforma.

*In Figure 1, the DTM of the continental margin of the Ogliastra Basin covered by the Sheet 57 “Arbatax” is presented. The margin exhibits a narrow shelf, less than 10 km in width, and the slope is carved by several canyons (Fig. 1). These canyons, linked to fluvial systems on land, have their heads close to the coastline: Canyon Marina di Gairo, Canyon Bari Sardo and, in particular, Canyon Arbatax have their heads very close to the coastline. These systems are the most evolved, they deeply incise also the continental slope with incisions more than 600 m deep. On the contrary, those systems not directly linked to fluvial systems on land show less marked incisions along the slope (200-250 m deep) and they involve only a small portion of the shelf.*

## CANYON SOTTOMARINI SOTTOCOSTA



Lo studio dei settori costieri marini tramite multibeam permette una valutazione del rischio legato ai processi geologici e al loro eventuale impatto sulle infrastrutture antropiche costiere e *offshore*. Nel DTM (Fig. 2) si nota che la testata del Canyon di Arbatax, tramite processi di erosione retrogressiva, ha inciso fortemente la piattaforma continentale fino a lambire il porto di Arbatax. La testata del canyon arriva a meno di 700 m dal molo principale del porto, ed è caratterizzata da morfologie legate ad erosione concentrata lungo i fianchi del canyon. Franamenti lungo i fianchi sono indicativi di una dinamica sedimentaria ancora attiva all'interno del canyon, alimentata anche da fenomeni legati a piene fluviali. I fiumi della Sardegna sono pochi e hanno un carattere prevalentemente torrentizio, in grado di scaricare grandi quantità di sedimento in mare in poco tempo durante le alluvioni, concentrate nel periodo autunnale. Evidenze di depositi da piena torrentizia sono visibili all'interno della testata del Canyon di Arbatax (*flash flood deposit*). A causa della stretta piattaforma, questi corpi sedimentari vengono depositati dai fiumi direttamente all'interno del canyon sottomarino. Questi depositi possono successivamente essere risedimentati verso le parti profonde del canyon originando smottamenti e franamenti sottomarini che rinvigoriscono ulteriormente l'azione di erosione retrogressiva del canyon verso costa.

*The study of coastal regions seafloor through the multibeam swath bathymetry aims to unveil the major hazards related to geologic phenomena and to evaluate their impact on human infrastructures.*

*The Digital Terrain Model (Fig. 2) shows the head of the Arbatax Canyon, which is very close to the Arbatax harbour, as it reaches a distance of less than 700 m from the main pier.*

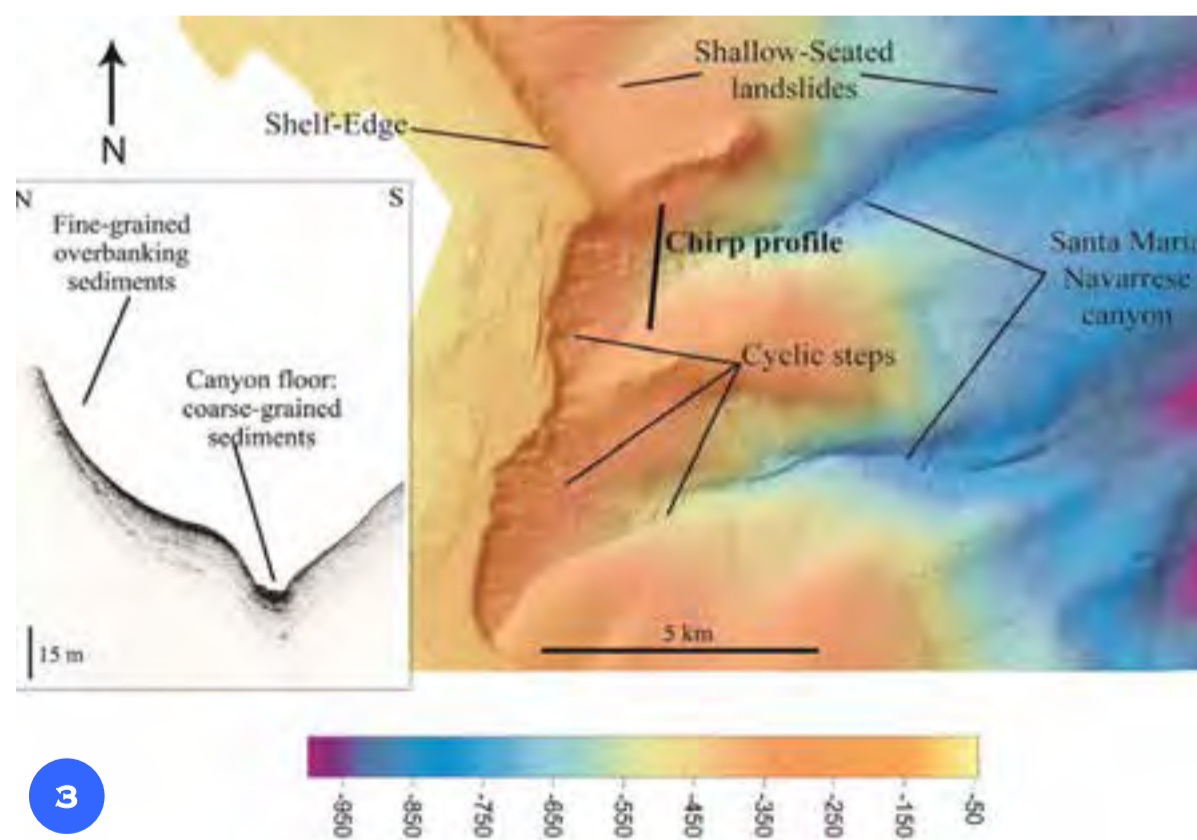
*The badlands topography that characterizes the head of the Arbatax Canyon is due to mass-wasting processes affecting its flanks.*

*Flash-flood deposits within the shallowest part of the canyon head witnesses an active sedimentary dynamic, linked to sediment discharge by river systems on land. The few rivers of Sardinia are characterized by flash-flood phenomena, generally occurring in autumn, that can discharge a huge amount of sediments in few hours or days.*

*The narrow continental shelf enhances the discharge of sediments directly from the river into the canyon.*

*These deposits can be successively remobilized and carried to the deep basin through mass wasting phenomena, that, in turn, enhance the erosional processes within the canyon region.*

## CANYON SOTTOMARINI: EVOLUZIONE



*The sedimentary processes responsible for canyons evolution can be inferred by the geomorphic analysis of their overall morphologies and of the eventual presence of bedforms along their floor and flanks. The DTM (Fig. 3) of the upper continental slope sector of the Santa Maria Navarrese canyon system highlights the presence of repetitive bedforms along*

*the seafloor of the canyons. These elements are called "cyclic steps" and represent bedforms forming in response to the passage of turbidity currents within the canyons.*

*In particular, cyclic steps originate due to the continuous hydraulic jump experienced by the flow during its movement toward the deep basin.*

All'interno dei moderni canyon sottomarini in evoluzione, la presenza di processi sedimentari attivi può essere evidenziata attraverso l'analisi delle forme di fondo presenti sia lungo il letto del condotto sedimentario, sia lungo i suoi fianchi.

Il *Digital Terrain Model* (DTM) presente in Figura 3 mostra come i tratti prossimali del sistema di canyon di Santa Maria Navarrese risultano caratterizzati dalla presenza di forme di fondo ripetitive situate all'interno dei *thalweg* dei canyon sottomarini.

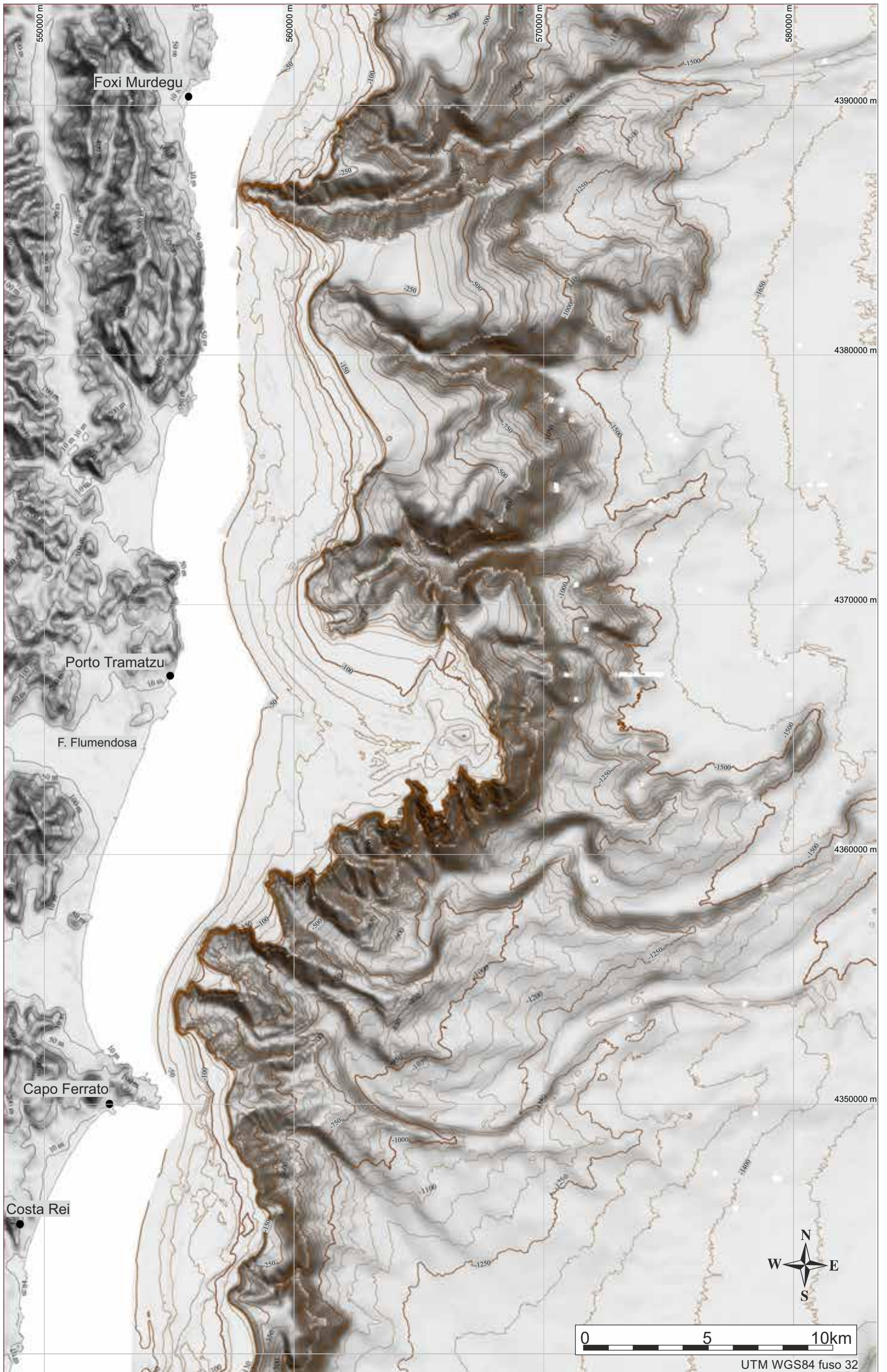
Questi elementi geomorfologici chiamati "*cyclic step*", consistono in forme di fondo che si originano al passaggio di correnti di torbida cariche di sedimento e dirette verso la piana abissale. In particolare, queste forme di fondo (*cyclic step*) si originano a causa di ripetuti "salti idraulici" a cui sono soggette le correnti di torbida. Infatti, la corrente di torbida durante il suo movimento passa ripetutamente da un comportamento super-critico, caratterizzato da un Numero di Froude  $>1$  e durante il quale la sezione del flusso si "stira" e si velocizza, ad un comportamento subcritico, caratterizzato da un Numero di Froude  $<1$  dove il flusso della corrente di torbida rallenta e si inspessisce.

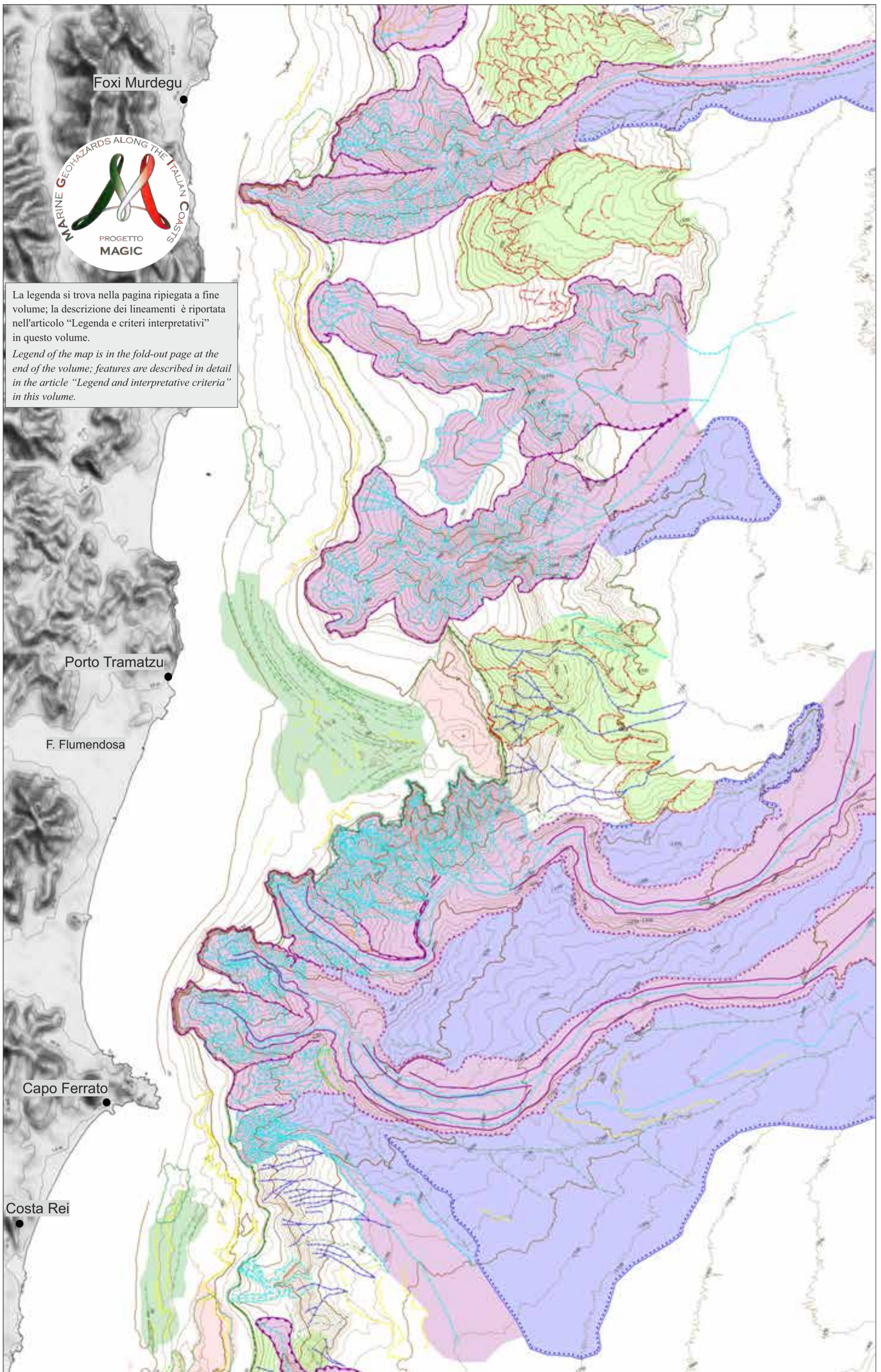
*The flow experiences a cyclic transition from supercritical (Froude number  $>1$ ) to subcritical (Froude number  $<1$ ) conditions.*

*During supercritical state, the flow increases its velocity and its thickness reduces, whereas during subcritical conditions, the flow slows, increasing its thickness.*



FOGLIO 58 COSTA REI





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

F. GAMBERI<sup>1\*^</sup>, E. LEIDI<sup>0\*^</sup>, G. DALLA VALLE<sup>0\*^</sup>, M. ROVERE<sup>0\*^</sup>, M. MARANI<sup>^</sup>, A. MERCORELLA<sup>\*^</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; \*ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>^</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO





## FOGLIO 58 COSTA REI



Il Foglio 58 “Costa Rei” è localizzato nel settore meridionale del margine orientale della Sardegna. Il foglio copre la stretta piattaforma continentale, la scarpata continentale e parte dei bacini di intra-scarpata di Ogliastra e dell’Ichnusa-Sarrabus (Marani e Gamberi, 2004). I due bacini si sono originati durante la fase tettonica che ha portato all’apertura del bacino tirrenico meridionale nel Miocene superiore (Kastens e Mascle et al., 1990). L’apertura del bacino tirrenico ha portato allo stiramento della crosta continentale con la formazione di depressioni tettoniche (*graben*) che corrispondono a bacini di intra-scarpata, bordati da porzioni di crosta sopraelevate (*horst*). I due bacini di Ogliastra e Ichnusa-Sarrabus sono separati dall’Alto di San Lorenzo, un alto topografico legato alla presenza di un alto strutturale orientato in senso SO-NE. Tutta la scarpata continentale è incisa da numerosi canyon sottomarini. I principali canyon sono quelli del Flumendosa e del Sarrabus, localizzati nel settore meridionale del margine, mentre a nord è presente il Canyon di Pelau ed altri canyon sottomarini minori. Nel settore settentrionale del margine i canyon hanno un andamento rettilineo, mentre i Canyon di Sarrabus e Flumendosa, controllati nel loro percorso dall’Alto di San Lorenzo, mostrano un andamento più sinuoso e meandriforme. Nella scarpata continentale i Canyon Sarrabus e Flumendosa formano un anfiteatro erosivo di circa 20 km di ampiezza, composto dai condotti principali dei canyon e da numerosi condotti tributari minori. In questo tratto del margine, la piattaforma continentale viene profondamente erosa ed incisa e si riduce notevolmente in ampiezza, specialmente in corrispondenza della testata del Canyon Sarrabus, dove raggiunge circa 2 km di larghezza. Il notevole arretramento delle testate dei canyon nella piattaforma in quest’area del margine è probabilmente da correlarsi con la presenza a costa della foce del Fiume Flumendosa, il principale fiume sardo per portata media annua alla foce ( $22 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ) e con un bacino idrografico di  $1775 \text{ km}^2$ . La grande quantità di sedimenti trasportati dal fiume fa sì che alla base della scarpata continentale i Canyon di Sarrabus e Flumendosa sviluppino una conoide sottomarina (Conoide di San Lorenzo) di circa  $500 \text{ km}^2$  di superficie. La conoide è dominata da sistemi di canale-argine (Canale Flumendosa e Canale Sarrabus) ed è formata da diverse generazioni di canali sottomarini ed argini deposizionali. Questa conformazione suggerisce che la conoide sottomarina si è formata attraverso fasi di erosione e deposizione alternate nel tempo e probabilmente controllate da fattori esterni al bacino, quali attività tettonica a terra, variazioni del clima e variazioni del livello marino. Inoltre, movimenti in massa come frane, scivolamenti e *slump* possono ulteriormente contribuire alla costruzione della conoide profonda. Lungo il margine continentale si osserva come i canyon con le testate più prossime alla linea di costa, oltre al già descritto Flumendosa-Sarrabus e il Canyon di Pelau, sono attualmente o sono stati nel passato connessi a sistemi fluviali a terra: nel caso della testata del Canyon Pelau, che raggiunge 2 km dalla costa, si trova in continuità delle foci del Rio Foxi Manna e del Rio Mandara.

*The Sheet 58 “Costa Rei” is located between the Ogliastra and Ichnusa-Sarrabus intra-slope basins, in the southern sector of the eastern Sardinia margin (Marani and Gamberi, 2004).*

*The two intra-slope basins represent the tectonic depression (graben), elongated in the N-S direction, originated during the crustal stretching that led to the opening of the Tyrrhenian Basin in the Upper Miocene (Kastens and Mascle, 1990). The two intra-slope basins are separated by the San Lorenzo structural high, stretching in the SW-NE direction.*

*The continental margin is affected by numerous submarine canyons, of which the main ones are the Flumendosa and the Sarrabus, located in the southern sector of the margin.*

*In the northern sector of the margin, the canyons have a straight path along the continental slope, while the Sarrabus and Flumendosa canyons, show a more sinuous and meandriform pathway, since they are strongly controlled by the presence of the San Lorenzo High. Canyons are emplaced within an erosive amphitheater which is composed of numerous tributaries affecting about 20 km of margin.*

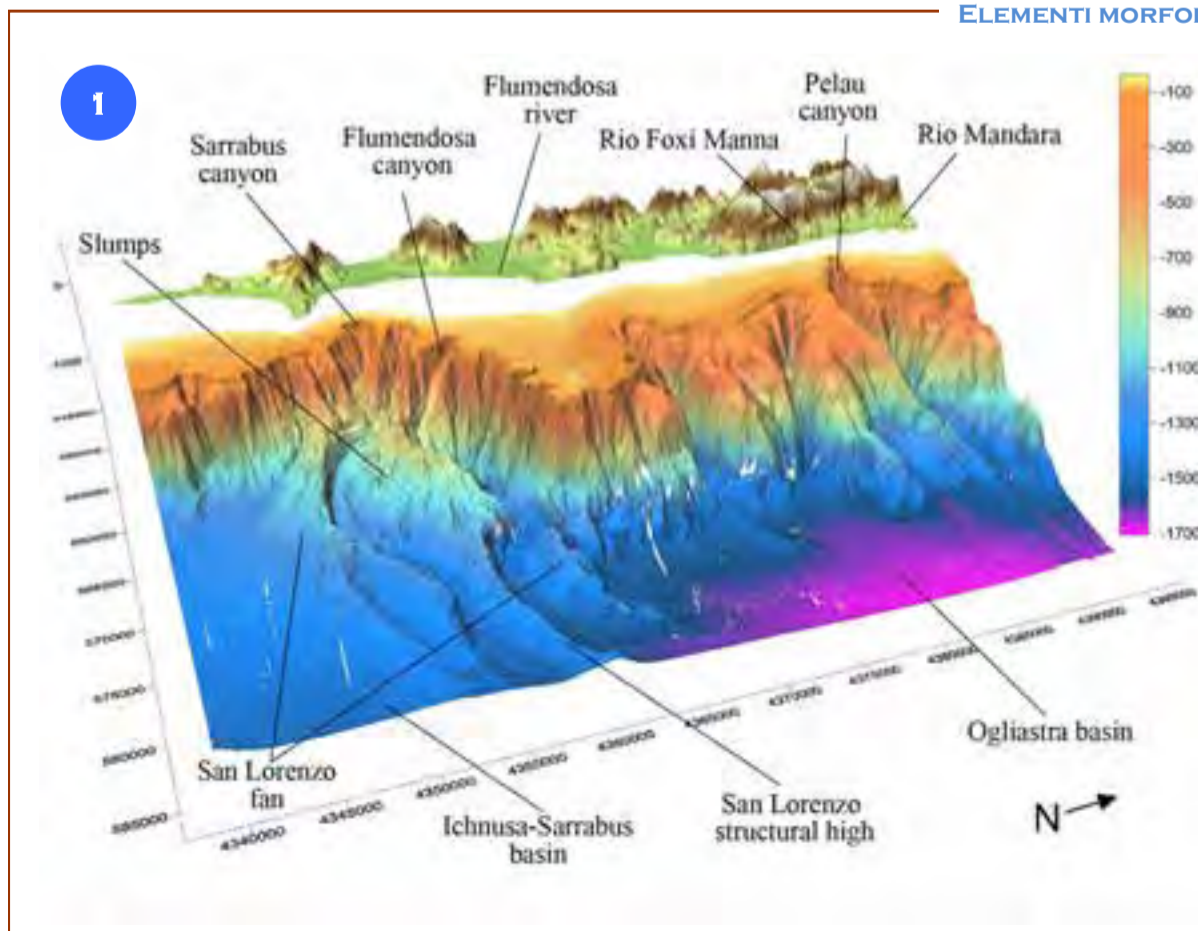
*The head of the Sarrabus Canyon, is close to the coastline (less than 2 km of distance). The significant retreat of the heads of the canyons in this sector of the margin is likely to be correlated with the presence of the mouth of the Flumendosa River, the main river of Sardinia with an average annual discharge of  $22 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  and an hydrographic basin of  $1775 \text{ km}^2$ . The large amount of sediment transported by the river is probably responsible for the large deep sea fan (San Lorenzo Fan) developed at the basis of the slope by the Sarrabus and Flumendosa Canyons, which covers about  $500 \text{ km}^2$  of the basin plain.*

*The fan is dominated by a channel-levee system (Flumendosa and Sarrabus channels), whose shape and size are controlled by the San Lorenzo High. In particular, the San Lorenzo Fan is composed of different generations of submarine channels and levees. Levees generally form as a consequence of the overbanking of part of the sediments transported by the gravity flows running within the channels. These spilling sediments are deposited outside the channel, forming the levees. The construction of the submarine fan occurred through an alternation of erosional and depositional phases of the submarine channels.*

*Generally, the main deep sea fan controlling factors are the tectonic activity, both within the basin and on land, together with climate and sea level changes. Moreover, mass movements such as landslides and slumps may further contribute to the development of the deep sea fan. Along the continental margin, it is evident how canyons with their heads close to the coastline, as the previously described Flumendosa-Sarrabus and Pelau Canyons, are currently or have been in the past related to river systems.*

*In particular, in the case of the Pelau Canyon, which reaches 2 km from the coastline, it can be observed that its head develops in front of the mouths of the Rio Foxi Manna and the Rio Mandara.*

### ELEMENTI MORFOLOGICI DISTINTIVI DEL FOGLIO COSTA REI



Il margine compreso nel Foglio 58 “Costa Rei” appare solcato da numerosi canyon sottomarini che in alcuni casi evolvono alla base della scarpata in canali e conoidi profonde (Fig. 1).

In particolare, a sud si osservano le testate dei Canyon Sarrabus e Flumendosa che indentano la piattaforma generando un anfiteatro erosivo ai danni della scarpata e della piattaforma continentale.

Alla base della scarpata continentale i Canyon Sarrabus e Flumendosa formano canali sottomarini con argini deposizionali, dando origine alla Conoide di San Lorenzo.

I due canali sottomarini sono separati dall’alto strutturale di San Lorenzo. Il Canyon di Pelau si indenta nella piattaforma e alla base della scarpata sviluppa un canale con argini.

*The margin portion comprised in the Sheet 58 “Costa Rei” is dissected by several canyons, that in some cases, develop deep-sea fans at the toe of the slope (Fig. 1). The Sarrabus and the Flumendosa Canyons indent the continental shelf and, at the base of the continental slope, they evolve into submarine leveed-channels forming the San Lorenzo Fan. The two submarine channels are divided by the San Lorenzo structural high. The Pelau Canyon indents the continental shelf, and, in the basin plain, it forms a leveed channel.*

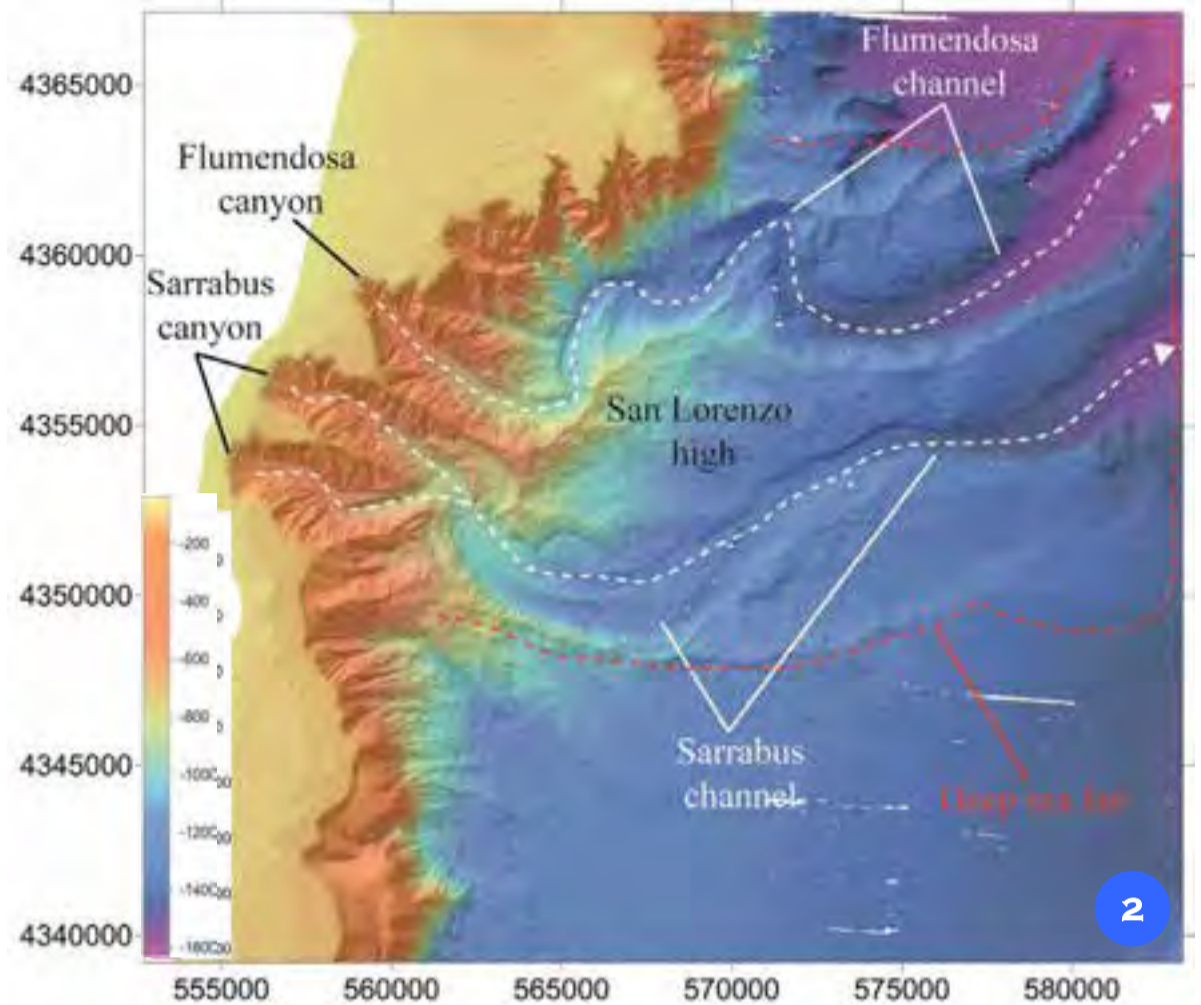
## LA CONOIDE PROFONDA DI SAN LORENZO

Una conoide sottomarina profonda (*deep-sea fan*) si sviluppa in seguito alla deposizione di sedimenti scaricati dai fiumi verso il mare e trasportati verso il bacino profondo da canyon e canali sottomarini. Viene mostrata la Conoide di San Lorenzo (Fig. 2), che, alimentata dal Fiume Flumendosa, trasporta i sedimenti verso la piana bacinale attraverso i Canyon/Canali di Flumendosa e del Sarrabus.

Il flusso di acqua e sedimento che rimane confinato all'interno dei sistemi di canyon/canale ha una densità maggiore dell'acqua marina circostante. Il sedimento è tenuto in sospensione e si muove attraverso un moto turbolento dando origine ad un flusso torbiditico.

Questo gli consente di viaggiare per lunghe distanze anche su angoli di pendio bassi, e di raggiungere la piana abissale anche a decine di chilometri dalla sorgente.

*Deep-sea fan develops through the deposition of river-derived sediments that are transported toward the deep basin by submarine canyons and channels. In Figure 2, the San Lorenzo deep-sea fan is shown. The deep-sea fan is fed by the sediments carried by the Flumendosa and Sarrabus Canyons, which, at the base of the slope, evolve into submarine channels. The mixture of water and sediments that flows within the channels is denser than the surrounding sea water. The sediment is suspended by turbulence (turbiditic flow). The turbiditic flow can travel for long distances at low slopes, reaching the abyssal plain several kilometres away from the input point onland.*



2

## PROCESSI SEDIMENTARI NEI CANYON

I Canyon sottomarini del Flumendosa e del Sarrabus sono caratterizzati dalla presenza di terrazzi erosivi, *thalweg* stretti e solchi di erosione lungo il fondo del canyon.

L'analisi tramite dati chirp (Fig. 3) del fondo dei due canali sottomarini indica che essi sono attualmente interessati da un'intensa attività sedimentaria a carattere sia deposizionale che erosivo. In particolare si nota come il letto dei canyon sia caratterizzato da numerose iperboli acustiche e quasi nulla penetrazione del segnale acustico al di sotto del fondale marino, indicativo di materiale grossolano depositato di recente.

Nell'immagine chirp si nota inoltre come il Canyon del Sarrabus sia caratterizzato da numerosi terrazzi erosivi lungo il suo fianco nord. Nell'immagine del DTM (Fig. 4) si possono osservare come treni di depressioni a ferro di cavallo siano presenti sia all'interno che all'esterno dei canali sottomarini, lungo gli argini deposizionali. Questi elementi geomorfologici presenti sul fondo marino sono una dimostrazione del carattere fortemente erosivo dei flussi confinati nel canale e di come, in alcuni casi, durante episodi di tracimazione all'esterno del canale, essi continuino a mantenere un carattere fortemente erosivo. Questi solchi erosivi sono disposti in "treni" lineari (*trail of scours*) e vengono da alcuni interpretati come i prodromi di futuri canali sottomarini. Una volta formati, i canali embrionali fungono da nuove vie di trasporto sedimentario verso la piana abissale.

*The floor of the Flumendosa and Sarrabus channels are characterized by different geomorphological features: erosional terraces, narrow thalwegs and erosional scours.*

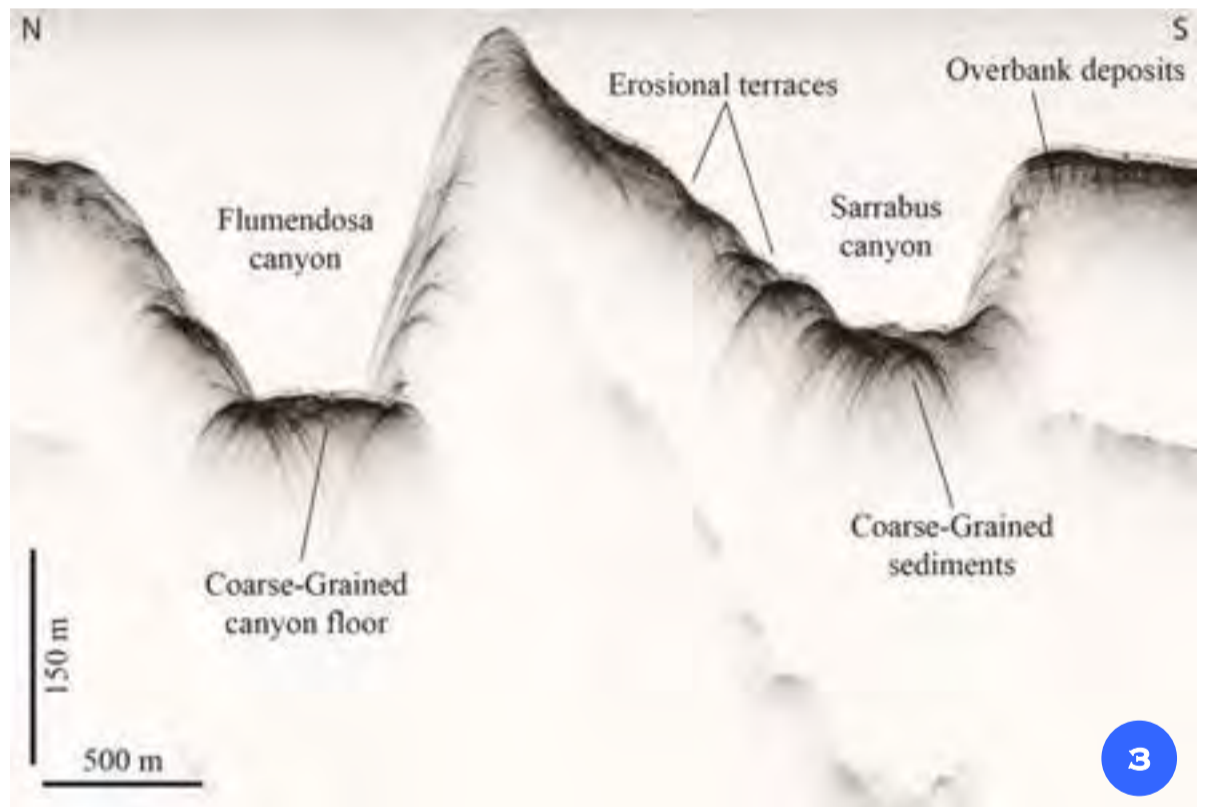
*The chirp profile (Fig. 3) shows numerous acoustic hyperbolae with no penetration of the signal beneath the seafloor, indicating the presence of recent, coarse-grained sediments deposited within the channels.*

*The northern flank of the Sarrabus Canyon is characterized by several erosional terraces.*

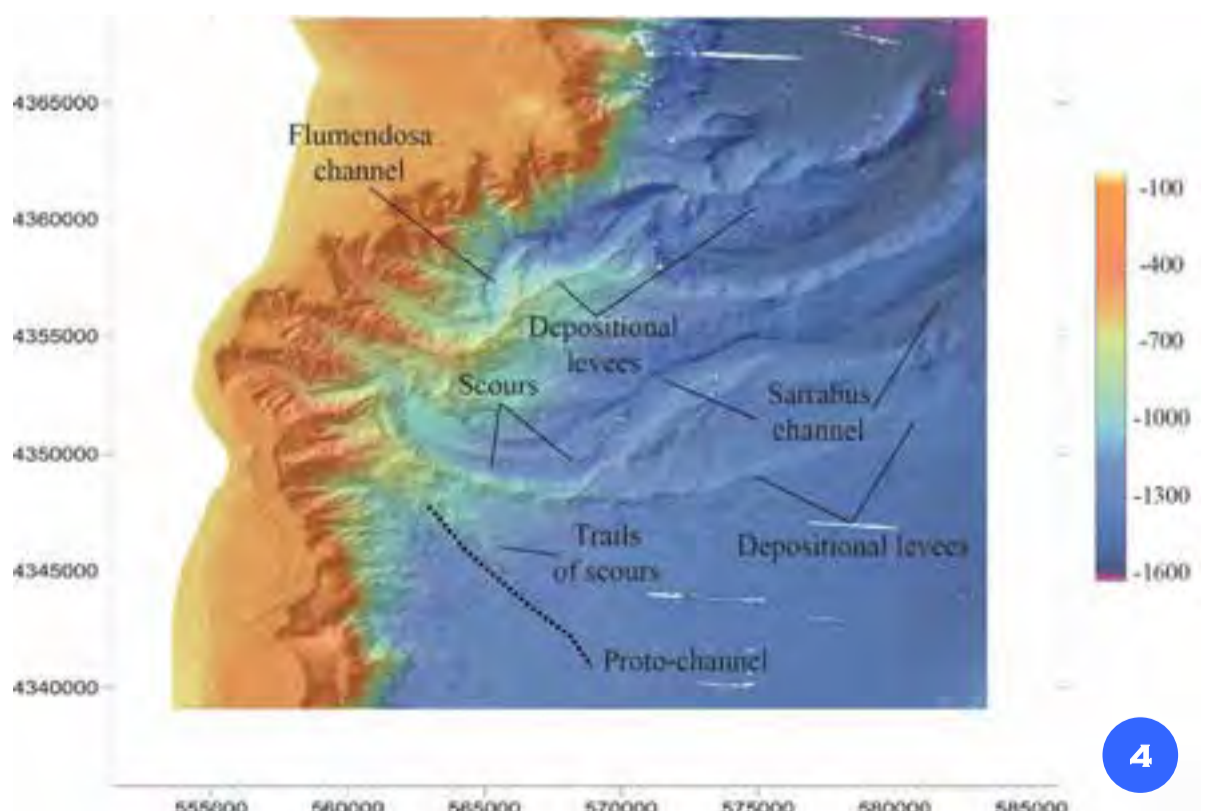
*In the Digital Terrain Model (DTM; Fig. 4), a series of intra-channel scours can be observed.*

*Trails of scours are present also outside the main channel, witnessing the erosional behaviour of the overbanking flows.*

*They can represent embryonic conduits that progressively transform into well developed submarine channels able to carry sediments toward the basin plain.*

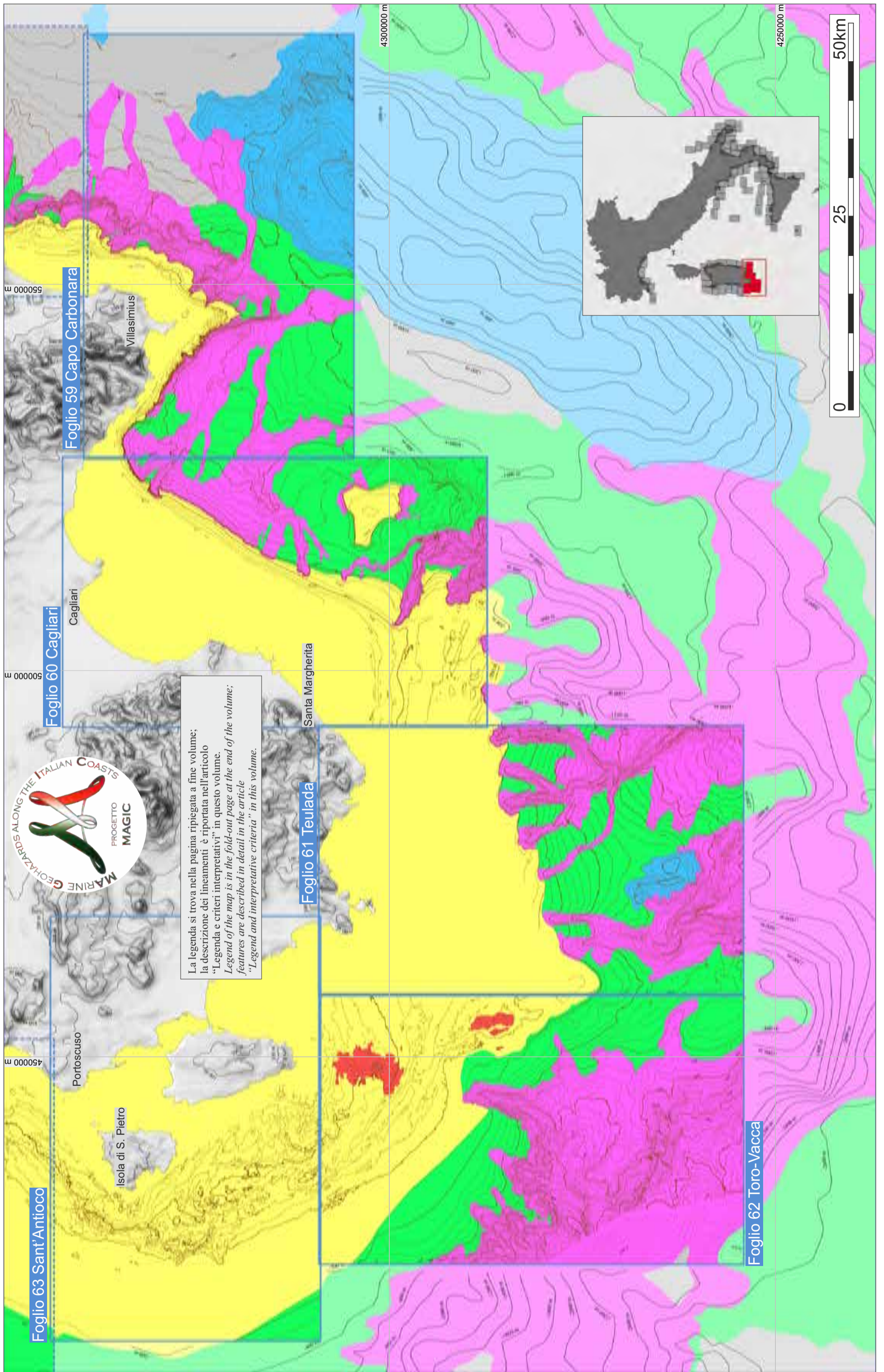


3



4

# TAVOLA 13 SARDEGNA MERIDIONALE



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

# TAVOLA 13 SARDEGNA MERIDIONALE

P.E. Orrù\*, G. Deiana\*, L. Lecca\*, A. Meleddu\*, E. Paliaga\*, S. Todde\* (il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CoNISMa: \*DSCG UniCa

Il margine meridionale della Sardegna può essere distinto in tre settori a caratteri strutturali e fisiografici differenti, il settore sud-occidentale con faglie dirette che delimitano bacini intra-piattaformali e di *intra-slope*; il Golfo di Cagliari, estensione a mare della fossa tettonica del Campidano e il settore orientale con piattaforma continentale poco estesa e scarpata molto ripida limitata al largo dal *Seamount* Ichnusa.

Il margine sud-occidentale della Sardegna è stato esplorato mediante indagini geofisiche e perforazioni profonde per definire la successione e le geometrie delle sequenze deposizionali (Finetti e Morelli, 1973; Fanucci et al., 1976; Casula et al., 2001; Lecca, 2000; Finetti et al., 2005; Fig. 1). Faglie ad alto angolo caratterizzano la prima impostazione del sistema dei blocchi tettonici che hanno costituito il margine continentale della Sardegna occidentale tra l'Oligocene medio-superiore e il Miocene inferiore, quando, nell'area di *intra-back arc* relativa alla Catena Maghrebide-Appenninica, si produsse un ampio sistema di *rifting* (Cherchi e Montadert, 1982; Lecca et al., 1997; Sowerbutts, 2000; Casula et al., 2001; Faccenna et al., 2002). Sulla base dei dati provenienti dai profili ECORS-CROP, la genesi del margine potrebbe essere individuata nell'inversione tettonica estensionale di un sistema di strutture compressive di una diramazione occidentale della Catena Pirenaica (Fanucci e Morelli, 1997). Il *Rift* Sardo, costituisce un sistema estensionale associato alla convergenza Maghrebide-Appenninica con ubicazione, in un caso, ad alto angolo rispetto alla Catena Maghrebide, e nell'altro parallelo al segmento dell'Appennino settentrionale. Pertanto il margine, che costituiva un ramo occidentale del sistema di *rifting*, ha in seguito assunto le caratteristiche strutturali ed evolutive di margine divergente relativo ad un bacino estensionale associato ad un'area di convergenza (Lecca, 2000). Le zone di faglia del *Rift* Sardo hanno riutilizzato vari tipi di discontinuità strutturali preesistenti all'interno del basamento paleozoico; analogamente, è presumibile che questo si sia verificato anche nel margine continentale (Lecca, 2000).

Gli studi sull'evoluzione cinematica del Mediterraneo centrale, evidenziano che l'intero Blocco Sardo-Corso è stabile negli ultimi 7 milioni di anni; tuttavia il catalogo dei terremoti strumentali dell'INGV (sismicità degli ultimi 25 anni registrata dalla rete nazionale) riporta tre eventi principali nella Sardegna meridionale, uno di magnitudo 5,5 nell'agosto 1988 lungo la Faglia attiva S. Antioco-Isola del Toro, *Seamount* Quirino, e due di 4,5 a marzo del 2006, in corrispondenza del prolungamento a mare di un'importante faglia NO-SE che segna il limite occidentale della fossa tettonica del Campidano.

L'assetto strutturale del Golfo di Cagliari è costituito da un sistema a blocchi ribassati, con faglia principale sul bordo NE, cui corrisponde una sequenza di antitetiche parallele a SO (Fig. 2). Le unità che precedono la fase di *rifting* oligo-miocenica sono rappresentate dal basamento paleozoico e da copertura marina eocenica, arenarie fluviali e *claystone* della Formazione Cixerri (Eocene superiore-inferiore Oligocene), mentre l'inizio della fase di *rifting* oligo-miocenica è accompagnata da vulcanismo andesitico (Oligocene superiore-Aquitano) del Blocco Sulcis (Pozzo Agip Marcella-1).

Il riempimento della fossa tettonica in abbassamento è caratterizzato da sedimenti fluviali (Formazione Ussana), cui seguono le sequenze marine arenaceo-marnose e carbonatiche a partire dall'Aquitano-Burdigaliano al Serravalliano-Tortoniano. Una fase tettonica transtensionale estensionale è principalmente attribuibile al Miocene superiore-Messiniano, con riattivazione delle faglie marginali del bacino; all'inizio della colmata plio-quadernaria corrisponde la fase di *rifting* del Tirreno.

The southern Sardinia continental margin can be divided into three sectors with different physiographic and structural characteristics. The south-western sector, characterized by normal faults defining intra-platform and intra-slope basins; the Cagliari Gulf, extension at sea of the Campidano Rift Valley; and the eastern sector, with a narrow shelf and a steep slope limited offshore by the Ichnusa Seamount. The Sardinian south-western margin has been investigated through geophysical surveys and deep drills, in order to know the order and the geometry of the depositional sequences (Finetti and Morelli, 1973; Fanucci et al., 1976; Casula et al., 2001; Lecca, 2000; Finetti et al., 2005; Fig. 1). High-angle faults characterize the first setting of the tectonic blocks of the western Sardinia margin between the Middle-Upper Oligocene and the Miocene, when, in the *intra-back arc* of the Apennine-Maghrebian Chain, an extensive system of rifting settled (Cherchi and Montadert, 1982; Lecca et al., 1997; Sowerbutts, 2000; Casula et al., 2001; Faccenna et al., 2002). Based on the ECORS-CROP profiles, the genesis of the margin could be identified in the extensional tectonic inversion of a compressive structure system of a western branch of the Pyrenean Chain (Fanucci and Morelli, 1997). The Sardinian Rift is an extensional system associated with the Apennine-Maghrebian convergence; the margin was a western branch of the rift system and has later assumed the structural and evolutionary characteristics of a divergent margin, relative to an extensional basin associated with an area of convergence (Lecca, 2000). The Sardinian Rift fault zones followed different pre-existing structural discontinuities within the Paleozoic basement, as probably occurred in the continental margin (Lecca, 2000). Kinematic studies of the central Mediterranean evidence that the Sardinia-Corsica Block has been stable in the last 7 million years. However, the INGV earthquake catalog (seismicity of the last 25 years) shows three main events in southern Sardinia, one of magnitude 5.5 in August 1988 along the active Fault S. Antioco-Toro Island, Quirino Seamount, and two of magnitude 4.5 in March 2006, in correspondence of the extension at sea of the NW-SE fault which delimits westerly the Campidano rift valley (Fig. 2). Units preceding the Oligo-Miocene rifting phase are represented by the Paleozoic basement and by marine Eocene covers, fluvial sandstones and claystones of the Cixerri Formation (Upper Eocene-Lower Oligocene), while the beginning of the Oligo-Miocene rifting is accompanied by andesitic volcanism (Upper Oligocene-Aquitano) of the Sulcis Block (Pozzo Marcella-1). The filling of the lowering tectonic trench is characterized by fluvial sediments (Ussana Formation), followed by marine marly arenaceous and carbonate Lower Miocenic sequences.



Figura 2. Schema strutturale del Golfo di Cagliari (da Finetti et al., 2005).

Figure 2. Structural scheme of the Cagliari Gulf (from Finetti et al., 2005).

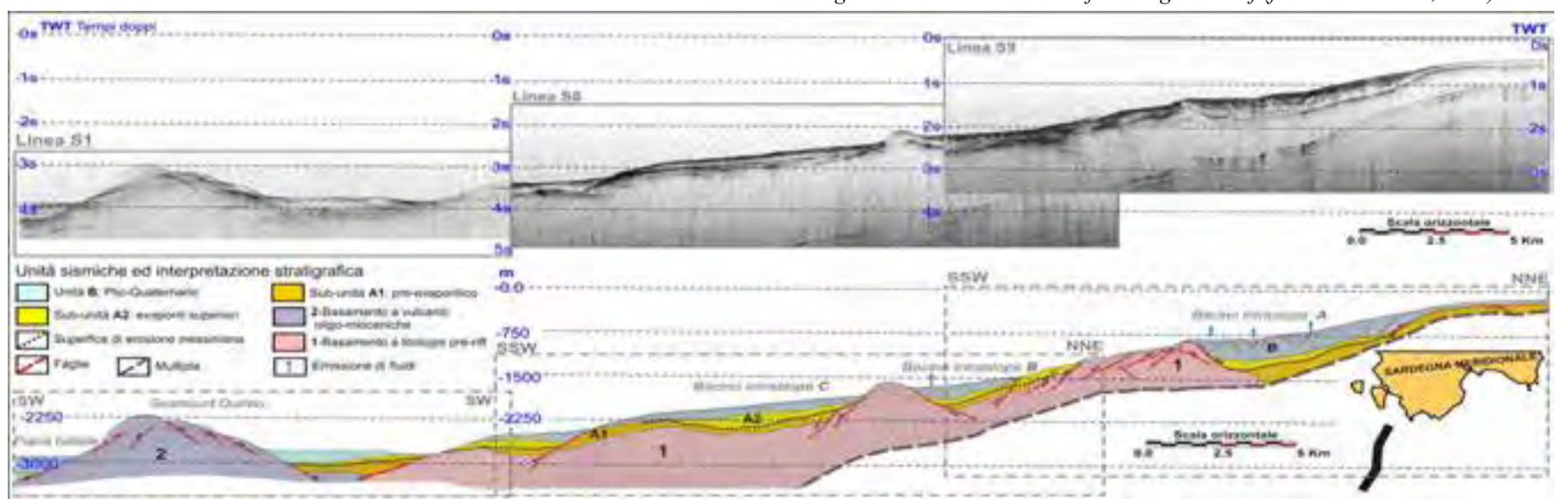
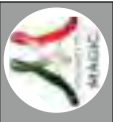
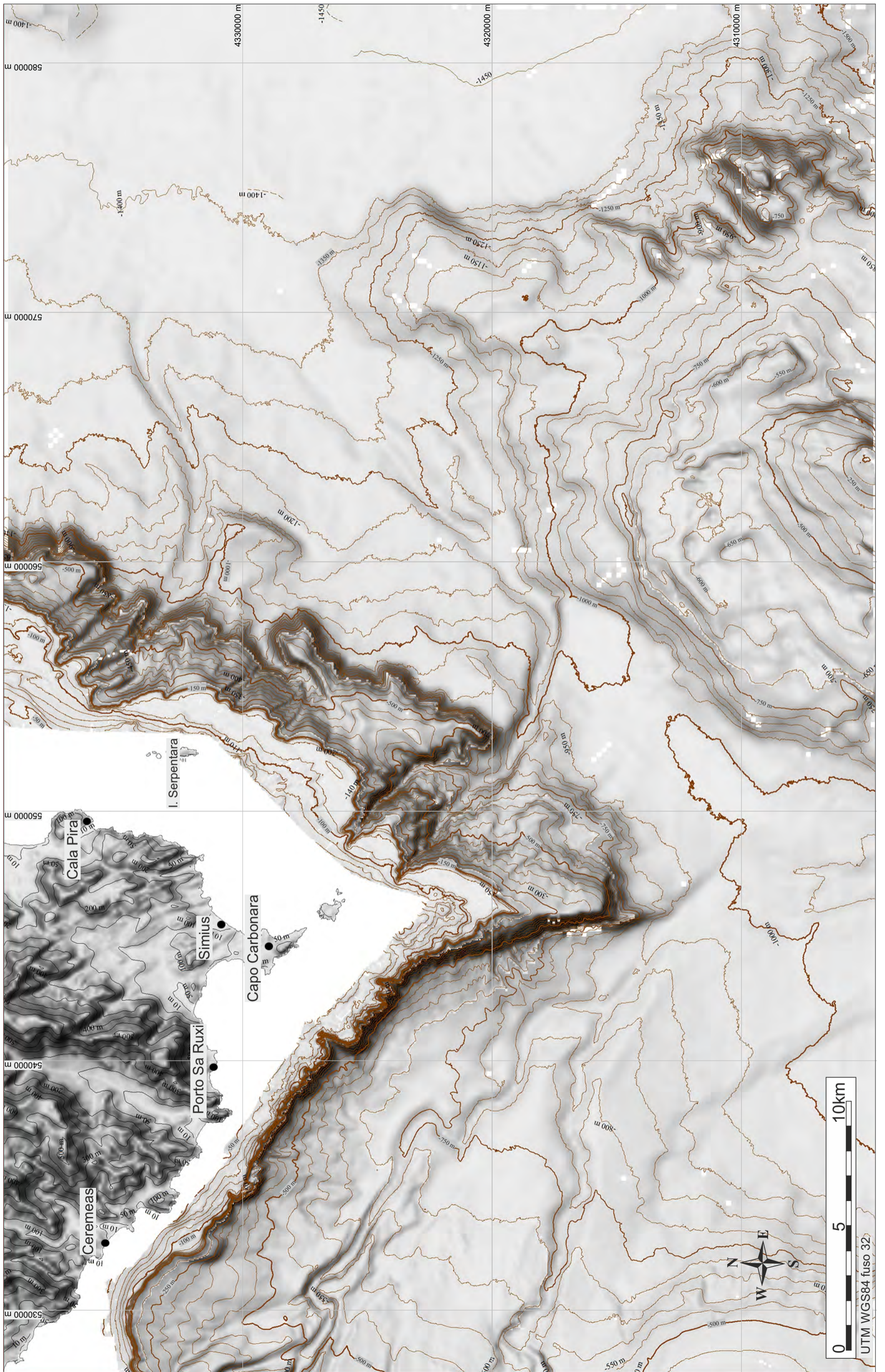


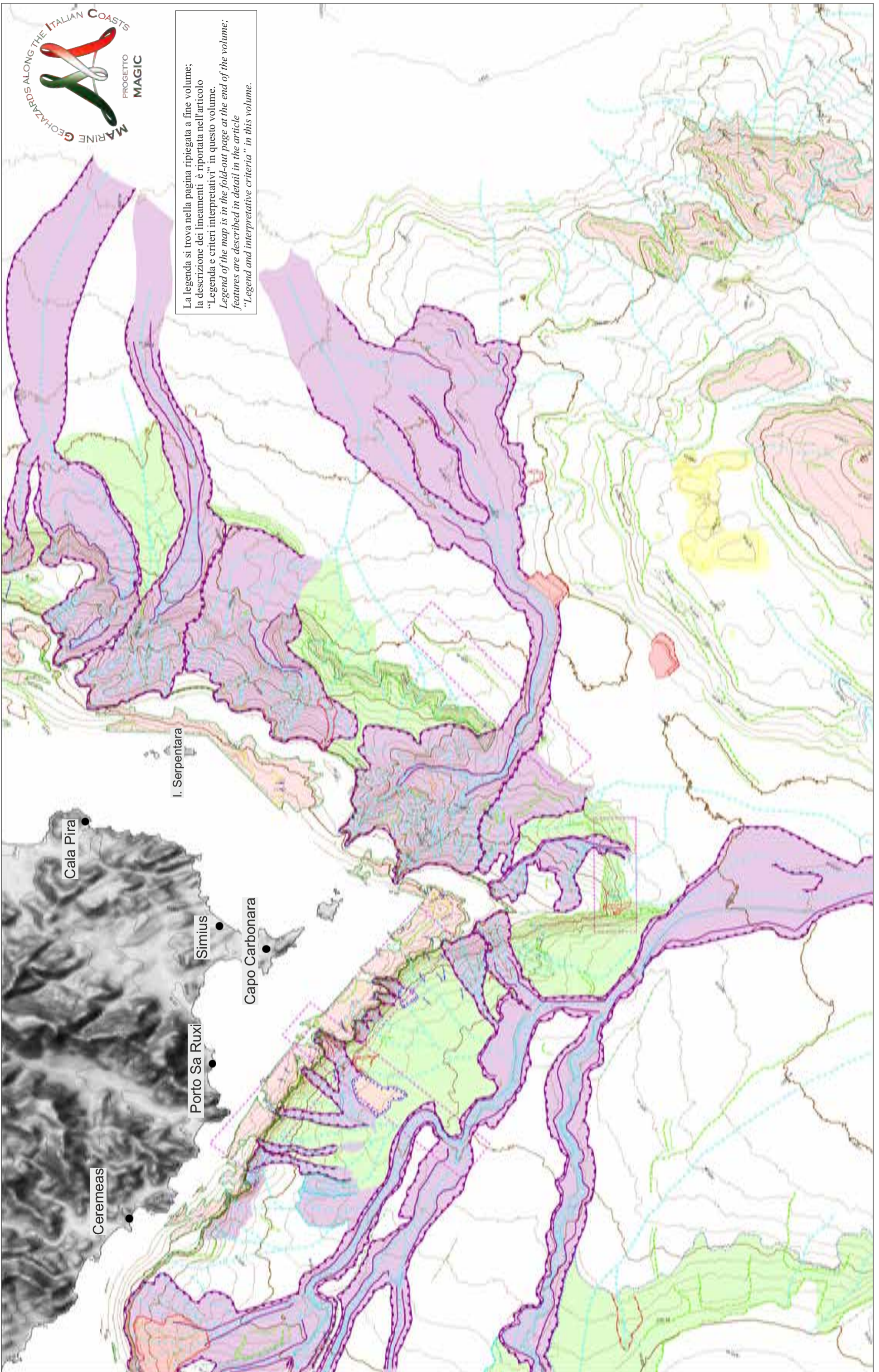
Figura 1. Profilo sismico multicanale del margine sud-occidentale sardo.

Figure 1. Multichannel seismic profile of the south-western Sardinia.



FOGLIO 59 CAPO CARBONARA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

Il Foglio 59 “Capo Carbonara”, comprende il tratto di mare al largo dell'omonimo capo che si estende da Marina di Capitana nel Golfo di Cagliari sino a nord dell'Isola di Serpentara sulla costa orientale della Sardegna. Il settore occidentale, da mettere in relazione con l'evoluzione del margine continentale della Sardegna meridionale, è caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica suddiviso in diversi bacini marginali, nei quali pervengono i contributi sedimentari dei vari segmenti di piattaforma continentale (Lecca et al., 1998), ed all'interno del quale il Bacino di Cagliari costituisce la parte più interna del sistema sedimentario dell'intero margine, delimitato e controllato dai blocchi tettonici del margine continentale della Sardegna meridionale, in particolare dai movimenti dei blocchi sottomarini del Monte Ichnusa e di Su Banghittu (Fanucci et al., 1976). Il settore a NE è da mettere in relazione con l'evoluzione del margine continentale orientale sardo; un margine di tipo passivo che delimita ad ovest il bacino tirrenico e si estende dal *Seamount* Ichnusa a 39° N al *Seamount* Etruschi a 41° 30' N. La piattaforma continentale orientale mostra maggiore estensione rispetto a quella del settore occidentale del foglio, raggiungendo mediamente le 4 miglia di larghezza, ha morfologia planare o debolmente accidentata ed è caratterizzata da un assetto morfologico articolato con una pendenza media di circa il 2%.

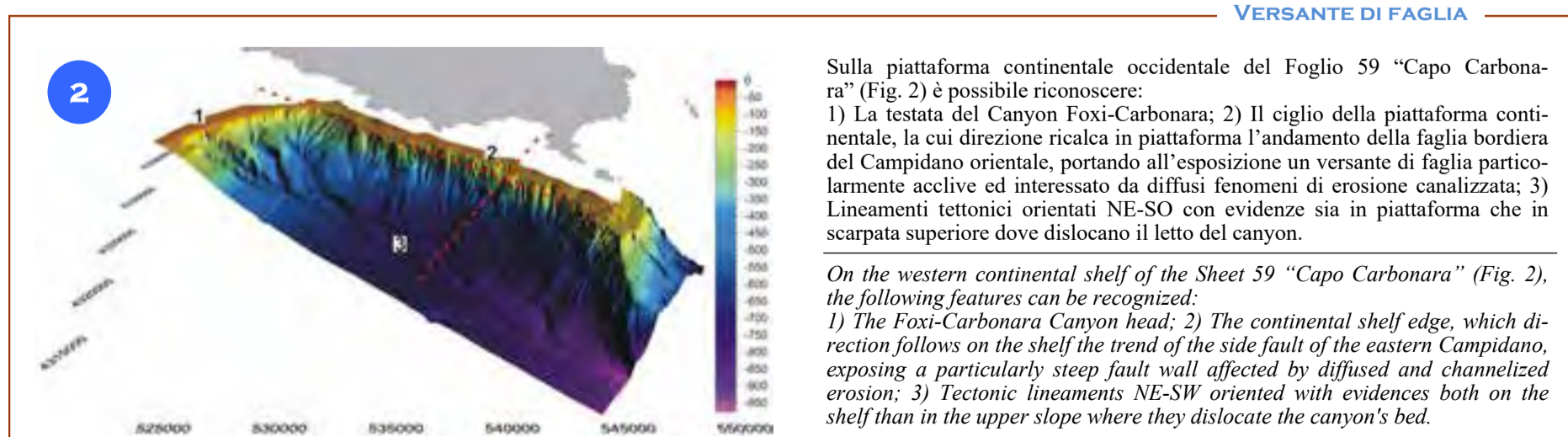
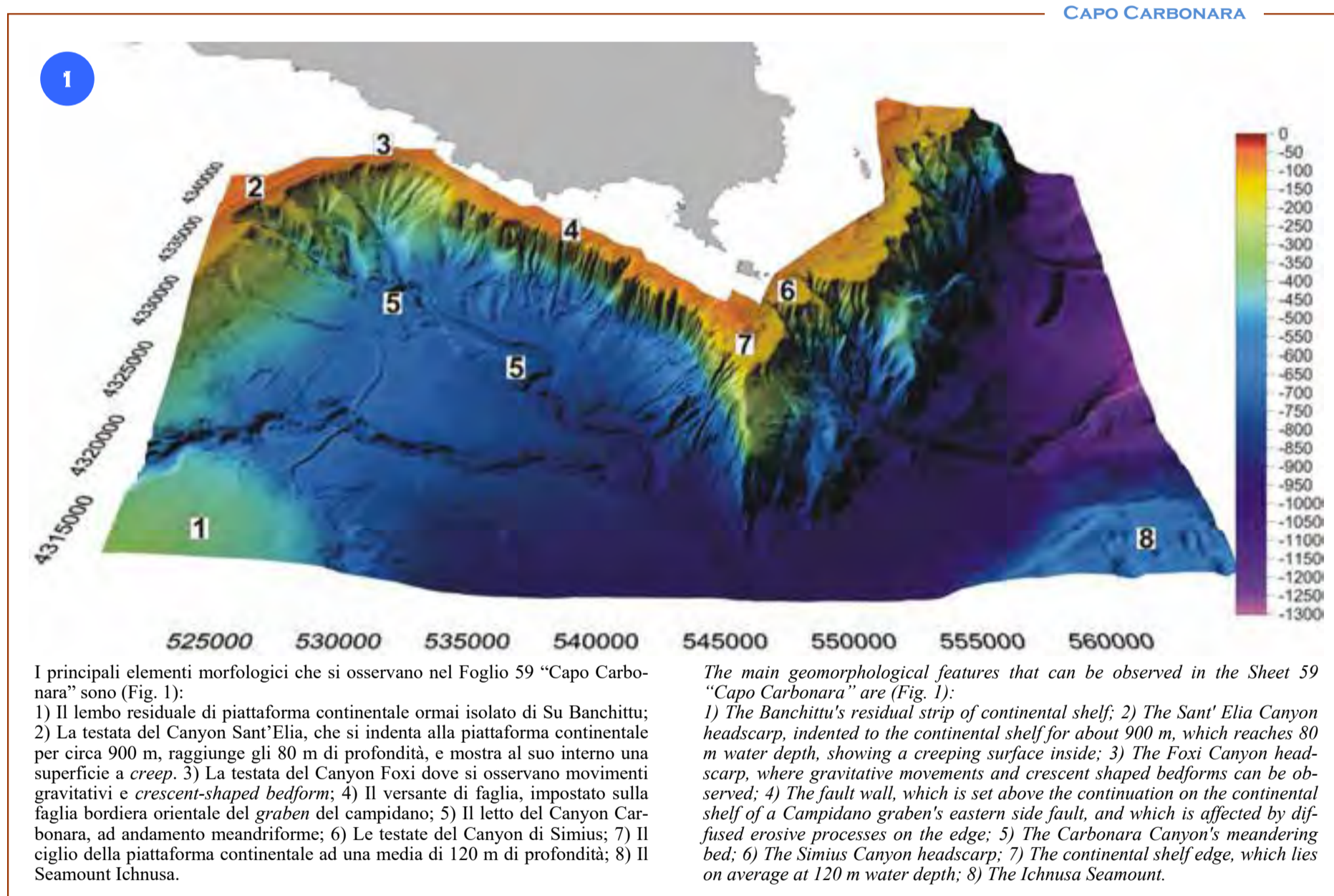
*The Sheet 59 “Capo Carbonara” includes the part of sea off the homonymous cape that extends from Marina di Capitana in the Cagliari Gulf to the north of Serpentara Island on Sardinia's eastern coast.*

*The western sector may relate to the evolution of the southern Sardinian continental margin, which is characterized by a submarine depositional system controlled by extensional Pliocene tectonics. It is divided into several marginal basins, which receive sedimentary contributions from the various segments of the continental shelf (Lecca et al., 1998).*

*Cagliari Basin is the innermost part of the sedimentary system of the entire margin, defined and controlled by the tectonic blocks of the continental margin of southern Sardinia, in particular by the movements of the Ichnusa Seamount and Su Banghittu submarine blocks (Fanucci et al., 1976).*

*The north-east area can be correlated with the evolution of the Sardinian eastern continental margin, a passive margin which defines to the west the Tyrrhenian Basin and extends from Ichnusa Seamount at 39° N to the Etruscans Seamount at 41° 30' N.*

*The eastern continental shelf shows wider extension than the western sector of the sheet, reaching an average width of 4 miles; it has regular or weakly bumpy morphology and is characterized by an articulated morphological arrangement with an average slope of 2%.*



### TESTATA DEL CANYON SANT'ELIA-FOXI

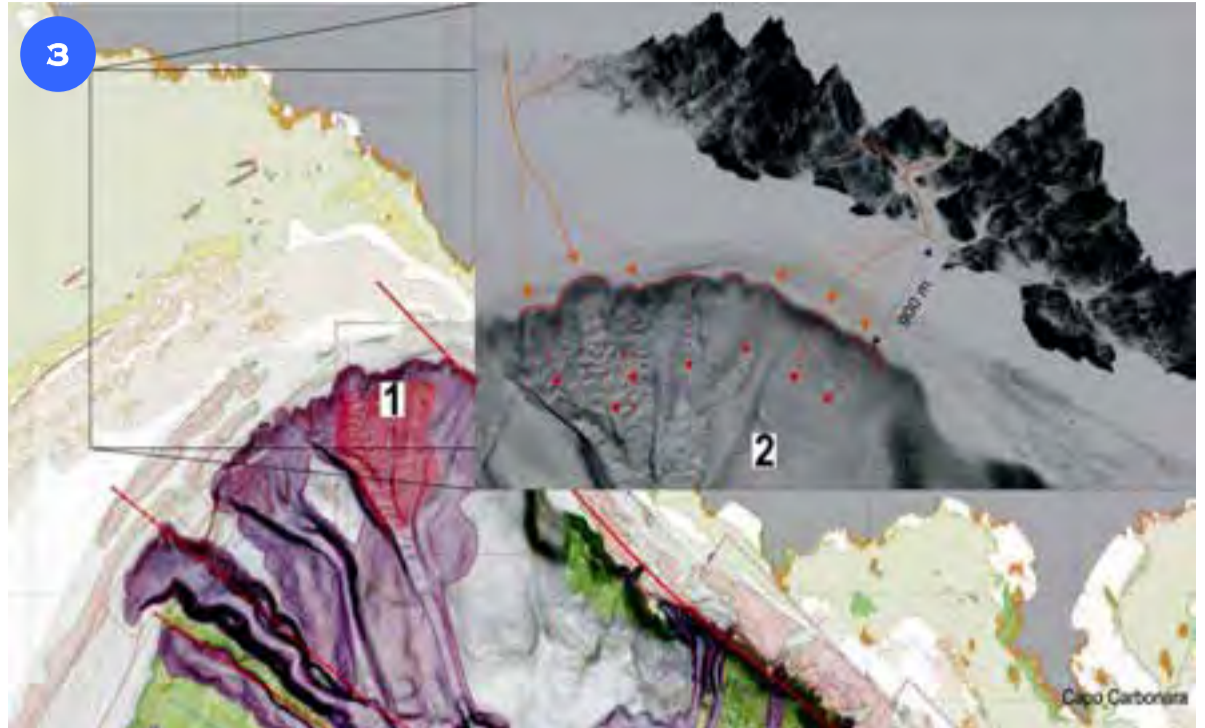
Sul lato occidentale del Foglio 59 “Capo Carbonara”, l’assetto morfologico della piattaforma continentale mostra il ciglio che si trova localizzato a circa 120 m di profondità e si sviluppa lungo la faglia bordiera orientale del *Graben* del Campidano, disposta per N 130°; questo porta all’esposizione di un versante di faglia ben definito (Fig. 3).

All’interno della testata del Canyon Sant’Elia-Foxi è possibile rilevare:

1) Forme di fondo caratterizzate da una lunghezza d’onda di decine di metri ed un’altezza di alcuni metri, con le linee di cresta disposte circa perpendicolari alla massima pendenza e denominate *crescent-shaped bedform*; tali forme sono generate dalla ripetizione di fenomeni di erosione e deposizione dovuti al carico sedimentario dei flussi gravitativi (Casalbore et al., 2013);

2) Aree favorevoli al potenziale innesco di movimenti gravitativi rapidi in settori di scarpata superiore.

I corsi d’acqua presenti a terra sono capaci di dare origine a importanti fenomeni di *mud-flow* e *debris-flow*, ponendo l’ambito costiero a rischio di onde anomale di ritorno a causa della ridotta distanza tra il ciglio e la linea di costa ( $d < 1000\text{m}$ ).



*On the west side of the Sheet 59 “Capo Carbonara”, the continental shelf morphologic arrangement shows the edge located at about 120 m depth. It extends along the eastern side fault of the Campidano Graben, which is N 130° oriented, leading to a well defined fault wall (Fig. 3).*

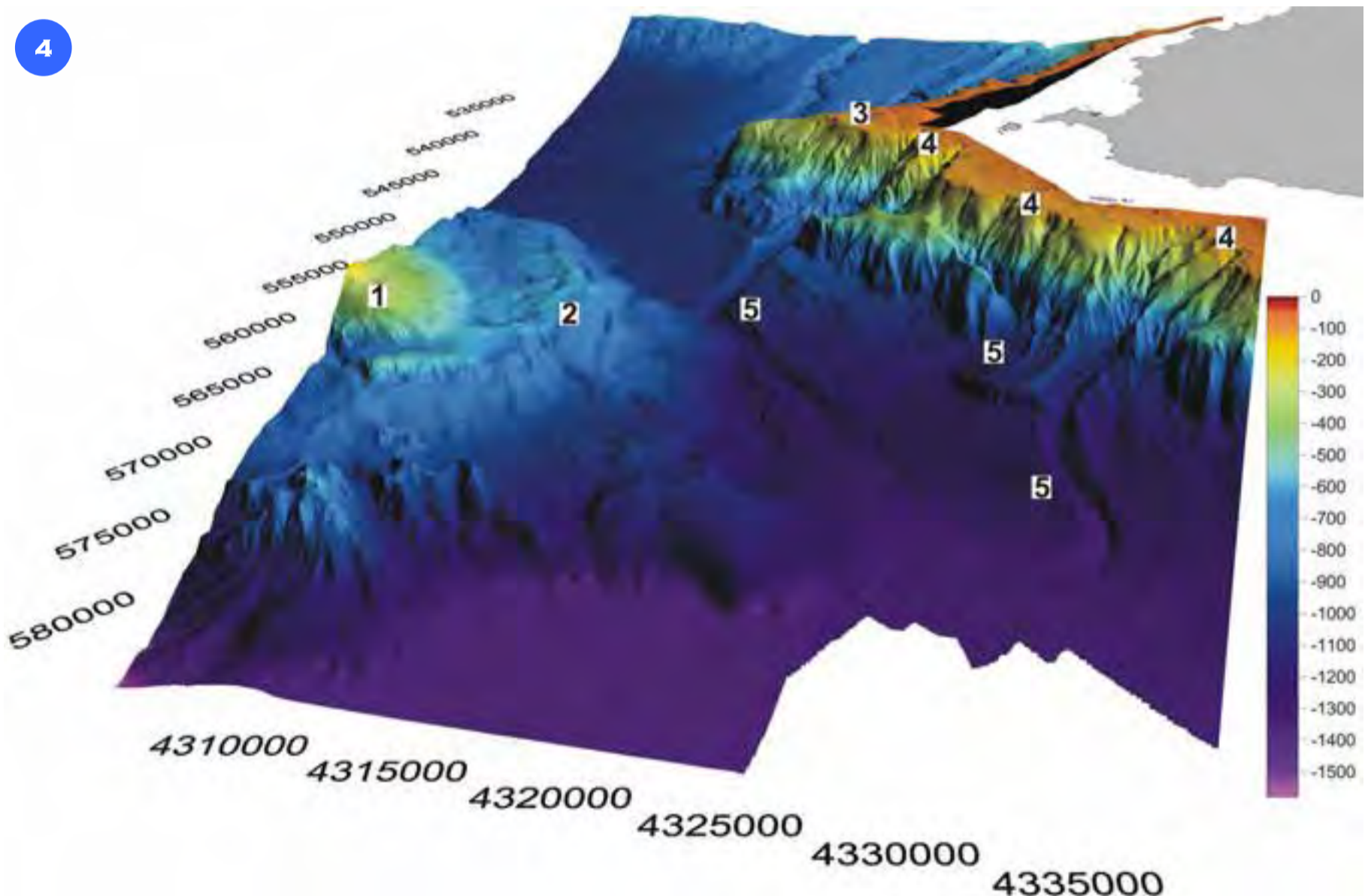
*Inside the Sant’Elia-Foxi Canyon’s headscarp, the following morphological features can be observed:*

*1) Bedforms characterized by a wave length of dozen of meters and a height of several meters, with the ridge lines arranged approximately perpendicular to the maximum slope; these bedforms are called crescent-shaped bedforms. They are generated by the repetition of erosion and deposition phenomena, due to the load of gravitative sedimentary flows (Casalbore et al., 2013);* 2) Areas

*susceptible to the potential triggering of quick gravitative movements in upper continental slope.*

*Due to the short distance between the continental shelf edge and the coastline ( $d < 1000\text{m}$ ), the coastal environment is under risk of abnormal waves back. In fact, the watercourses present onshore can give rise to relevant mud-flow and debris-flow events, that may promote gravitational instability.*

### SEAMOUNT ICHNUSA E SCARPATA ORIENTALE



Nel settore orientale della piattaforma continentale compresa all’interno del Foglio 59 “Capo Carbonara” (Fig. 4) è possibile osservare:

1) Il Seamount Ichnusa i cui versanti hanno origine a 1000 m di profondità e la cui sommità raggiunge i 140 m di profondità; 2) Depressioni di origine incerta, con diametro massimo di 700 metri e profonde fino a 60 metri, assimilabili a strutture di tipo *mega pockmark* rilevate nei settori sommitali del Seamount Ichnusa; 3) Il ciglio della piattaforma continentale giace a circa 130 m di profondità, e raggiunge gli 80 m di profondità in corrispondenza delle principali testate dei canyon; 4) Le testate dei canyon assumono prevalentemente un *pattern* idrografico convergente. Il Canyon di Simius, con una testata che si imposta a 80 m di profondità e raggiunge i 17 km di lunghezza e i 1400 m di profondità in scarpata inferiore, incide lungo il suo corso il piede del Seamount Ichnusa provocando una serie di frane. I canali principali del settore sommitale presentano profili erosivi a “V”, con versanti fortemente acclivi nei quali si rilevano processi gravitativi attivi; 5) I principali canali, nei settori di scarpata intermedia assumono morfologia a fondo piatto e sono colmati da depositi intra-canale di fondo.

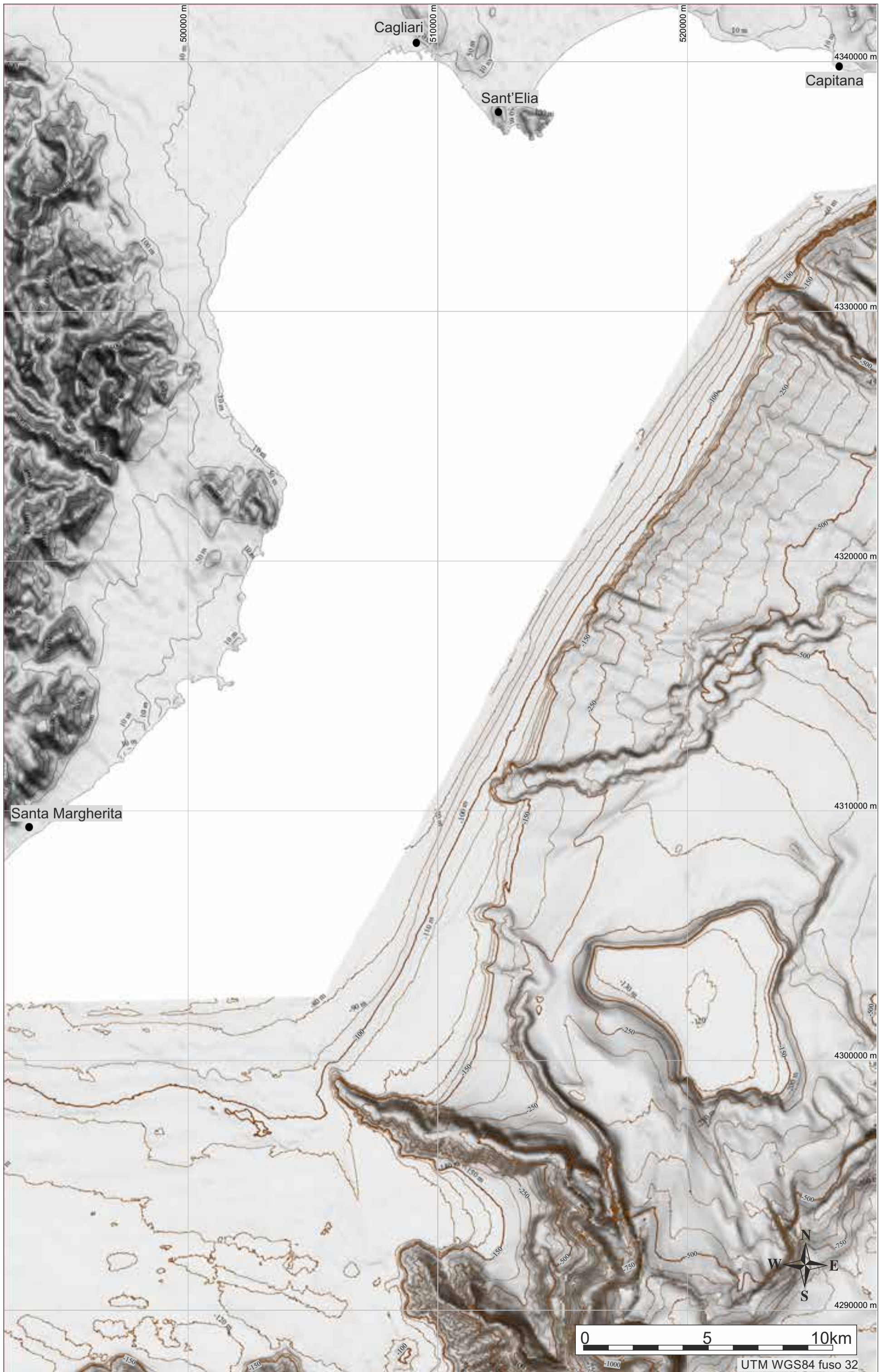
*On the eastern side of the continental shelf comprised in the Sheet 59 “Capo Carbonara” (Fig. 4) the following features can be observed:*

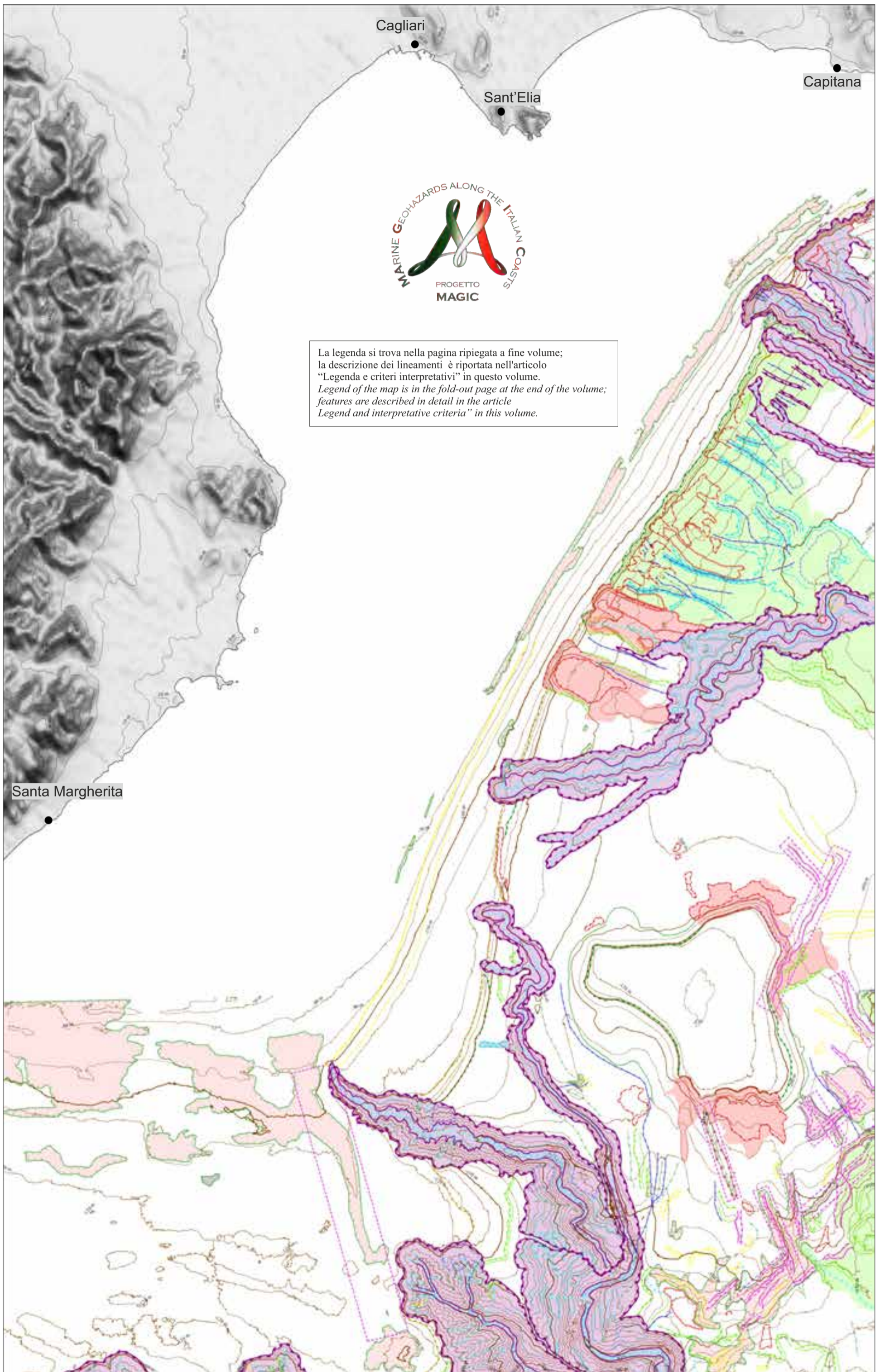
*1) The Ichnusa Seamount, whose slopes have their origin at 1000 m depth and whose summit reaches 140 m depth; 2) Depressions of unknown origin, with a maximum diameter of 700 m and deep up to 60 m, which are comparable to “mega pockmark” structures detected in the summit area of the Ichnusa Seamount; 3) The edge of the continental shelf lies at ~130 m depth and reaches 80 m depth at canyon heads; 4) Canyon heads assume predominantly a converging hydrographic pattern. The Simius Canyon, whose headscarp is located at 80 m depth, and reaches 17 km in length and the depth of 1400 m in lower slope areas, engraves along its course the Ichnusa Seamount foot, causing several landslides. Main channels in the upper slope area have erosive “V”-shape profiles with steep slopes in which evidences of active gravitative processes are detected; 5) In intermediate slope areas, the main channels show a flat-bottom morphology filled with intra-channel deposits.*





FOGLIO 60 CAGLIARI





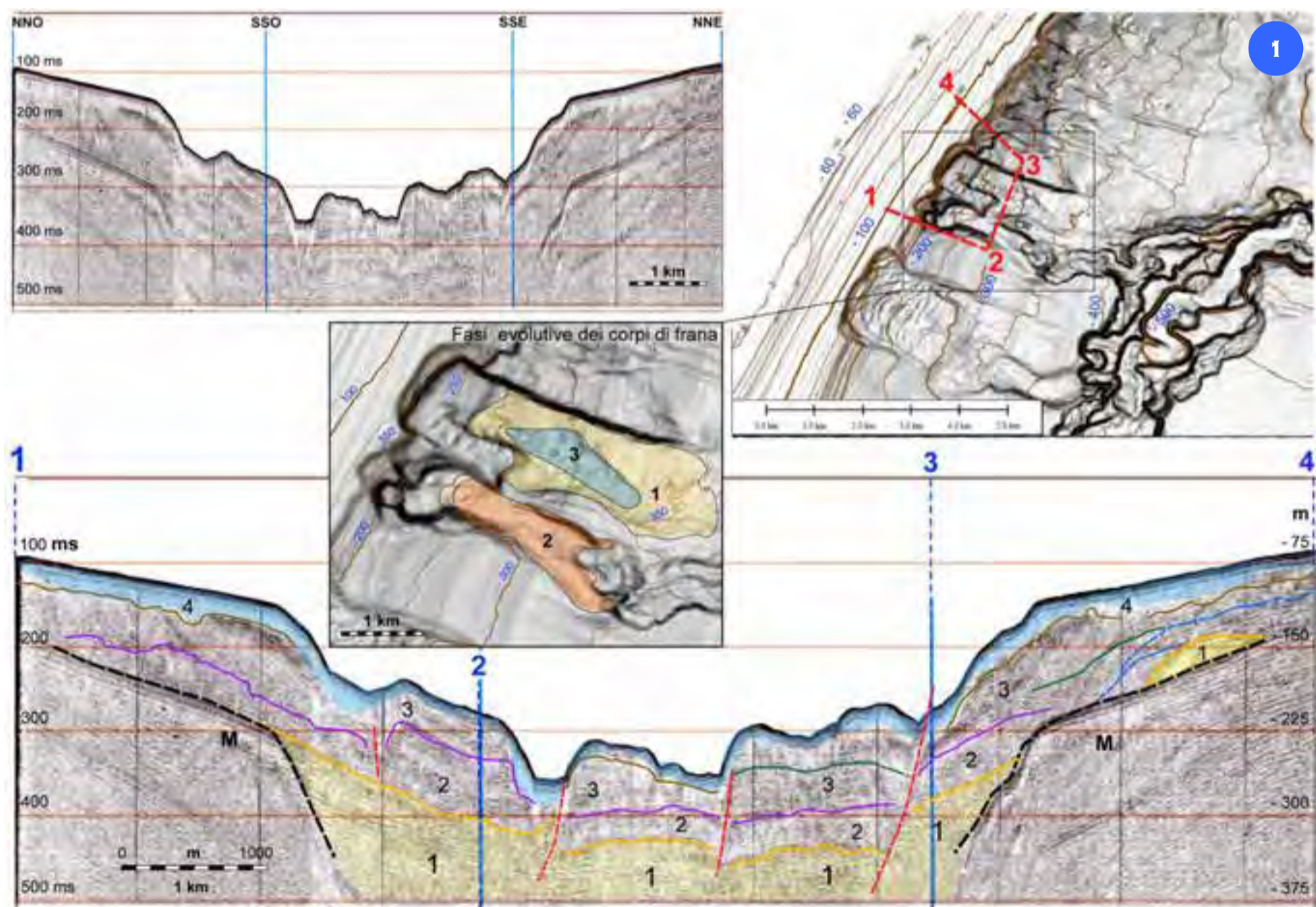
La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

P.E. ORRÙ<sup>10A</sup>, G. DEIANA<sup>0\*\*A</sup>, A. MELEDDU\*, S. TODDE<sup>0\*\*</sup>, E. PALIAGA<sup>0\*\*A</sup>  
<sup>10</sup>RESPONSABILE FOGGIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; \*ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 60 “Cagliari” si colloca nel margine continentale della Sardegna meridionale; tale settore è caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica suddiviso in diversi bacini marginali, nei quali pervengono i contributi sedimentari dei vari segmenti di piattaforma continentale (Lecca et al., 1998). La struttura del margine è caratterizzata dalla sovrapposizione di due regimi successivi di deformazione. Il più antico corrisponde ad una fase compressiva di ispessimento crostale durante l'Oligocene-Miocene, contemporaneamente alla rotazione del Blocco Sardo-Corso ed all'apertura del Bacino Algero-Provenzale (Masclé et al., 2001). In corrispondenza del bordo della piattaforma continentale sono stati rilevati in continuità corpi sedimentari interpretabili quali terrazzi deposizionali sommersi (Ferraro et al., 2004), riferibili all'ultimo stazionamento basso del livello del mare a 120 m di profondità, stage isotopico 2, (Chapel e Shackleton, 1986). Il terrazzo principale si sviluppa per circa 8 miglia, mentre la sua estensione perpendicolare alla costa si riduce a soli 200-300 m in corrispondenza delle testate del Canyon attivo di S. Elia (APAT, Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi, 2004). In piattaforma continentale esterna sono esposti sistemi deposizionali litorali relitti, dovuti alla trasgressione versiliana, stage 1 (Chapel e Shackleton, 1986), in facies di *beach-rock* arenaceo-conglomeratiche, interpretabili quali linee di riva sommerse (Segre, 1968). La giacitura in “bancate” debolmente inclinate verso il largo, tipica di questi affioramenti, riprende i caratteri giaciturali del corpo sedimentario di spiaggia; le strutture sedimentarie rappresentate sono quelle tipiche di ambiente litorale (quali laminazione piano-parallela, cuneiforme, sigmoidale ed inclinata; Orrù et al., 2004).

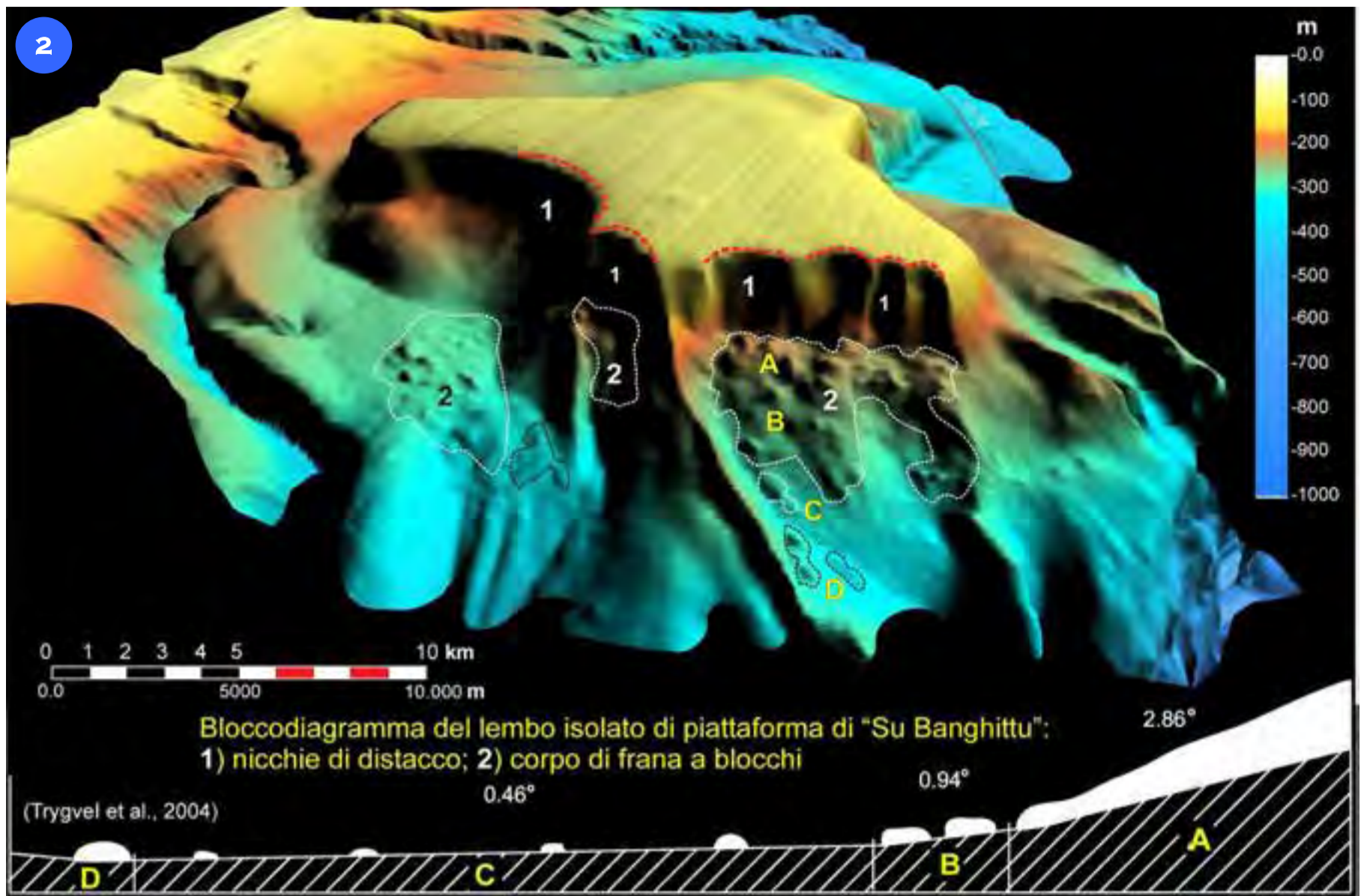
*The Sheet 60 “Cagliari” includes a part of the continental margin of southern Sardinia; this sector is characterized by a submarine depositional system controlled by Pliocene tectonics, divided into several marginal basins in which sedimentary contributions from various segments of the continental shelf arrive (Lecca et al., 1998). The structure of the margin is characterized by the succession of two deformational regimes. The oldest corresponds to a compressive phase of crustal thickening during the Oligocene-Miocene, contemporary to the rotation of the Sardo-Corso Block and the opening of the Algero-Provençal Basin (Masclé et al., 2001). On the edge of the continental shelf, sedimentary bodies interpreted as submerged depositional terraces were detected in continuity (Ferraro et al., 2004), referring to the last sea level low stand at 120 m water depth, MIS 2 (Chapel and Shackleton, 1986). The main terrace extends for about 8 miles, while its extension perpendicular to the coast reduces to only 200-300 m in correspondence with the active heads of the S. Elia Canyon (APAT, Atlas of submerged depositional terraces, 2004). On the outer continental shelf, due to the Versilian transgression, MIS 1 (Chapel and Shackleton, 1986), relict littoral depositional systems are exposed in beach-rock sandstone-conglomerate facies, interpreted as submerged shorelines (Segre, 1968). The “banks” arrangement slightly inclined towards the open sea, which is typical of these outcrops, takes the arrangement characters of the beach sedimentary body; sedimentary structures shown are those typical of coastal environments (such as plane-parallel lamination, wedge-shaped, sigmoidal and inclined; Orrù et al., 2004).*

## FRANA



Nel settore superiore della scarpata sono presenti fenomeni gravitativi di rilevanti dimensioni (Fig. 1); in particolare sono stati rilevati due sistemi principali, generati da diversi eventi che interessano, oltre che la scarpata superiore, il settore del ciglio della piattaforma. Si tratta di frane che coinvolgono volumi di sedimento dell'ordine di decine di milioni di m<sup>3</sup> ciascuna, e che mostrano depositi caratterizzati da superficie gibbosa e *creep* che si riversano in prossimità del piede all'interno di un sistema di canyon con dinamiche di erosione di meandro. Nella sezione sismica sparker relativa al settore compreso tra la piattaforma continentale e la scarpata superiore è stato rilevato un sistema di faglie dirette che dislocano i sedimenti relativi alla serie deposizionale plio-pleistocenica. Sono evidenziate in rosso in corrispondenza della piattaforma varie superfici di erosione relative a stazionamenti bassi del livello del mare.

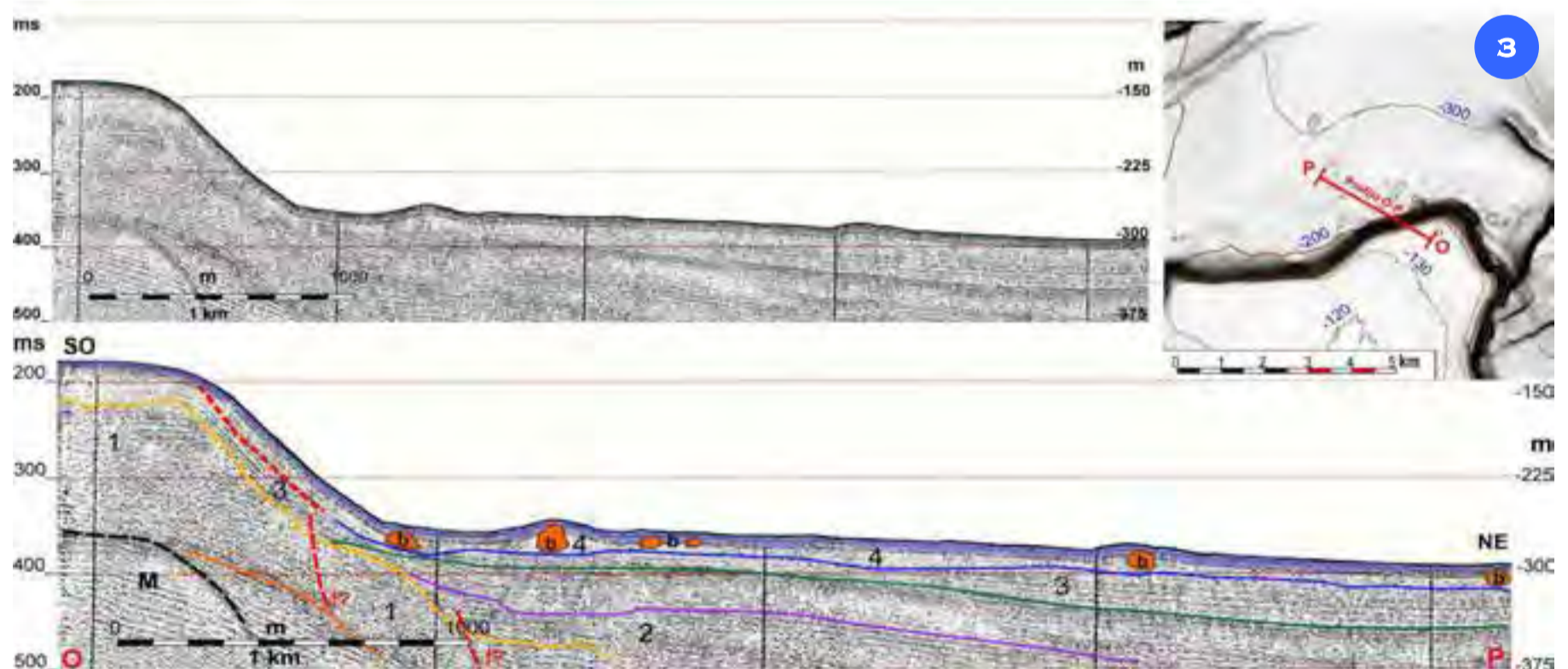
*In the upper continental slope sector, gravitational phenomena characterized by significant sizes are evident (Fig. 1); in particular, two main systems generated by various events which affected the upper slope together with the shelf edge area were observed. Each landslide interests a volume of sediment of tens of millions of m<sup>3</sup>, and shows deposits characterized by gibbous surface along with creep which spills over the landslide foot inside an erosive meandering canyon system. In the sparker seismic record collected along the outer shelf-upper continental slope, a system of normal faults that displaces sediments related to the Plio-Pleistocene depositional series, is shown. Erosional surfaces along the continental shelf related to low standing sea levels are highlighted in red.*



Un lembo residuale di piattaforma continentale è costituito dall'Alto di Banghittu, situato nel settore centrale del Golfo di Cagliari (Fig. 2). Il bordo del rilievo è interessato da movimenti gravitativi che coinvolgono il substrato roccioso a litologie mioceniche, il materiale del deposito derivante è costituito da blocchi di notevoli dimensioni (fino a 250 m). La morfologia del rilievo risulta condizionata da lineamenti tettonici ben evidenti; nel settore nord-orientale si rileva una famiglia di faglie orientate N 136° ed una quasi ortogonale ad esse orientata N 27°, che dislocano e basculano porzioni di piattaforma residuale con rigetti verticali intorno ai 160 m. I movimenti più significativi interessano blocchi di sino a 250 m di lunghezza che migrano dal punto di distacco fino a diversi chilometri di distanza su piani debolmente inclinati, secondo le dinamiche del *debris avalanche*. Il corpo di frana è suddivisibile in quattro settori distinti; al corpo principale del deposito al piede della scarpata (A) segue una zona caratterizzata dalla presenza di blocchi sparsi (B), dalla quale si ramificano percorsi di traslazione (C) dei blocchi slittati principali (D).

The morphological High of "Su Banghittu" is a residual strip of continental shelf located in the central sector of the Gulf of Cagliari (Fig. 2). The edge of the relief is affected by gravitational movements involving the bedrock; the resulting deposit mainly consists of blocks of considerable size (up to 250 m). The morphology of the relief is influenced by tectonic features, a faults system N 136° oriented and a nearly orthogonal to it N 27° oriented, which displace and tilt portions of the residual platform with vertical discards of approximately 160 m. The most significant movements affect block sizes up to 250 m in length that migrate from the detachment point up to several kilometres away on a weakly inclined plane, according to the debris avalanche dynamics. The landslide body is divided into four distinct areas. The main body of the deposit, at the foot of the slope (A), is followed by a zone characterized by the presence of scattered blocks (B), from which branch paths of translation (C) of the main shifted blocks (D) develop.

DEBRIS AVALANCHE

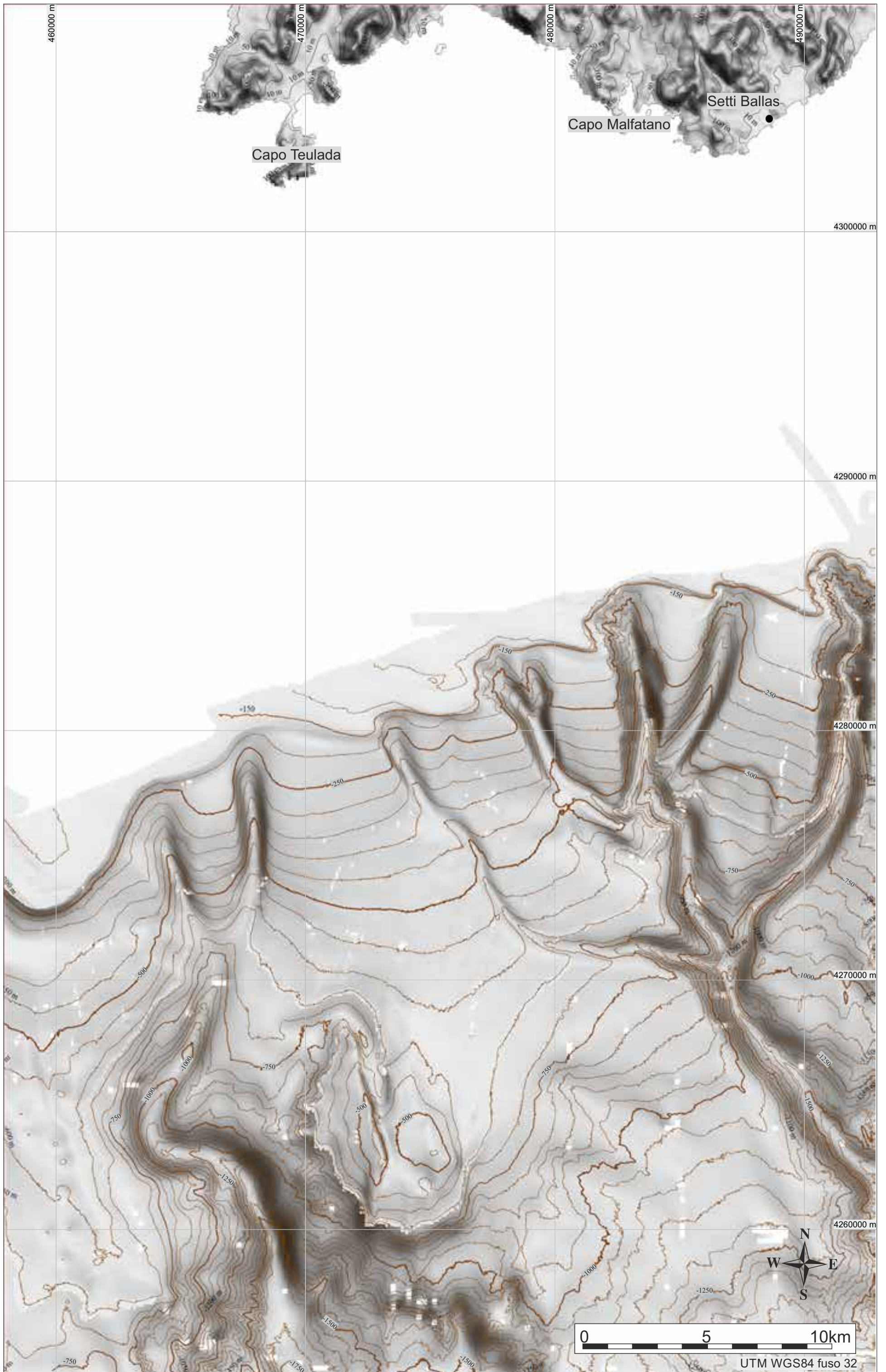


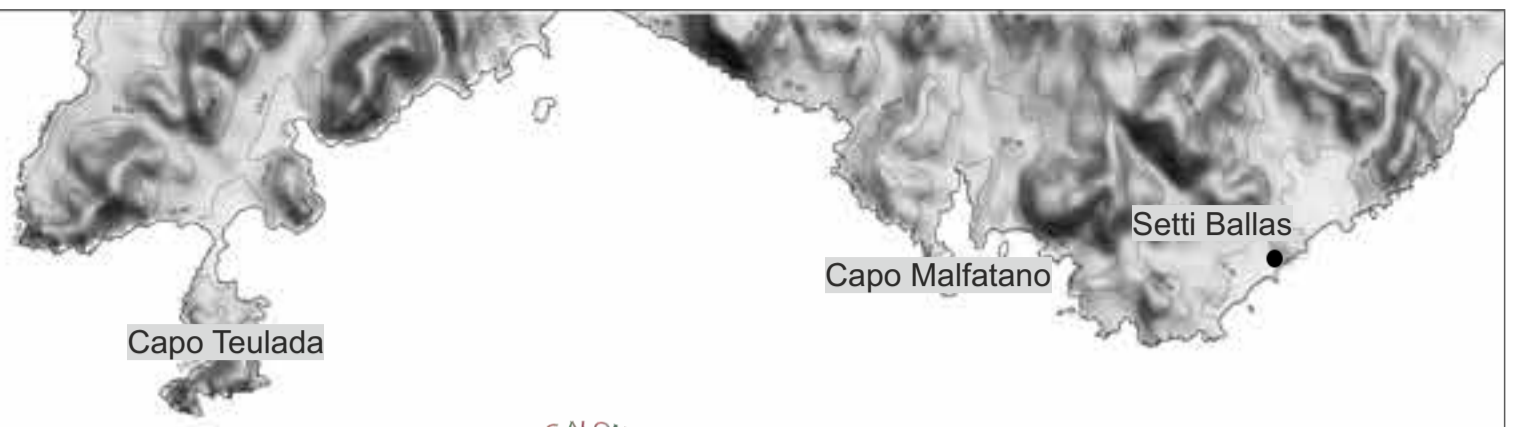
Nel settore settentrionale dell'Altipiano di Su Banghittu raffigurato nella sezione sismica 1 kJ O-P (Fig. 3) si osservano il basamento costituito da litologie terziarie presumibilmente mioceniche (1), la successione sedimentaria pliocenica (2) in discordanza con la successione pleistocenica (3) sulla quale scivolano i blocchi provenienti dalle porzioni più elevate delle pendici di Banghittu; infine, è presente una sottile coltre deposizionale relativa alla sedimentazione attuale (4) che sigilla tutto il sistema.

On the Northern sector of Banghittu's high ground represented in the seismic record 1 kJ O-P (Fig. 3), the following features can be observed: the basement consisting of tertiary lithologies, presumably from Miocene (1), the sedimentary Pliocene sequence (2) in discordance with the Pleistocene succession (3), on which the blocks slide from the higher portions of the slopes of Banghittu; above all, there is a thin depositional drape relative to the actual sedimentation (4) that seals the whole system.

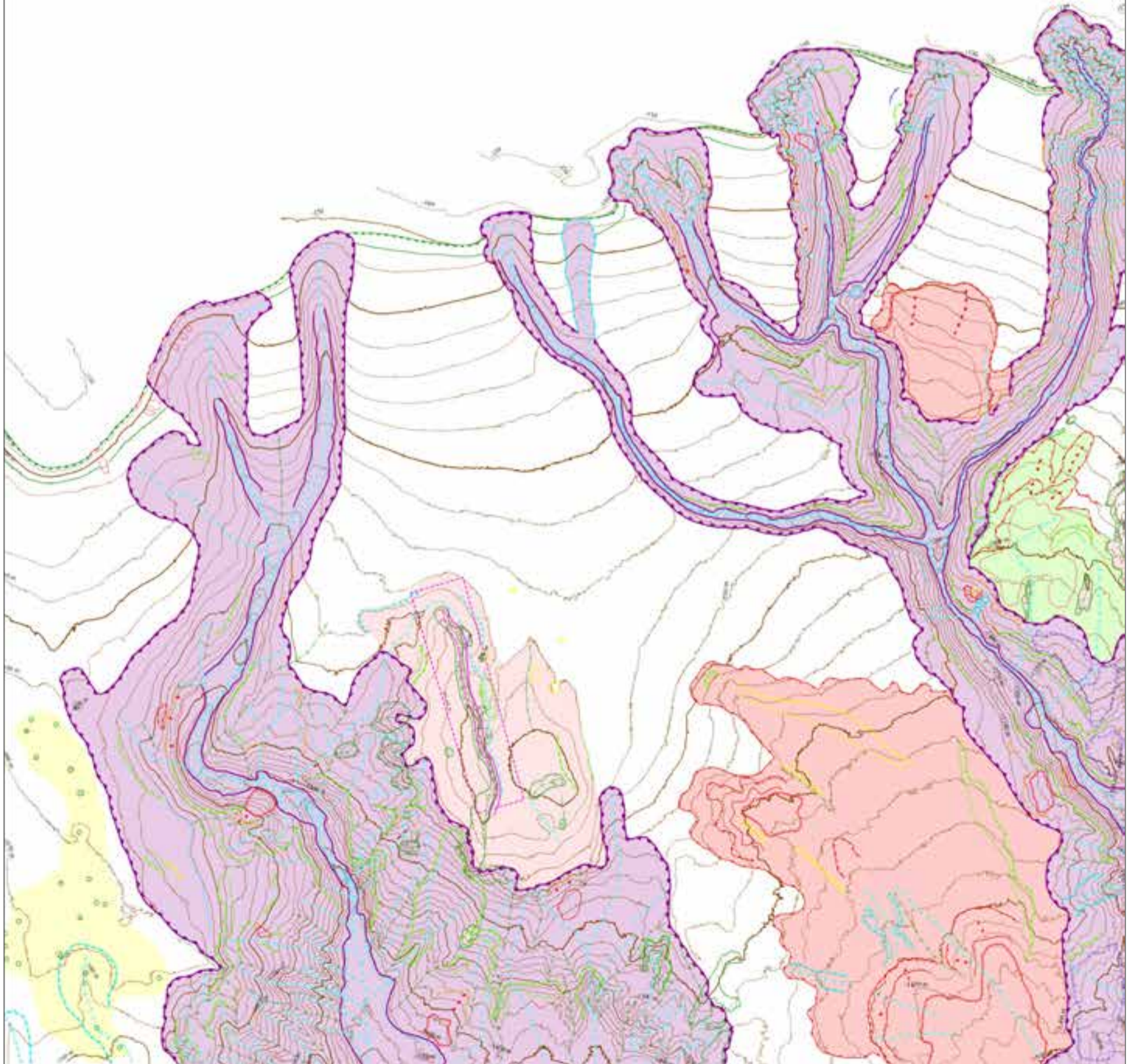


FOGLIO 61 TEULADA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*



P.E. ORRÙ<sup>10^A</sup>, G. DEIANA<sup>0^\*A</sup>, E. PALIAGA<sup>\*</sup>, S. TODDE<sup>0^\*A</sup>, A. MELEDDU<sup>0^\*A</sup>  
<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 61 “Teulada” si colloca nel margine continentale della Sardegna meridionale; si tratta di un settore caratterizzato da un sistema deposizionale sottomarino controllato dalla tettonica distensiva pliocenica suddiviso in diversi bacini marginali (Wezel et al., 1981), nei quali pervengono i contributi sedimentari dei vari segmenti di piattaforma continentale (Lecca et al., 1998).

La struttura del margine, evidenziata in numerosi profili sismici acquisiti a partire dagli anni '70 (Morelli e Nicolich, 1990; Blundell et al., 1992; Egger, 1992; Giese et al., 1992; Torelli et al., 1992; Tricart e Torelli, 1994), è caratterizzata dalla sovrapposizione di due regimi successivi di deformazione. Il regime più antico corrisponde ad una fase compressiva di ispessimento crostale durante l'Oligocene-Miocene, contemporaneamente alla rotazione del Blocco Sardo-Corso ed all'apertura del Bacino Algero-Provenzale (Mascle et al., 2001). La fase deformativa più recente è associata alla fase di *rifting* tirrenico, durante la quale si è avuta una tettonica distensiva che ha portato ad un leggero assottigliamento della crosta terrestre, avvenuta prima della crisi messiniana (Bouillin et al., 1998).

Il Bacino di Cagliari costituisce la parte più interna del sistema sedimentario dell'intero margine, delimitato e controllato dai blocchi tettonici del margine continentale della Sardegna meridionale, in particolare dai movimenti dei blocchi sottomarini del Monte Ichnusa e di Su Banghittu (Fanucci et al., 1976).

Tali bacini marginali chiudono a sud il *rift* oligo-miocenico (Cherchi e Montadert, 1982) della Sardegna meridionale, riattivato durante il Plio-Quaternario da movimenti estensionali correlati con l'apertura del Tirreno meridionale (Cherchi et al., 1978; Casula et al., 2001).

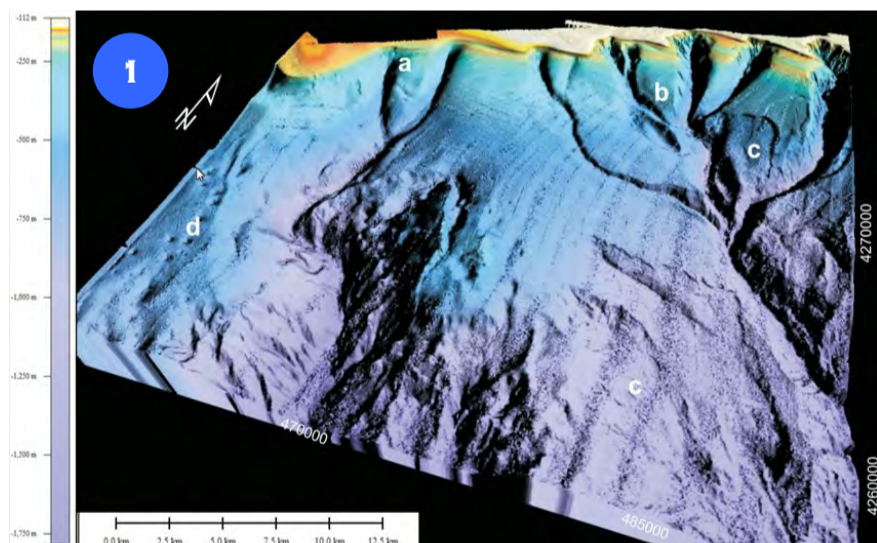
La piattaforma continentale è molto estesa ed è distinguibile in due settori: la piattaforma interna, dominata dalla presenza di litotipi paleozoici, mesozoici e terziari e la piattaforma esterna, a morfologia regolare caratterizzata da sedimenti plio-quadernari in progradazione sul bordo; il ciglio della piattaforma continentale è rilevabile tra 120 e 180 m di profondità (rispettivamente, settore est ed ovest del foglio).

*The Sheet 61 “Teulada” is located in the continental margin of southern Sardinia; this sector is characterized by a submarine depositional system controlled by Pliocene tectonics divided into different marginal basins (Wezel et al., 1981), in which it receives sedimentary contributions from various segments of the continental shelf (Lecca et al., 1998).*

*The structure of the margin, highlighted in numerous seismic profiles acquired from the 70s (Morelli and Nicolich, 1990; Blundell et al., 1992; Egger, 1992; Giese et al., 1992; Torelli et al., 1992; Tricart and Torelli, 1994), is characterized by the overlap of two successive regimes of deformation. The oldest corresponds to a compression phase of crustal thickening during the Oligocene-Miocene, which coincided with the rotation of the Sardinian-Corsican Block and the opening of the Algero-Provençal Basin (Mascle et al., 2001). The most recent deformation phase is associated with the Tyrrhenian rifting phase, during which a distensive tectonic phase led to a slight thinning of the terrestrial crust, which occurred before the Messinian crisis (Bouillin et al., 1998).*

*The Cagliari Basin is the innermost part of the sedimentary system of the entire margin, defined and controlled by the tectonic blocks of the continental margin of southern Sardinia, and in particular by the movements of the submarine blocks of Ichnusa Seamount and Su Banghittu (Fanucci et al., 1976). These marginal basins close to the South the Oligo-Miocene rift (Cherchi and Montadert, 1982) in southern Sardinia, which reactivated during the Plio-Quaternary extensional movements associated with the opening of the southern Tyrrhenian Sea (Cherchi et al., 1978; Casula et al., 2001). The continental shelf is very wide and is distinguishable in two areas: the inner shelf, dominated by the presence of Paleozoic, Mesozoic and Tertiary rock types, and the outer shelf, morphologically regular and characterized by prograding Plio-Quaternary sediments on the edge; the edge of the continental shelf is detectable between 120 and 180 m depth (east and west sector of the sheet, respectively).*

## STRUTTURA DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE



*The most representative morpho-bathymetric elements of the Sheet 61 “Teulada” are: a) Teulada Canyon; b) Spartivento Canyon; c) Significant landslides; d) Pockform area (Fig. 1).*

*The upper slope is characterized by the presence of two major canyon systems: the Teulada Canyon and the Spartivento Canyon. The Spartivento Canyon is the westernmost portion of a major canyon system that affects the southern slope of Sardinia; the geomorphological arrangement of the individual headscarps, characterized by apparent asymmetry between the sides of the*

*Gli elementi morfo-batimetrici più rappresentativi del Foglio 61 “Teulada” sono: a) Canyon di Teulada; b) Canyon di Spartivento; c) Frane significative; d) Area a pockform (Fig. 1).*

*La scarpata superiore è caratterizzata da due importanti sistemi di canyon: il Canyon di Teulada ed il Canyon di Spartivento. Il Canyon di Spartivento rappresenta la porzione più occidentale di un importante sistema di canyon che incide la scarpata meridionale della Sardegna.*

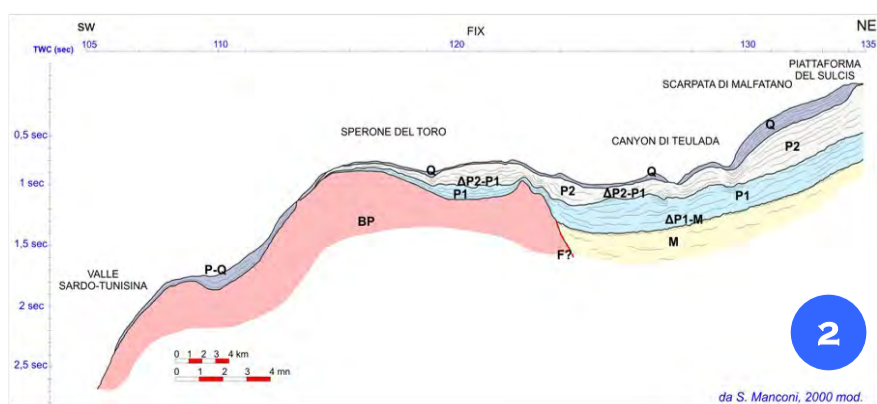
*L'assetto geomorfologico delle singole testate, caratterizzate da evidente asimmetria tra i fianchi del *thalweg*, sembra essere correlabile con l'incisione lungo lineamenti tettonici orientati circa nord-sud a componente trascorrente.*

*Il Canyon di Teulada presenta tre canali nastriformi principali che incidono la sequenza plio-quadernaria sino ad interessare il bordo della piattaforma continentale a 150 m di profondità.*

*La morfologia delle aree di scarpata presenta due frane significative che interessano le coperture a sedimenti incoerenti di età quadernaria; le rispettive nicchie di distacco sono definite da cornici nette alte sino a 30 m.*

*thalweg, seems to be correlated with the incision along tectonic lineaments oriented approximately North-South with transcurrent component. The Canyon of Teulada is defined by the presence of three main ribbon-shaped channels affecting the Plio-Quaternary sequence until affecting the edge of the continental shelf at 150 m depth. The morphology of the areas of the slope is characterized by the presence of two significant landslides affecting the loose sediments coverage of Quaternary age; their detachment niches are defined by frames up to 30-m-high.*

## SEZIONE SISMO-STRATIGRAFICA DELLA SCARPATA



*Sezione sismo-stratigrafica interpretata del margine meridionale al largo di Capo Teulada (Fig. 2). Q – Quaternario; P2 – Pliocene superiore; P1 - Pliocene inferiore; M – Miocene superiore (Messiniano); BP- Basamento paleozoico; P-Q-Plio-Quaternario; ΔP2-P1 – Discordanza Pliocene superiore-Pliocene inferiore; ΔP1-M – Discordanza Pliocene inferiore – Miocene superiore; F – Faglia presunta.*

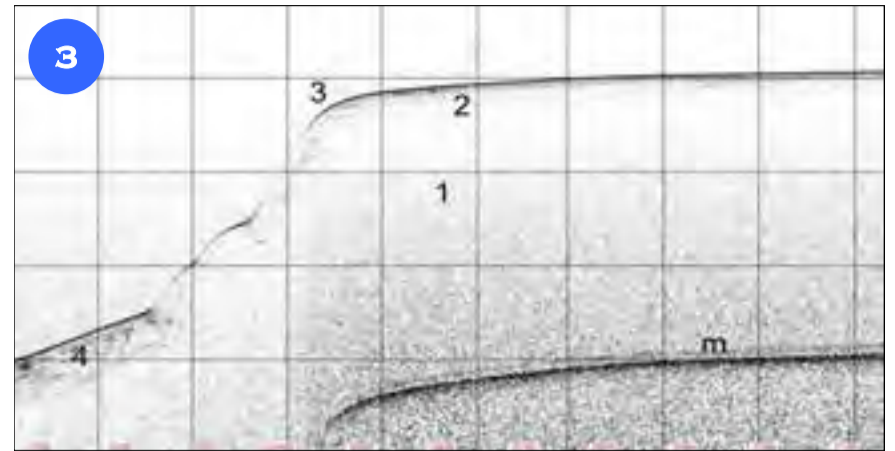
*Interpreted seismic stratigraphic section of the southern margin off Cape Teulada (Fig. 2). Q - Quaternary; P2 - Upper Pliocene; P1 - Lower Pliocene; M - Upper Miocene (Messinian); BP-Paleozoic basement; P-Q-Plio-Quaternary; ΔP2-P1 - Late Pliocene-Early Pliocene unconformity; ΔP1-M - Early Pliocene – Upper Miocene unconformity; F – Presumed Fault.*

### CIGLIO DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE

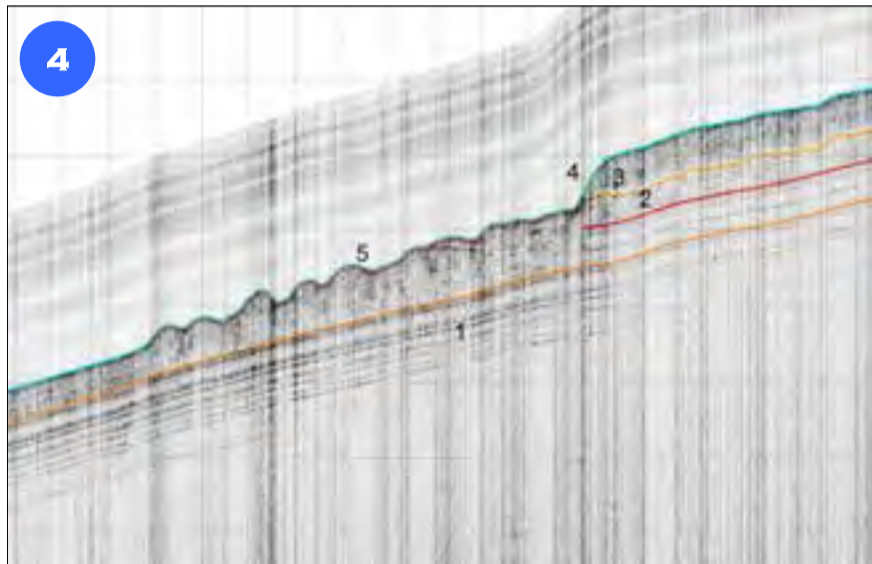
Registrazione sub bottom profiler acquisita in corrispondenza del ciglio della piattaforma continentale (Fig. 3).

1) Sequenza sedimentaria del cuneo di progradazione, subunità inferiore. Pliocene superiore-Pleistocene superiore; 2) Subunità intermedia della sequenza di progradazione; Pleistocene inferiore-medio; 3) TDS (Chiocci et al., 2004) relativo allo stazionamento basso del livello marino dello stadio isotopico 2 Pleistocene superiore; 4) Sedimenti superficiali di scarpata superiore-Pleistocene superiore.

*Sub bottom profiler record acquired on the edge of the continental shelf (Fig. 3). 1) Sedimentary sequence of the prograding wedge, lower sub-unit. Late Pliocene-Upper Pleistocene; 2) Intermediate sub-unit of the prograding sequence. Lower-Middle Pleistocene; 3) TDS (Chiocci et al., 2004) of the marine level low-standing of isotopic stage 2. Upper Pleistocene; 4) Upper slope surface sediments-Upper Pleistocene.*



### PROCESSI GRAVITATIVI DELLA SCARPATA INTERMEDIA

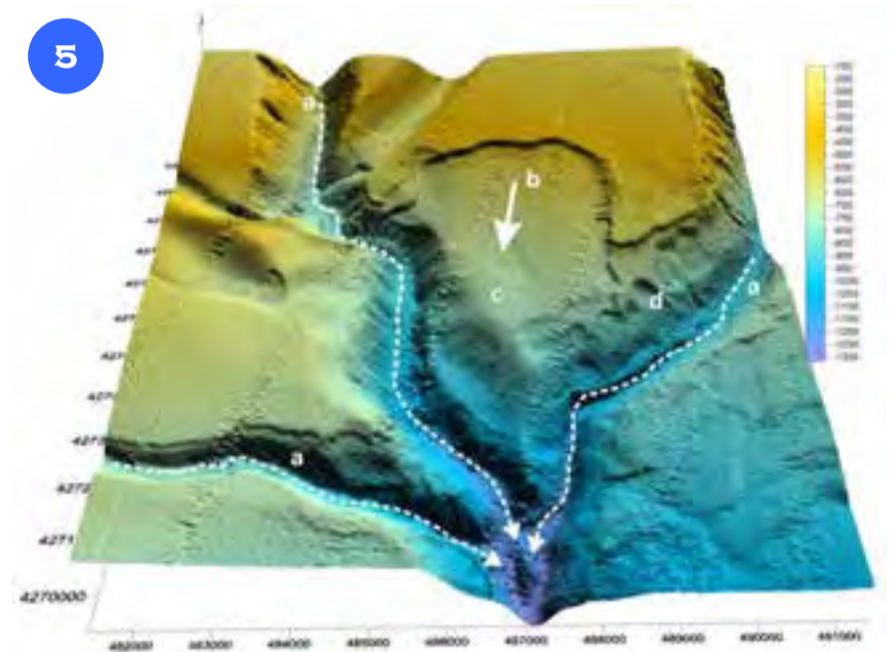


Registrazione sismica ad alta risoluzione sub bottom profiler acquisita in scarpata intermedia (Fig. 4). 1) Sedimenti pleistocenici non interessati da processi gravitativi; 2) Deposito di frana sepolto; 3) Drappaggio a sedimenti olocenici; 4) Area di distacco; 5) Deposito di frana.

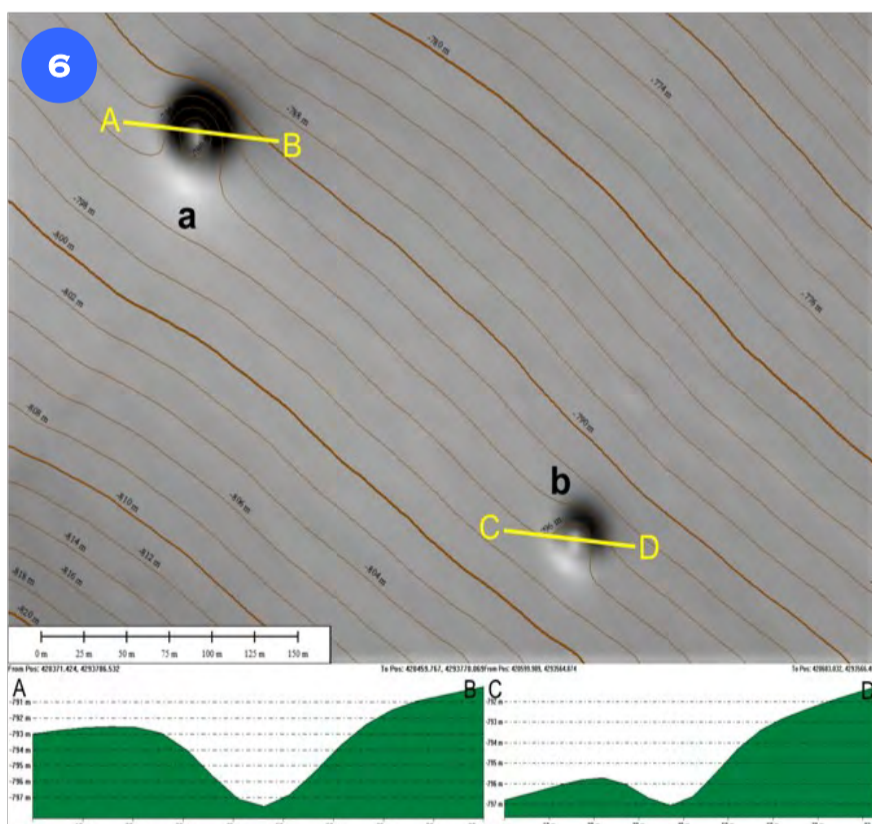
*High-resolution seismic sub bottom profiler record acquired in the intermediate slope (Fig. 4). 1) Pleistocene sediments not affected by gravitational processes; 2) Landslide buried deposit; 3) Holocene sediments drape; 4) Detachment area; 5) Landslide deposit.*

Dall'analisi del DEM (Fig. 5) del settore centro-meridionale del Foglio 61 "Teulada" è possibile riconoscere i seguenti lineamenti geo-morfologici: a) Thalweg del Canyon di Teulada; b) Frana significativa che interessa le coperture a sedimenti incoerenti di età quaternaria; la nicchia di distacco è definita da una cornice netta alta sino a 30 m; c) Area di deposito; d) Piccole frane intra-canale all'interno del thalweg del Canyon di Teulada.

*From the Digital Elevation Model analysis (Fig. 5) of the central-southern part of the Sheet 61 "Teulada", the geomorphological features can be identified as follows: a) Teulada Canyon thalweg; b) Significant landslide affecting the Quaternary loose sediments cover; the niche area is defined by a clear frame up to 30 m-high; c) Deposit area; d) Small intra-channel landslides inside the thalweg of the Teulada Canyon.*



### DEPRESSIONI LUNGO LA SCARPATA INTERMEDIA



Depressioni chiuse nel settore sud-occidentale del Foglio 61 "Teulada" (Fig. 6). Le sezioni morfometriche evidenziano una larghezza massima di 55 m per una profondità di 6 m per la depressione (a) e una larghezza di 40 m per 3 m di profondità per la depressione (b).

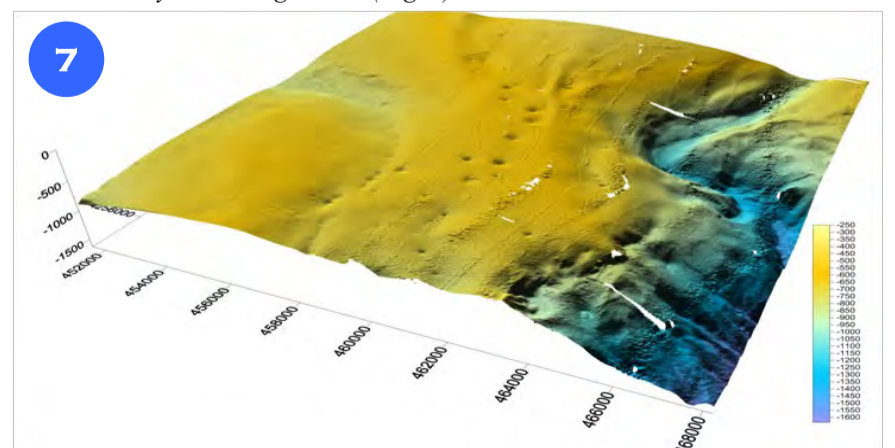
*Closed depressions in the south-western part of the Sheet 61 "Teulada" (Fig. 6). The morphometric sections show a maximum width of 55 m and a depth of 6 m for depression (a), and a width of 40 m and a depth of 3 m for depression (b).*

Nelle aree di scarpata continentale intermedia del settore sud-occidentale del Foglio 61 "Teulada" è stata identificata un'area a depressioni chiuse (Fig. 6). Si tratta di numerose morfologie depresse con forma circolare e sub-circolare (Fig. 6a), che arrivano sino a 40 m di profondità e con diametro compreso tra 100 e 500 m, riconducibili a *pockmark*.

L'origine di queste morfologie in area di scarpata superiore può essere messa in relazione con subsidenza per fuoriuscita di fluidi dai sottostanti sedimenti fini del corpo di progradazione plio-quaternario o da livelli a dominante frazione organica della sottostante sequenza miocenica. Si riconosce inoltre il thalweg del Canyon di Teulada (Fig. 7).

*In the intermediate continental slope areas of the south-western sector of Sheet 61 "Teulada", an area of closed depressions has been identified (Fig. 6). It consists of numerous depressed morphologies with circular and sub-circular shape (Fig. 6a), which reach 40 m depth and have a diameter that ranges from 100 to 500 m, identifiable as pockmarks.*

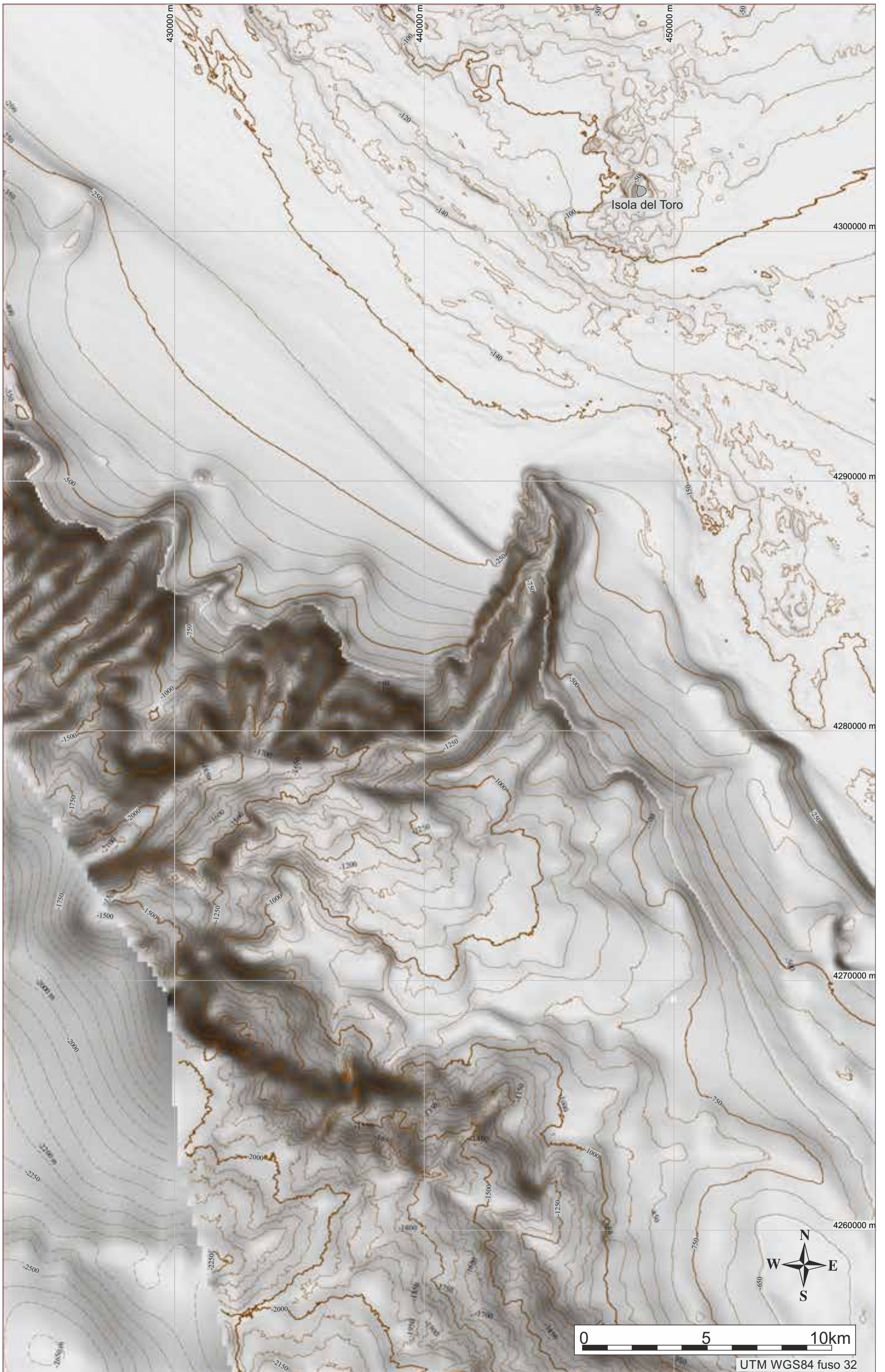
*The origin of these morphologies in the upper slope can be related to subsidence as a consequence of fluids emission from the underlying fine sediments of the progradation Plio-Quaternary body or from levels with a dominant organic fraction of the underlying Miocenian sequence. Furthermore, the thalweg of the Teulada Canyon is recognizable (Fig. 7).*

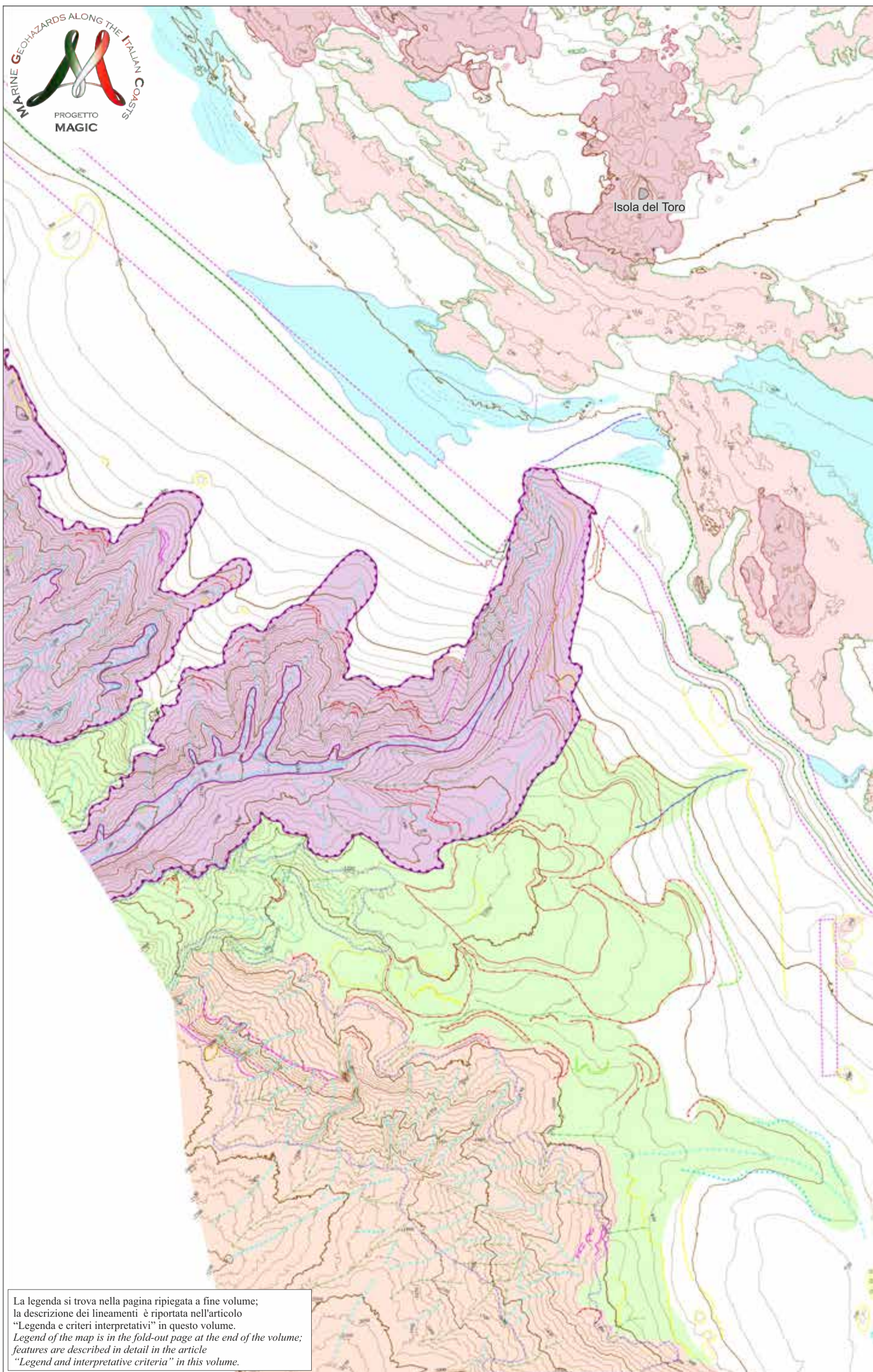






FOGLIO 62 TORO-VACCA





Isola del Toro

La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Il Foglio 62 “Toro-Vacca” si colloca nel settore meridionale del margine occidentale della Sardegna. Diversi studi dimostrano che la prima impostazione del sistema di zone di faglia ad alto angolo e dei blocchi tettonici che in seguito hanno costituito il margine continentale della Sardegna occidentale può essere fatta risalire all'Oligo-Miocene, quando, nell'area di *intra-back arc* relativa alla Catena Maghrebide-Appenninica, si produsse un ampio sistema di *rifting* (Cherchi e Mantadert, 1982; Sowerbutts, 2000; Faccenna et al., 2002). Il sistema di *rifting* è chiaramente conseguente alla convergenza Africa-Europa e potrebbe essere considerato anche come *impactogen* (Sengör, 1995). Sulla base dei dati provenienti dai profili ECORS-CROP, la genesi del margine potrebbe essere individuata nell'inversione tettonica estensionale di un sistema di strutture compressionali di una diramazione occidentale della Catena Pirenaica (Fanucci e Morelli, 1997). Qualsiasi sia il modello genetico, il Rift Sardo, costituisce un sistema estensionale associato alla convergenza Maghrebide-Appenninica ubicato, in un caso, ad alto angolo rispetto alla Catena Maghrebide, e nell'altro, parallelamente al segmento dell'Appennino settentrionale. Pertanto il margine, che costituiva un ramo occidentale del sistema di *rifting*, ha in seguito assunto le caratteristiche strutturali ed evolutive di margine divergente relativo ad un bacino estensionale associato ad un'area di convergenza (Lecca, 2000). Le zone di faglia del Rift Sardo hanno riutilizzato vari tipi di discontinuità strutturali pre-esistenti all'interno del basamento paleozoico; analogamente, è presumibile che questo si sia verificato anche nel margine continentale (Lecca, 2000).

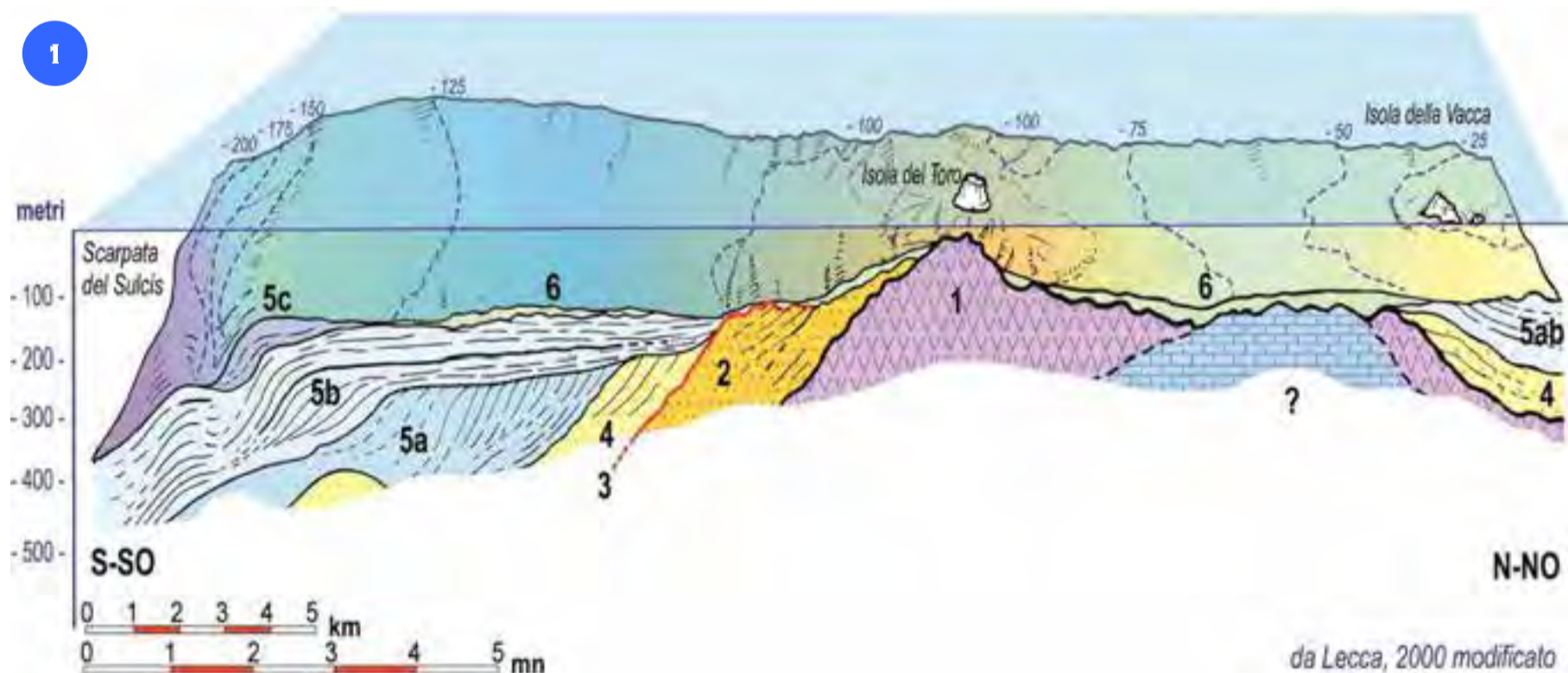
Nel Foglio 62 “Toro-Vacca”, l'infrastruttura del margine superiore è costituita da grandi blocchi tettonici a litologie paleozoiche, dislocati da faglie dirette ad alto angolo (Finetti et al., 2005); il movimento relativo di questi blocchi ha prodotto una serie di bacini, situati sia nell'attuale piattaforma continentale sia nella scarpata, probabilmente evolutisi durante il Miocene inferiore-medio, il cui riempimento è caratterizzato dalla sequenza terrigeno-carbonatica del Mesozoico-Terziario e dalla sequenza vulcano-sedimentaria oligo-miocenica *sin-rift*. Lo stesso motivo strutturale è rilevabile anche in piattaforma esterna dove il basamento acustico, rappresentato dalle vulcaniti oligo-mioceniche e localmente dai calcari mesozoici, è ricoperto dal prisma sedimentario plio-quadernario sino a 180 m di profondità (Ulzega et al., 1980). In piattaforma interna, gli alti morfologici più significativi sono rappresentati dalle isole del Toro e della Vacca, e dalle Secche del Toro e del Banco Pomata a nord-ovest dell'Isola della Vacca.

The Sheet 62 “Toro-Vacca” is located in the southern sector of the western continental margin of Sardinia.

Several studies show that the first setting of the system of high-angle fault zones and of tectonic blocks, which later formed the continental margin of western Sardinia, can be traced back to Oligo-Miocene, when, in the area of *intra-back arc* on the Apennine-Maghrebian Chain, an extensive *rifting* system formed (Cherchi and Mantadert, 1982; Sowerbutts, 2000; Faccenna et al., 2002). The *rifting* system is clearly a consequence of the Africa-Europe convergence and could also be considered as *impactogen* (Sengör, 1995). On the basis of data from the ECORS-CROP profiles, the genesis of the margin could be identified as an extensional tectonics inversion of a compressional system of structures belonging to a western branch of the Pyrenean Chain (Fanucci and Morelli, 1997). Whatever the genetic model, the Sardinian Rift is an extensional system associated with the Apennine-Maghrebian convergence, which, in one case, forms a high angle with the Maghrebian Chain, and, in the other, is located parallel to the segment of the northern Apennines. Therefore, the margin, which was a western branch of the rift system, was subsequently transferred to the structural characteristics of an evolutionary divergent margin relative to an extensional basin associated with an area of convergence (Lecca, 2000). Fault zones of the Sardinian Rift reused various types of pre-existing structural discontinuity within the Paleozoic basement; similarly, it is likely that this occurred even in the continental margin (Lecca, 2000).

In the Sheet 62 “Toro-Vacca”, the infrastructure of the top margin consists of large tectonic blocks of Paleozoic lithologies, displaced by high-angle normal faults (Finetti et al., 2005); the relative movement of these blocks has produced a series of basins located both in the actual shelf and in the continental slope, which probably evolved during the Lower-Middle Miocene, whose filling is characterized by the terrigenous-carbonatic sequence of Mesozoic-Tertiary and by the volcano-sedimentary Oligo-Miocene *sin-rift* sequence. The same structural motif is also seen in the outer continental shelf, where the acoustic basement, represented by the Oligo-Miocene volcanics and locally by Mesozoic limestone, is covered by the Plio-Quaternary sedimentary prism down to 180 water depth (Ulzega et al., 1980). In the inner continental shelf, the most significant morphological highs are represented by Toro and Vacca islands, and by Toro and Banco Pomata Shoals, located north-west of Vacca Island.

## STRUTTURA DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE



Blocco diagramma sezionato al largo del Golfo di Palmas (da Lecca, 2000, modificato), Prof. 1, PL 78/1 (Fig. 1). 1) Basamento acustico. Calcari e dolomie del Mesozoico e vulcaniti del Miocene inferiore (breccie piroclastiche dell'Isola della Vacca) e Miocene medio (trachiti olocristalline dell'Isola del Toro) (Maccioni et al., 1990); 2) Sequenza sedimentaria inferiore interessata da una importante discontinuità stratigrafica. Miocene inferiore medio; 3) Superficie di erosione della regressione evaporitica messiniana. Miocene superiore; 4) Sequenza intermedia, spesso con riflettori paralleli ondulati. Pliocene; 5a) Sequenza sedimentaria del cuneo di progradazione, subunità inferiore. Pliocene superiore-Pleistocene superiore; 5b) Subunità intermedia della sequenza di progradazione. Pleistocene inferiore medio; 5c) Terrazzo deposizionale sommerso (TDS) (Chiocci et al., 2004) relativo allo stazionamento basso del livello marino dello stadio isotopico 2. Pleistocene superiore; 6) Sedimenti superficiali di piattaforma distale e prossimale. Pleistocene superiore.

Dissected block diagram off the Gulf of Palmas (from Lecca, 2000, modified), Prof. 1, PL 78/1 (Fig. 1).

1) Acoustic basement. Mesozoic limestones and dolomites, Early Miocene volcanites (Vacca Island pyroclastic breccias) and Middle Miocene (Toro Island holocrystalline trachites) (Maccioni et al., 1990); 2) Lower sedimentary sequence affected by a major stratigraphic discontinuity. Lower-Middle Miocene; 3) Erosional surface of the evaporitic Messinian regression. Upper Miocene; 4) Intermediate sequence, often with wavy parallel reflectors. Pliocene; 5a) Sedimentary sequence of the prograding wedge, lower sub-unit. Late Pliocene-Upper Pleistocene; 5b) Intermediate sub-unit of the prograding sequence. Middle Pleistocene; 5c) Submerged depositional terrace (TDS) (Chiocci et al., 2004) relative to the low stand stationing of the sea level isotopic stage 2. Late Pleistocene; 6) Distal and proximal continental shelf surface sediments. Upper Pleistocene.

## PRINCIPALI ELEMENTI MORFO-BATIMETRICI

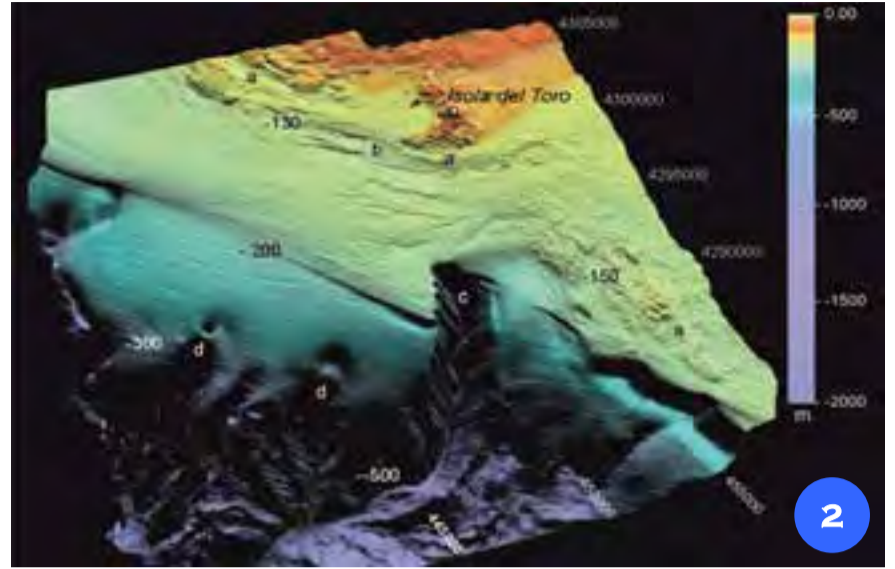
Il DEM illustrato in Figura 2 mostra i principali elementi morfo-batimetrici del Foglio "Toro-Vacca", lungo il margine continentale della Sardegna sud-occidentale.

Il sistema dei Canyon del Toro e di S. Antioco incide la piattaforma continentale dominata dagli affioramenti rocciosi relativi ad alcuni apparati vulcanici oligo-miocenici (Isola del Toro e Secca 103) (a). La testata del Canyon del Toro (c) si indenta nel ciglio della piattaforma continentale per circa 7 km, lungo la faglia occidentale del Golfo di Palmas. A SE dell' Isola del Toro si rilevano le paleo linee di riva sommerse in facies di *beachrock* (b) relative al *Last Glacial Maximum* (LGM), mentre in prossimità della testata del Canyon del Toro si rilevano un esteso campo di mega dune documenta l'attività di importanti correnti trattive di fondo. Sul ciglio, in corrispondenza delle testate del Canyon di S. Antioco, sono presenti alcune depressioni chiuse (d) correlabili a processi di rilascio di fluidi.

Nel settore orientale del foglio è stata rilevata una importante frana complessa che interessa le coperture quaternarie a sedimenti incoerenti; la superficie totale coinvolta dalla frana complessa raggiunge circa 73.5 km<sup>2</sup>.

*The DEM in Figure 2 shows the main morpho-bathymetric elements of Sheet "Toro-Vacca", along the continental margin of the south-western Sardinia.*

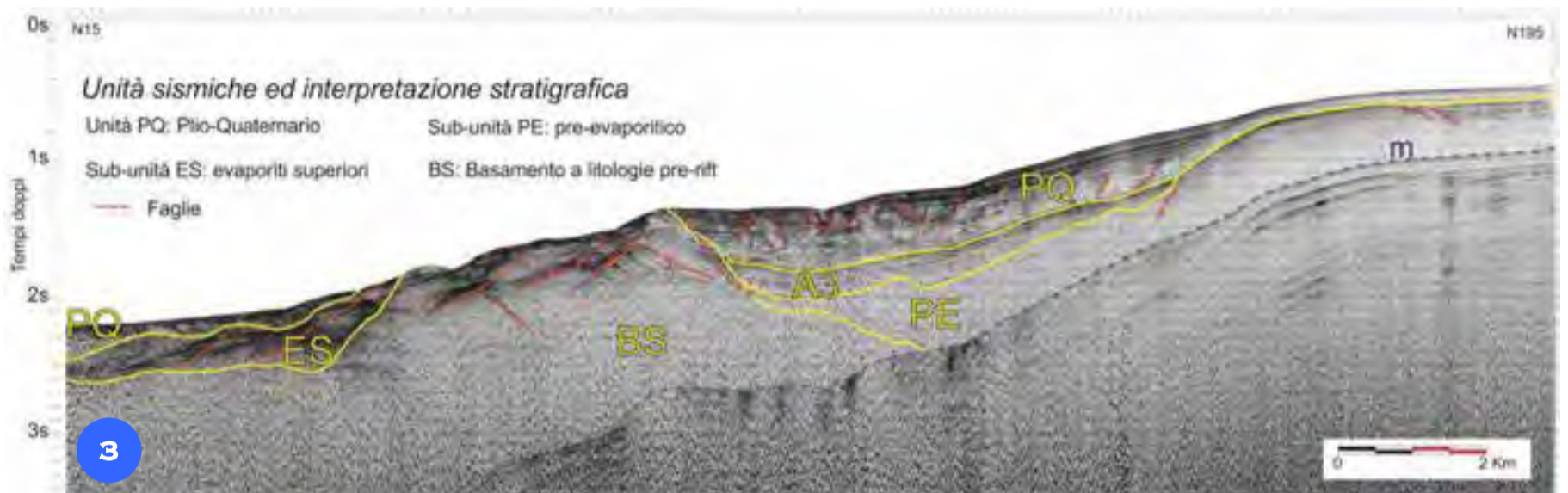
*The Toro and S. Antioco Canyon system engraves the continental shelf, dominated by rocky outcrops related to Oligo-Miocene volcanic systems (Toro Island and Secca 103) (a). The Toro Canyon headscarp (c) indents on the edge of the continental shelf for about 7 km along the western fault of the Palmas Gulf. Off SE Toro Island, a submerged paleo coastline in beachrock facies was detected (b) relative to the Last Glacial Maximum (LGM), while in the vicinity of the headscarp, an extended field of mega dunes documents the activity of im-*



*portant bottom currents. On the edge, in correspondence with the heads of the S. Antioco Canyon, there are some closed depressions (d) correlated to fluids release processes.*

*In the eastern sector of the sheet, a major complex landslide that affects the loose sediment Quaternary roofing, was detected; the total area affected by the landslide reaches about 73.5 km<sup>2</sup>.*

## SEZIONE SISMICA MULTICANALE



Sezione sismica multicanale acquisita nel margine continentale della Sardegna sud-occidentale (Fig. 3). **BS** - Facies sismica correlabile con il basamento acustico a litologie *pre-rift* (Paleozoico); **PE** - Facies a riflettori con terminazioni di tipo *onlap* interpretabili come costiere su superfici di basamento poco inclinate e come marine *onlap* su quelle più acclivi interessate da faglie dirette; Pre-evaporitico (Aquitaniense superiore-Tortoniano); **ES** - Facies sismica a riflettori da sub-paralleli ad ondulati con terminazioni di tipo *onlap* sul basamento; Evaporiti superiori (Messiniano); **PQ** - Facies sismica a riflettori di bassa ampiezza e ottima continuità laterale con geometria interna cliniforme in prossimità del ciglio della piattaforma e parallela per il settore intermedio; questa unità sismica è correlabile con depositi del Plio-Quaternario.

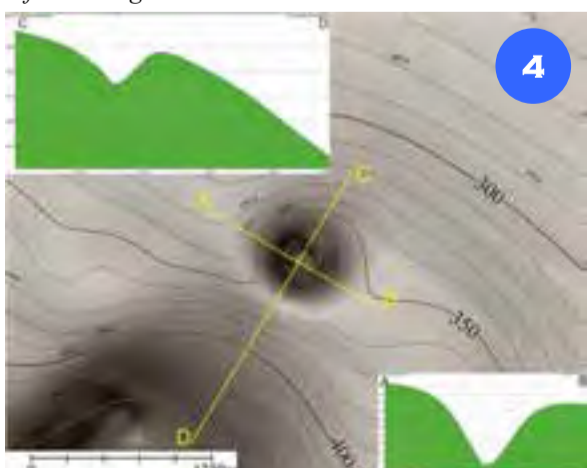
*Multichannel seismic section acquired in the continental margin of south-western Sardinia (Fig. 3).*

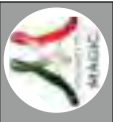
*BS - Seismic facies correlated with the acoustic basement, with pre-rift lithologies (Paleozoic); PE - Reflectors facies with onlap type terminations interpreted as coastal, on slightly inclined basement, and as marine onlap for steeper facies affected by normal faults; Pre-evaporitic (Upper Aquitanian-Tortonian); ES - Seismic facies with sub-parallel to wavy type reflectors with onlap on the basement; (Messinian); PQ - Seismic facies with reflectors with low amplitude and high lateral continuity with internal cliniform geometry near to shelf edge and parallel in the intermediate sector; this seismic unit is correlated with Plio-Quaternary deposits.*

## POCKMARK

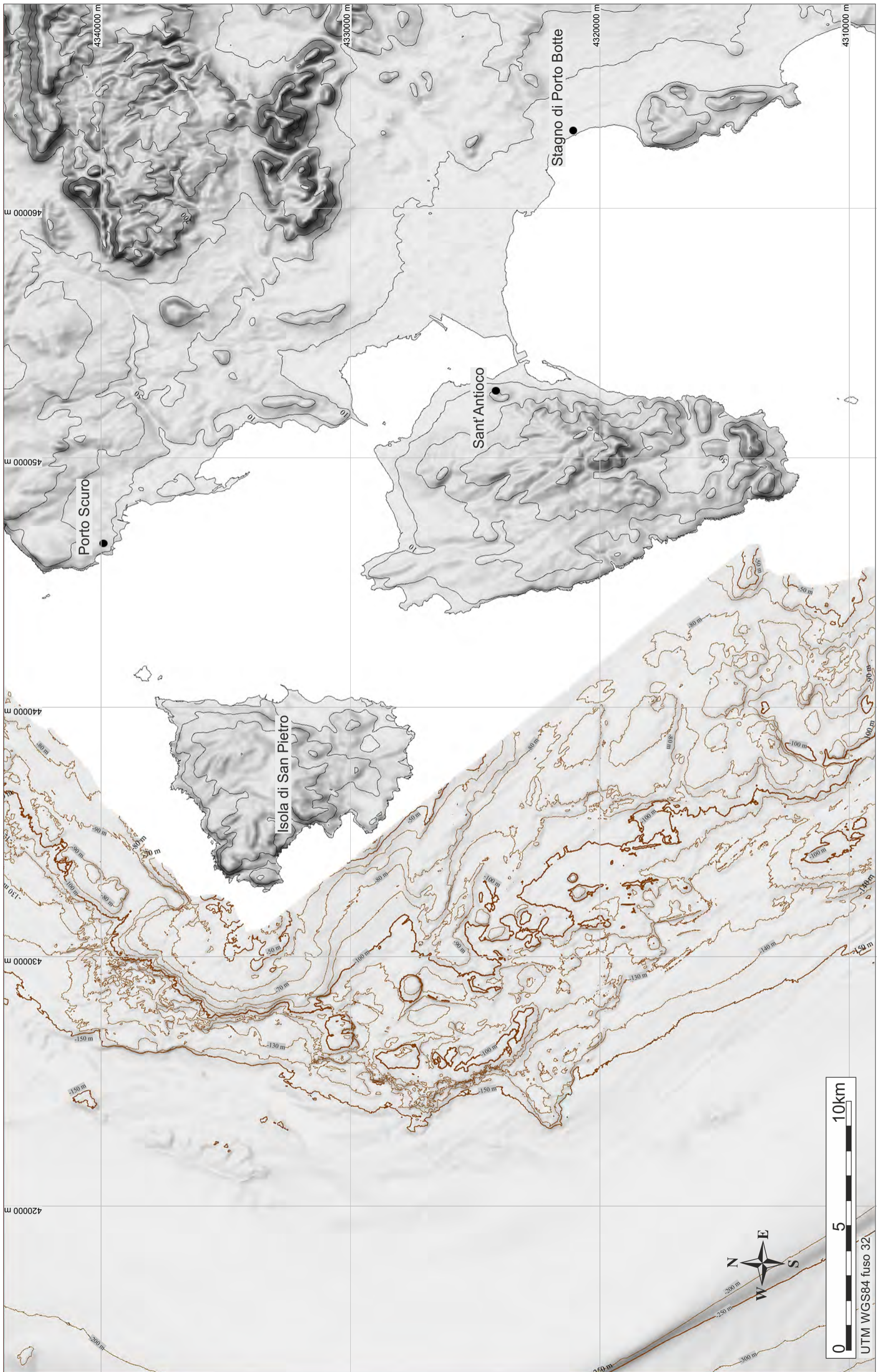
In corrispondenza della testata del Canyon di Sant'Antioco è stata rilevata una depressione chiusa. Le sezioni morfometriche evidenziano una larghezza massima di 900 m e una profondità di 85 m (Fig. 4). L'immagine ROV acquisita alla base della depressione chiusa (Fig. 5) mostra la presenza di concrezioni batteriogeniche.

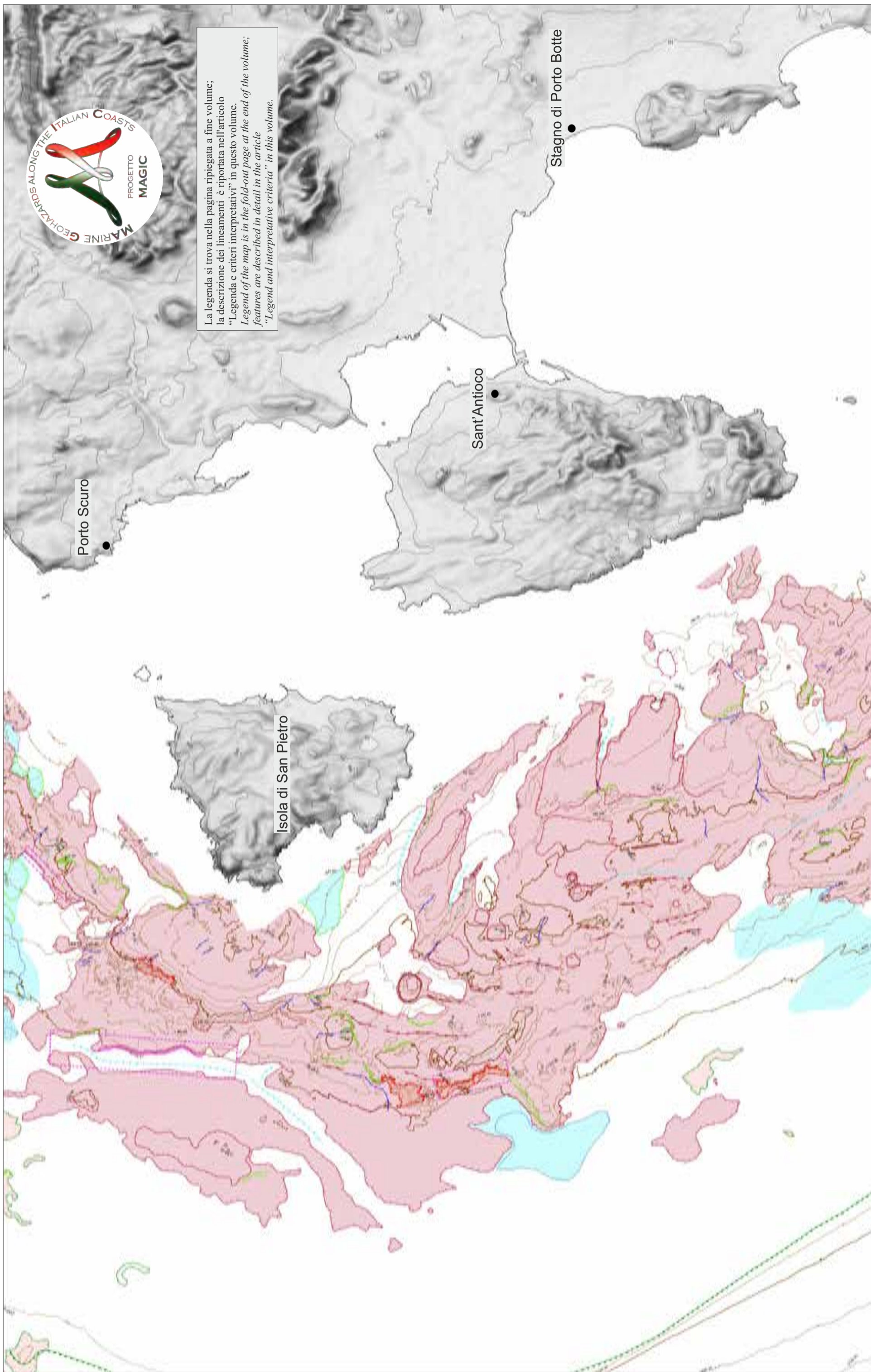
*At the head of the Canyon of Sant'Antioco, a closed depression was detected. Morphometric sections show a maximum width of 900 m and a depth of 85 m (Fig. 4). The ROV image acquired at the bottom of the closed depression (Fig. 5) shows the presence of bacteriogenic concretions.*





FOGLIO 63 SANT'ANTIOCO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume; la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume. *Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume; features are described in detail in the article "Legend and interpretative criteria" in this volume.*

P.E. ORRÙ<sup>1,0A</sup>, G. DEIANA<sup>0,\*A</sup>, E. PALIAGA<sup>\*</sup>, A. MELEDDU<sup>\*</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

La piattaforma continentale del Foglio 63 "Sant'Antioco" è caratterizzata da una morfologia irregolare dominata dagli affioramenti del substrato vulcanico. Si rilevano in erosione differenziale diversi centri a *neck*, edifici craterici e caldere. Un sistema di mega-dicchi, posti in rilievo dall'erosione differenziale, interessa tutta la fascia dei centri di emissione seguendo un andamento tangenziale che a volte supera i 5 km senza soluzione di continuità. La messa in posto di questo imponente corteo di mega dicchi, nell'ambito della geodinamica di *rifting* terziaria, presenta analogie con episodi simili, almeno nei caratteri dimensionali, che si registrano attualmente nei *rift* attivi (Wright, 1977; Ayele et al., 2006). Il limite verso il largo degli affioramenti vulcanici è rappresentato da una linea di paleofalesie con il piede a una media di 140 m di profondità; si distinguono sia le nicchie di distacco che i corpi di frana rotazionale e alla base mega-blocchi di crollo. L'ipotesi che le morfologie erosive e gravitative osservate possano essere correlate con l'ultima fase di stazionamento basso del livello marino, *Last Glacial Maximum* (MIS 2), è stata confermata dal recente campionamento di una tanatocenosi litorale.

*The continental shelf within the Sheet 63 "Sant'Antioco" is characterized by an irregular morphology dominated by outcrops of volcanic substrate. Differential erosion highlights many volcanic morphologies as neck-shaped emission centers, craters buildings and calderas. A system of mega-dikes, also highlighted by differential erosion, affects the entire emission centres zone, following a tangential trend that sometimes continues for more than 5 km seamless. The emplacement of this grand display of mega dikes, within the Tertiary rifting geodynamics, presents analogies with similar incidents, at least in dimensional characters, as noticed in active rifting areas (Wright, 1997; Ayele et al., 2006). The seaward limit of the volcanic outcrops is represented by a paleo-cliff line with foot at 140 m deep (mean depth); rotational landslide niches are distinguished together with collapse mega-blocks at the basis. The hypothesis that the observed gravitational and erosive morphologies may be related to the last phase of low sea-level, standing Last Glacial Maximum (MIS 2), was confirmed by a recent sampling of a littoral thanatocenosis.*

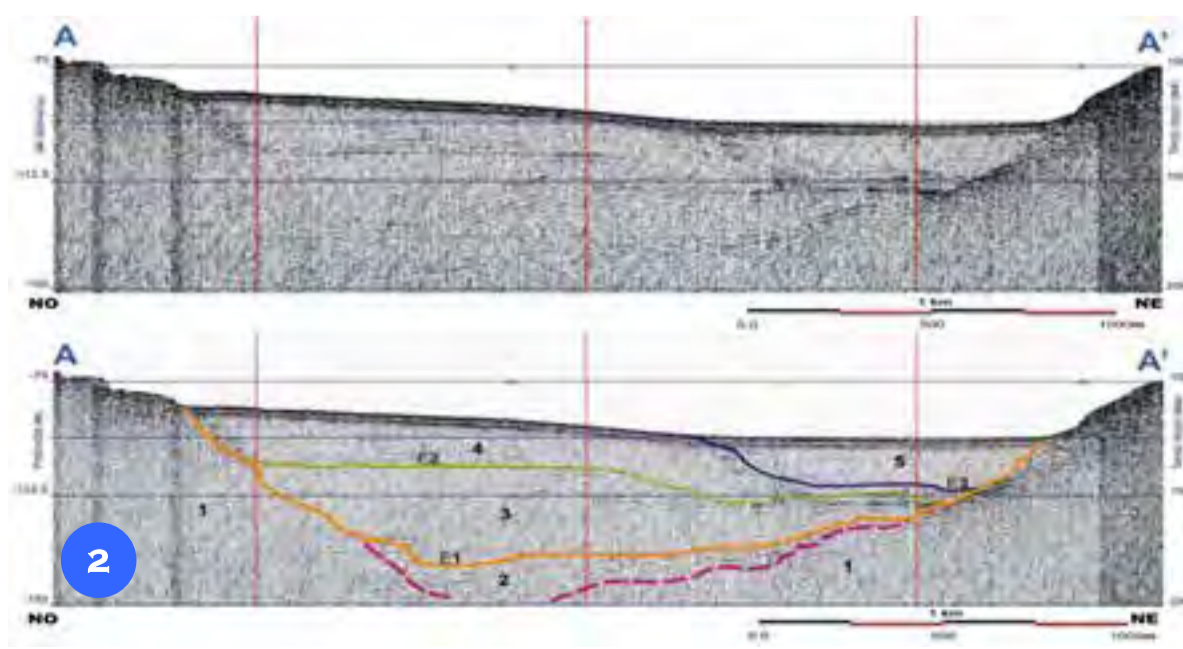
## PIATTAFORMA INTERNA



I principali e più rappresentativi elementi morfo-batimetrici del Foglio 63 sono (Fig. 1): 1) *Neck* vulcanici e sistema di *mega-dike* secondo direttrici che variano da N 5°E a N 350°E; 2) Edifici vulcanici con orlo e caldere; 3) Linee di paleofalesia con frane rotazionali e a megablocchi (Figg. 4 e 5); 4) Affioramento isolato in prossimità del ciglio, depositi sedimentari e vulcano-sedimentari attribuibili alla sequenza del Miocene inferiore-medio (Fig. 4); 5) Paleovalle di impostazione messiniana, ubicazione della sezione sismica sparker A-A' (Fig. 2).

*Main and most representative morfo-bathymetric elements of Sheet 63 (Fig. 1) are: 1) Volcanic neck and mega-dikes system with orientation that vary from N 5°E to N 350°E; 2) Calderas and volcanic edifices with rims; 3) Paleo-cliff lines with rotational landslides and mega-blocks collapse (Figs. 4 and 5); 4) Isolated outcrop near to the shelf edge, sedimentary and volcanic-sedimentary deposits attributable to the Lower-Middle Miocene sequence; 5) Paleovalley of Messinian setting, location of the seismic section sparker A-A' (Fig. 2).*

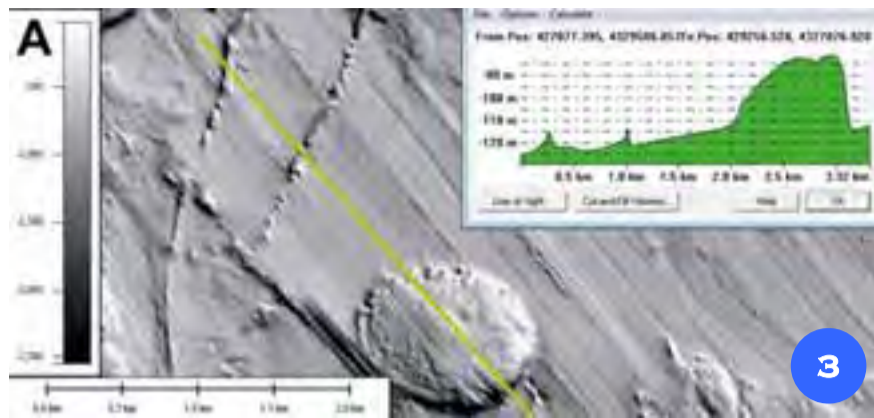
## SEZIONE SISMICA SPARKER



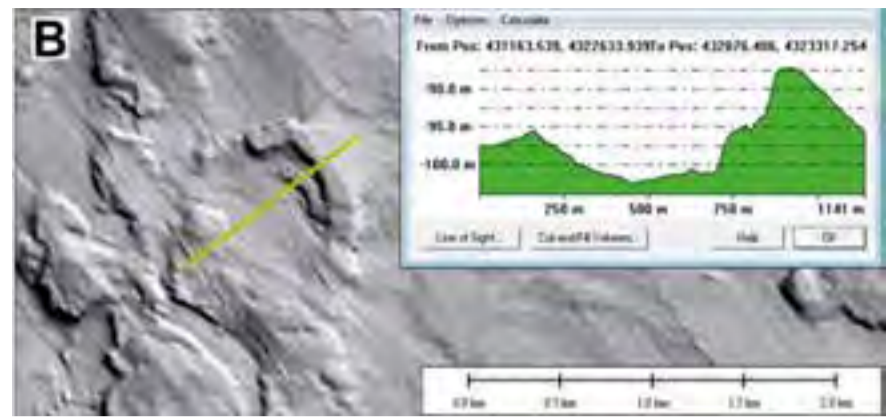
Nella sezione sismica A-A', nella paleovalle di Cala Fico (sparker 0,5/1 kJ) (Fig. 2) si osservano: 1) Substrato vulcanico a comenditi e ignimbritici; 2) Sequenza sedimentaria inferiore a riflettori paralleli (pre-Messiniano); E1) Superficie d'erosione messiniana; 3) Sequenza superiore a laminazione ondulata (Pliocene); E2) Superficie di erosione (Pliocene sup.-Pleistocene inf.); 4) Sequenza sedimentaria a laminazione inclinata (Pleistocene inf.-Pleistocene sup.); E3) Superficie di erosione *Last Glacial Maximum* (MIS 2); 5) Colmata a sedimenti fini con laminazioni pianoparallele (Olocene).

*In the seismic section A-A', inside Cala Fico palaeovalley (sparker 0.5/1 kJ) (Fig. 2) are shown: 1) Volcanic comenditic and ignimbritic substrate; 2) Parallel reflectors lower sedimentary sequence (pre-Messinian); E1) Messinian erosion surface; 3) Wavy lamination upper sequence (Pliocene); E2) Erosion surface (Upper Pliocene - Lower Pleistocene); 4) Inclined lamination sedimentary sequence (Lower Pleistocene - Upper Pleistocene); E3) Last Glacial Maximum erosive surface (MIS 2); 5) Fine sediment filling with Plano-parallel laminations (Holocene).*

## MORFOLOGIE VULCANICHE



Il neck di maggiori dimensioni, 5 miglia al largo del Golfo di Mezzaluna, ha diametro di circa 1 km; in prossimità della base due mega-dicchi periferici sono riconoscibili, sia dal DTM che dalla sezione morfometrica (Fig. 3A). Sezione morfometrica del cratere con orlo in rilievo 6 miglia al largo di Punta Geniò; si distinguono due fasi eruttive e la morfologia presenta analogie con morfotipi vulcanici cineritici (Fig. 3B).



The main neck, 5 miles off the coast of the Mezzaluna Gulf, has a diameter of about 1 km, with two peripheral mega-dikes at the base, identified both from the DTM and from the morphometric section (Fig. 3A). Morphometric section of the crater rim, 6 miles off Punta Geniò; there are two distinct eruptive phases and the morphology has similarities with volcanic cinderitic morphotypes (Fig. 3B).

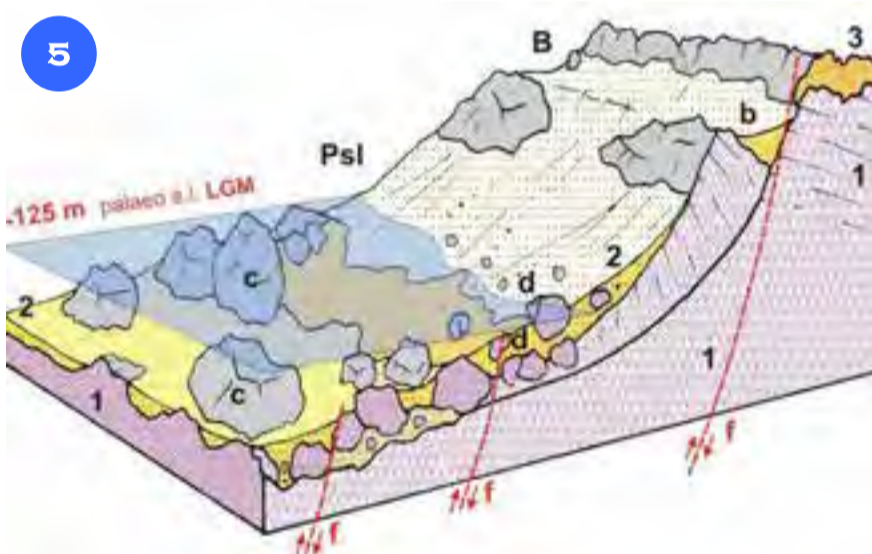
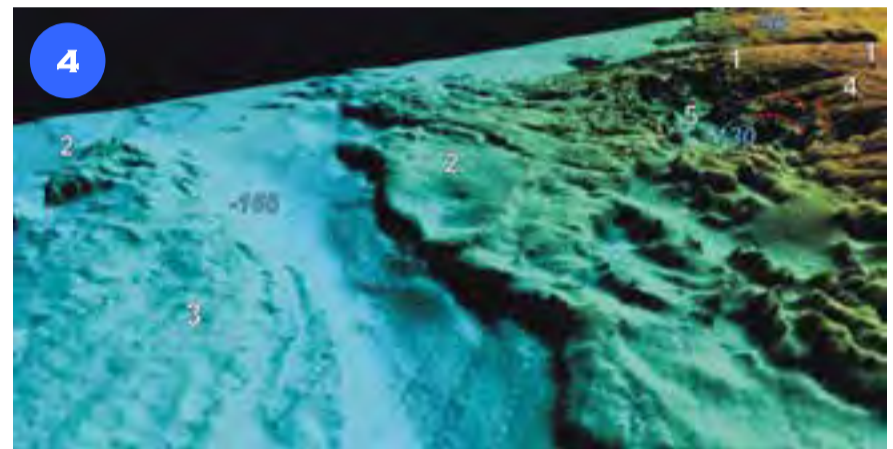
## FRANE ROTAZIONALI

Nella piattaforma intermedia si riconoscono (Fig. 4):

- 1) Le colate comenditiche (Oligocene sup.-Miocene inf.);
- 2) Il substrato vulcanico indifferenziato;
- 3) Un affioramento della sequenza sedimentaria (2 in Fig. 3);
- 4) Le nicchie di distacco e corpi di frana rotazionale;
- 5) I blocchi da frana di crollo.

In intermediate shelf are recognizable (Fig. 4):

- 1) Comenditic lavas (Upper Oligocene-Lower Miocene.);
- 2) The undifferentiated volcanic substrate;
- 3) An outcrop of the sedimentary sequence (2 in Fig. 3);
- 4) Separation niches and rotational landslide bodies;
- 5) Blocks collapse landslide.



Blocco diagramma geomorfologico della frana rotazionale in falesia (Fig. 5):  
 1) Vulcaniti acide, Comenditi e Ignimbriti; f) Controllo tettonico della falesia;  
 2) Drappaggio sedimentario olocenico;  
 3) Biocostruzioni ad alghe rosse. Coralligeno profondo; a) Corpo di frana rotazionale; b) Nicchia di distacco; c) Frana di crollo; d) Conoide detritico; e) Faglie dirette ad andamento NNW-SSE e NE-SO, controllo tettonico delle paleofalesie; Psl) paleo-livello marino (LGM-MIS2) di scalzamento alla base della falesia.

Geomorphological scheme of the rotational landslides affecting the cliff (Fig. 5):  
 1) Acid volcanites, Comendites and Ignimbrites; f) Tectonic control of the cliff;  
 2) Holocene sedimentary drape;  
 3) Mesophotic red algae deep coralligenous bioconstructions; a) Rotational landslide body; b) Detachment niche; c) Collapse landslide; d) Debris fan; e) Normal faults trending NNW-SSE and NE-SW, tectonic control of paleofalesie; Psl) paleo-sea level (LGM-MIS2) undermining the base of the cliff.

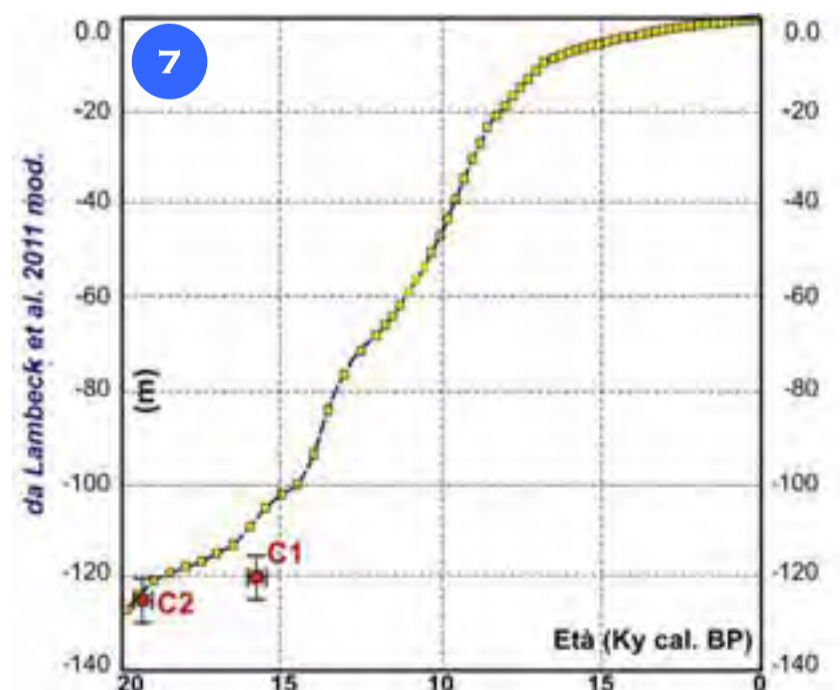
## DRAGAGGI



Tanatocenosi dragata tra 125 e 120 m di profondità in depressione al piede delle paleofalesie, analisi isotopiche  $^{14}\text{C}$  Beta Analytic, Miami USA (Fig. 6): 1) *Glycimeris* sp.; 2) *Mytilus galloprovincialis*, Camp.C1 15360±280 BP cal; 3) *Mytilus* cf. *edulis*; 4) *Parvicardium exiguum*; 5) *Pitar* cf. *rudis*; 6) *Venus* cf. *casina*; 7) *Acmaea virginea*, Camp.C 219100±270 BP cal.

Thanatocoenosis dredged between 125 and 120 m water depth, in the depression at the paleo-cliff's foot, dated with  $^{14}\text{C}$  isotopic analysis made by Beta Analytic, Miami USA (Fig. 6): 1) *Glycimeris* sp.; 2) *Mytilus galloprovincialis*, sample C1 15360 ± 280 cal BP; 3) cf *Mytilus edulis*; 4) *Parvicardium exiguum*; 5) *Pitar* cf *rudis*; 6) *Venus* cf *cottage*; 7) *Acmaea virginical*, sample C2 19100 ± 270 cal BP.

## DATAZIONI ISOTOPICHE

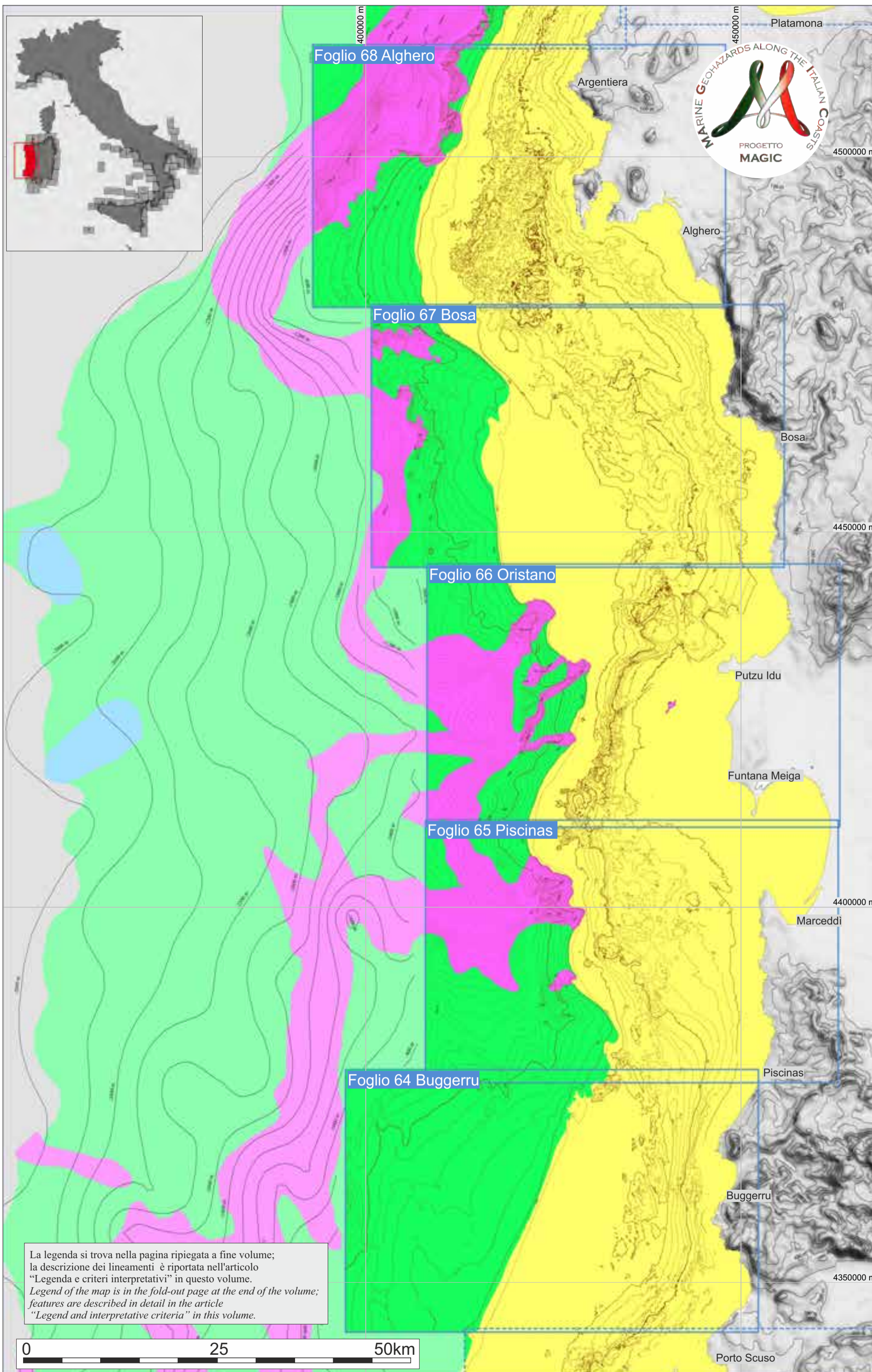


Confronto tra i campioni analizzati C1 e C2 con la curva glacio-idroisostatica predetta per la piattaforma occidentale sarda per gli ultimi 20000 anni (Lambeck et al., 2011; Fig. 7).

Comparison of the analyzed samples C1 and C2 with the glacio-hydroisostatic predicted curve for the western Sardinian platform for the last 20.000 years (Lambeck et al., 2011; Fig. 7).



TAVOLA 14 SARDEGNA OCCIDENTALE



# TAVOLA 14 SARDEGNA OCCIDENTALE

G. De Falco\*, A. Conforti\*, G. Di Martino\*, S. Innangi\*, R. Tonielli\*, F. Budillon\*

(il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CNR: \*IAMC

Il margine occidentale della Sardegna, caratterizzato da una piattaforma continentale ampia mediamente 25 km, si sviluppa lungo i circa 200 km del settore costiero occidentale della Sardegna. Il margine, di tipo passivo, si è strutturato tra l'Oligocene e il Miocene inferiore in seguito all'apertura del Mediterraneo occidentale (Réhault et al., 1984; Thomas et al., 1988). Durante l'Oligocene-Aquitano, il Blocco Sardo-Corso faceva parte del sistema di Rift Europeo, e il Rift Sardo, che attraversa l'isola tra il Golfo dell'Asinara a nord e il Golfo di Cagliari a sud, è stato considerato parte di questo sistema (Cherchi e Montadert, 1982; Casula et al., 2001). Successivamente altri autori hanno associato la tettonica cenozoica della Sardegna alla collisione tra la placca europea e l'Adria, collisione che ha generato faglie principalmente trascorrenti durante l'Oligocene-Aquitano, orientate NE-SO e E-O (Carmignani et al., 2001, 2004; Oggiano et al., 2009). Le strutture tettoniche risultanti sul margine sono faglie listriche orientate NNE-SSO e faglie trascorrenti NO-SE che delineano alti strutturali e semi-graben nel basamento metamorfico, tra le scarpate della Nurra e del Sulcis (Thomas et al., 1988; Fais et al., 1996; Casula et al., 2001). Durante gli ultimi decenni, le caratteristiche stratigrafiche del margine sono state indagate attraverso rilievi sismici a differenti gradi di risoluzione, localizzati tra la piattaforma interna e la scarpata inferiore (Lecca et al., 1983; Lecca et al., 1986; Lecca, 2000; Casula et al., 2001; Sage et al., 2005; De Falco et al., 2015; Conforti et al., 2016). I sei profili interpretati, riportati in Figura 1 (modificata da Lecca, 2000), consentono di individuare le seguenti unità sismo-stratigrafiche: 1) Basamento acustico (Paleozoico-Miocene inferiore); 2) La sequenza sedimentaria inferiore (Miocene inferiore-superiore), che include alcune discontinuità stratigrafiche ed è limitata al tetto da una discordanza erosiva di carattere regionale; 3) Una sequenza sedimentaria intermedia (Pliocene); 4) La sequenza sedimentaria superiore (Quaternario), formata da un prisma progradante con unità progressive separate da discontinuità stratigrafiche; 5) Le unità della piattaforma interna, costituite da lenti sottili di depositi biogenici, organogeni e silicoclastici (Quaternario) (Lecca, 2000).

Ampi settori di piattaforma interna, fino a 130-140 m di profondità, sono caratterizzati da una superficie del fondale irregolare che può essere attribuita al basamento roccioso (sub)affiorante, riferibile al basamento acustico descritto negli studi precedenti (Lecca, 2000). Gli affioramenti rocciosi occupano una superficie di 1651 km<sup>2</sup>, principalmente tra 50 e 150 m di profondità.

In questo settore, metà della superficie del fondale è costituita dal basamento roccioso, all'interno del quale sono presenti piccoli bacini caratterizzati dalla presenza di ampi campi di forme di fondo, comprendenti *sorted bedform* (De Falco et al., 2015), dune e impronte a cometa. Le forme di fondo si ritrovano tra 50 e 110 m di profondità. La piattaforma esterna è generalmente piatta, con il ciglio localizzato intorno ai 200 m di profondità. Ampie testate di canyon incidono il ciglio della piattaforma nel settore centrale dell'Anfiteatro di Oristano, mentre le testate dei canyon nella Scarpata della Nurra sono localizzate in scarpata superiore.

*The western Sardinian margin is characterized by a wide continental shelf (~25 Km), developed for ~200 km along the western Sardinia coast.*

*The passive margin was structured between the Oligocene and the Lower Miocene, following the opening of the western Mediterranean Sea (Réhault et al., 1984; Thomas et al., 1988). During the Oligocene-Aquitano, the Corso-Sardinian Block was part of the European Rift System, and the Sardinian Rift, which crosses the whole island between the Gulf of Asinara to the north and the Gulf of Cagliari to the south, is part of it (Cherchi and Montadert, 1982; Casula et al., 2001). Recently, other authors associated the Cenozoic tectonism of Sardinia to the collision between the European and Adria plates, which, during the Oligocene-Aquitano, generated mainly strike-slip faults NE-SW and E-W oriented (Carmignani et al., 2001, 2004; Oggiano et al., 2009).*

*The resulting tectonic features of the margin are NNE-SSW listric and NW-SE transfer faults which delineate horsts and half-grabens in the metamorphic basement, between the Nurra and the Sulcis scarps (Thomas et al., 1988; Fais et al., 1996; Casula et al., 2001).*

*During the last decades, the stratigraphic features of the margin were investigated through seismic surveys at different degrees of resolution, from the inner shelf to the lower slope (Lecca et al., 1983; Lecca et al., 1986; Lecca, 2000; Casula et al., 2001; Sage et al., 2005; De Falco et al., 2015; Conforti et al., 2016). In Figure 1, six profiles are reported (modified from Lecca, 2000), which allowed the identification of the following seismic-stratigraphic units: 1) The acoustic basement (Paleozoic-Lower Miocene); 2) The lower sedimentary sequence (Lower-Upper Miocene), including few stratigraphic discontinuities and bordered at the top by a regional erosional nonconformity; 3) The intermediate sedimentary sequence (Pliocene); 4) The upper sedimentary sequence (Quaternary) consisting of wedge-shaped prograding units (progressive units), separated by stratigraphic discontinuities; 5) The inner shelf units made by thin lenses of biogenic, organogenous and siliciclastic deposits (Quaternary) (Lecca, 2000).*

*Large sections of the inner mid-shelf, down to 130-140 m depth, were characterized by the presence of an irregular seabed surface which can be attributed to the (sub)outcropping bedrock, comparable to the acoustic basement described in previous studies (Lecca, 2000). The bedrock outcrop covers a total surface of 1651 km<sup>2</sup>, mainly between 50 and 150 m depth, where it occupies almost half of the total surface surveyed. The rocky outcrop encompasses small basins in the inner shelf, which are characterized by the presence of wide fields of bedforms, including sorted bedforms (De Falco et al., 2015), dunes and comet marks, between 50-110 m depth.*

*The outer shelf is generally flat and the shelf break is about 200-m-deep. Large canyon heads, which carve the shelf break, are located in the central sector of the Oristano Amphitheatre, whereas the canyon heads in the Nurra Scarp are entirely located in the upper slope.*

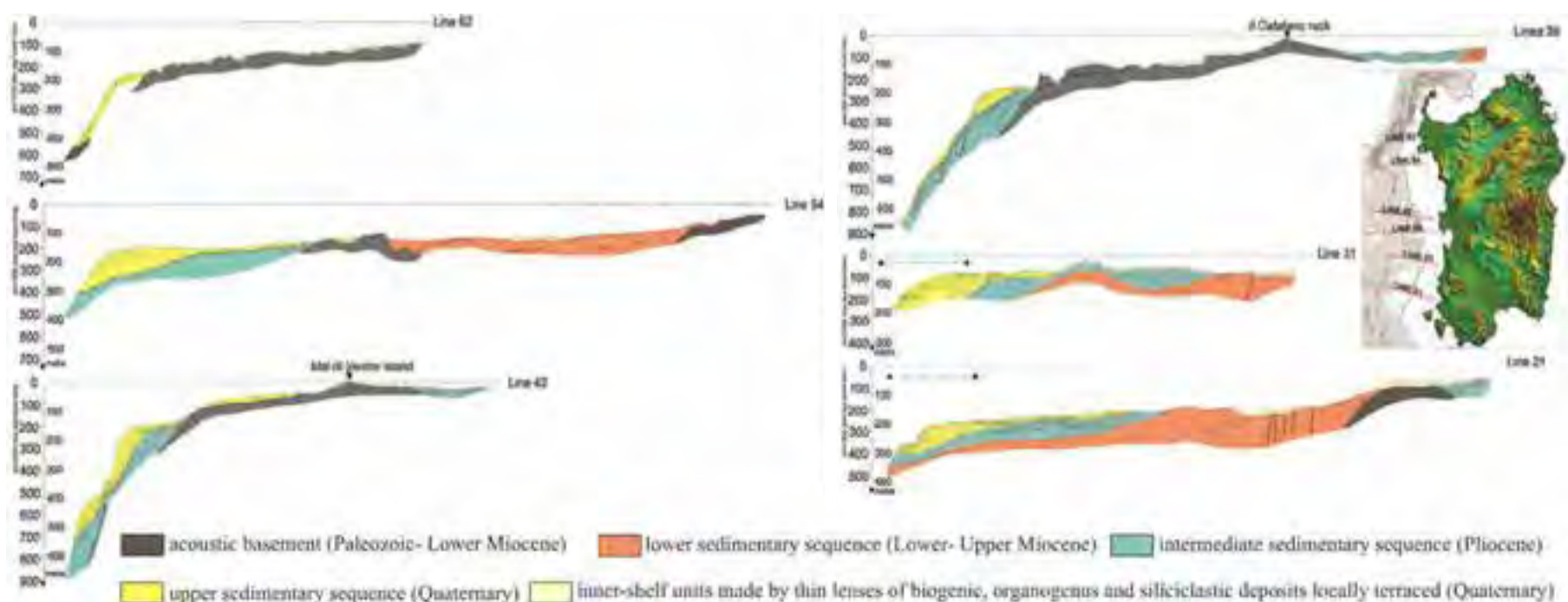
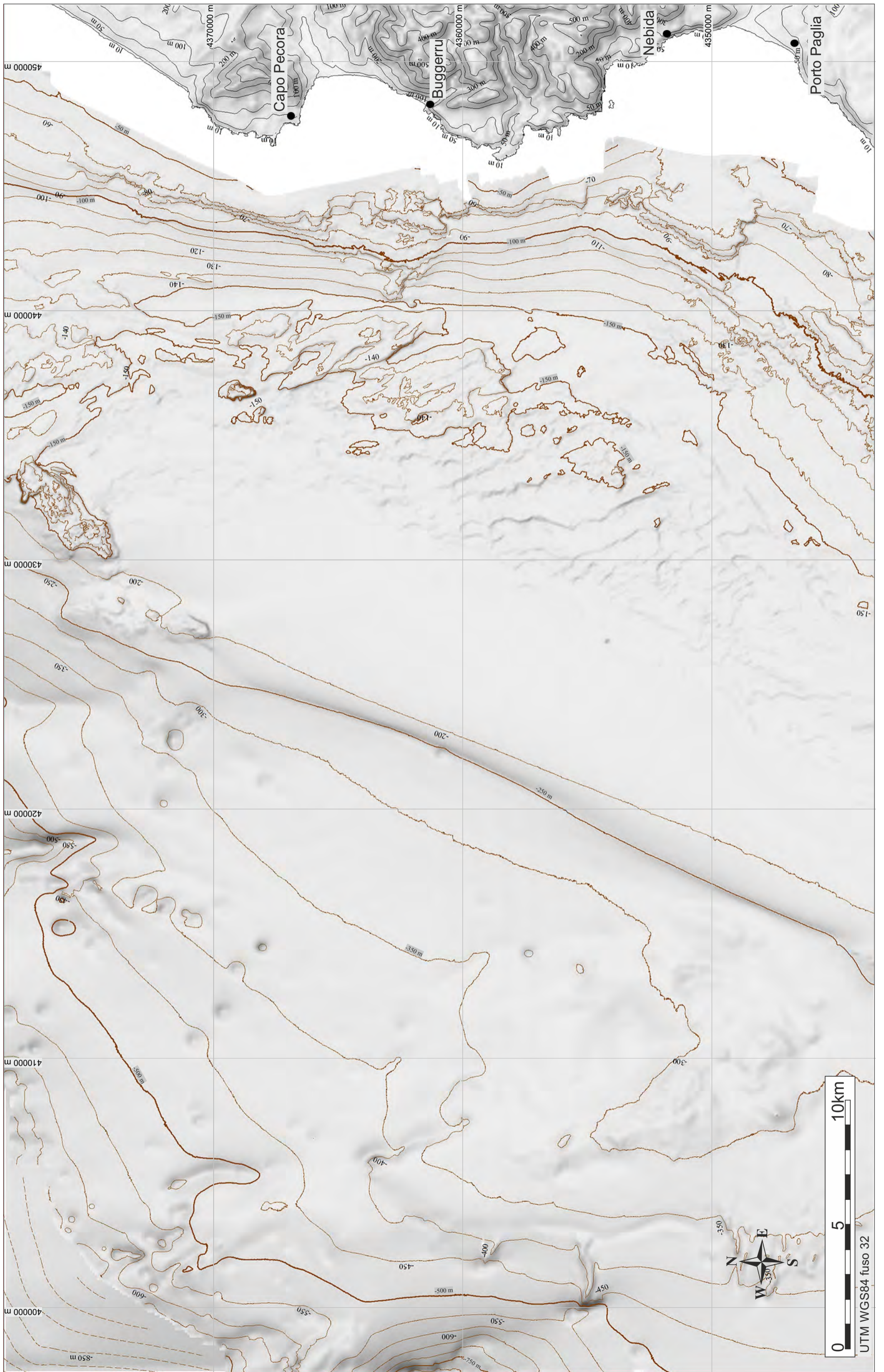


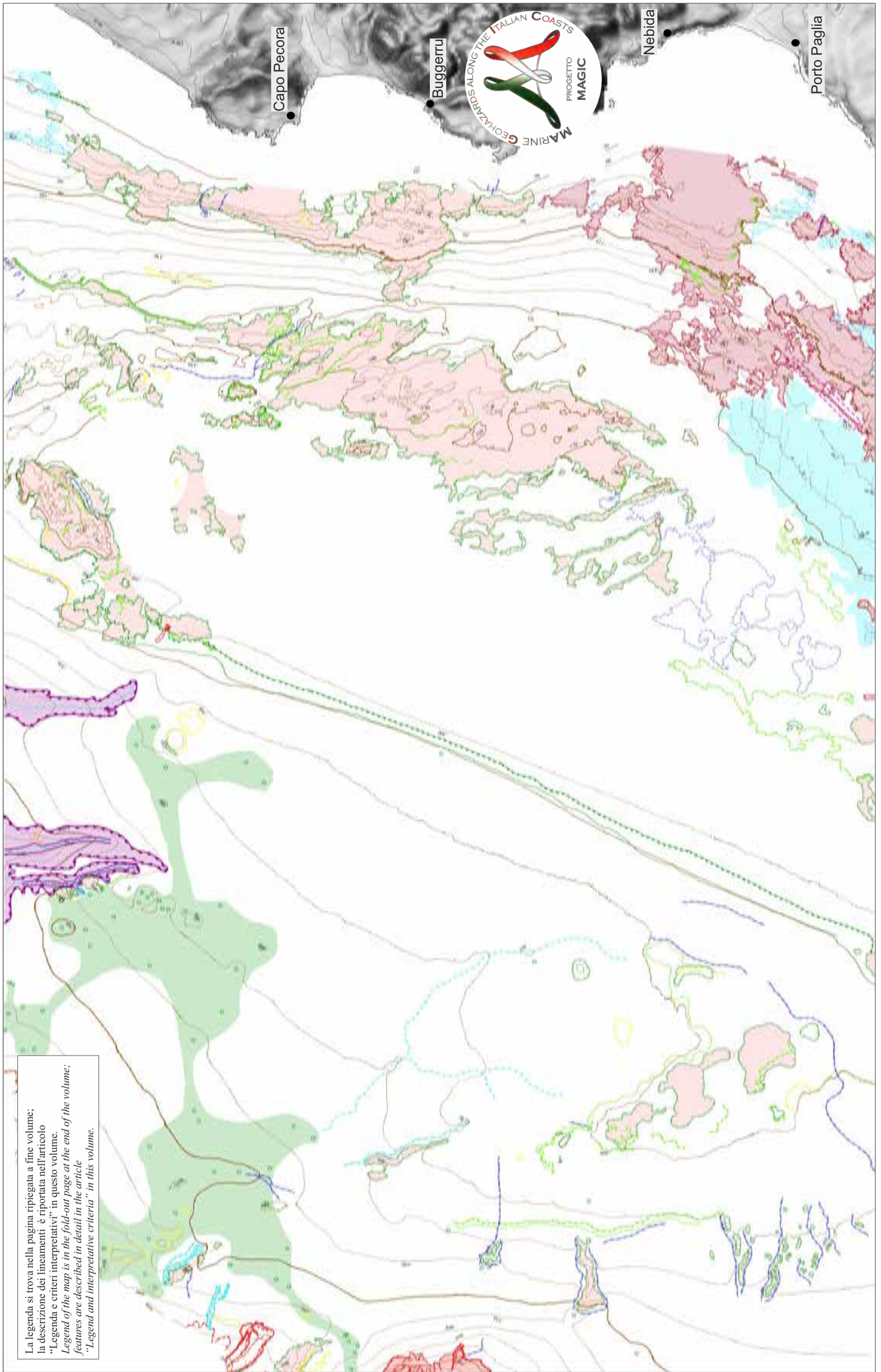
Figura 1. Interpretazione di profili sismici ad alta risoluzione (modificati da Lecca, 2000) che evidenziano le principali unità stratigrafiche del margine occidentale della Sardegna.

Figure 1. Line-drawing of selected high resolution profiles (modified from Lecca, 2000), highlighting the main stratigraphic units along the western margin of Sardinia.



FOGLIO 64 BUGGERRU





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

R. TONIELLI<sup>\*A</sup>, F. BUDILLON<sup>°A</sup>, A. CONFORTI<sup>°A</sup>, G. DE FALCO<sup>1°A</sup>, G. DI MARTINO<sup>\*\*A</sup>, S. INNANGI<sup>\*A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOLLIO; <sup>°</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 64 “Buggerru” comprende le propaggini meridionali del ripiano Arburese e la porzione meridionale dell’Anfiteatro di Oristano, mentre la rimanente parte è inclusa nel ripiano Iglesiente e nella piattaforma continentale e scarpata superiore dell’*offshore* del Sulcis. La morfologia dell’area risente di un forte controllo strutturale: il profilo dell’intera piattaforma è costituito da un ripiano costiero, localizzato tra i 20 ed i 70 m di profondità, un debole pendio immergente verso ovest, localizzato tra i 70 ed i 120 m di profondità, una fascia di transizione alla piattaforma esterna e la piattaforma esterna stessa, costituita da un esteso pianoro, limitato verso la scarpata da un ciglio ubicato a ~200 m di profondità; la piattaforma presenta un’ampiezza compresa tra i 20 ed i 33 km. In piattaforma interna, fino ai 70 m di profondità, affiora estesamente il substrato litoide correlabile con i graniti e le granodioriti del ciclo ercinico, affioranti a Capo Pecora, e con le successioni sedimentarie e metamorfiche cambro-ordoviciane. Nel settore antistante il Golfo di Gonnese il substrato litoide può essere correlato con le vulcaniti del ciclo calco-alcalino affioranti estesamente a sud di Porto Paglia. Nel settore della piattaforma interna a nord e a sud di Nebida la continuità degli affioramenti rocciosi è interrotta da piccoli paleovalvei fluviali e da depressioni, da ellittiche a sub-circolari, che ospitano estesi campi di forme di fondo. Nel settore settentrionale, il bordo della piattaforma è interrotto dalla presenza di due alti morfologici, dalla microtopografia estremamente irregolare, che raggiungono i 140 m di profondità. Qui il substrato litoide affiorante è caratterizzato da pareti ripide e scoscese, alte fino a 10 m, interpretate come scarpate di erosione. Nel settore più settentrionale della scarpata continentale, le testate delle valli tributarie del Canyon di Oristano si dipartono, con un decorso rettilineo o scarsamente sinuoso, dai 310 m di profondità con andamento N-S. Solo nel caso delle due testate più occidentali, il cui andamento nastriforme sembra condizionato dalla presenza di affioramenti litoidi, si individuano limitati scoscedimenti dei fianchi. Nel settore settentrionale e nel settore centrale della scarpata, i dati batimetrici hanno evidenziato la presenza di strutture da fuoriuscita di fluidi. Le morfologie di dimensioni più piccole sono depressioni superficiali di pianta circolare e di forma da conica a crateriforme. Le dimensioni sono molto variabili, con diametri compresi tra i 300 ed i 20 m e profondità dai 5 ai 20 m. In alcuni casi, i *pockmark* si mostrano allineati, formando depressioni e strutture canalizzate. Nel settore occidentale, queste strutture contornano le testate delle frane retrocessive, mentre nel settore settentrionale si individuano a monte delle testate dei canyon. Le strutture di dimensioni maggiori sono depressioni da sub-circolari ad ellittiche, con pareti ripide o morfologicamente frastagliate, sezioni ad “U” o tronco-coniche, ampie talora fino a 500 m, che vanno dai 40 ai 80 m di profondità. In entrambi i casi, le formazioni di tali strutture è in genere attribuita a fenomeni parossistici di fuoriuscita di fluidi, eruzioni di gas, sfiuggite di acqua o migrazione di idrocarburi attraverso sedimenti non litificati. Oltre i 600 m di profondità, i settori settentrionale e centro-occidentale della scarpata sono interessati da vistosi franamenti retrocessivi, caratterizzati da anfiteatri di frana per lo più sub-circolari o a forma di ferro di cavallo.

*The Sheet 64 “Buggerru” includes the southern foothills of the Arburese Shelf and the southern portion of the Oristano Amphitheatre. The southern sector includes the Ilesiente continental shelf and the upper slope of the Sulcis offshore.*

*The morphology of the area is characterized by a strong tectonic control: the shelf profile shows a coastal terrace located between 20 and 70 m depth, a low angle scarp from 70 to 120 m depth, a low angle outer shelf located below 120 m depth and a shelf break located at 200 m depth; the shelf is from about 20- to 33-km-wide.*

*In the inner shelf, down to 70 m depth, the rocky substrate extensively outcrops. Its composition can be related to the granites and granodiorites of the Hercynian cycle, which outcrop at Capo Pecora, and to the Cambric Ordovician sedimentary and metamorphic sequences. In the area in front of the Gulf of Gonnese, the rocky substrate can be related to the cast-alkaline volcanic rocks, which extensively outcrop south of Porto Paglia. In the inner shelf, north and south of Nebida, the rocky outcrop is interrupted by small fluvial palaeo valleys and elliptic to subcircular depressions, hosting extensive bedform fields.*

*In the northern sector, the shelf edge is interrupted by the presence of two morphological highs, characterized by a highly irregular microtopography, reaching 140 m depth. Here, the rocky substrate is characterized by steep cliffs, high up to 10 m, interpreted as erosion escarpments.*

*In the northern sector of the continental slope, the heads of the tributary valleys of the Canyon of Oristano branch from 310 m depth, with a straight or slightly sinuous course and a N-S trend. Limited landslides were identified only in the case of the two westernmost heads, whose ribbon-trend seems to be conditioned by the presence of rocky outcrops.*

*In the northern sector and in the central sector of the continental slope, bathymetric data evidence the presence of fluid leaking structures. The smaller depressions are characterized by conical morphology and have a circular plane view crater shape. Diameters range between 300 and 20 m and they are located between 5 and 20 m depth. In some cases, pockmarks are aligned, forming depressions and channeled structures. In the western sector, these structures surround the heads of backward landslides, while in the northern sector, they are upstream of the canyon heads. Larger structures are subcircular to elliptical depressions, with steep walls and a jagged morphology, and “U”-shaped or truncated conical sections, sometimes up to 500-m-wide. They are located between 40 and 80 m depth.*

*In both cases, the formation of such structures is generally attributed to paroxysmal phenomena of leakage of fluids, gas eruptions, escape of water or migration of hydrocarbons through not lithified sediments. Above 600 m depth, the northern sector and central-western slope are affected by landslides, characterized by amphitheaters mostly sub-circular or with a horseshoe shape.*

## MORFOLOGIE DEL SUBSTRATO LUNGO LA SCARPATA CONTINENTALE

Il fondale della scarpata continentale incluso nel Foglio 64 “Buggerru” presenta generalmente una morfologia omogenea, caratterizzata dall’impilamento delle successioni plioceniche e quaternarie sul basamento miocenico o ercinico.

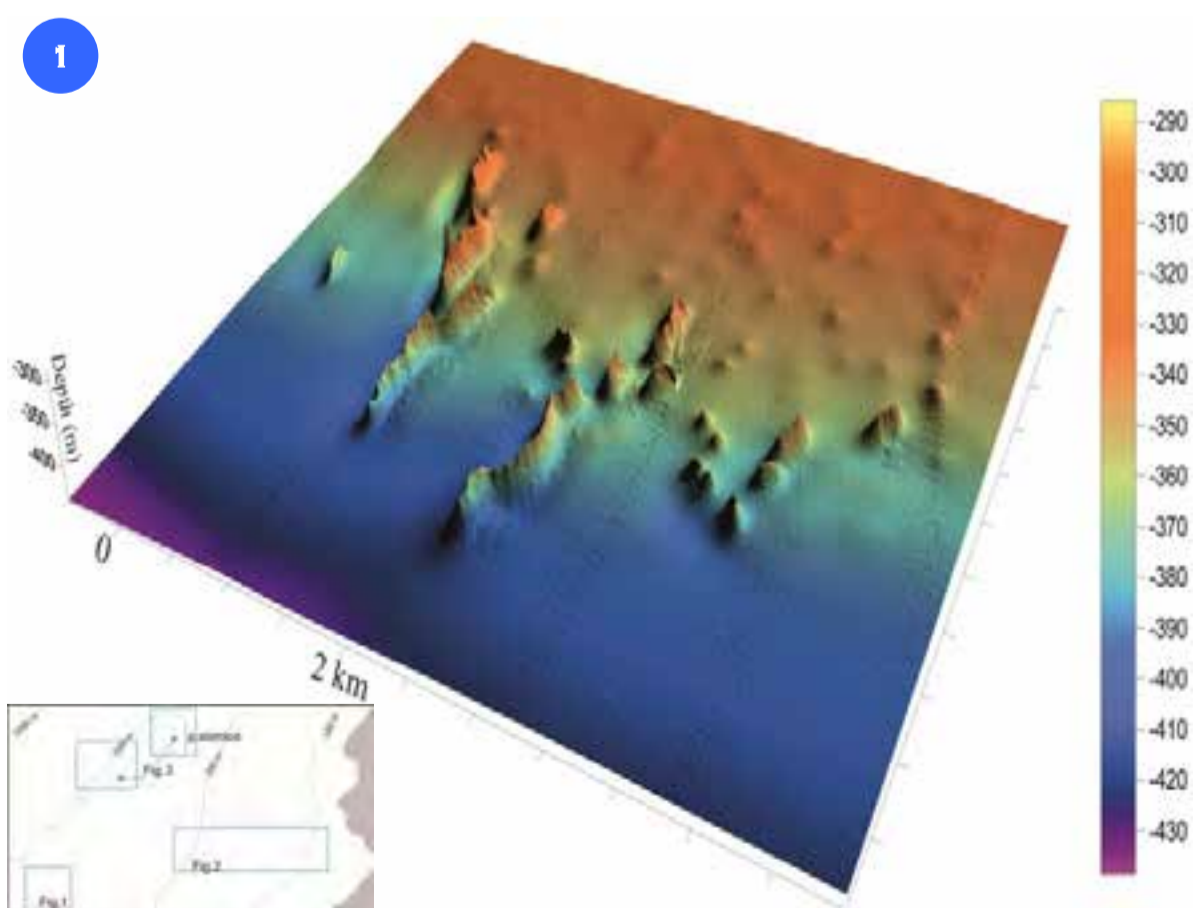
In presenza di alti strutturali, dove risale in basamento è possibile riscontrare strutture morfologiche anomale; la Figura 1 riporta un 3D della scarpata collocato ad oltre 350 m di profondità.

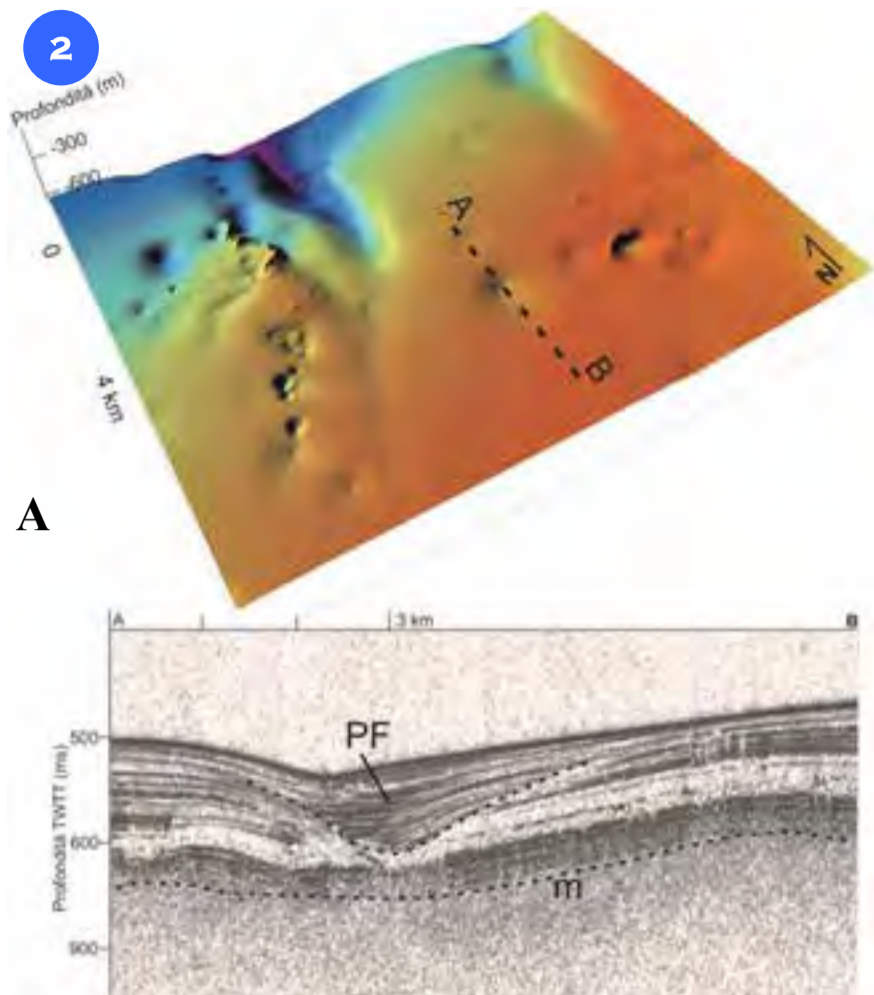
Nel settore rappresentato sono state rilevate delle morfologie che emergono dal drappoggio sedimentario marino; tali forme sono probabilmente correlate all’affioramento di strutture di origine vulcanica; tali allineamenti possono essere dei dicchi vulcanici diffusi negli affioramenti a terra del ciclo vulcanico oligo-miocenico.

*In the area of the Sheet 64 “Buggerru”, the seafloor of the continental slope shows, along the whole slope, an homogeneous morphology, characterized by the staking of Pliocene and Quaternary successions on the Hercinian and Miocene basement.*

*In those areas where structural highs occur, singular morphologies are recognized; Figure 1 represents a 3D of a slope area located beyond 350 m depth.*

*In this sector, morphologies that emerge from the sedimentary marine drape were detected; such forms could be connected to volcanic structures; these features could represent volcanic dikes, which are frequently observed in the Oligocene-Miocene volcanic outcrops on land.*



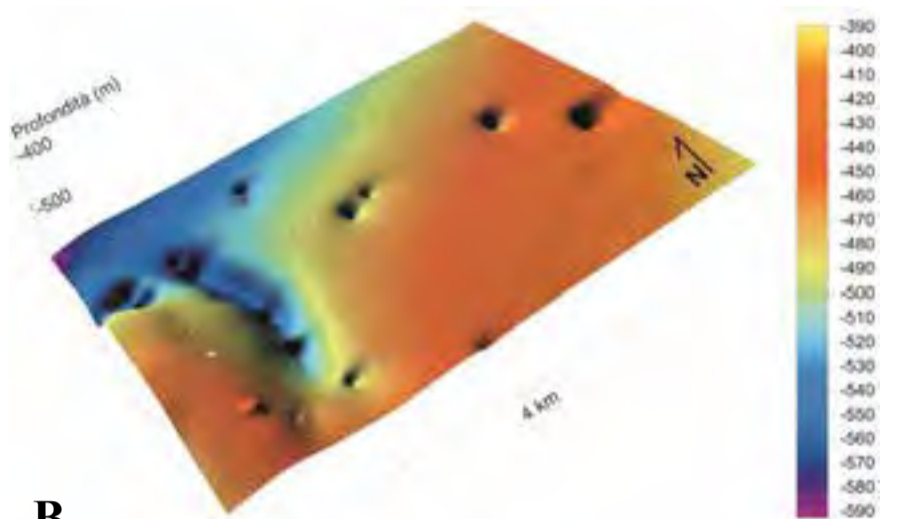


I settori di scarpata collocati a largo di Buggerru e del Golfo del Gonnese sono collocati ad ovest delle faglie costiere che strutturano il margine di piattaforma. Tutta l'area di scarpata è caratterizzata dalla presenza di depressioni di forma conica definite *pockmark* (King e MacLean, 1970), tali depressioni sono spesso riscontrate in area di scarpata sui margini continentali e sono associate a fenomeni di espulsione di fluidi (Hovland, 1991; Berndt, 2005; Gay et al., 2007).

Le Figure A e B mostrano due 3D di alcune aree collocate tra i 300 ed i 600 m di profondità lungo la scarpata superiore. Tali morfologie sono inoltre associate a fenomeni tettonici o di deformazione salina, ecc. (Gay et al., 2003, 2006; Andersen e Huuse, 2011). I *pockmark* collocati in scarpata sono orientati lungo

principali allineamenti strutturali del margine.

La linea sismica sparker (Fig. A), mostra una superficie erosiva (*m*) formata durante la crisi salina messiniana, su cui sono deposte le successioni di scarpata plio-quadernarie; si noti che i *pockmark* sono radicati sulla superficie messiniana in corrispondenza di lineamenti tettonici lungo cui è avvenuta la risalita di fluidi. Il riempimento (*PF*) che sutura queste depressioni indica che le strutture non sono più attive, lo spessore elevato di questi riempimenti suggerisce che l'attività di risalita dei fluidi sia molto antica.

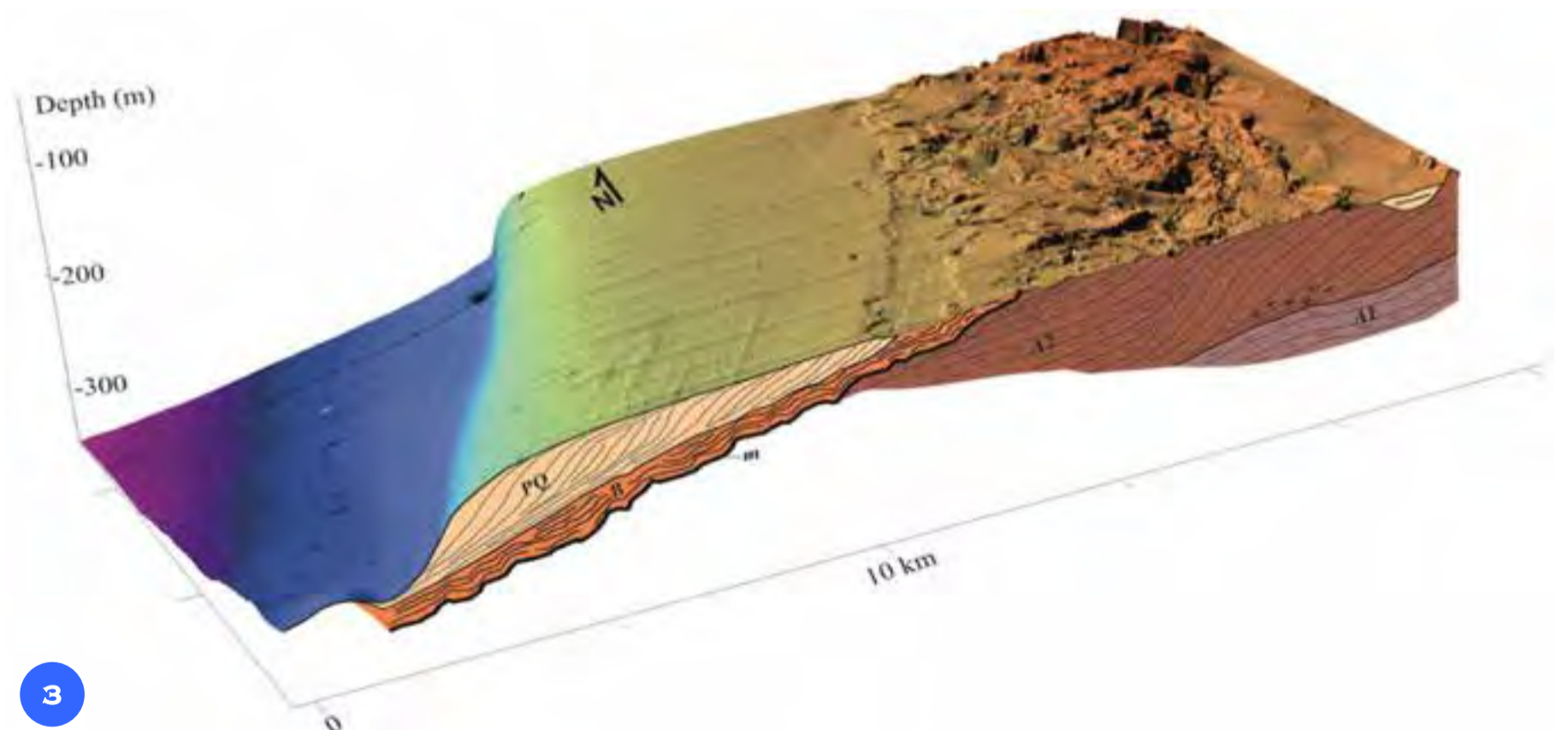


The slope area in Gonnese Gulf and Buggerru offshore is located westward of coastal faults that form the shelf margin. The slope is diffusely characterized by some conic depressions (defined *pockmarks*) (King and MacLean, 1970); such depressions are often observed in the continental margin slope area and are related to fluids expulsion (Hovland, 1991; Berndt, 2005; Gay et al., 2007). Figures A and B show the 3D of some areas located on the continental slope from 300 to 600 m depth. These morphologies are also related to tectonics or salt deformation (Gay et al., 2003, 2006; Andersen and Huuse, 2011). *Pockmarks* along the slope are oriented with the main structural alignments that form the margin.

The seismic sparker profile reported in Figure A is located along the slope, and shows a clear erosive surface (*m*) formed during the Messinian salt crisis. The Pliocene-Quaternary succession is deposited above; seismic data show that *pockmarks* are rooted on the Messinian surface, probably in correspondence of tectonic lineaments where fluid rise occurred.

The high thickness of sediments that fill the *pockmarks* (*PF*) suggests that the activity of *pockmarks* was ancient and that fluid rise is not active since long time.

### STRATIGRAFIA DEL MARGINE DI PIATTAFORMA



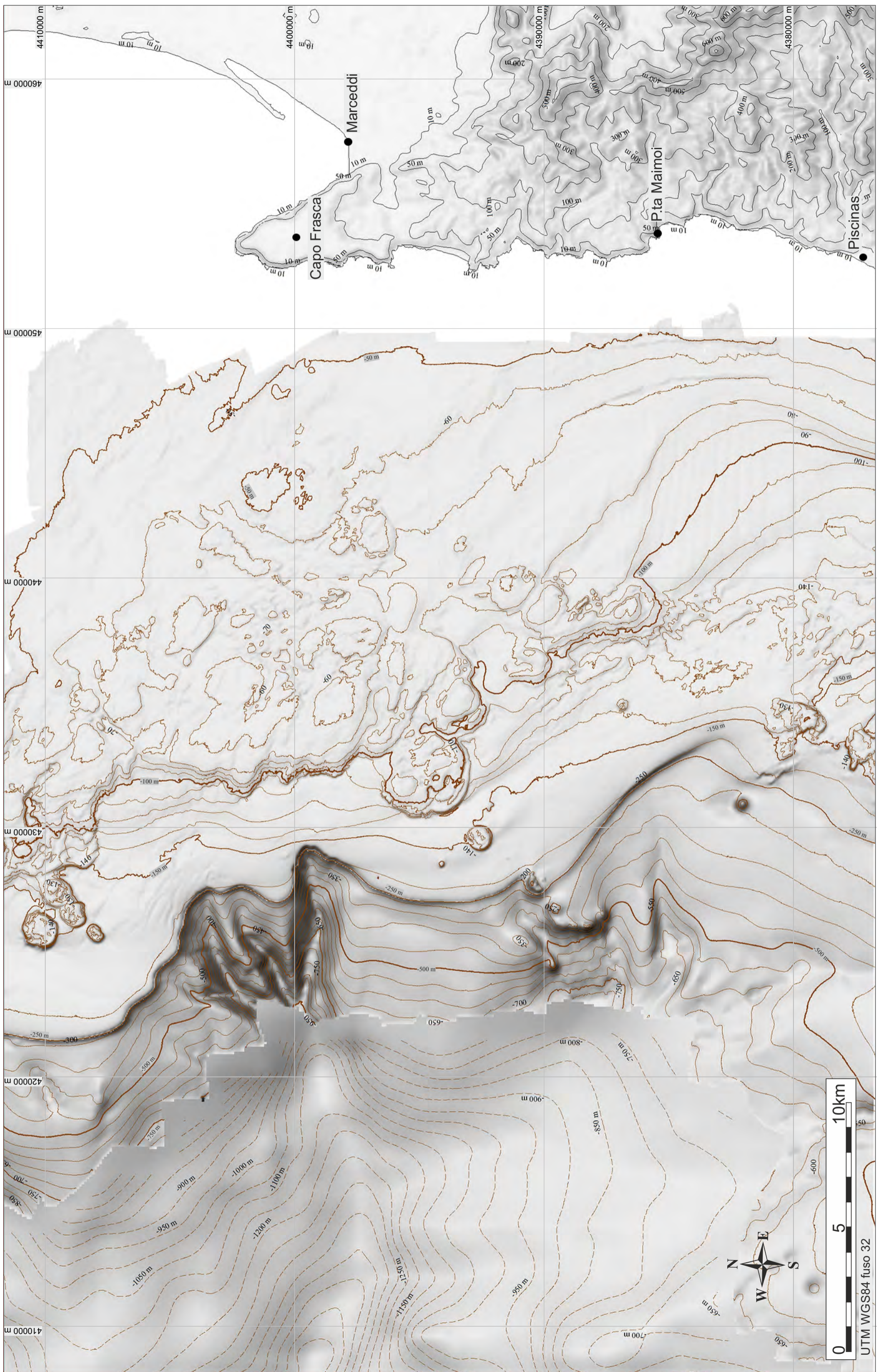
Il margine della piattaforma a largo del Golfo del Gonnese è caratterizzato da una serie di affioramenti rocciosi che ne condizionano la morfologia. La Figura 3 riporta un 3D del margine della piattaforma localizzato tra 80 e 330 m di profondità. Il diagramma a blocco raffigurato in sezione riporta la stratigrafia che forma il margine della piattaforma ricavata dai dati sismici (Lecca et al., 1986). L'attuale margine della piattaforma è caratterizzato da una successione progradante (*PQ*) costituita da depositi marini plio-quadernari, che poggiano su depositi marini continentali del Pliocene inferiore (*B*) depositi dopo la crisi di salinità messiniana (rappresentata dalla superficie erosiva *m*). Le successioni inferiori (*A1-A2*) rappresentano due cicli marini distinti da una superficie discordante, depositi durante il Miocene. La successione pre-messiniana distinta come *A2* è formata da successioni aggradanti e progradanti e forma la gran parte degli affioramenti di substrato roccioso del ripiano costiero che forma la piattaforma interna e parte dell'esterna. L'unità *A1* è rappresentata da una successione aggradante del Miocene inferiore (Lecca et al., 1986).

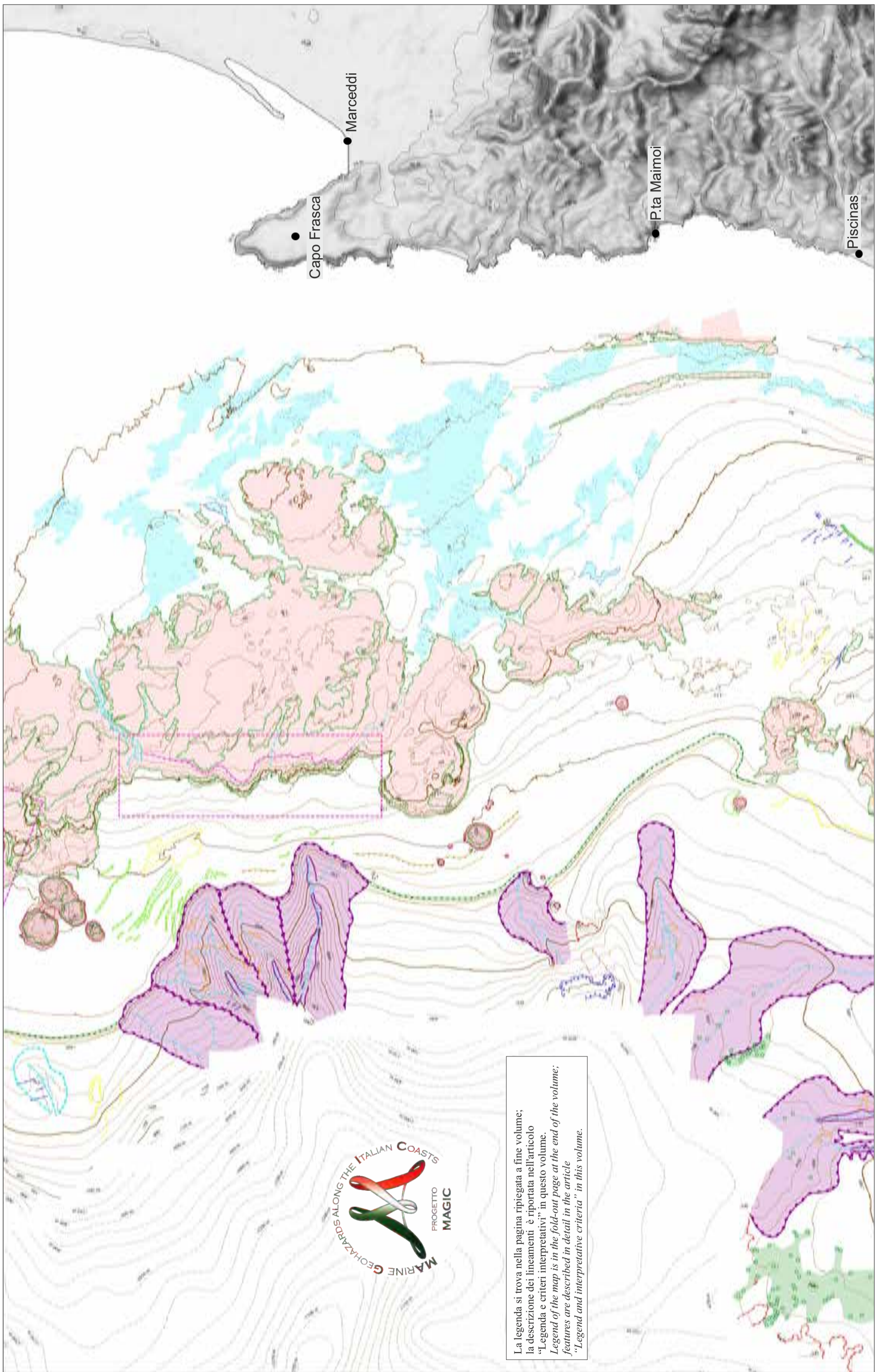
The continental shelf margin located in the Gonnese Gulf offshore is characterized by several bedrock outcrops that dominate the morphology. Figure 3 shows a 3D of the margin between 80 and 330 m depth. The side-section of the block diagram shows the stratigraphy that forms the margin, outlined by seismic data (Lecca et al., 1986).

The actual shelf margin is characterized by a prograding succession (*PQ*) constituted by marine deposits, Pliocene-Quaternary in age, that lay on continental marine deposits dated Early Pliocene (*B*), which were deposited after the Messinian salinity crisis (represented by the erosive surface *m*). Lower successions are represented by two marine cycles (*A1-A2*), deposited during the Miocene and separated by an unconformity surface. The upper succession, deposited before the Messinian salt crisis (*A2*), is formed by prograding aggrading successions, and represents the major part of the bedrock outcrop on the inner and part of the outer shelf. The *A1* unit is represented by an aggradational stacking succession of the Early Miocene (Lecca et al., 1986).



FOGLIO 65 PISCINAS





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



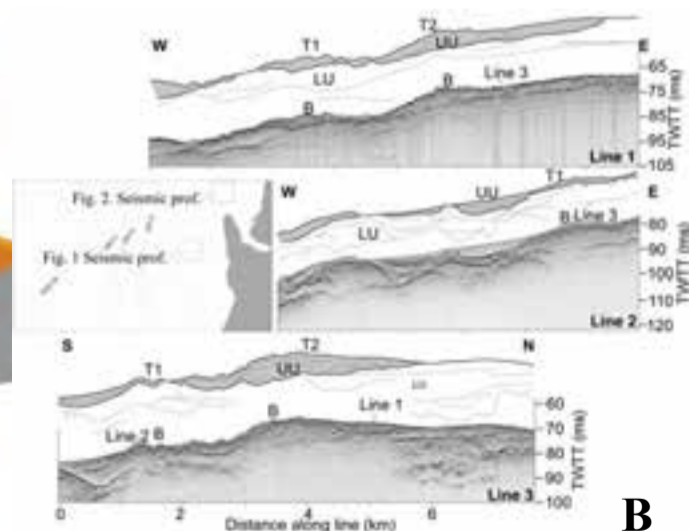
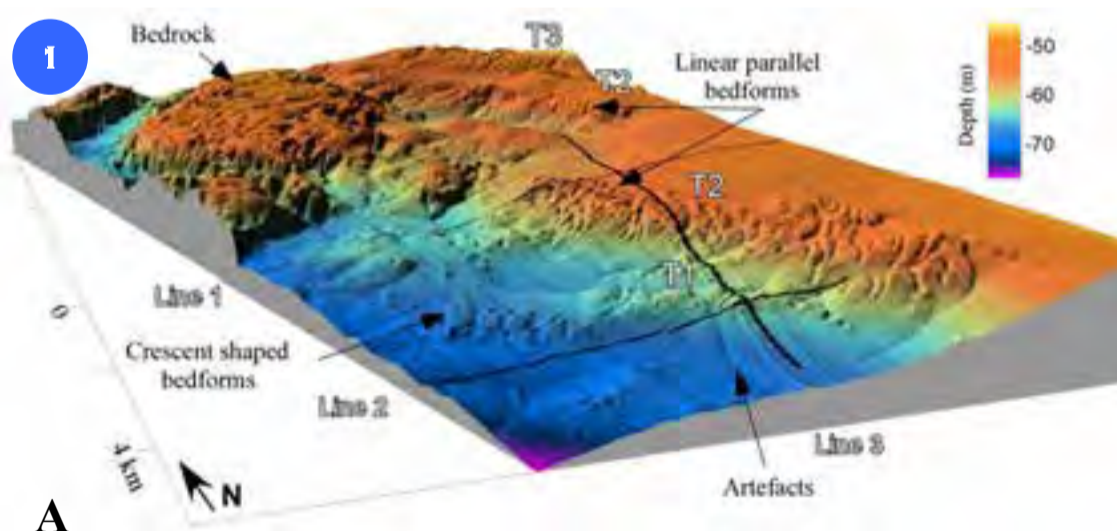
Il settore del margine occidentale della Sardegna ricadente nel Foglio 65 "Piscinas" comprende la porzione centro-meridionale dell'anfiteatro di Oristano. La piattaforma continentale è ampia circa 25 km, escludendo l'ampia insenatura del Golfo di Oristano. La piattaforma interna, tra 50 e 60 m di profondità, è caratterizzata da una bassa pendenza (circa  $0.2^\circ$ ) e da un'estesa copertura sedimentaria con ampie aree a forme di fondo. Nel settore meridionale del foglio, in piattaforma interna, sono state rilevate alcune impronte a cometa, associate alla presenza di blocchi, con direzione NE-SO. Tra circa 60 e 120/130 m di profondità affiora il substrato litoide, particolarmente esteso nella porzione centro-settentrionale del foglio e ribassato tettonicamente verso ovest, che risulta inciso da canali con pareti rocciose ripide e alte fino a 10 m, riconducibili alla paleo-idrografia dei periodi di basso stazionamento del livello del mare. Il substrato litoide costituisce il supporto per le formazioni di coralligeno. In piattaforma esterna sono presenti edifici a testa piatta a forma circolare, interpretati come edifici vulcanici, la cui sommità è ricoperta da biocostruzioni. Tali edifici risultano allineati secondo andamenti che riflettono le principali direttrici tettoniche dell'area. Rilievi di origine vulcanica di forma circolare sono presenti anche in scarpata, e condizionano talvolta la morfologia del margine della piattaforma. L'analisi dei rapporti stratigrafici tra questi rilievi e la copertura sedimentaria, sulla base di rilievi sismici monocanale, ha consentito di attribuire gli edifici vulcanici al Pliocene inferiore (Conforti et al., 2016). Questi edifici sono quindi riconducibili al ciclo vulcanico anorogenico della Sardegna. La piattaforma esterna è caratterizzata dalla presenza di un prisma sedimentario progradante. La rottura di pendio che delimita la piattaforma si trova intorno ai 220 m di profondità. Il bordo della piattaforma, nel settore settentrionale, risulta profondamente inciso dalla testata del Canyon di Oristano. Al di sopra del limite della piattaforma, in corrispondenza della testata del canyon, sono state rilevate una serie di scarpate ad andamento sub parallelo al margine della testata interpretate come scarpate di erosione. Il canyon presenta testate multiple con diversi canali che convergono nel settore più profondo della scarpata. Il canale più settentrionale presenta morfologie poco accentuate, probabilmente per la prevalenza dei processi deposizionali ed il conseguente interrimento. Le canalizzazioni che si dipartono dalle altre testate risultano profondamente incise con numerose nicchie di frana intra-canale presenti sia lungo gli alvei che nelle pareti dei canali. Il settore meridionale del foglio risulta in gran parte ricoperto da sedimenti. Il margine della piattaforma non appare chiaramente definito da una rottura di pendio sul prisma sedimentario per la presenza del substrato litoide affiorante intorno ai 160/180 m di profondità. Nel settore meridionale del foglio la scarpata è meno inclinata e i canyon presenti non erodono il bordo della piattaforma. Questi canyon mostrano morfologie generalmente poco accentuate, con all'interno nicchie di frana a morfologia fresca. In due casi il *thalweg* intercetta una serie di depressioni circolari con diametri di centinaia di metri, talvolta incise dal letto del canale. La scarpata nel settore meridionale del foglio è caratterizzata dalla presenza di grandi depressioni circolari di dimensioni ettometriche e da numerosi *pockmark* di piccole dimensioni concentrati prevalentemente in due settori.

The sector of the western margin of Sardinia falling in the Sheet 65 "Piscinas" includes the south-central portion of the amphitheater of Oristano. The continental shelf is about 25-km-wide, excluding the wide inlet of the Gulf of Oristano. The inner shelf, between 50 and 60 m depth, is characterized by a gentle slope (about  $0.2^\circ$ ), with a sedimentary coverage characterized by bedform fields. In the inner shelf of the southern section of the sheet, comet marks NE-SW oriented, associated with the presence of blocks, were identified. The rocky substrate outcrops between 60 and 120/130 m depth; in particular, this occurs in the north-central portion of the sheet. The rocky substrate is tectonically lowered westward, and it is cut by channels with steep cliffs, up to 10-m-high, which can be attributed to the paleo-hydrography of the periods of low stand of the sea level. The rocky substrate supports the development of extended coralligenous assemblages.

In the outer shelf, flathead cones with circular shapes, interpreted as volcanic buildings, were detected. The top of the cones is covered by biocostrutions. These volcanic edifices are aligned along directions which reflect the main tectonic features of the margin. Volcanic edifices are also present in the upper slope, and sometimes affect the morphology of the shelf edge. Based on single-channel seismic surveys, the analysis of the stratigraphic relationship between these edifices and the sedimentary cover allowed us to attribute the volcanic structures to the Early Pliocene (Conforti et al., 2016). These buildings are therefore attributable to the volcanic anorogenic cycle of Sardinia. The outer shelf is characterized by the presence of a prograding sedimentary wedge. The shelf break is located at 220 m depth. In the northern sector, the edge of the shelf is deeply branched by the head of the Canyon of Oristano. Upward of the shelf edge, in correspondence of the head of the canyon, a series of sub-parallel escarpments, parallel to the canyon head, were detected. They were interpreted as due to erosion. The canyon has multiple heads with different channels that converge in the deepest area of the continental slope. The northernmost channel shows smoothed morphologies, probably because of the prevalence of the depositional processes and the subsequent burial. Those channels are deeply incised, with numerous niches of landslide present both along the riverbeds and in the channel walls. The southern sector of the sheet is mostly covered with sediment. The margin of the shelf is not clearly defined by a break of slope on the sedimentary prism for the presence of the rocky substrate outcropping at 160/180 m depth.

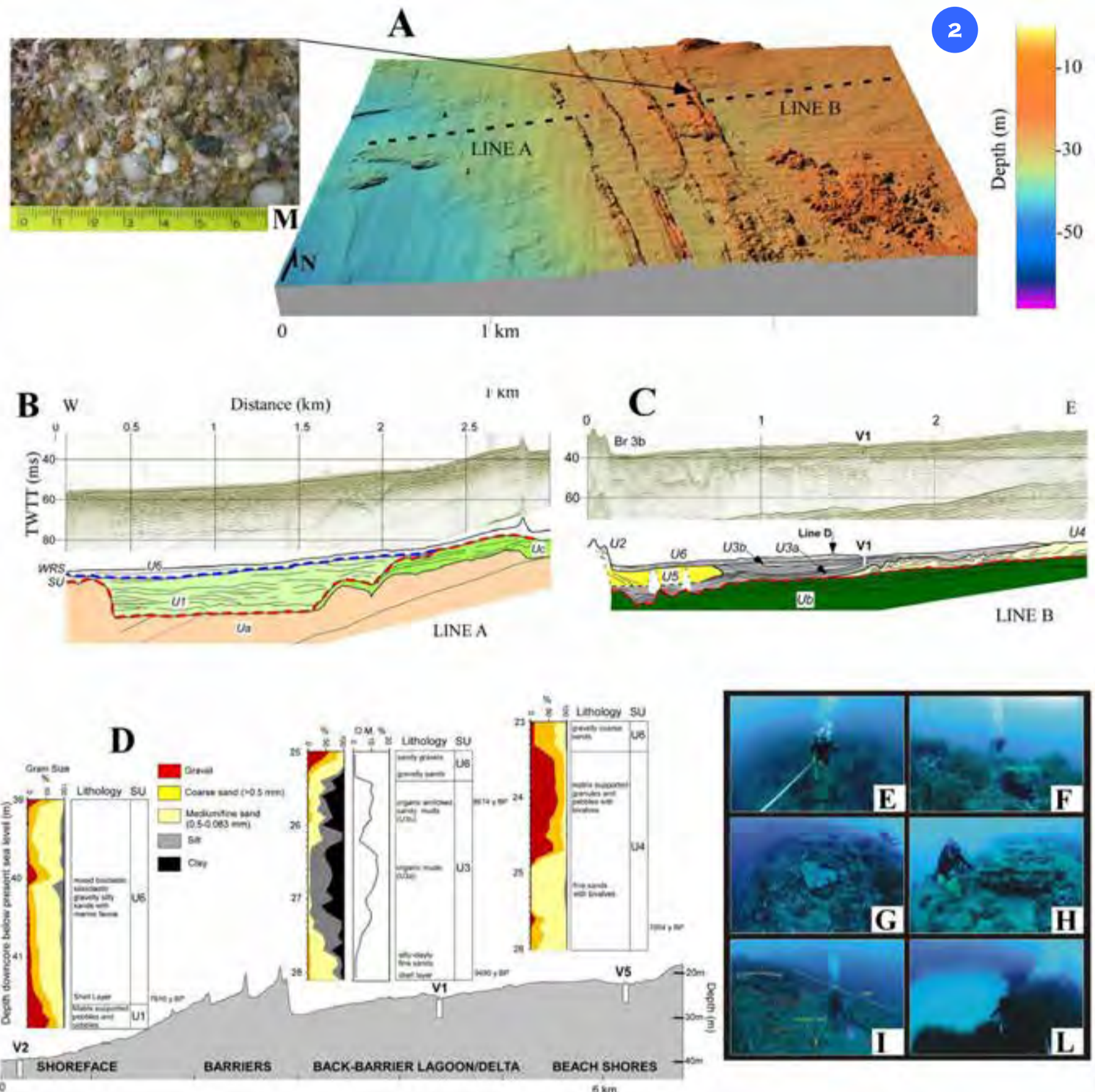
In the southern sector, the continental slope is less steep and canyons do not erode the shelf edge. These canyons generally show smoothed morphologies. However, inside the canyons, landslide niches characterized by fresh morphology were detected. In two cases, the *thalweg* intercepts a series of circular depressions with diameters in the order of hundreds of meters, which sometimes engrave the bed of the channel. In the southern sector of the sheet, the continental slope is characterized by the presence of large circular depressions hundred of meters large, and numerous small *pockmarks* mainly concentrated in two areas.

## FORME DI FONDO, CAPO FRASCA



Al largo di Capo Frasca la piattaforma interna è caratterizzata da 3 ordini di terrazzi deposizionali collocati a quote diverse ( $T1-T2-T3$ ) tra 50 e 70 m di profondità. Sulle scarpate dei terrazzi sono state riconosciute delle *sorted bedform* che presentano forme arcuate e lineari orientate in direzione SO-NE (Fig. 1A). Lo studio dei profili sismici chirp riportati in Figura 1B (*Line 1-2-3*) ha evidenziato che i cunei deposizionali associati ai terrazzi (riportati in sismica come *UU*) si sono formati durante le fasi trasgressive dell'ultimo ciclo eustatico e che sono chiaramente distinguibili dai depositi precedenti (*LU*). L'analisi delle condizioni idrodinamiche e delle soglie di mobilità dei sedimenti riscontrati, ha rivelato che le forme di fondo sono in relazione alle correnti generate da onde in condizioni di tempesta. La migrazione della linea di costa durante la trasgressione ha permesso la deposizione di tali cunei progradanti a differenti profondità e la formazione delle *sorted bedform* (modificato da De Falco et al., 2015).

Three depositional terraces ( $T1-T2-T3$ ) are located offshore Cape Frasca, between 50 and 70 m depth. On the terrace scarps, sorted bedforms of two main typologies were recognized: crescent shaped bedforms and linear parallel bedforms, SW-NE orientated (Fig. 1A). The chirp seismic profiles reported in Figure 1B (*Line 1-2-3*) highlighted that the depositional wedges related with terraces (reported in seismic lines as *UU*) were formed during the transgression related to the last eustatic cycle. These deposits are clearly distinguishable from the lower deposits (*LU*). The analysis of the hydrodynamic conditions related to the mobility thresholds of sediments revealed that the sorted bedforms can be mobilized by wave currents generated during severe storm conditions. The coastline migration during the transgression has allowed the deposition of such prograding wedges at different depths and the formation of the sorted bedforms (modified from De Falco et al., 2015).

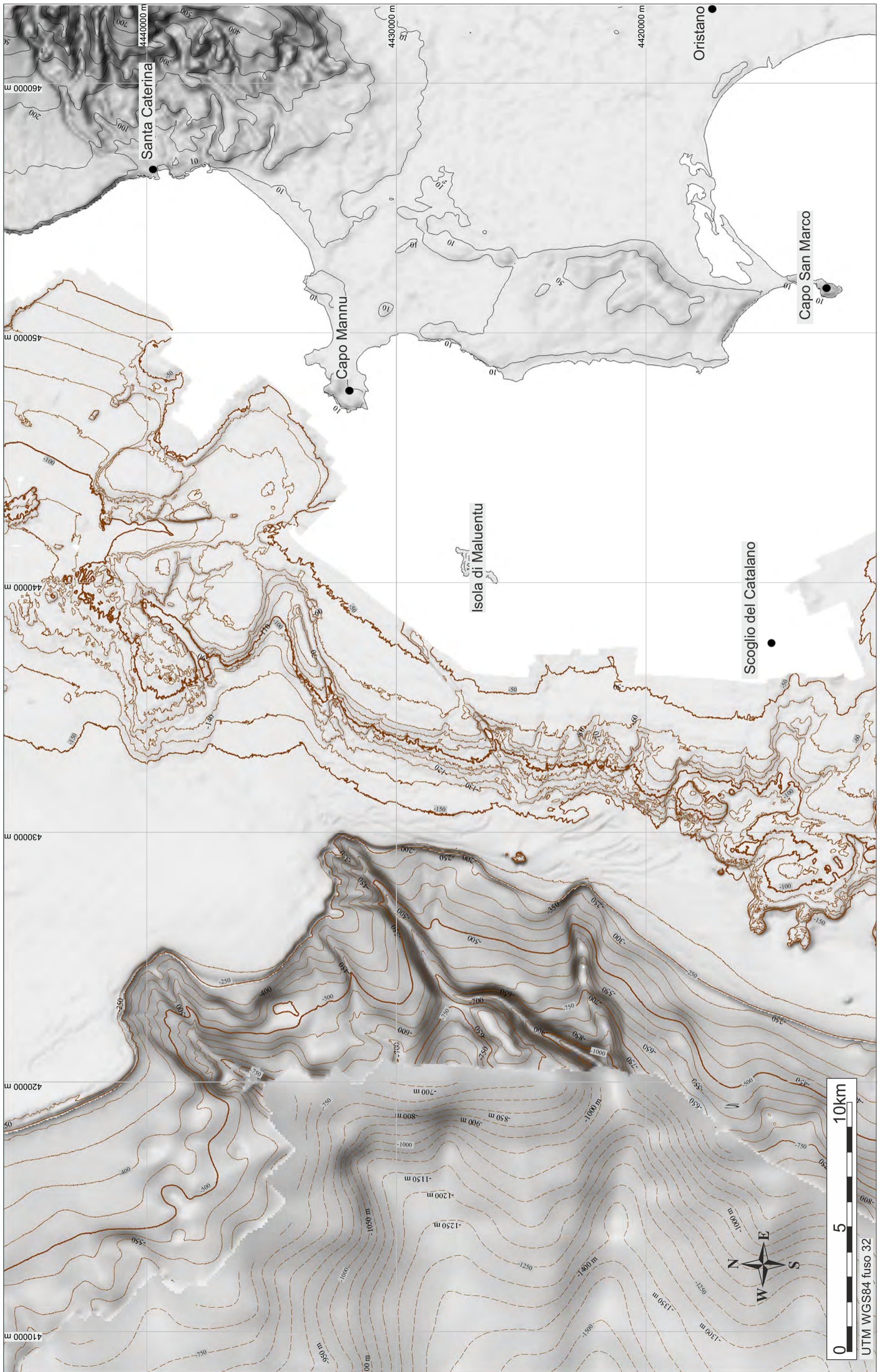


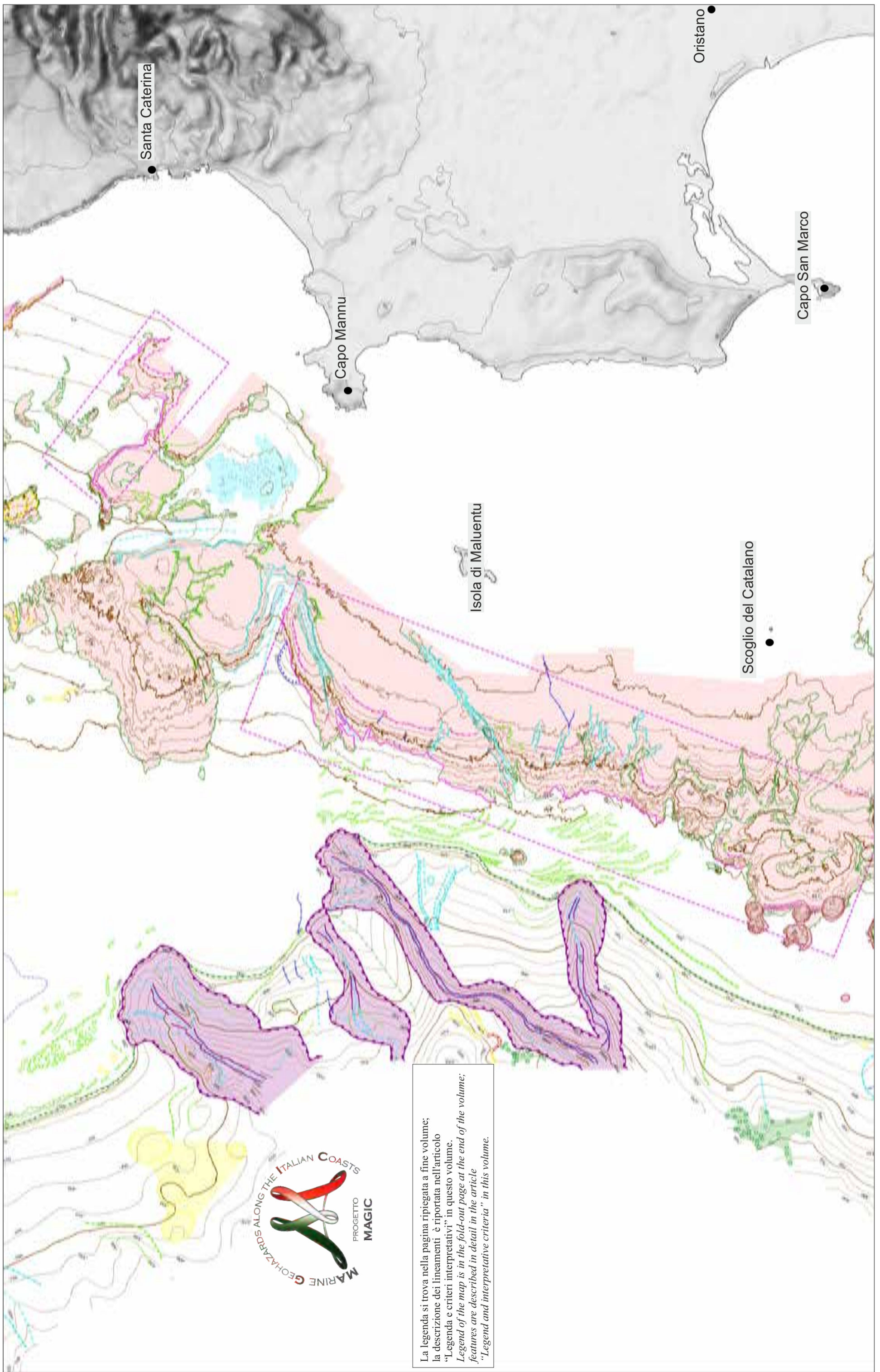
Al centro della soglia del Golfo di Oristano si riconoscono 5 barriere allineate collocate a quote comprese tra 18 e 37 m di profondità. L'immagine 3D (Fig. 2A) mostra la morfologia di queste strutture interpretate come cordoni di spiaggia cementati (*beach rock*) (Fig. 2M) depositi durante le fasi di sollevamento del livello del mare e la migrazione verso terra della linea di costa. Lo studio dei dati sismici, delle campionature, dei carotaggi al fondo (Fig. 2D), assieme alle analisi di laboratorio e le datazioni assolute eseguite sulle barriere e nella laguna di retro barriera (Fig. 2D, E, F, G, H, I, L), hanno permesso di riconoscere la stratigrafia dei corpi e di ricostruire la migrazione nel tempo degli ambienti deposizionali che hanno formato le successioni investigate. Le linee sismiche rappresentate (Fig. 2B e 2C) sono state acquisite attraverso le barriere e presentano la seguente stratigrafia: il termine più recente *U6* corrisponde al drappaggio di depositi marini (da sabbie medio fini a ghiaie sabbiose) attuali e sub-attuali; l'unità *U5* è costituita da depositi di *overwash* collegati al corpo di barriera (sabbie medio grossolane); l'unità *U4* è costituita dal corpo delle barriere formate da depositi di spiaggia cementati e biocostruzioni (Fig. 2M); i depositi rappresentati come *U3* sono di ambiente lagunare (limi sabbiosi, limi argillosi); i depositi riportati come *U2* rappresentano sedimenti di tipo deltizio di immissione nel sistema lagunare (*U3*), che poi evolve in un sistema costiero di spiaggia come conseguenza della risalita del livello del mare oltre la quota delle barriere. Questi depositi sono costituiti da ghiaie e sabbie medio grossolane classate. Le unità *U5-4-3-2* sono eteropiche e rappresentano diversi ambienti di un unico sistema costiero che si è impostato tra 30 e 20 m di profondità durante la fase trasgressiva olocenica. L'unità *U1* rappresenta invece i depositi di tipo fluviale di riempimento del paleoalveo sommerso ed è riferibile al Fiume Tirso durante le fasi di stazionamento basso o risalita eustatica nel Pleistocene superiore; la linea tratteggiata in azzurro rappresenta la superficie di migrazione del sistema erosivo costiero durante la trasgressione (*ravinement*); la linea tratteggiata in rosso rappresenta la superficie trasgressiva tardo pleistocenica. Le unità *Uc* ed *Ub* sono costituite da depositi di tipo paralic-continentali formati nel Pleistocene superiore durante le fasi di abbassamento del livello del mare; l'unità *Ua* rappresenta il termine stratigraficamente più basso ed è costituita da depositi marini stratificati di età pliocenica (modificato da De Falco et al., 2015).

Four aligned barriers are located at the entrance of the Oristano Gulf, ranging from 18 and 37 m depth. The 3D image (Fig. 2A) shows the morphology of these structures, which can be interpreted as beach rocks (Fig. 2M), deposited during the last sea level rise and the subsequent landward migration of the coastline during the Holocene. The study of the seismic data, shown in Figures 2A and 2B, the sampling of beach rocks (Fig. 2F) and sediment cores analysis and dating (Fig. 2D, E, F, G, H, I, L), allowed to recognize the stratigraphy of sedimentary bodies and to reconstruct the migration over time of the depositional environments related to the investigated successions. The seismic lines acquired across the barriers (Figs. 2B and 2C) highlight the following stratigraphy: the *U6* term represents the youngest and corresponds to the drape of actual and sub-actual marine deposits (from gravelly sands to medium-fine sands); the *U5* unit is constituted by overwash deposits connected to the barrier bodies (medium-coarse sands) (Fig. 2M); the *U4* unit represents the barriers body and is formed by cemented beach deposits and bio-constructions; the *U3* represents the lagoon deposits (fine sandy silt, clayey silt); the *U2* deposits represent a tributary delta in the lagoon system (*U3*), that evolves in a beach coastal system as a consequence of sea level rise over the barrier; these deposits consists of medium-coarse gravels and sands. The *U5-4-3-2* units are heteropic facies formed in the different environments of the coastal system that was set up between 30 and 20 m depth during Holocene transgression. The *U1* unit represents the river deposits (coarse sand and gravel) that filled the palaeo-channel of the Tirso River during the lowstand and at the beginning of the eustatic rise during the Late Pleistocene; the dashed blue line represents the migration surface of the coastal erosive system during the transgression (*ravinement*); the dashed red line represents the Late Pleistocene transgression surface. The *Uc* and *Ub* units consist of paralic-continental deposits formed during the Late Pleistocene sea level fall; the *Ua* unit represents the oldest stratigraphic term and is formed by Pliocene marine deposits (modified from De Falco et al., 2015).



FOGLIO 66 ORISTANO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

L'area ricadente nel Foglio 66 "Oristano" è caratterizzata dalla presenza di un'ampia piattaforma continentale (oltre 25 km). Un insieme di faglie normali orientate NE-SO, delinea una struttura a *horst-graben* nella piattaforma a ovest del Golfo di Oristano. Il basamento granitico paleozoico affiora nella piccola Isola di Maluentu, mentre il piccolo Bacino del Sinis si sviluppa sul blocco sospeso tra le isole e la terraferma (Thomas et al., 1988; Fais et al., 1996; Casula et al., 2001). La piattaforma interna si trova a 130/150 m di profondità ed è prevalentemente rocciosa. La natura del substrato litoide può essere ipotizzata per analogia con gli affioramenti a terra e sulla base di campioni rinvenuti a mare. Il substrato comprende le formazioni sedimentarie del Miocene, del Pliocene e del Pleistocene del Sinis, i graniti e le metamorfite del basamento paleozoico, rispettivamente affioranti nell'Isola di Maluentu e campionate a mare, i basalti presenti a Capo San Marco, nel Sinis e nello scoglio del Catalano. L'attribuzione del substrato affiorante a litologie vulcaniche è stata effettuata per i centri di emissione presenti nel settore meridionale del foglio. Si tratta di edifici prodotti dal vulcanesimo plio-quadernario, rilevati al largo dello scoglio basaltico del Catalano. Il substrato litoide è estesamente colonizzato da biocostruzioni. I rilievi ROV hanno evidenziato la presenza del coralligeno fino a 145 m di profondità. La piattaforma esterna è caratterizzata dalla presenza di un prisma sedimentario progradante. La rottura di pendio che delimita la piattaforma si trova intorno ai 200 m di profondità nel settore settentrionale del foglio dove la copertura sedimentaria presenta la maggiore estensione. Nel settore centro meridionale del foglio il margine della piattaforma si trova intorno ai 220/230 m di profondità. Il bordo della piattaforma appare profondamente inciso da diverse testate di canyon con una morfologia netta, probabilmente riconducibile a processi erosivi recenti. Il Canyon Mannu, a nord, è il più distante dalla costa, trovandosi a circa 20 km dall'Isola di Maluentu e a 22 km da Capo Mannu. La testata del canyon incide il limite della piattaforma per circa 2,5 km. All'interno della testata sono stati mappati diversi canali confluenti nel canale principale. La distanza tra i bordi del canyon è superiore a 3 km; all'interno sono presenti terrazzi intra-canale con andamento parallelo all'asse principale che indicano diverse fasi successive di approfondimento del canyon. Verso sud la scarpata è incisa da diverse canalizzazioni tra le quali il Canyon di Putzu Idu risulta quella maggiormente articolata, con la testata che incide profondamente la piattaforma e che mostra al suo interno diverse canalizzazioni. Nella scarpata continentale è stato individuato e mappato un esteso campo di *pockmark*.

*The sector of the Sheet 66 "Oristano" is characterized by a wide continental shelf (>25 km). A set of NE-SW oriented normal faults delineate a horst-graben structure on the shelf farther west in the Oristano Gulf. The granitic Palaeozoic basement in the footwall block crops out in the small Island of Maluentu, whereas the small Sinis Basin rests on the hanging block between the islands and the mainland (Thomas et al., 1988; Fais et al., 1996; Casula et al., 2001).*

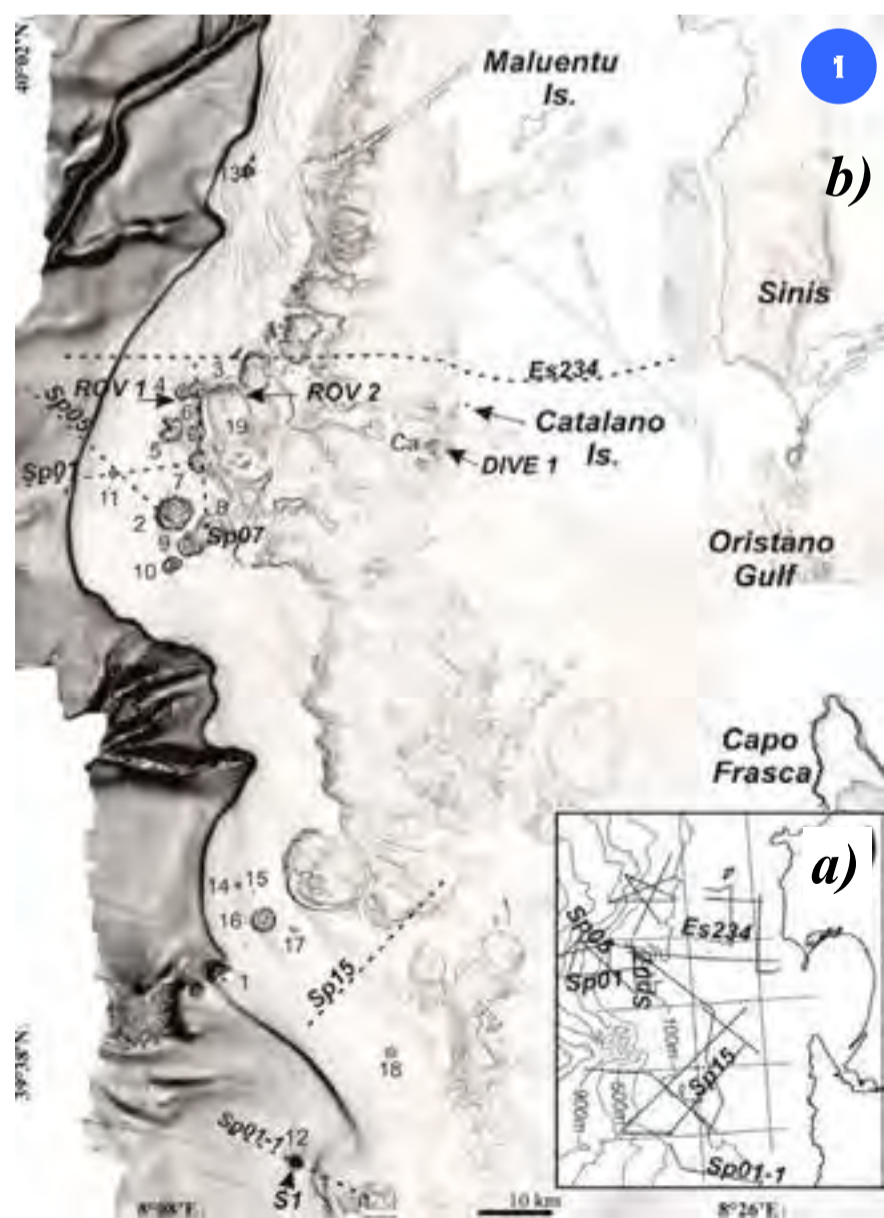
*The inner shelf, located at 130/150 m depth, is mostly rocky. The nature of the rocky substrate can be assumed by analogy with the inland outcrops and on the basis of samples collected at sea. The substrate includes the sedimentary formations dated Miocene, Pliocene and Pleistocene of the Sinis area, the Paleozoic granites and metamorphic rocks respectively outcropping in the Island of Maluentu and sampled at sea, the basalts found in Capo San Marco, in the Sinis area, and in the Catalano Island. The rocky substrate was attributed to volcanic lithologies in the case of the volcanic edifices found in the southern sector. They are the products of the Plio-Quaternary volcanism, found offshore the Catalan basaltic rock. The rocky substrate is extensively colonized by bioconstructions. ROV surveys have shown the presence of coralligenous assemblages up to 145 m depth.*

*The outer shelf is characterized by the presence of a sedimentary prograding wedge. The shelf break is at 200 m depth in the northern sector of the sheet, where the sedimentary cover has the greatest extension. In the south-central sector, the shelf break is deeper, around 220/230-m-deep. The shelf edge is deeply affected by several canyon heads with a fresh morphology, probably due to recent erosion.*

*The Mannu Canyon, in the northern area, is the most distant from the coast, about 20 km from the Island of Maluentu and 22 km from Cape Mannu. The head of the canyon branches the edge of the shelf for about 2.5 km. Inside the head, several channels have been mapped confluent in the main channel. The distance between the edges of the canyon walls is greater than 3 km.*

*The detection of inside terraces running parallel to the main axis suggests that the erosion of the canyon has been characterized by the occurrence of various successive phases. In the southern area, the continental slope is engraved by different channels. The Putzu Idu Canyon is the most developed, with the head that deeply affects the shelf and the presence of different ducts inside it. An extended pockmark field was detected and mapped along the continental slope.*

## CAMPO VULCANICO DEL CATALANO (CVF)



I rilievi batimetrici di dettaglio ed i profili sismici effettuati nell'ambito del progetto MaGIC (Fig. 1A e 1B) hanno premesso di segnalare un campo vulcanico che si estende lungo la piattaforma e la scarpata superiore nell'*offshore* dell'Isola del Catalano e di Capo Frasca.

Il vulcanismo predominante riconosciuto nelle aree contigue emerse appartiene al ciclo Miocene superiore-Quaternario, definito anorogenico; tale ciclo è legato alle fasi di apertura del Tirreno ed alla strutturazione del *graben* del Campidano che attraversa tutta la Sardegna.

Le morfologie troncoconiche riconosciute, i dati morfometrici delle strutture e i dati sismici suggeriscono che i coni siano di tipo monogenico e di varia natura (*scoria* o *scoria-spatter cone*, *surtseyan cone*). I campioni recuperati e le ispezioni dirette tramite ROV ed immersione hanno riportato rocce di tipo lavico.

I coni si presentano singoli o coalescenti e mostrano un grado di smantellamento che aumenta con il ridursi della profondità. I coni collocati al di sotto dei 140 m di profondità non presentano alcuna forma erosiva, quelli collocati al di sopra dei 140 di profondità hanno un grado di smantellamento via via maggiore, come è dimostrato dai rapporti tra altezza e base in funzione della profondità (Fig. 1C). Ciò determina che il campo vulcanico sia stato soggetto all'azione erosiva delle oscillazioni eustatiche durante le fasi di stazionamento basso durante il Pleistocene ed indica una sostanziale stabilità del margine a partire dal Pleistocene medio (modificato da Conforti et al., 2016).

*The morpho-bathymetric and seismic surveys carried out during the MaGIC Project (Fig. 1A and 1B) allowed to recognize a newly discovered volcanic field; this field, defined "Catalano volcanic field" is located on the continental shelf and upper slope, offshore the Maluentu and Capo Frasca areas.*

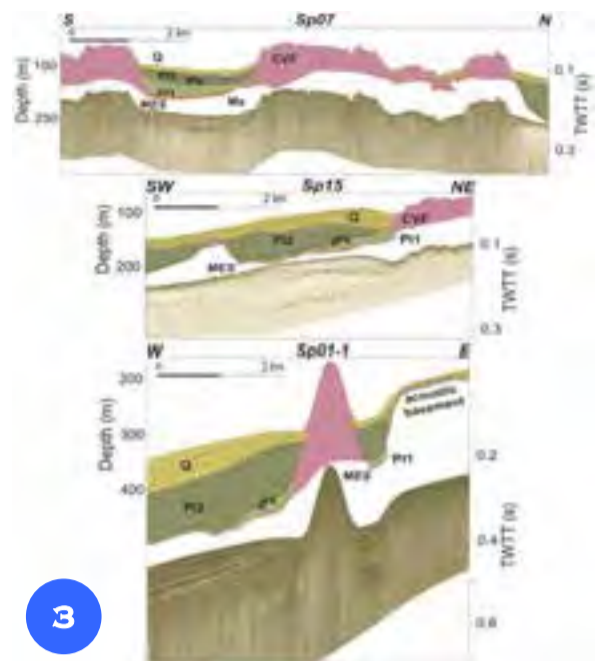
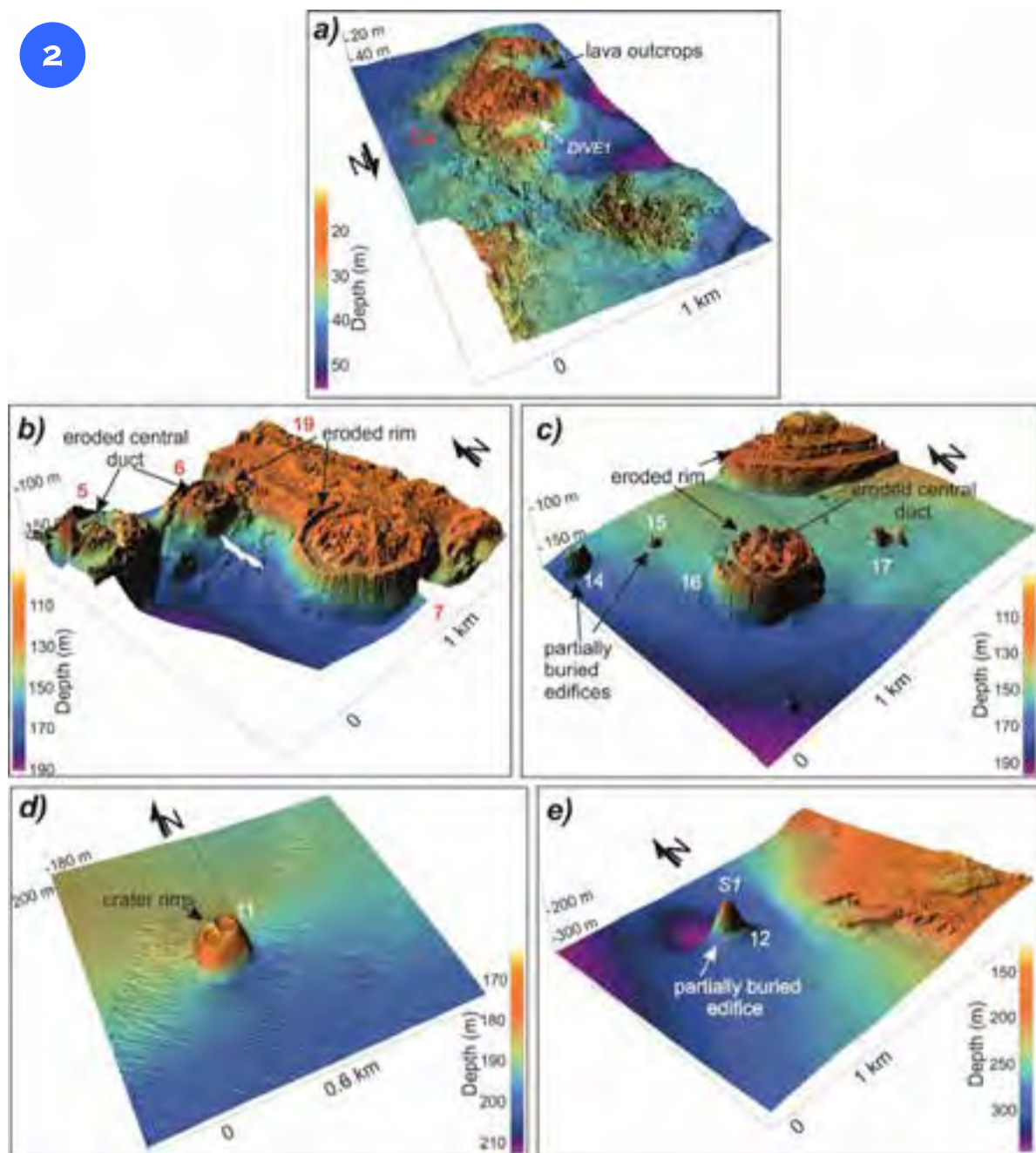
*The main volcanism recognized on land in the area belongs to the Upper Miocene-Quaternary anorogenic activity, related to the Tyrrhenian Sea opening and the Campidano graben activity.*

*The truncated cone morphologies recognized, together with the morphometric analysis and seismic data, suggest cones to be monogenic and of different types (scoria or scoria-spatter cones, surtseyan cones). Lava rocks were collected and observed with ROV.*

*Cones are single or coalescent and their degree of erosion reduces with depth. Cones located below 140 m depth are not eroded, whereas those located above 140 m depth show an increased degree of erosion.*

*Morphometric analyses correlate the height/base ( $H_{max}/W_{co}$ ) with depth ( $Z_{max}$ ) and demonstrate that the shallower edifices are heavily eroded and flattened out at 125/130 m depth (Fig. 1C). This is due to recurrent sub-aerial exposure during Pleistocene sea-level lowstands; on the contrary, deeper cones are better preserved. This indicates a substantial stability of the western Sardinia margin since the Middle Pleistocene (modified from Conforti et al., 2016).*

2



3

I coni censiti ammontano ad oltre 40 e si presentano parzialmente o totalmente seppelliti dai sedimenti (Figg. 2a, 2b, 2c, 2d, 2e). Lo studio sismo stratigrafico e le correlazioni biostratigrafiche con unità datate e note in letteratura hanno permesso di collocare stratigraficamente i coni nel Pliocene inferiore. I corpi vulcanici sono interdigitali con depositi marini del Pliocene inferiore (PII), alcuni di essi sono poggiati direttamente sulla superficie erosiva post-messiniana (MES) e sono ricoperti dalle successioni (P12, Q) plio-quadernarie (Fig. 3, Sp07, Sp15, Sp01-1). Il campo vulcanico è allineato lungo le principali strutture che formano il margine occidentale sardo, terminando la propria attività tettonica nel Miocene superiore, ma l'esistenza del CVF suggerisce che tali strutture siano state soggette a risalita magmatica nell'ambito del Pliocene inferiore. Di conseguenza in tale periodo il vulcanismo anorogenico era probabilmente confinato al margine occidentale dell'isola, per poi migrare verso est formando il grosso degli apparati vulcanici nell'ambito del Pliocene superiore-Quaternario sulla terra emersa (modificato da Conforti et al., 2016).

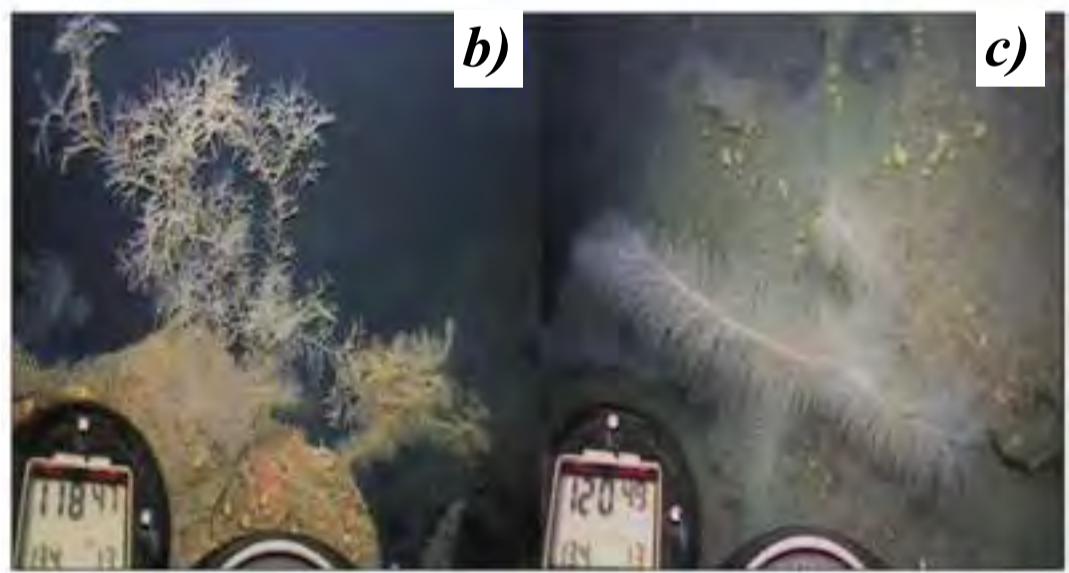
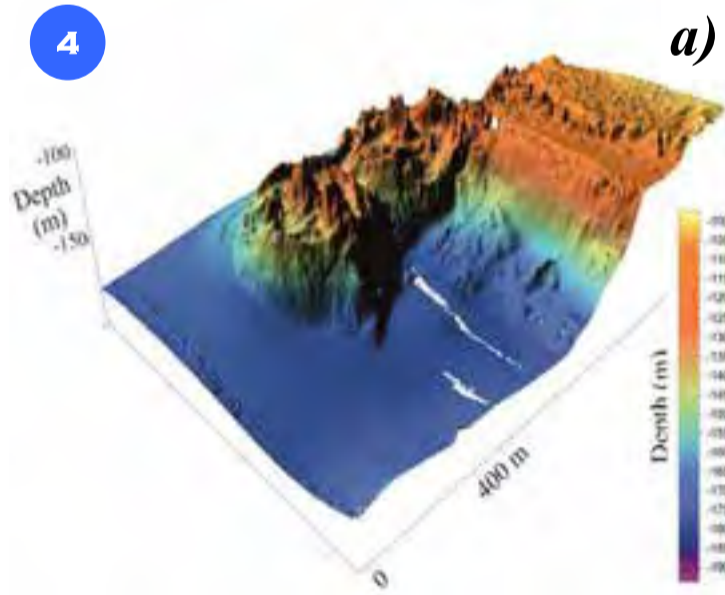
The recognized cones are more than 40 and are partially or totally buried by sediments (Figs. 2a, 2b, 2c, 2d, 2e). The seismo-stratigraphic study and bio-stratigraphic correlations with dated units known in literature, allow us to date the volcanic field as Early Pliocene. The cones are interbedded with marine Early Pliocene deposits (PII), some of them lay

directly on the post Messinian erosional surface (MES) and are covered by subsequent (P12, Q) Pliocene-Quaternary successions (Fig. 3, Sp07, Sp15, Sp01-1). The volcanic field is aligned to the main fractures that form the western Sardinian margin; these tectonic features were active until the Late Miocene, but the presence of CVF testifies the

magma rise along these structures during the Early Pliocene. As a consequence, it is possible to argue that during Early Pliocene anorogenic volcanism was probably confined to the western margin of the island and then migrated easterly forming main eruptive centers on land during Late Pliocene-Quaternary (modified from Conforti et al., 2016).

CORALLIGENO SU FONDI DURI

4

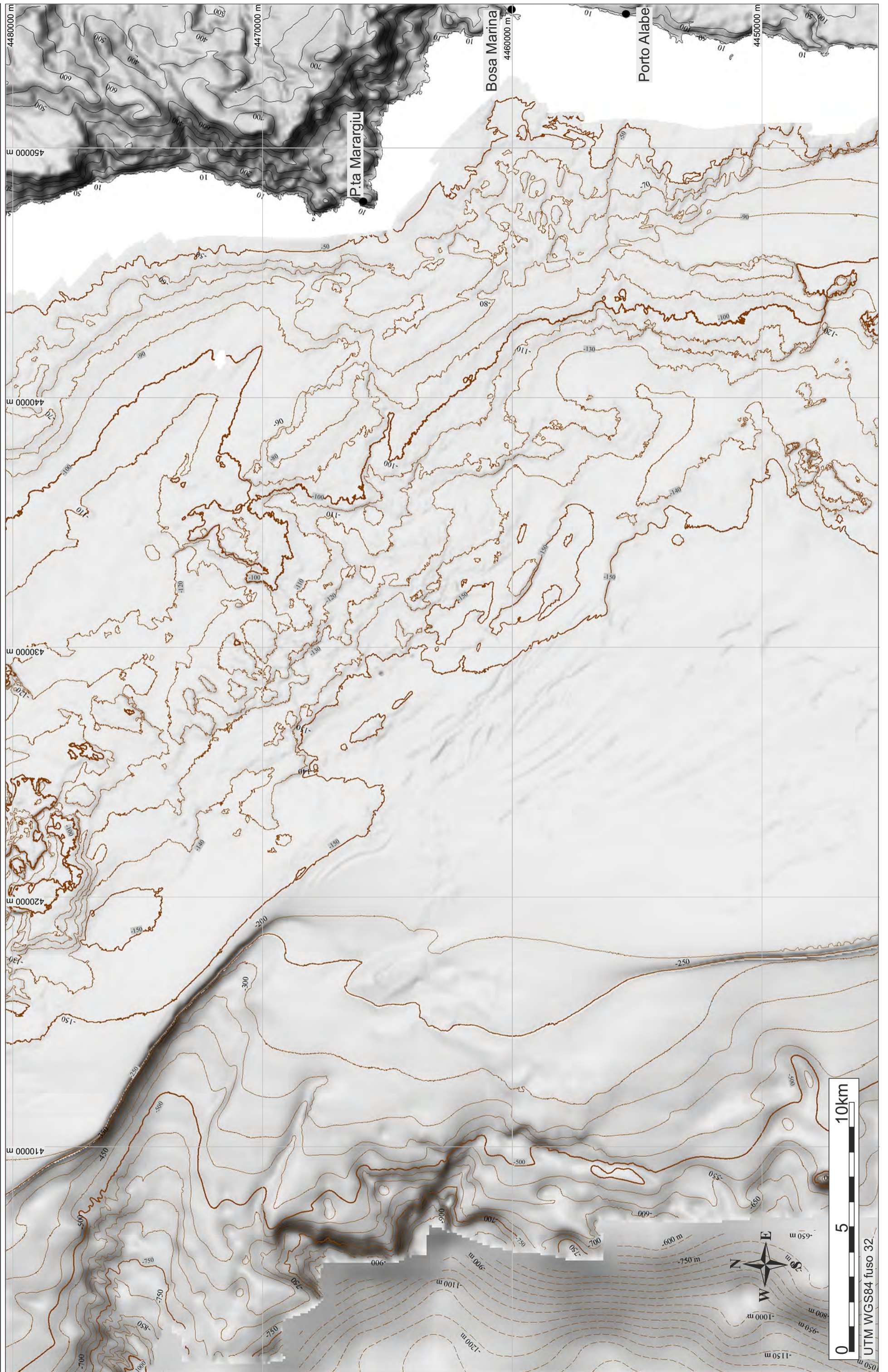


I dati batimetrici e sismici (Fig. 4A) degli edifici del CVF sono stati sottoposti ad una analisi complessiva che ha permesso di individuare le aree a presenza di coralligeno. Tali formazioni sono state riscontrate sugli edifici collocati tra 95 e 145 m di profondità. Il rilevamento è stato supportato da verità al fondo tramite ispezioni ROV (Figg. 4B e 4C). La sommità degli edifici ed il rilievo centrale sono ricoperti da un'importante spessore di concrezioni calcaree formate da associazioni organogene che nasconde completamente la base rocciosa su cui si sono accresciute. Le ispezioni ROV hanno confermato che le associazioni organogene sono vitali; i dati sismici suggeriscono che gli spessori di coralligeno possono superare i 4 m e colonizzano interamente il substrato vulcanico. Le formazioni coralligene sono densamente popolate da gorgonie con presenza di Ottocoralli e coralli neri. Le foto (Figg. 4B e 4C) acquisite con il ROV e qui presentate riportano le associazioni di coralli neri.

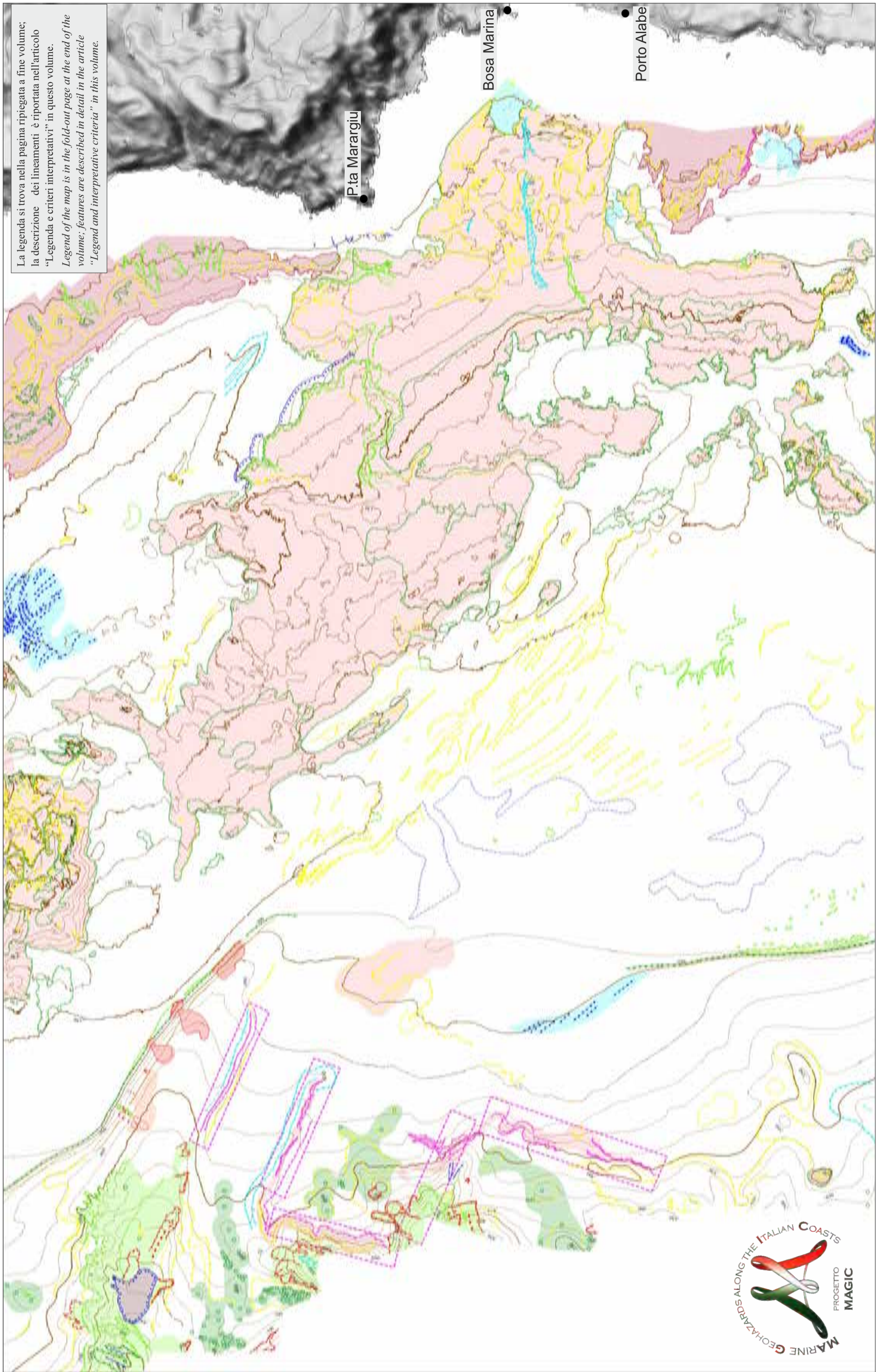
The analysis of bathymetric and seismic data collected on CVF cones (Fig. 4A) allowed to identify seafloor areas characterized by the presence of coralligenous assemblages. These formations were recognized on cones located between 95 and 145 m depth. Groundtruthing by ROV inspections (Figg. 4B and 4C) was then performed to confirm the occurrence of coralligenous. The top of the cones and the central relief are completely covered by thick calcareous concretions deposited by organogenic associations that completely hide the bedrock. ROV dives confirmed that organogenic associations are vital; seismic data suggest that the coralligenous formation thicknesses can be more than 4 m and that they colonize entirely the volcanic substratum. Coralligenous bioconstructions are densely populated by gorgonians with presence of Octocorals and black corals. The images acquired during ROV dives and here reported in Figures 4B and 4C, show some associations of black corals.



FOGLIO 67 BOSÀ



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
"Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
Legend of the map is in the fold-out page at the end of the  
volume; features are described in detail in the article  
"Legend and interpretative criteria" in this volume.



F. BUDILLON<sup>1,0A</sup>, A. CONFORTI<sup>0A</sup>, G. DE FALCO<sup>0A</sup>, G. DI MARTINO<sup>\*A</sup>, S. INNANGI<sup>\*A</sup>, R. TONIELLI<sup>\*A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>A</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO



Le aree di piattaforma del Foglio 67 “Bosa”, ampia tra 28 e 40 km, sono caratterizzate da estesi affioramenti di substrato litoide.

In piattaforma esterna al margine nord del foglio il substrato si presenta ben rilevato dalle aree adiacenti a sedimentazione recente con scarpate acclivi. Sono presenti alcuni nuclei di pieghe coricate che suggeriscono la presenza del basamento paleozoico estesamente deformato. Nel settore centrale prevalgono i corpi tabulari blandamente rilevati rispetto ai settori circostanti, con estese coperture di concrezioni organogene e ampie depressioni erosive parzialmente colmate da sedimenti. In prossimità della costa affiora invece un substrato morfologicamente più regolare e leggermente rilevato rispetto a quello esterno, che potrebbe corrispondere ai terreni vulcano-sedimentari estesamente affioranti nei settori emersi.

In piattaforma interna sono presenti aree ad estensione limitata con forme di fondo classificabili come *sorted bedform*, con alternanza di sedimenti grossolani e fini evidenziata dai dati di backscatter.

E’ altresì riconoscibile una paleo-idrografia ben sviluppata in alcuni casi riconducibile ad alvei ancora attivi nelle aree emerse. La piattaforma è limitata esternamente da una rottura di pendenza tra 190 e 230 m di profondità che marca la flessura sedimentaria del cuneo progradante pleistocenico, giustapposto al prisma pliocenico.

La scarpata superiore si sviluppa con gradiente blando verso nord-ovest, interrotta da declivi più acclivi e rettilinei che lasciano ipotizzare un controllo strutturale.

Tra le morfologie più evidenti della scarpata si annoverano una cinquantina di depressioni circolari di varia profondità e diametro, raggruppate oltre la batimetrica dei 400 m che potrebbero segnalare la presenza di fuoriuscite di gas e/o fluidi. Queste si concentrano principalmente nei settori strutturalmente più elevati della scarpata. Le depressioni di dimensioni maggiori presentano segni di “cannibalizzazione” cioè di parziale riempimento per il cedimento delle pareti laterali.

Al limite esterno dell’area rilevata si osservano diversi coronamenti di frana riconducibili ad uno scollamento di sedimenti superficiali per uno spessore di circa 15 m. La presenza in affioramento o nell’immediato sottofondo del basamento (Paleozoico-Miocene inferiore) ha ridotto lo spazio di accomodamento per le coltri sedimentarie, che si concentrano lungo il margine, ben distanti dalla costa, costituendo un prisma di limitata estensione nel settore nord e di estensione maggiore nel settore sud, e nelle depressioni bacinali interne.

*The shelf sector included in the Sheet 67 “Bosa”, is between 28 and 40-km-wide and is characterized by extensive outcrops of the rocky substrate. Along the outer shelf, on the northern edge of the sheet, the rocky substrate was uplifted in comparison with adjacent areas characterized by recent sedimentation.*

*The substrate shows the presence of steep escarpments. There are some nuclei of horizontally folds that suggest the presence of the Paleozoic basement extensively deformed. Tabular bodies prevail in the central sector, slightly relieved if compared with the surrounding areas, with extensive coverages of organogenic concretions and large erosive depressions partially filled by sediments. Near the coast, a morphologically more regular substrate is present at the seabed. This substrate has a slight elevation and could correspond to the volcano-sedimentary outcrops which extensively outcrop inland. In the inner shelf, limited areas with morphologies classifiable as sorted bedforms were detected. As highlighted by backscatter data, these areas are characterized by the alternation of coarse and fine sediments. A well developed river bed paleo-hydrography was detected.*

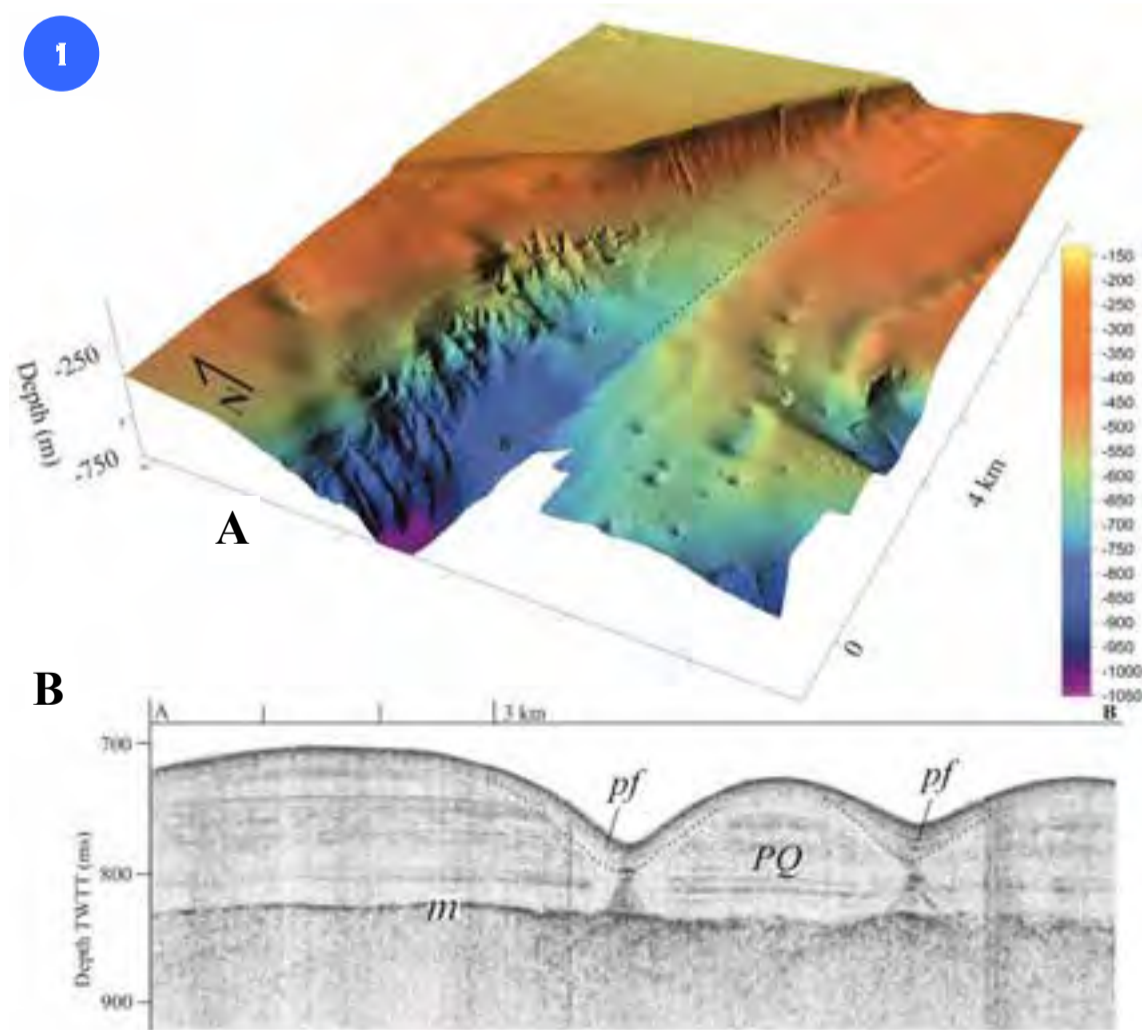
*In some cases, the river bed can be connected to still active river mouths in emerging areas. The shelf is limited externally by a break of slope between 190 and 230 m depth. The break of slope marks the sedimentary flexure of the Pleistocene prograding wedge, which is juxtaposed to the Pliocene wedge. The slope develops with mild gradient towards the north-east, interrupted by steeper slopes and straights that let assume a structural control. Fifty circular depressions of varying depth and diameter are grouped over 400 m water depth. That may indicate the presence of gas leakage and/or fluids. These are concentrated mainly in the areas of the continental slope which are structurally raised. The larger depressions show signs of “cannibalization” due to the partial fill following the yielding of the side walls. At the outer limit of the sheet, several crowns of landslide were observed, together with the detachment of surface sediments (thickness ~15 m). The presence in outcrop or near the sea floor of the rocky substrate (Paleozoic-Miocene) reduced the space of accommodation for the sedimentary cover.*

*The sedimentary cover is more developed along the shelf edge, away from the coast; in the northern sector, it forms a wedge of limited extension, whereas a more extended wedge is formed in the southern sector and in the inner basinal depressions.*

## POCKMARK

L’area di scarpata ubicata a largo di Bosa è collocata ad ovest dell’*horst* che struttura il margine di piattaforma; il canale visibile (Fig. 1A) è collocato in corrispondenza di un importante lineamento strutturale a direzione E-O. A monte di questa valle, sia sul versante nord che in quello sud, sono presenti delle depressioni di forma conica definite *pockmark* (King e MacLean, 1970); tali depressioni vengono spesso riscontrate in area di scarpata sui margini continentali e sono associate a fenomeni di espulsione di fluidi (Hovland, 1991; Berndt, 2005; Gay et al., 2007). Tali morfologie sono inoltre associate a fenomeni tettonici o di deformazione salina, ecc. (Gay et al., 2003, 2006; Andersen e Huuse, 2011). La linea sismica sparker ubicata longitudinalmente al canale (Fig. 1B), mostra una superficie erosiva (*m*) formata durante la crisi salina messiniana, su cui sono deposte le successioni di scarpata del Plio-Quaternario (*PQ*); si noti che i *pockmark* sono radicati sulla superficie messiniana probabilmente in corrispondenza di lineamenti tettonici lungo cui è avvenuta la risalita di fluidi. Il drappaggio (*pf*) che sutura queste depressioni indica che le strutture non sono più attive. Dal DTM si evince che le successioni di scarpata sono dissecate da forme erosive di tipo *gully*; inoltre alcuni fenomeni di scorrimento superficiale dei sedimenti di drappaggio (indicati dalla freccia nera) sono evidenti in corrispondenza dei *pockmark*.

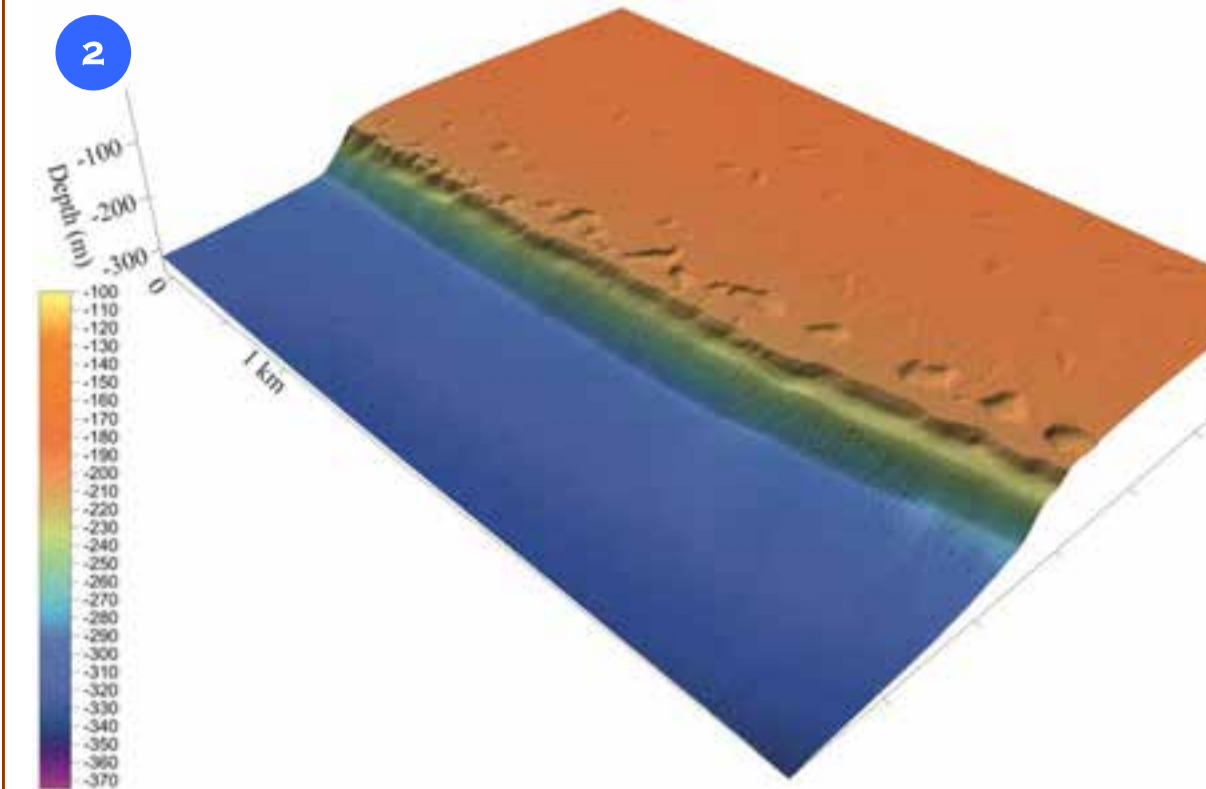
*The slope area in the Bosa offshore is located westward of the horst that forms the shelf margin; the channel is located in correspondence of a main structural lineament E-W oriented; some conic depressions (defined pockmarks; King and MacLean, 1970) were recognized on both the northern and southern flanks of this channel (Fig. 1A). Such depressions are often found along the continental margin slope areas and are related to fluids expulsion (Hovland, 1991; Berndt, 2005; Gay et al., 2007). These morphologies can be also related to tectonics or salt deformation (Gay et al., 2003, 2006; Andersen and Huuse, 2011). The seismic sparker profile shown in Figure 2B,*



*shows an erosive surface (m) formed during the Messinian salinity crisis, overlaid by the Plio-Quaternary slope successions (PQ); seismic data show that pockmarks are rooted on the Messinian surface, probably in correspondence of tectonic lineaments where fluid rise occurred. Pockmarks*

*are draped by sediments (pf) that sutures depressions, thus suggesting that fluid rise is not active anymore. The DTM shows that slope successions are cut by a gully pattern; some superficial sediment slide (pointed out by the black arrow) is recognizable in correspondence of pockmarks.*

## STRUTTURE EROSIVE AL MARGINE DELLA PIATTAFORMA



Le linee sismiche acquisite indicano che in questo settore il cuneo che forma il margine della piattaforma è costituito da sedimenti prevalentemente plio-quadernari sormontati da un'importante superficie erosiva; tale superficie rappresenta una superficie policiclica relativa alle fluttuazioni eustatiche del Pleistocene medio-superiore ed è drappeggiata da esigui spessori di depositi recenti.

La Figura 2 mostra un 3D del margine della piattaforma collocato tra 150 e 200 m di profondità. In corrispondenza del cambio di pendenza al margine della piattaforma si riscontrano delle morfologie depresse concavo-convesse; la natura di tali morfologie non è chiara, è tuttavia possibile che siano dovute allo scivolamento del drappaggio di sedimento superficiale ascrivibile alle successioni pleistoceniche.

*The seismic dataset revealed that in this sector the wedge that forms the shelf break is constituted by Plio-Quaternary sediments overlaid by an erosive surface and a thin drape of recent deposits.*

*Figure 2 shows a 3D of the shelf margin located between 150 and 200 m depth. In correspondence of the shelf break, depressed concave-convex morphologies are evident; the origin of such features is not clear, although they could be related to a superficial sediment slide process.*

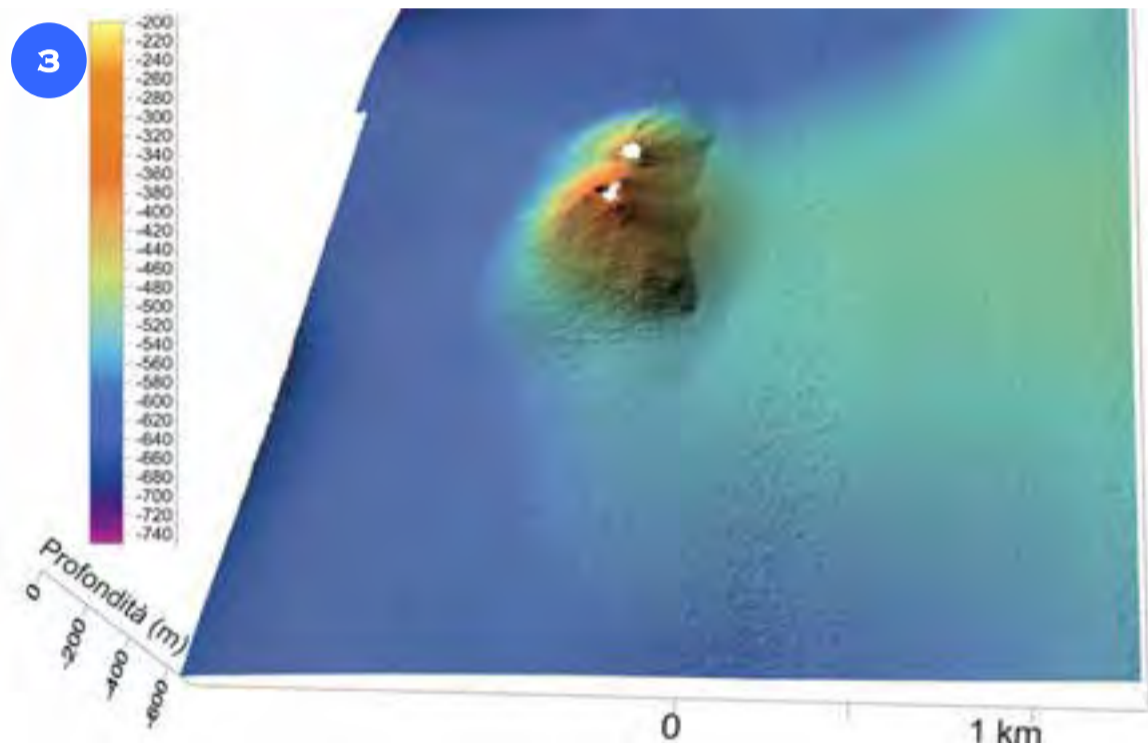
## EDIFICI VULCANICI IN SCARPATA

Lungo la scarpata a largo di Bosa si individuano morfologie rilevate; una di queste si eleva per circa 150 m dal fondo con due coni di probabile natura vulcanica.

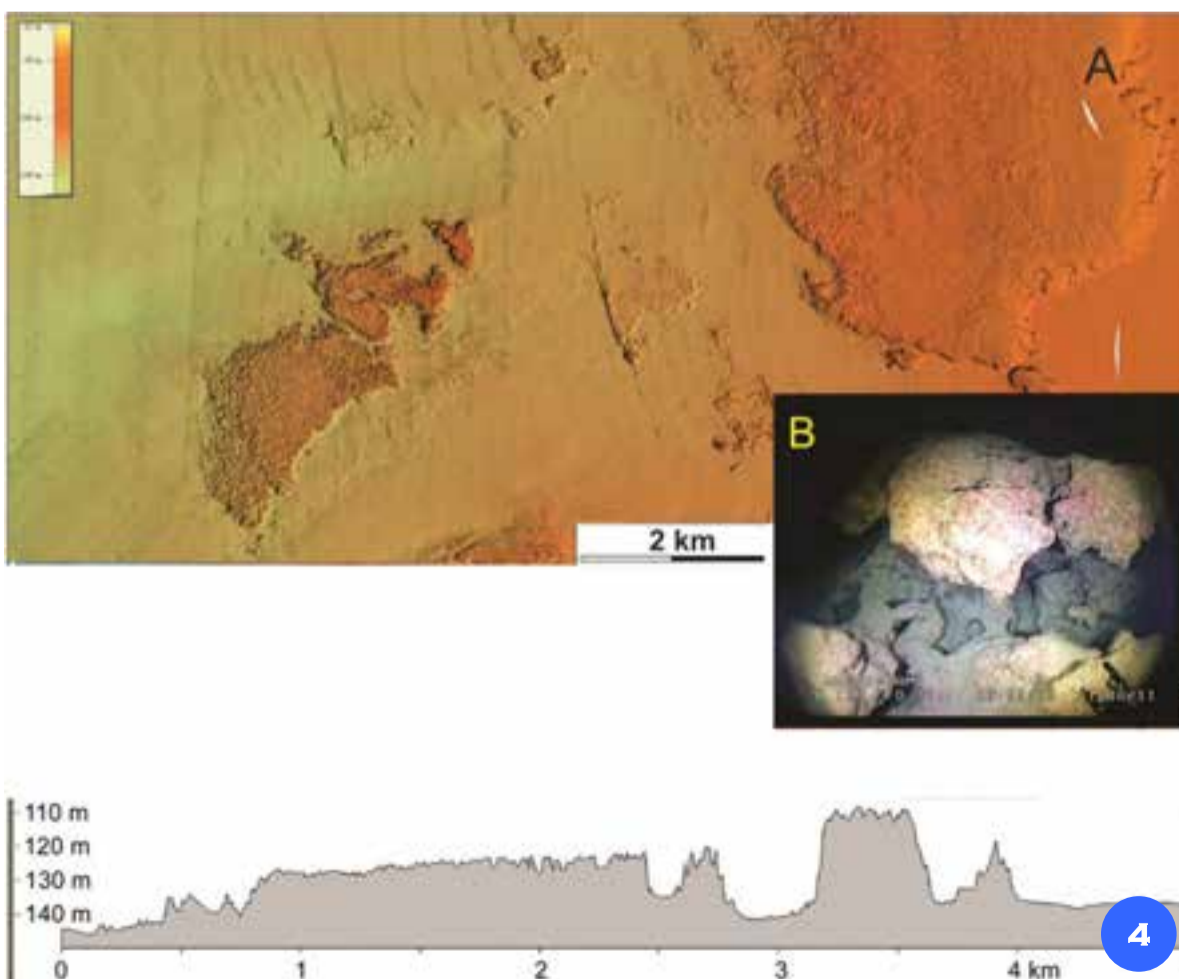
La Figura 3 mostra un 3D di un settore della scarpata continentale superiore, collocato tra 500 e 600 m di profondità. La mancanza di dati sismici nella zona non permette di fare correlazioni stratigrafiche con le successioni che formano il margine della piattaforma. Tuttavia la morfologia poco elaborata può suggerire che questi edifici siano riconducibili al ciclo vulcanico plio-quadernario.

*Along the Bosa offshore continental slope, two cones were recognized, elevating about 150 m from the sea bottom. These cones have probably a volcanic nature.*

*Figure 3 shows a 3D of a sector of the upper continental slope from 500 to 600 m depth. The lack of seismic data in the area does not allow a stratigraphic correlation with the successions that form the continental margin. However, the edifices show a low degree of morphological elaboration due to erosion, which suggests that cones could have formed during the Plio-Quaternary volcanic cycle.*



## CORALLIGENO



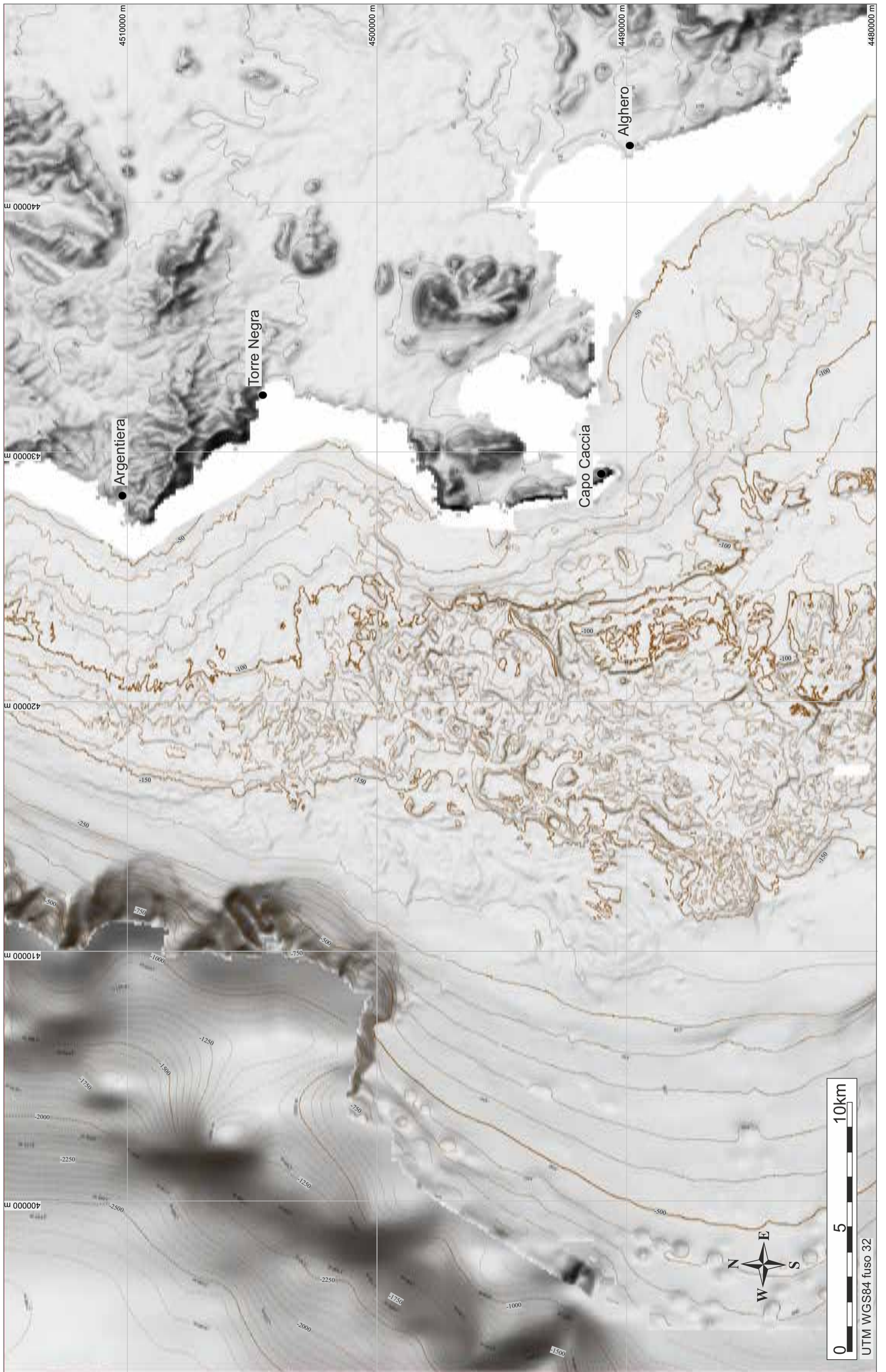
I dati batimetrici sono stati sottoposti ad una analisi complessiva che ha permesso di individuare le aree con presenza di coralligeno. Tali formazioni sono state riscontrate in corrispondenza di affioramenti del substrato litoide. Queste formazioni sono costituite da un importante spessore di concrezioni calcaree formate da associazioni organogene, che nasconde completamente la base rocciosa su cui si sono accresciute. Le concrezioni coralligene nell'area di studio sono collocate tra 95 e 145 m di profondità (Fig. 4A). Il rilevamento è stato supportato da verità al fondo tramite ispezioni ROV (Fig. 4B). Le ispezioni ROV hanno confermato che le associazioni organogene sono vitali; i dati sismici suggeriscono che gli spessori di coralligeno possono superare i 4 m. Le associazioni sono densamente popolate da gorgonie con presenza di Ottocoralli e coralli neri (Simeone et al., 2014).

*The analysis of bathymetric data allowed to identify seafloor areas colonized by coralligenous assemblages. These formations were found on the rocky substrate. They are made of thick calcareous concretions deposited by organogenic associations that hide entirely the bedrock. Coralligenous concretions identified in the study area are located between 95 and 145 m depth (Fig. 4A).*

*Seabed mapping was validated with ROV surveys. ROV images (Fig. 4B) confirmed that the organogenic associations are vital; seismic data suggested that coralligenous formations can be more than 4-m-thick. Associations are densely populated by gorgonians with presence of Octocorals and black corals (Simeone et al., 2014).*

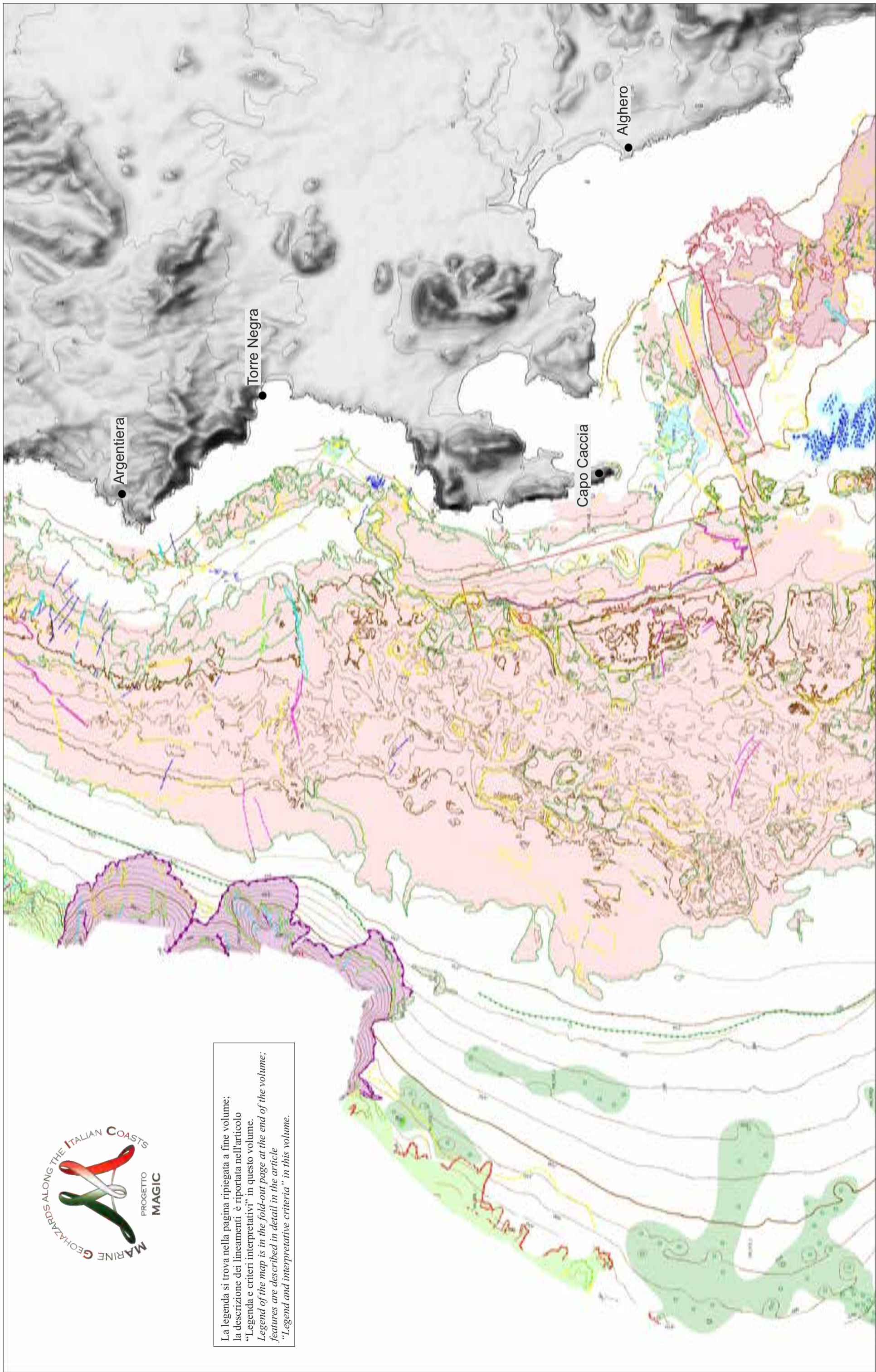


FOGLIO 68 ALGHERO



UTM WGS84 fuso 32

La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legend and criteria interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.



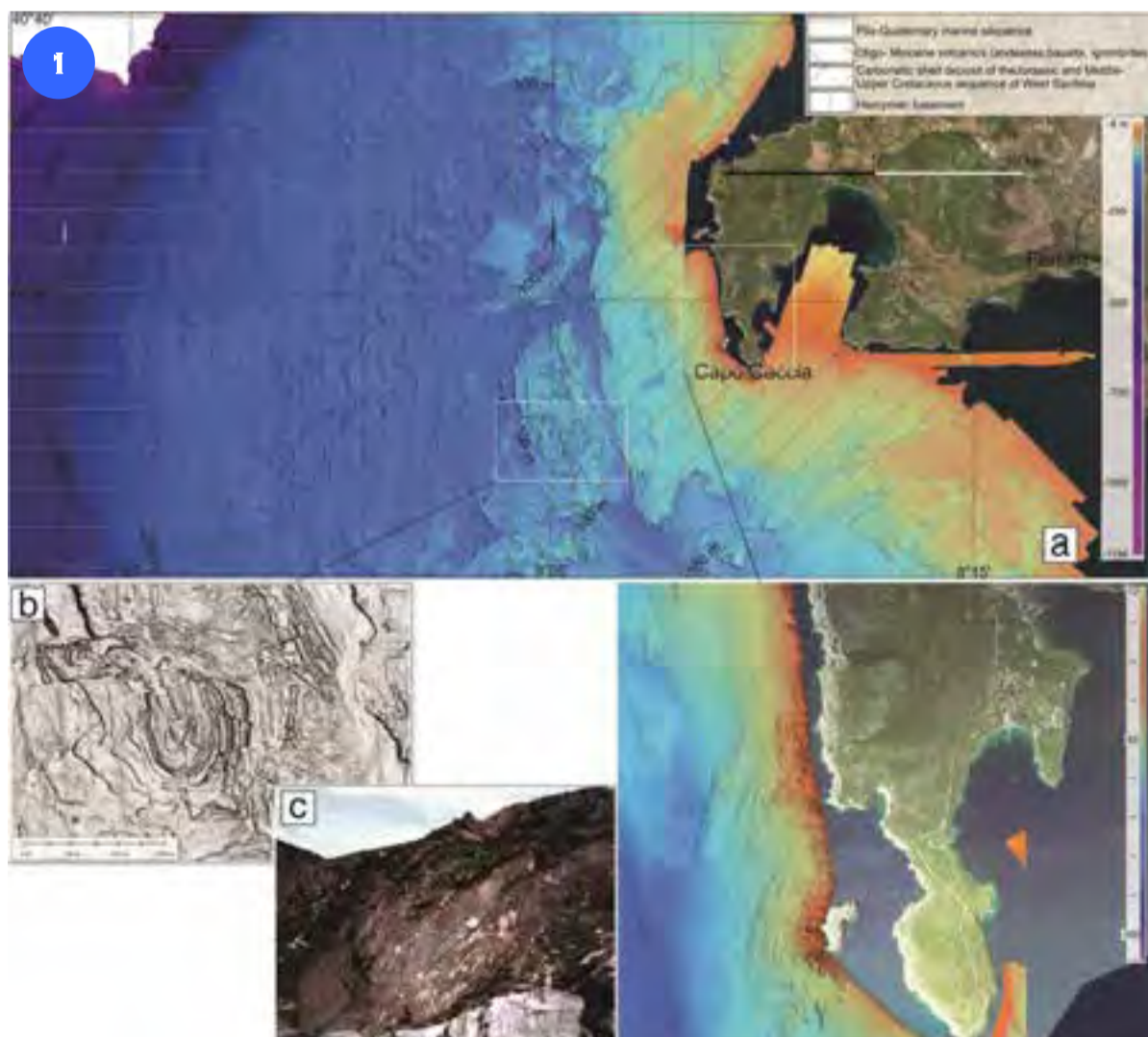
Il margine continentale del Foglio 68 “Alghero” rientra nel settore della Scarpata della Nurra, il cui basamento è costituito dalla prosecuzione del prisma tettonico della Nurra. Il blocco è limitato ad ovest da una ristretta fascia di faglie con importante rigetto verticale che ribassa rapidamente il basamento realizzando gradienti tali da non consentire la formazione di significativi bacini intra-scarpata (Lecca, 2000; Kenyon et al., 2002). Sul basamento ercinico poggiano in discordanza le coperture mesozoico-paleogene, le vulcaniti calco-alcaline oligo-mioceniche, ed in settori limitati del foglio, la sequenza miocenica marnoso-arenacea e carbonatica. La regressione tardo-messiniana ha controllato la prolungata fase di esposizione sub-aerea del margine medio-superiore, avviando processi di denudamento delle coltri clastiche e spianando estensivamente le paleomorfologie. La trasgressione pliocenica e le fluttuazioni glacio-eustatiche del Pleistocene hanno governato la formazione della sequenza di margine, costituita da riflessioni parallele e continue relative a deposizione torbida lungo il margine inferiore e da clinoformi progradanti, relativi a deposizione di mare basso, lungo il margine superiore e nelle depressioni della piattaforma continentale esterna (Lecca, 2000). Alle fasi di abbassamento eustatico viene attribuita la riattivazione dei canyon miocenici e la deposizione di detriti (fino a 3 m di spessore) e di torbiditi in piana batiale e lungo il margine continentale inferiore (Kenyon et al., 2002). La piattaforma interna ed intermedia a bassa pendenza (<0,5°), espone a fondo mare il basamento acustico, formato da rocce erciniche di natura prevalentemente metamorfico-cristallina, dalle coperture mesozoiche, dalle vulcaniti oligo-mioceniche e dalle litologie di natura arenacea e carbonatica del Quaternario. Proprio queste ultime costituiscono crostoni di natura organogena ad impalcatura rigida, che ricoprono estesamente gli affioramenti litoidi, e la cui aggradazione è legata principalmente alle fasi di alto eustatico. La deposizione di sedimenti in piattaforma interna nel Quaternario è limitata ad alcuni settori costieri (Andreucci et al., 2009) o alla produzione di sedimenti carbonatici intra-bacinali, riferibili a diverse associazioni organogene (Carbone et al., 1989). Per le caratteristiche stratigrafiche, strutturali e morfologiche, il Foglio 68 “Alghero” presenta limitati elementi di *geohazard* dall’ambiente marino, se si escludono i campi di *pockmark* ubicati nei settori distali (>25 km dalla costa), dove lo spessore del prisma plio-pleistocenico supera i 50 ms, e radicati nelle unità mioceniche, gli anfiteatri erosivi in scarpata superiore (oltre i 250 m di profondità) e le nicchie di frana ad oltre 600 m di profondità, e le cui cornici non superano comunque i 10 m di spessore.

*The continental margin in the Sheet 68 “Alghero” belongs to the tectonic block of the Nurra Horst, limited westwards by a narrow set of sub-vertical faults which rapidly down-throws the basement to the bathyal plain (<2000 m deep). The slope steep up to 20° did not hold the development of intra-slope basins (Lecca, 2000; Kenyon et al., 2002). In the area, the Hercynian basement is overlaid with Mesozoic-Paleogene carbonatic covers and with Oligocene-Miocene calc-alkaline volcanics; marly, sandy and carbonatic deposits set up the Miocene sequence which in the northern border of the basin is almost underrepresented due to the Sardinia rift phase (Casula et al., 2001). The Messinian salinity crisis led to the prolonged exposure of wide sectors of the margin, enhancing the denudation of the clastic covers and the formation of incisions in the canyon heads, successively reactivated during the Quaternary 4<sup>th</sup> order low-stand phases. Thus, the Pliocene transgression, and successively the sea level excursions of the Pleistocene, governed the deposition of a sedimentary wedge on the outer shelf upper slope, formed by clinoform geometries and laterally-continuous and sub-parallel reflections relative to torbiditic deposition in the lower slope. The inner and intermediate shelf, with low gradient, exposes the Hercynian basement, the Mesozoic covers, the Oligocene-Miocene volcanics and, locally, the arenaceous and biogenic lithified deposits of Quaternary age. Thus, the deposition of sediments in the inner shelf during the Pleistocene was limited to the narrow coastal sectors (Andreucci et al., 2009) or to the intra-basinal production of carbonatic sediments formed by different biogenic associations which often encrust the rocky outcrops (Carbone et al., 1989). The morpho-structural and stratigraphical set up of the area defines a low geohazard degree from the submarine realm, mostly due to the general low gradient of the shelf, and the wide rocky outcrops combined with the low seismicity at the regional scale. One of the most critical morphologies is represented by a large pockmark field, with hundreds of elements from few meters to several hundred meters in diameter, which is located ~25 km off the coastline and at more than 400 m depth. The field is surrounded seawards by a ring of landslide scarps, mainly translational, localized at 600 m depth on average, never exceeding 10 m of height. Finally, the upper slope is characterized by two large erosive embayments at the northern and southern margin of the map, which have undergone withdrawal processes on the long-term.*

## SUBSTRATO ROCCIOSO

L'area di piattaforma continentale a largo di Capo Caccia e dell'Argentiera è caratterizzata da una superficie di spianamento di notevole estensione tra 100 e 200 m di profondità; lungo tale superficie si osservano estesi affioramenti di basamento roccioso. La morfologia dominante su varie aree di substrato rilevato (Fig. 1A) è caratterizzata da forme che richiamano strutture tettoniche alla mesoscala come pieghe e faglie. L'esempio riportato in Figura 1B è collocato a circa 100 m di profondità e presenta strutture pienamente paragonabili, per forma e dimensioni alle strutture riscontrate a terra nelle aree contigue, sugli affioramenti di substrato ercinico. La foto rappresentata in Figura 1C riporta una piega isometrica di dimensioni ettometriche di prima fase in quarziti e metarenarie paleozoiche della Nurra (Unità di Meana Sardo, da Carmignani et al., 2001), ubicata a Punta Argentiera. Ciò dimostra che talvolta alcune morfologie connotano inequivocabilmente determinati affioramenti rocciosi, pertanto in taluni casi la morfo-batimetria può essere utilizzata per identificare la natura dei substrati. Analogamente le superfici di strato dei carbonati di Capo Caccia sono visibili in mare come testate di strato e giaciture in continuità con quelle a terra.

*The shelf area of the Capo Caccia-Argentiera offshore is characterized by a wide low-gradient erosional surface at the seabed, cut into the rocky basement; the DEM (Fig. 1A) depicts deformed sets of strata, chessboard-like and slightly-relieved blocks and faulted plunging folds, like those shown in Figure 1B, where erosion exposed the faulted fold trough. The pattern of deformation is very similar to the mesoscale tectonic structures occurring on land in the Nurra Hercynian formations. Figure 1C shows an isometric fold located at Punta Argentiera, which deforms the Paleozoic quartzites and metasandstones (“Meana Sardo Unit”) (from Carmignani et al., 2001). This analogy suggests that the basement outcropping at sea, between 100 and 200 m depth, consists of Hercynian substratum.*

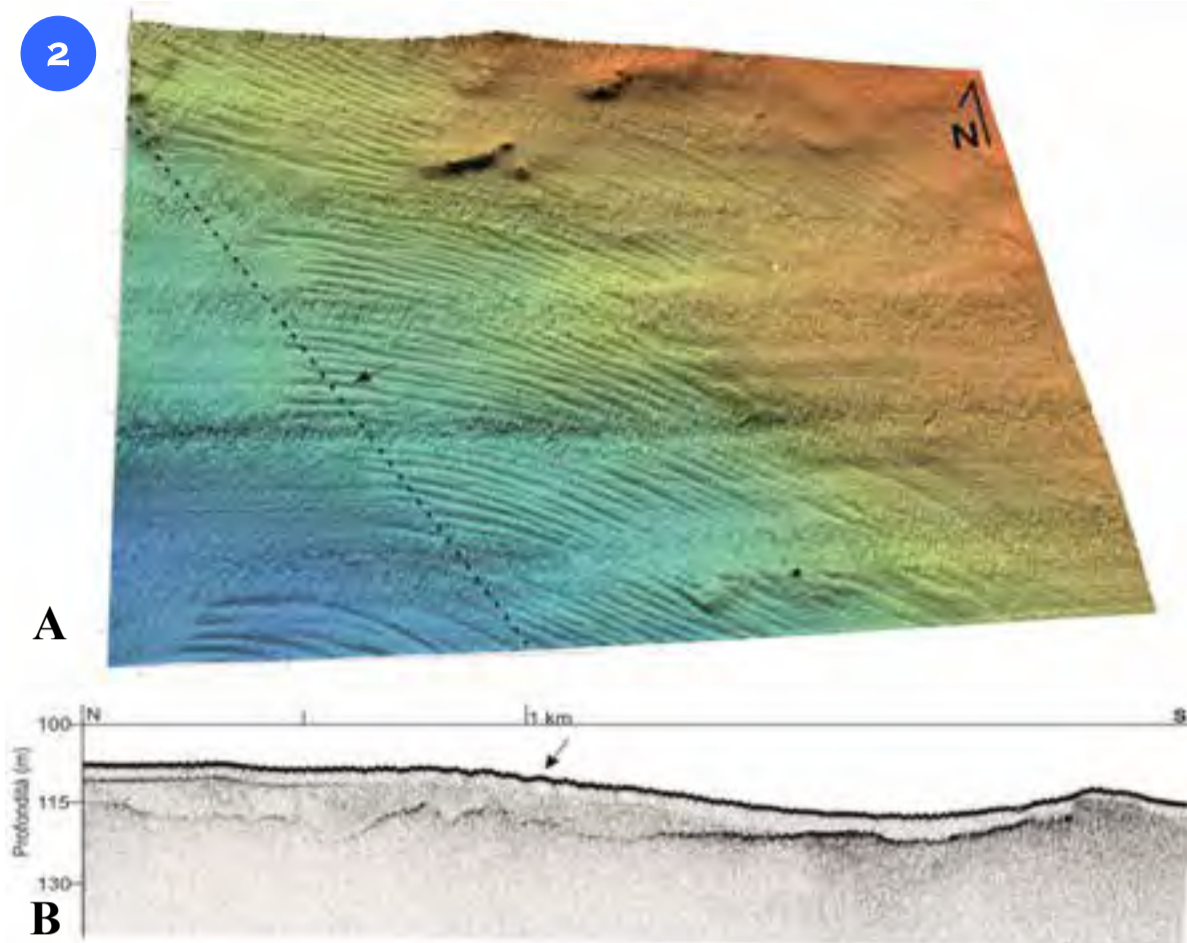


*Similarly, in the surrounding of Capo Caccia, an evident strata pattern is in continuity with the carbonatic layer geometries on the mainland (Figure 1D).*

*These similarities and geometrical correlations have been used to infer the spatial distribution of the acoustic substratum on the basis of the seabed morphologies (Fig. 1A).*

## FORME DI FONDO

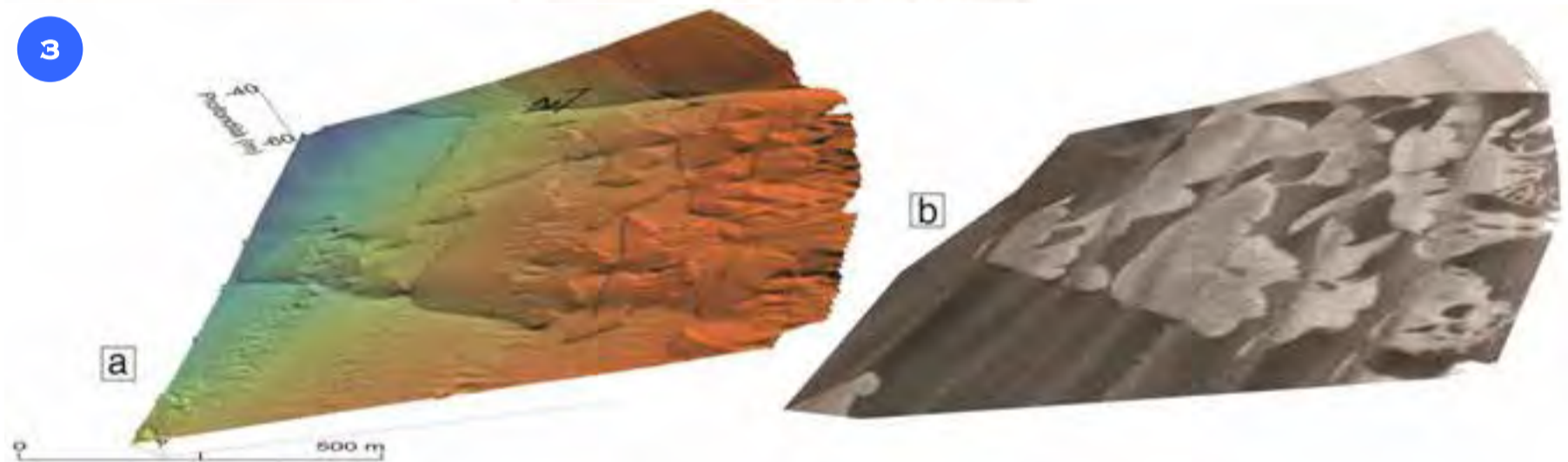
2



A

B

3



In the outer continental shelf areas, at about 110 m depth, several symmetrical undulations of the sea floor can be observed; those sedimentary structures show a slight curvature in plan view, with the convexity NE oriented, and sub-parallel to the isobaths. The wavelength of these bedforms is on average 30-60 m the wave height is about 0.5 m and the lateral extent may exceed 2 km. The seismic profile shown in Figure 2B let us to infer that the seafloor was composed of fine sandy mud in the first 3-4 ms, whereas a lens-shaped unit

made by coarser sediment should interpose between it and the acoustic basement; the bedforms affect only the superficial sediments. The absence of backscatter anomalies suggests that there are no variations in grain size between bedform crests and hollows. The process of formation of the bedforms may be recent and still active and could be related to bottom currents flowing in the cross-to-isobath direction. The inner continental shelf north of Capo Caccia shows different sets of bedforms, crescent-shaped and lobed; backscatter values and

Al margine tra i Fogli "Alghero" e "Bosa", lungo le aree di piattaforma continentale esterna a circa 110 m di profondità, sono visibili delle ondulazioni simmetriche sul fondo in un'area di circa 8 km<sup>2</sup>. Le ondulazioni hanno lunghezza tra 30 e 60 m, altezza di circa 0,5 m ed estensione laterale fino a 2 km; queste strutture sedimentarie sono leggermente arcuate ed orientate con la convessità a NE.

Il profilo sismico in Figura 2B mostra che il fondo è probabilmente costituito da sedimenti sabbiosi pellici fini in base alla trasparenza della facies sismica; le ondulazioni interessano solo i sedimenti al fondo che appartengono all'unità superficiale il cui spessore si aggira intorno ai 3-4 ms (tw), poiché l'unità sottostante è delimitata al top da una superficie regolare. È possibile quindi che il fenomeno morfosedimentario che ha dato origine alle *sediment wave* sia recente ed ancora attivo e che sia legato all'interferenza di correnti al fondo, direzionate perpendicolarmente alle isobate (*downwelling or upwelling current*).

La zona di piattaforma continentale interna a nord di Capo Caccia presenta forme di fondo con morfologia arcuata, parallelamente alle batimetriche; dal backscatter del multibeam e dai dati sismici si desume che queste forme di fondo possano essere classificate come *sorted bedform* in quanto formate da un sedimento sabbioso fine depositato su un sedimento più grossolano (De Falco et al., 2015).

Il contrasto acustico tra le aree rilevate, caratterizzate da aree in grigio chiaro, e il substrato, aree in grigio scuro, è evidente nella Figura 3B che riporta la mappa del backscatter sul 3D del DEM.

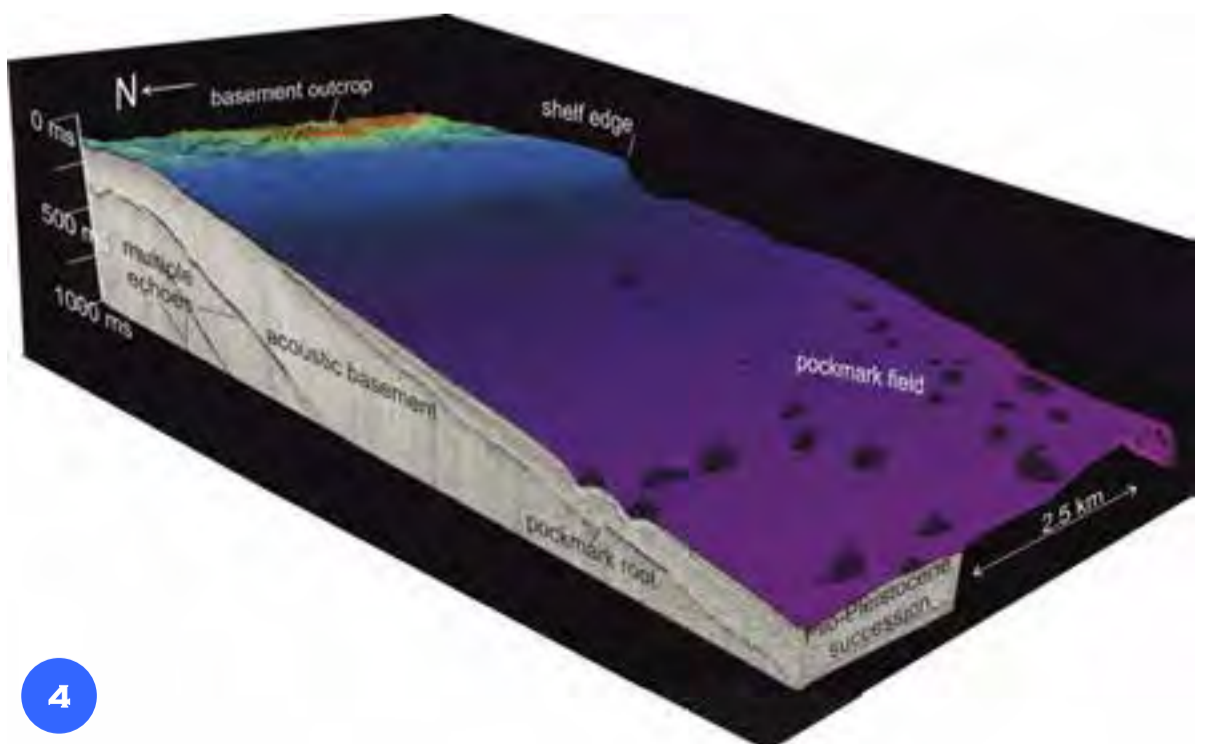
seismic data suggest that the bedforms are formed by fine sandy sediments, deposited over coarser grained sediments and that they can be classified as sorted bedforms (De Falco et al., 2015).

The acoustic contrast between the elevated areas forming the bedforms, which are characterized by low backscatter values (light grey sectors), and the surrounding substrate, characterized by high backscatter values (dark grey sectors), is evident in Figure 3B, that represents the backscatter map draped over the DEM 3D.

## POCKMARKE BASAMENTO

Ad ovest di Capo Caccia la piattaforma continentale si amplia fin oltre 22 km ed è limitata da un gradino morfo-sedimentario la cui profondità varia da 270 a 230 m. Il basamento acustico emerge a fondo mare fino a circa 200 m di profondità mentre è in sub affioramento dai 200 m di profondità in poi, profondità dalla quale si osserva l'ispessimento della coltre plio-pleistocenica. Oltre i 400 m di profondità lo spessore del cuneo sedimentario supera i 50 ms e si osservano anomalie laterali di torbidità acustica, riflessioni con concavità verso l'alto in corrispondenza delle depressioni sub circolari erosive, i *pockmark*. Nell'area se ne riconoscono diverse decine, con dimensioni ettometriche e profondità fino a 50 m da fondo mare, e centinaia di dimensioni plurimetriche e profondità metrica (non visibili in figura).

Westwards from Capo Caccia, the continental shelf widens for about 22 km and is bounded by a morphological step occurring between 230 and 270 m depth. The acoustic basement outcrops from 100 m depth down to 200 m depth and controls the steepness and the wideness of the continental terrace. The upper slope declines gently down to 400 m depth, where a wide field of pockmarks occurs. The sea bed is punctuated by tens of erosive sub-circular craters which testify episodes of fluid seeps or blow-out. Dimensionally these features cluster around two modes, the

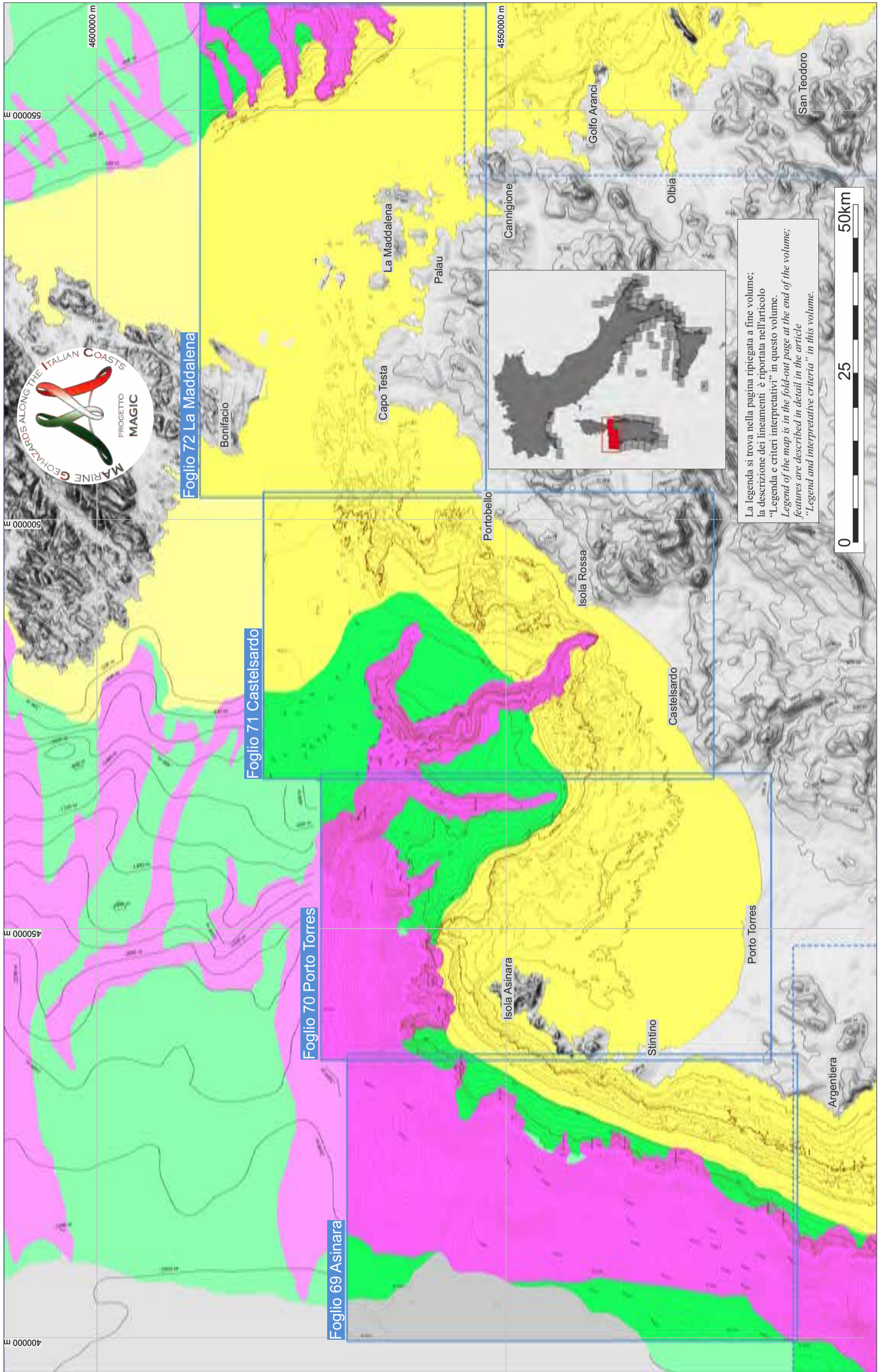


4

largest is hettometric (in some cases exceeding 700 m in diameter) and located at 40-50 m depth, and

the smallest visible from the DEM is metric and 1-2 m deep.

# TAVOLA 15 SARDEGNA SETTENTRIONALE



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "I lineamenti e criteri interpretativi" in questo volume.  
 Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.

# TAVOLA 15 SARDEGNA SETTENTRIONALE

A. Conforti\*, F. Budillon\*, G. De Falco\*, G. Deiana\*, G. Di Martino\*, S. Innangi\*, A. Meleddu\*, P.E. Orrù\*, E. Paliaga\*, S. Todde\*, R. Tonielli\*

(il ruolo di ciascun autore è riportato nei singoli fogli)

CNR: \*IAMC, CoNISMa: \*DSCG UniCa

Il margine sardo settentrionale è collocato tra le isole di Sardegna e Corsica. La sua formazione ed evoluzione è collegata alla storia geologica del Blocco Sardo-Corso e rappresenta il settore orientale del Bacino Ligure, che si è aperto tra l'Aquitano (23 Ma) ed il Burdigaliano (18 Ma, Rehault et al., 1984). Secondo vari autori la Sardegna era parte di un sistema di *rifting* a grande scala (*European Rift System*) tra l'Oligocene e l'Aquitano (Cherchi e Montadert, 1982; Casula et al., 2001). Durante tale fase di *rifting* e l'apertura del Mediterraneo occidentale (21 e 18 Ma), il Blocco Sardo-Corso è ruotato in senso antiorario (Fig. 1A) (Cherchi e Montadert, 1982; Rehault et al., 1984; Thomas et al., 1988; Lecca et al., 1997). Altri autori hanno associato la tettonica terziaria della Sardegna alla tettonica nord appenninica con componente in prevalenza trascorrente (Oligocene-Aquitano) e la successiva fase distensiva (Burdigaliano medio-sup.) (Carmignani et al., 2001; Oggiano et al., 2009; Carminati et al., 2010). Durante l'apertura del Bacino Ligure e la rotazione del Blocco Sardo-Corso, il bacino oceanico si è ampliato verso sud, verso la piana abissale balearica (Fig. 1A).

La scarpata orientale della Corsica rappresenta il margine oligocenico disseccato, fortemente eroso durante il Messiniano (Gennesseaux et al., 1989) e sottoposto ad una estesa essiccazione (Ryan e Cita, 1978). L'assetto tettonico attuale di quest'area è costituito da due semi-graben (Porto Torres e Castelsardo) che proseguono in mare nel Golfo dell'Asinara e verso la piattaforma compresa tra Corsica e Sardegna; ad ovest delle Bocche di Bonifacio, è localizzato un terzo bacino, il Bacino di Bonifacio (Fig. 1B).

L'evoluzione ed il tipo di sedimentazione sono comparabili tra questi tre bacini, che si sono colmati da successioni sedimentarie e vulcaniche deposte a partire dal Terziario fino al Quaternario. La morfologia di questo margine è caratterizzata da una ampia piattaforma tra le due isole, che si restringe verso est in corrispondenza delle Bocche di Bonifacio, raggiungendo la profondità minima (circa 60 m) sulla soglia delle bocche. Sul settore occidentale della piattaforma, nel Golfo dell'Asinara, si riconoscono dei relitti morfologici come paleo-falesie e paleo barriere costiere a varie fasce di profondità, legati alle migrazioni della linea di riva durante le oscillazioni eustatiche quaternarie. La recente evoluzione sedimentaria di quest'area registra tassi di sedimentazione bassi e condizioni di tipo *starved*; varie aree a fondo testimoniano la presenza di forti correnti e di severe condizioni idrodinamiche (De Falco et al., 2011). Sul lato tirrenico del margine, la piattaforma diventa più ampia superando i 20 km, con pendenze molto basse verso est, dove si raccorda alla scarpata tirrenica. Il margine della piattaforma ad ovest è collocato a circa 150 m di profondità, e verso nord raggiunge le coste della Corsica dove la scarpata continentale quasi si raccorda a terra.

The northern Sardinia margin is located between the islands of Sardinia and Corsica and its formation and evolution is related to the tertiary geological history of the Sardo-Corso Block, that represents the eastern sector of the Ligurian Basin, formed during the Aquitanian (23 Ma) and the Burdigalian (18 Ma, Rehault et al., 1984). According to many authors, Sardinia was part of a large-scale rifting system (*European Rift System*) (Oligocene-Aquitano, Cherchi and Montadert, 1982; Casula et al., 2001). During the rifting and the opening of the western Mediterranean Sea (21-18 Ma), the Sardo-Corso Block rotated counterclockwise (Fig. 1A) (Cherchi and Montadert, 1982; Rehault et al., 1984; Thomas et al., 1988; Lecca et al., 1997). Other authors associated the tertiary tectonics of Sardinia to the northern Apennine strikeslip tectonic of the Oligocene-Aquitano age and the subsequent extension during the Middle-Upper Burdigalian (Carmignani et al., 2001; Oggiano et al., 2009; Carminati et al., 2010). During the opening of the Ligurian Basin and the Sardo-Corso Block rotation, the oceanic basin widens southwards, towards the Balearic Abyssal Plain (Fig. 1A).

The slope of western Corsica represents the Oligocene dissected margin, that was strongly eroded during the Messinian (Gennesseaux et al., 1989) and underwent a widespread desiccation.

Between the islands, the present day structural setting of the shelf and slope is formed by two main half-grabens (the Porto-Torres and Castelsardo basins), both continuing offshore in the Asinara Gulf; a third basin, the Bonifacio Basin, is located in the western side of the strait (Fig. 1B).

The evolution and type of the sedimentary infilling are comparable within these three basins. The infilling is formed by sedimentary and volcanic Tertiary to Quaternary successions. The morphology of this margin is characterized by a wide continental shelf between the islands, which narrows eastwards, in correspondence of the Bonifacio Strait, where depth decreases (about 60 m) on the strait threshold.

On the western sector of the shelf, in the Asinara Gulf, some morphological relicts, such as paleo-cliffs and paleo-barriers, can be observed at different depths. They formed during the Quaternary eustatic oscillations and are related to the shoreline migration. The recent sedimentary evolution of this area records low sedimentation rates and starved conditions. Here, several bedforms present on the seabed testify the occurrence of strong currents blowing on the sea bed and of severe hydrodynamic conditions (De Falco et al., 2011). On the Tyrrhenian sector of the margin, the shelf widens reaching more than 20 km and dips gently eastward in the Tyrrhenian slope. The shelf break of the western sector is located at about 150 m depth; northward, it reaches the Corsica coast and the slope almost joints the land.

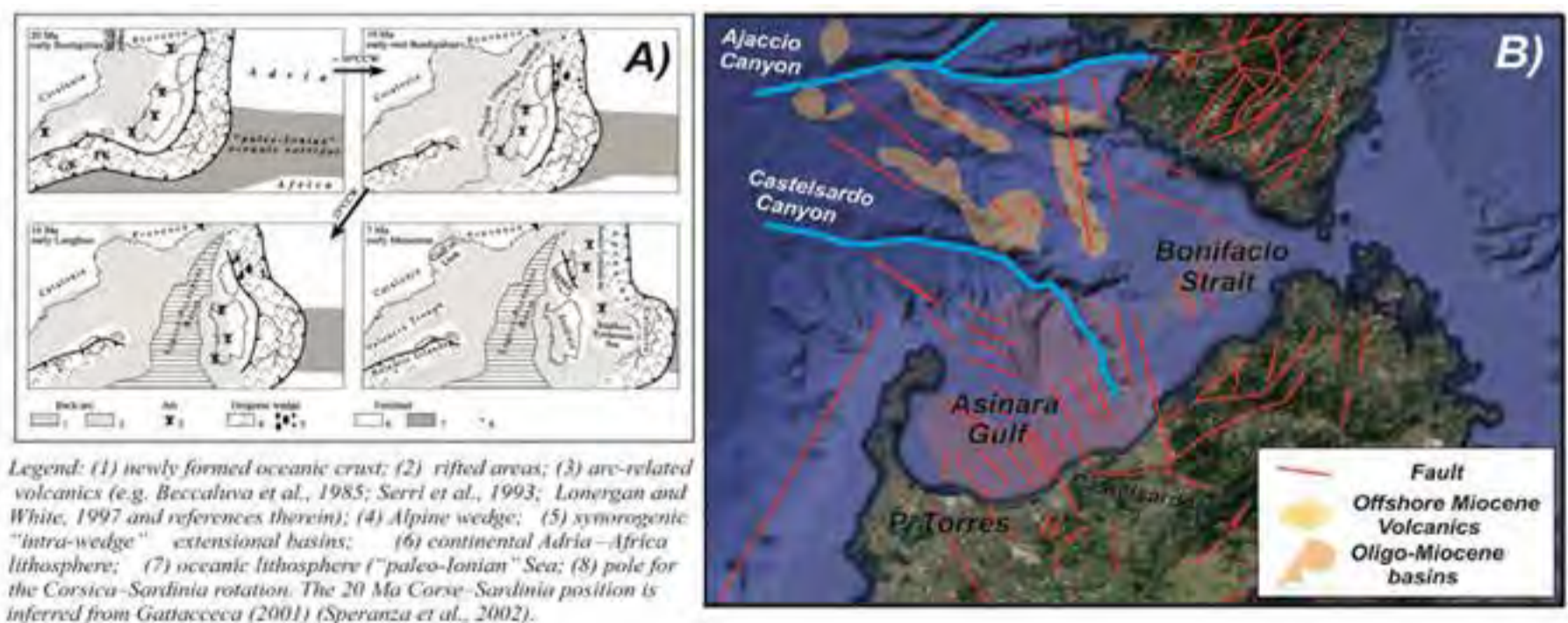


Figura 1. A) Evoluzione tettonica del Mediterraneo centrale ed occidentale tra 20 e 7 Ma. La rotazione antioraria (CCW) da 10° e 23° del Blocco Sardo-Corso è rappresentata usando come riferimento il blocco europeo fissato.

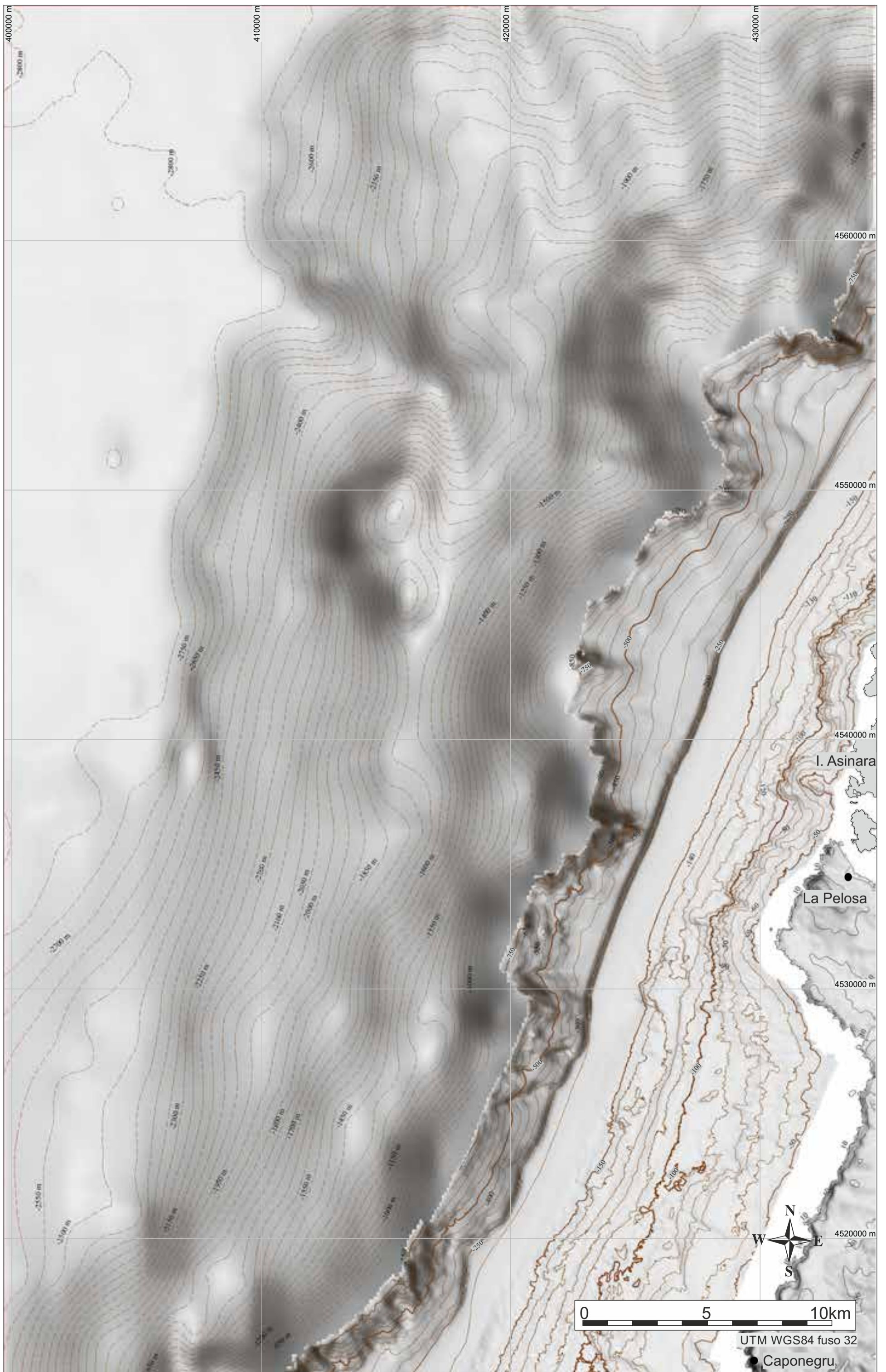
B) Schema semplificato del margine settentrionale sardo dove si distinguono i due bacini oligo-miocenici e le faglie associate (modificato da Thomas e Gennesseaux, 1986). La posizione e l'estensione del vulcanismo miocenico sul margine corso sud-occidentale sono state ricavate da Rollet et al. (2002).

Figure 1. A) Tectonic evolution of the central-western Mediterranean, from 20 to 7 Ma. The 10° and 23° CCW rotations of the Sardo-Corso Block is represented using as reference the fixed European Block. B) Simplified sketch of the northern Sardinia margin showing the two main Oligocene-Miocene offshore basins and the associated faults (modified based on the work of Thomas and Gennesseaux, 1986). The offshore Miocene volcanism from the south-western Corsica margin has been adapted from Rollet et al. (2002).



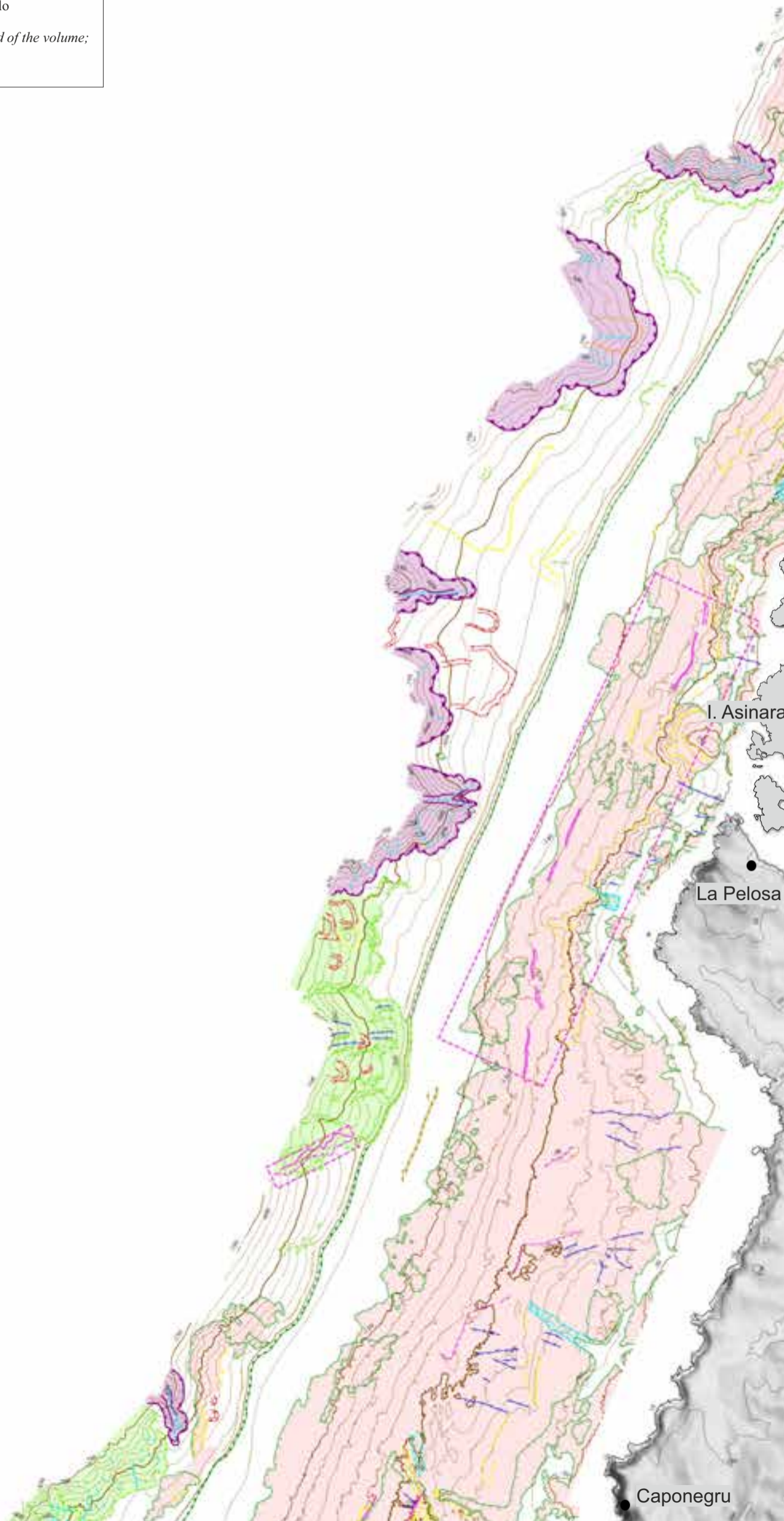


FOGLIO 69 ASINARA





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
"Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
features are described in detail in the article  
"Legend and interpretative criteria" in this volume.*



G. DE FALCO<sup>1,0A</sup>, F. BUDILLON<sup>0A</sup>, A. CONFORTI<sup>0A</sup>, G. DI MARTINO<sup>\*A</sup>, S. INNANGI<sup>\*A</sup>, R. TONIELLI<sup>0\*\*A</sup>

<sup>1</sup>RESPONSABILE FOGLIO; <sup>0</sup>INTERPRETAZIONE DATI; <sup>\*</sup>ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DATI; <sup>\*\*</sup>STESURA TESTO DESCRITTIVO

Il Foglio 69 “Asinara” è localizzato sul margine nord-occidentale della Sardegna, antistante la Nurra e la porzione meridionale dell’Isola dell’Asinara. L’elemento che controlla la morfologia delle aree costiere e profonde risulta essere la strutturazione tettonica; la scarpata continentale costituisce la prosecuzione sul margine del blocco tettonico della Nurra delimitato verso nord-ovest da faglie dirette che hanno ribassato in breve spazio il basamento.

La piattaforma continentale risulta caratterizzata da una ampiezza di circa 10 km nella porzione meridionale del Foglio 69 “Asinara” e si restringe fino a circa 5-6 km nella zona settentrionale. In piattaforma continentale interna, fino a circa 150 m di profondità, il substrato litoide risulta affiorante o sub affiorante.

La litologia del substrato può essere ipotizzata sulla base degli affioramenti a terra che comprendono una successione terrigena paleozoica di età incerta formata da metarenarie, filladi, con intercalate metavulcaniti acide, la successione terrigena ordoviciana-siluriana formata da filladi scure e quarziti nere con intercalati marmi, il complesso metamorfico ercinico con micascisti e paragneiss, e rocce granitoidi affioranti nell’Isola dell’Asinara.

La copertura sedimentaria in piattaforma continentale interna è limitata a piccoli bacini all’interno del substrato litoide mentre la piattaforma continentale esterna risulta essere caratterizzata dalla presenza di un prisma sedimentario progradante costituito da diversi *system tract* relativi alle oscillazioni glacio-eustatiche pleistoceniche.

La rottura di pendio, che delimita la piattaforma continentale, è localizzata intorno ai 200 m di profondità.

La morfologia della scarpata, continentale tra il bordo della piattaforma e le testate dei canyon e tra un canyon e l’altro, varia tra la zona centro settentrionale e la zona meridionale del foglio.

A nord, in corrispondenza del settore in cui la piattaforma continentale risulta caratterizzata da una minore ampiezza, prevale in scarpata continentale la copertura di tipo sedimentario, con rotture di pendio generiche, probabilmente legate alla morfologia del basamento sottostante, e nicchie di frana a debole espressione morfologica correlabili ad instabilità gravitativa dei sedimenti presenti. La scarpata continentale del settore meridionale del foglio, in corrispondenza della zona in cui la piattaforma risulta più ampia, è caratterizzata da una morfologia più irregolare con ampi settori in cui affiora il substrato litoide.

*The Sheet 69 “Asinara” is located in the north-western margin of Sardinia, in front of the Nurra tectonic block and of the southern sector of the Asinara Island.*

*The morphology of the coastal and deep areas is mainly controlled by tectonics; the continental slope is the continuation of the Nurra tectonic block on the continental margin.*

*The block is bounded to NW by direct faults that lowered the basement over a short space.*

*In the southern sector of the Sheet 69 “Asinara”, the continental shelf is characterized by a width of about 10 km; in the northern sector, it narrows becoming 5-6-km-wide. Along the inner continental shelf, down to 150 m depth, the rocky substrate outcrops.*

*Based on inland outcrops, the lithology of the substrate can be hypothesized. Inland outcrops include a terrigenous Paleozoic succession of uncertain age formed by metasediments and phyllides with interlayered metavolcanic rocks, the Ordovician-Silurian terrigenous sequence formed by dark phyllides and black quartzites with interlayered marbles, the Hercynian metamorphic complex with micaschist and paragneiss, and granitoid rocks outcropping in the Asinara Island.*

*The sedimentary cover on the inner continental shelf is limited to small basins inside the rocky substrate, while the outer continental shelf is characterized by the presence of a prograding sedimentary wedge formed by several stacking system tracts related to the Pleistocene eustatic oscillations.*

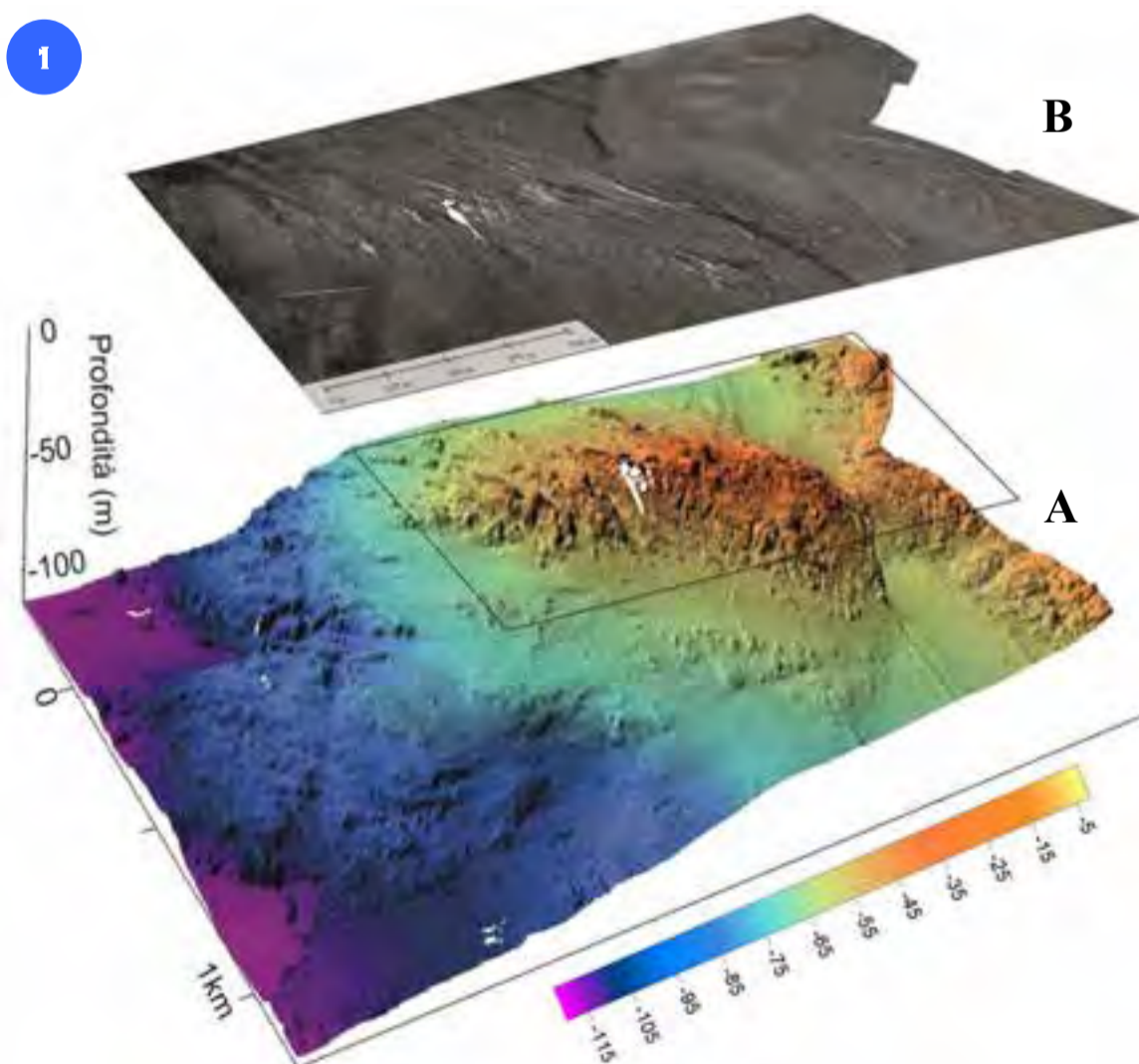
*The shelf break is located at about 200 m depth. Between the shelf break and the canyon heads and on the canyon interfluves, continental slope morphology varies from north to south.*

*In the northern sector, where the continental shelf is characterized by a minor width, the sedimentary cover prevails in the continental slope and the morphological features of the sedimentary deposits are probably related to the morphology of the underlying basement.*

*Landslide niches, with a weak morphological evidence, can be related to gravitational instability of the sediments.*

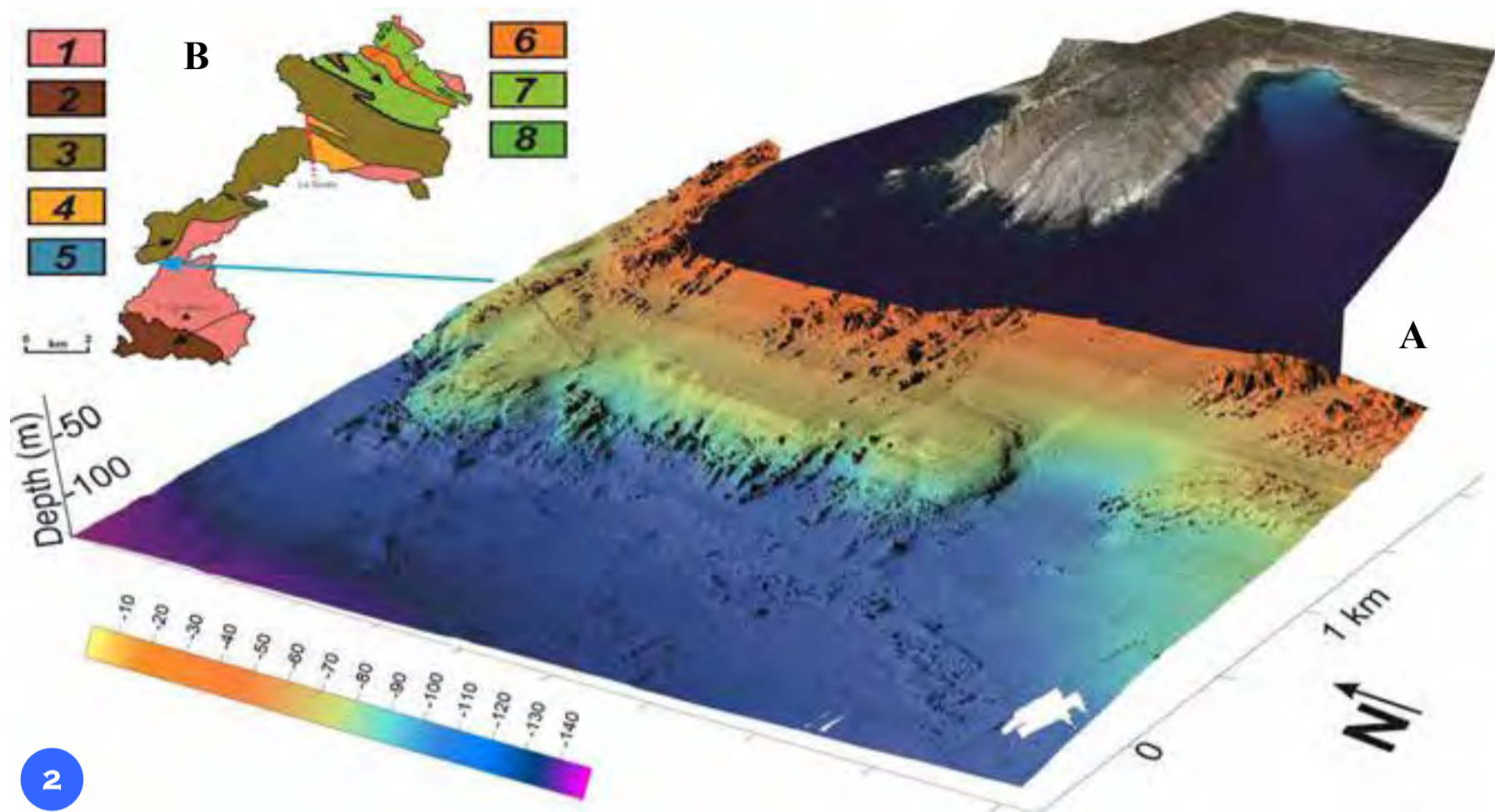
*Along the southern sector of the Sheet 69 “Asinara”, where the continental shelf is characterized by a major width, the continental slope is characterized by a more irregular morphology mainly associated to the occurrence of several litoide substrate outcrops placed along wide areas of the slope.*

## SUBSTRATO ROCCIOSO



L’elemento morfo-batimetrico dominante che caratterizza l’area costiera del margine dell’Asinara è il diffuso affioramento di substrato roccioso; lo scarso apporto sedimentario e le acclivi falesie non permettono la formazione di cunei sedimentari costieri. I tassi di sedimentazione sono bassi e si riscontrano drappaggi lungo le scarpate o nei piccoli bacini costieri esistenti fra gli affioramenti. La Figura 1A mostra la batimetria 3D di un settore costiero collocato tra 40 e 100 m di profondità a sud-ovest dell’Isola dell’Asinara, a largo della zona di Fornelli. Si distinguono chiaramente i clivaggi che caratterizzano gli affioramenti delle metamorfite nelle aree emerse. Dalla sovrapposizione dei dati di *backscatter* (Fig. 1B) e dalle ispezioni ROV si è rilevato che la natura dei sedimenti che drappeggiano gli affioramenti è prevalentemente bioclastica; non sono state riscontrate estese formazioni di coralligeno.

*The dominant morpho-bathymetric feature characterizing the coastal area of Asinara Island is the outcrop of bedrocks; the reduced sediment supply and the steep cliffs do not allow the formation of coastal sedimentary wedges. Sedimentation rates are low and the deposits are found as a drape along the scarps or in the small coastal basins between the outcrops. Figure 1 shows a 3D image of a coastal sector located between 40 and 100 m depth, south-westward from Asinara Island, in the Fornelli area offshore. Based on morpho-bathymetric data, cleavages that characterize the metamorphic rocks outcropping onland are evident. Backscatter and ROV data suggest that sediments draping outcrops have a prevailing bioclastic origin; extensive coralligenous formations have not been found.*

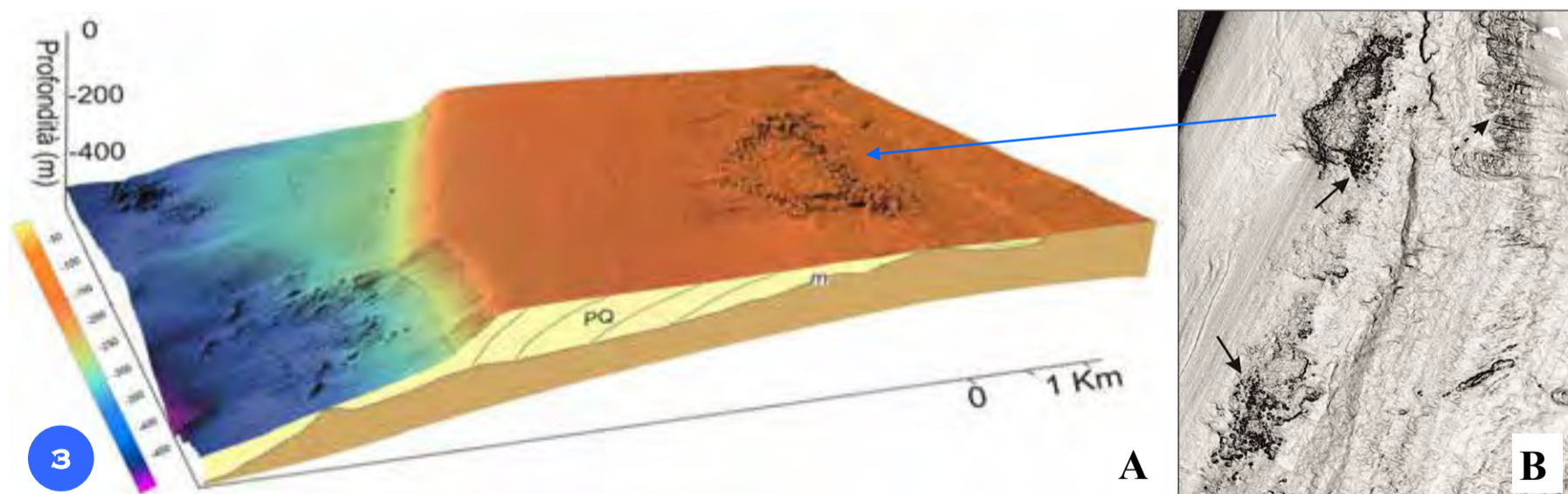


L'Isola dell'Asinara è caratterizzata da formazioni metamorfiche di vario grado che presentano *fabric* caratteristici chiaramente rilevabili dalle foto satellitari e dai modelli digitali terrestri ad alta risoluzione (*lidar*). Le aree di fondale contigue alla costa sono caratterizzate dal diffuso affioramento di substrato roccioso, su cui tali *fabric* sono leggibili tramite l'uso dei modelli digitali del fondo ad alta risoluzione. La Figura A riporta il montaggio 3D dei dati di elevazione terrestre, del fondo mare e le foto satellitari; poiché la risoluzione dei dati è molto simile (circa 1 m) è possibile ricostruire l'andamento dei *fabric* ed i dicchi che caratterizzano la formazione metamorfica in questo settore dell'isola. La Figura B riporta lo schema geologico dell'isola con le unità che la compongono: 1) monzograniti tardo ercinici; 2) micaschisti e paragneiss di P e T intermedia; 3) micaschisti e paragneiss di intermedia P e T con sovraimpronta di alta T e bassa P; 4) ortogneiss di Cala Reale; 5) anfiboliti (MORB); 6) orto gneiss di Cala d'Oliva; 7) migmatiti ed ortogneiss; 8) complesso anfibolitico di Punta Scorno.

*Asinara Island is characterized by the presence of several metamorphic formations that show fabric features, evident from high resolution satellite photos and lidar data. The coastal submerged areas are characterized by diffused outcrop of bedrocks on the sea floor; the fabric of these rocks is clearly recognizable in high resolution digital sea floor models. Figure A shows a 3D block based on lidar, sea floor data and satellite photo; the similar resolution of the data (~1 m) allows its combination to reconstruct fabric and dikes that characterize the metamorphic formation in this area of the island.*

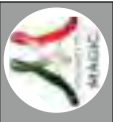
*Figure B shows a geological sketch of Asinara with the outcropping units: 1) Late Hercynian monzogranites; 2) micaschists and paragneisses of intermediate P and T; 3) micaschists and paragneisses of intermediate P and T with overprint of high T and low P; 4) Cala Reale orthogneiss; 5) amphibolites (MORB); 6) Cala d'Oliva orthogneisses; 7) migmatites and orthogneiss; 8) Punta Scorno amphibolitic complex.*

AREE DI MARGINE DELLA PIATTAFORMA

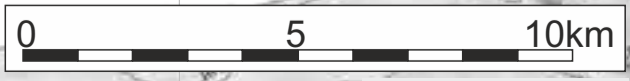
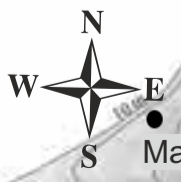
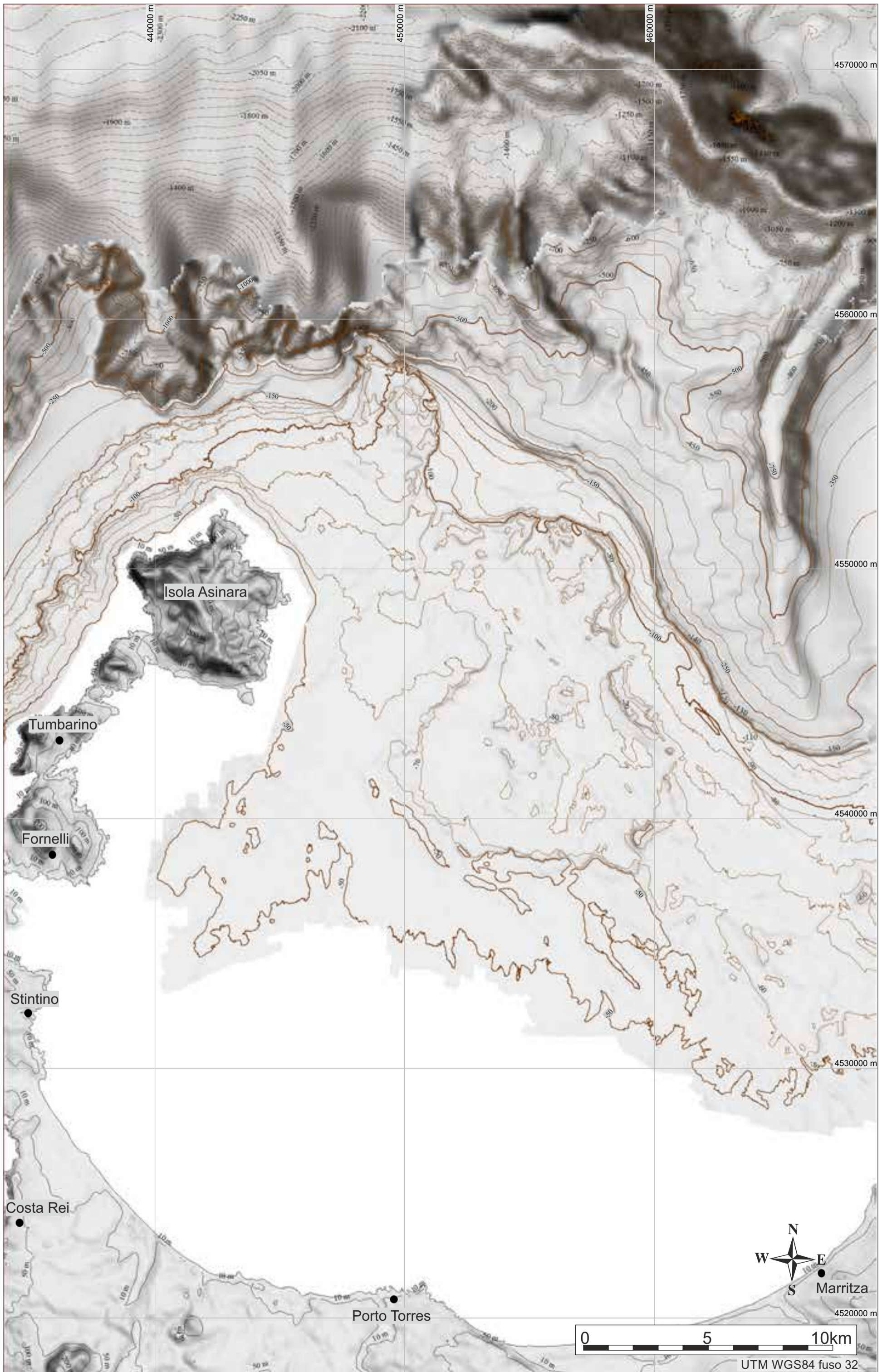


Il margine della piattaforma (Fig. 3A) è costituito da depositi plio-quadernari (PQ) che si appoggiano su una superficie erosiva (*m*) correlabile alla crisi salina messiniana. Al di sotto di tale superficie erosiva è presente il substrato litoide che affiora lungo la piattaforma interna ed in parte di quella esterna fino ad oltre 100 m di profondità. L'area è caratterizzata da una piattaforma poco estesa (5-10 km) e una scarpata molto ripida a controllo tettonico. La Scarpata della Nurra è solcata da canali alla cui base sono presenti depositi grossolani costituiti da ghiaie e blocchi, mentre le aree tra i canyon sono caratterizzate da sedimentazione fine (Kenyon et al., 2002). L'attività dei canyon sembra essere attualmente ridotta, dal momento che un drappaggio di fanghi a nanofossili calcarei ricopre i *thalweg* (Kenyon et al., 2002). La Scarpata della Nurra favorisce lo sviluppo di *debris flow* come testimoniato dalla presenza dei depositi rilevati e campionati al piede della scarpata (Kenyon et al., 2002). Le morfologie che risaltano sul margine della piattaforma sui dati batimetrici sono state sottoposte ad un'analisi d'immagine nell'ambito della mappatura dell'habitat coralligeno. L'analisi è basata su vari indici di articolazione del fondo ed ha permesso di individuare aree a possibile presenza di coralligeno (Fig. 3B, frecce continue) e distinguerle dalle aree di affioramento di substrato (frecce tratteggiate). Tali aree sono state sottoposte ad ispezioni tramite ROV per stabilire le verità a mare, dimostrando un'ottima corrispondenza dell'analisi dei dati batimetrici con la reale presenza del coralligeno.

*The shelf break (Fig. 3A) is constituted by Plio-Quaternary (PQ) successions overlying an erosional surface (*m*) related to the Messinian salinity crisis. Below the *m* surface, the bedrock outcropping along the inner and outer shelf up to 100 m depth, is evident. The sector represented in the sheet is characterized by a narrow shelf (5-10-km-wide) and a steep tectonically controlled slope. This slope, named "Nurra Scarp", is cut by channels; at the base of the scarp, in correspondence of those channels, coarse deposits of gravels and blocks are present, whereas the areas among the canyons are characterized by fine sedimentation (Kenyon et al., 2002). The presence of a drape of calcareous nanofossils mud covering the *thalwegs* suggests a reduction of the activity of the canyons (Kenyon et al., 2002). Presence of coarse deposits at the base of the slope suggests that the scarp actually enhances the development of coarse flow-debris deposits (Kenyon et al., 2002). In order to map the coralligenous assemblages, the morphologies recognized on the margin through the analysis of bathymetric data were submitted to image analysis. The analysis has been performed through the elaboration of various sea floor asperity indexes and allowed to distinguish areas of possible presence of coralligenous (Fig. 3B, continuous arrows) from areas of not colonized bedrock outcrops (sketched arrows). Ground-truthing on mapped areas has been carried out with ROV; ROV dives evidenced a good correspondence between bathymetric image analysis and the presence of coralligenous.*

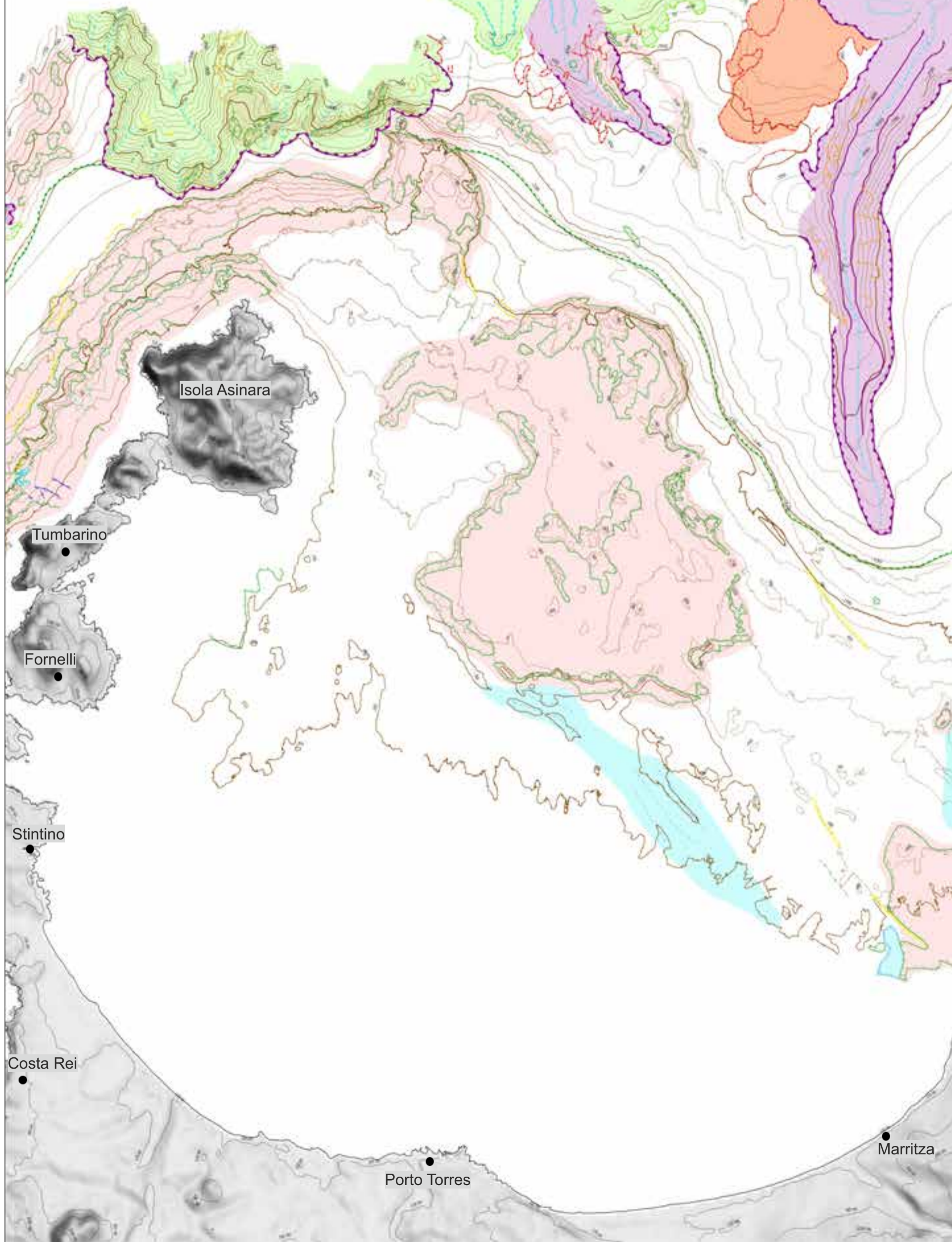


FOGLIO 70 PORTO TORRES



UTM WGS84 fuso 32

La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*



**IAMG**

# FOGLIO 70 PORTO TORRES



L'area in cui è collocato il Foglio 70 "Porto Torres" è caratterizzata da un'ampia piattaforma che comprende tre bacini sedimentari profondi oltre 4000 m ad elevata subsidenza, sviluppati a partire dall'Oligocene (Thomas e Gennesseaux, 1986). Il Bacino di Bonifacio risulta più interno e prossimo alle Bocche di Bonifacio, il Bacino di Porto Torres è collocato al largo dell'abitato di Porto Torres e prosegue nell'entroterra, il Bacino di Castelsardo si sviluppa verso nord-ovest intorno al canyon. Il Bacino di Castelsardo è un tipico semi-graben delimitato verso est da una faglia principale N-S che continua nella terra emersa, con l'inclinazione dei blocchi verso est. La piattaforma rappresentata nel foglio ha una estensione che va da circa 5 km nella porzione occidentale, in prossimità dell'Isola dell'Asinara, fino ad oltre 20 km nella zona orientale. La piattaforma interna intorno all'Asinara, fino a circa 50 m di profondità, è caratterizzata dalla presenza del substrato litoide affiorante o sub affiorante. Questo substrato costituisce la continuazione a mare dell'alto strutturale paleozoico della Nurra. La litologia del substrato affiorante può essere ipotizzata sulla base delle formazioni presenti a terra che comprendono una successione terrigena paleozoica di età incerta (metarenarie, filladi con intercalate metavulcaniti acide), la successione terrigena ordoviciano-siluriana (filladi scure e quarziti nere con intercalati marmi), il complesso metamorfico ercinico (micascisti e paragneiss e rocce granitoidi affioranti nell'Isola dell'Asinara). Il substrato litoide è inciso da canali riconducibili alla paleo-idrografia dei periodi di basso stazionamento del livello del mare. La copertura sedimentaria, in questo settore di piattaforma interna, è limitata a piccoli bacini all'interno del substrato litoide mentre un primo sedimentario progradante è presente in piattaforma esterna con il margine localizzato intorno ai 200 m di profondità. Nel Golfo dell'Asinara, il margine della piattaforma è prevalentemente deposizionale ed è continuo lungo tutto il foglio. In scarpata è presente il Canyon di Castelsardo che rappresenta l'elemento morfologico più importante del margine settentrionale Sardo; a nord dell'isola, un'importante testata, tributaria di sinistra del canyon, incide la piattaforma fino a circa 5 km dal capo nord dell'isola. La parte superiore della testata si presenta molto acclive con una forma lobata, i canali che incidono questo settore intagliano il cuneo sedimentario che forma il margine dove affiorano pinnacoli di basamento. Nelle aree più profonde (oltre i 200 m di profondità) la pendenza si riduce ed iniziano a riconoscersi dei movimenti di sedimento per frana, che interessano principalmente la parte centrale della testata. L'area di piattaforma occidentale del Golfo dell'Asinara è molto ampia ed è caratterizzata da bassi tassi di sedimentazione durante il Quaternario, con ampie aree di affioramento di substrato roccioso di varia natura. Sono presenti alcuni relitti morfologici relativi a fasi eustatiche, come paleo-falesie e paleo-cordoni costieri ubicati a varie quote, che sono collegabili alla migrazione della linea di riva durante le variazioni eustatiche quaternarie.

*The area included in the Sheet 70 "Porto Torres" is characterized by a wide continental shelf formed by three deep sedimentary basins. These basins are characterized by elevated subsidence and more than 4000 m of infilling, which started developing in the Oligocene (Thomas and Gennesseaux, 1986). The Bonifacio Basin is the most internal, the Porto Torres Basin is located in the offshore of Porto Torres city and extends inland; the Castelsardo Basin develops towards north-west along the canyon axis. The Castelsardo Basin has a typical half-graben structure limited eastward by a main N-S fault that extends inland, and dips eastward.*

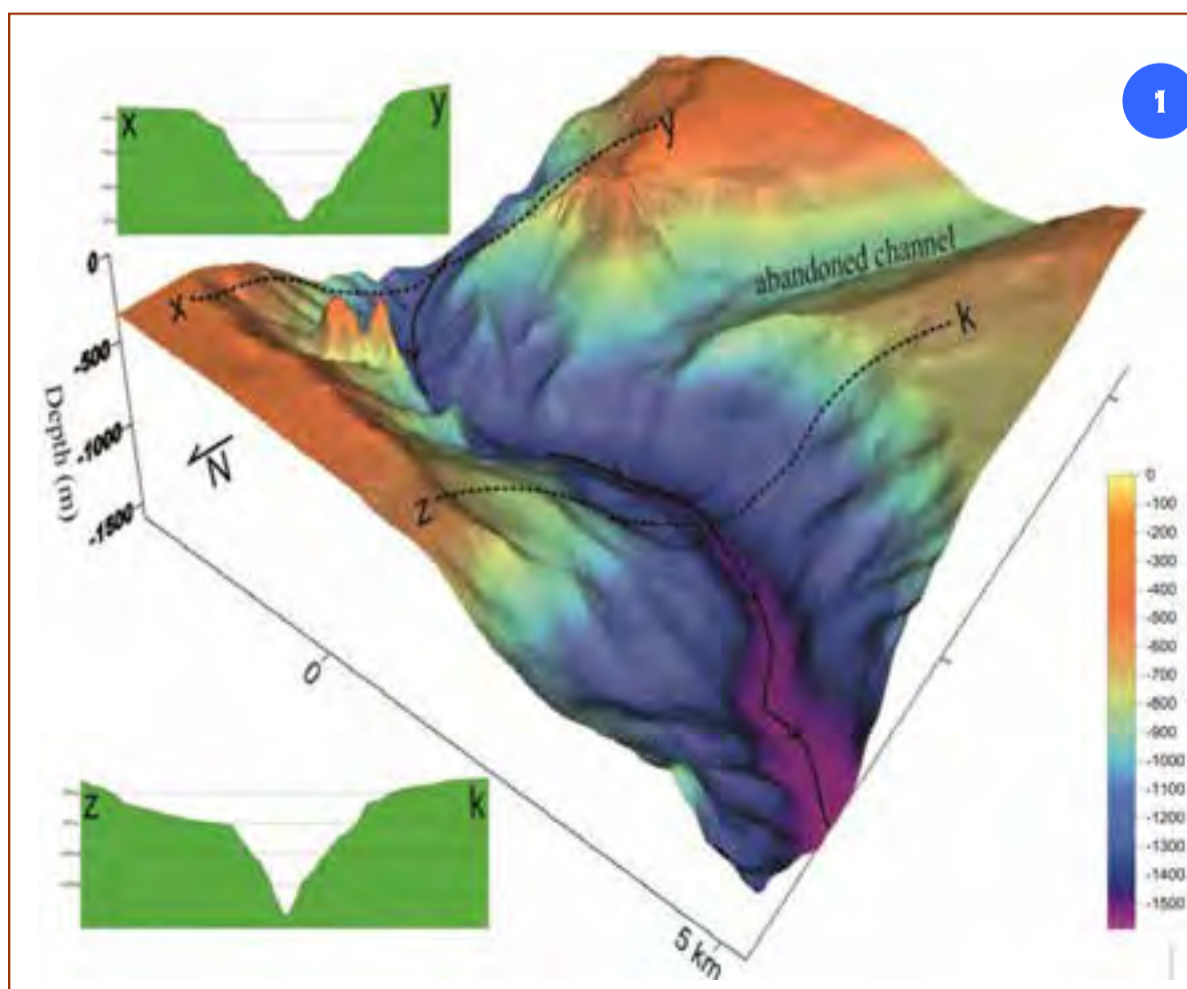
*In the western side of the sheet, the continental shelf is about 5-km-wide, whereas it is more than 20-km-wide in the eastern side.*

*The bedrock around Asinara Island, which outcrops or is draped by sediments in the inner shelf, represents the continuity on the sea floor of the Nurra paleozoic structural high. Bedrock lithology can be related to the Asinara Island inland outcrops, which include a terrigenous paleozoic succession of uncertain age (metasandstones and phyllides with interlayered metavolcanic rocks), the Ordovician-Silurian terrigenous sequence (dark phyllides and black quartzites with interlayered marbles) and the Hercynian metamorphic complex (micaschist and paragneiss, and granitoid rocks).*

*The bedrock is cut by a paleo hydrographic pattern formed during sea level low stand periods. On the inner shelf, the sedimentary cover is limited to small basins inside the rocky substrate, while the outer shelf is characterized by the presence of a prograding sedimentary wedge formed by several stacking system tracts related to the Pleistocene eustatic oscillations. The shelf break is located at about 200 m water depth. In the Asinara Gulf, the shelf break is mainly depositional and continuous along the whole sheet.*

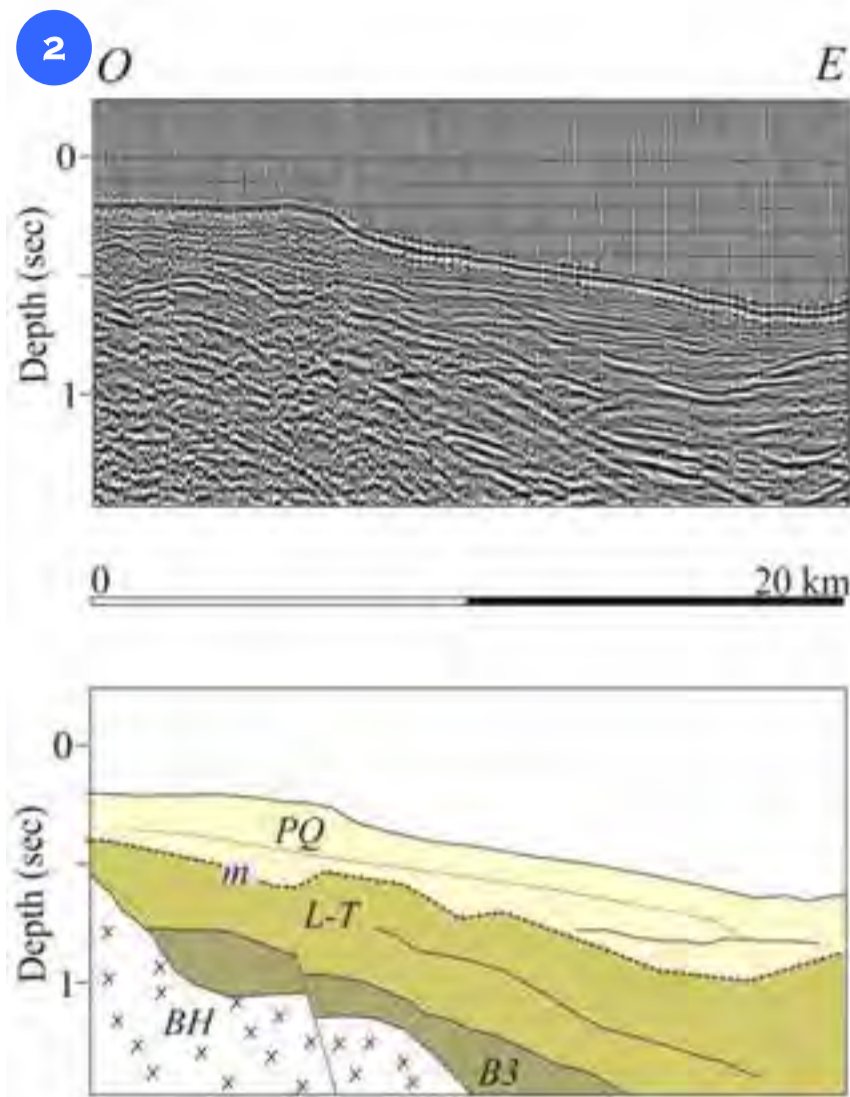
*Along the slope, the Castelsardo Canyon represents the main morphological feature of the northern margin of Sardinia. In the northern sector of the Asinara Island, a canyon head, which is a tributary of the Castelsardo Canyon on its right side, develops. This canyon head cuts the shelf at a distance of 5 km from the island shoreline. The upper part of this canyon head is very steep and lobe-shaped; the channels present on the head and the slope cut deeply the sedimentary wedge that forms the shelf break, where bedrock pinnacles outcrop. In the deeper areas (below 200 m water depth), the slope reduces and several sediment slides are evident in the central part of the canyon head. The western Asinara Gulf continental shelf is wide and characterized by low sedimentary rates during the Quaternary, with wide bedrock outcrops of different origin and lithology. Some morphological relicts, such as paleo-cliffs and paleo-barriers, which formed during Quaternary eustatic phases, are present along this area at different depths. Those features are related to the shore line migration during Quaternary eustatic changes.*

## CANYON DI CASTELSARDO



Il Canyon di Castelsardo è un sistema complesso e di grande dimensioni con morfologie erosive di vario tipo. La Figura 1 mostra una porzione del canyon: la profondità del *thalweg* va da circa 800 a 1500 m di profondità. Le morfologie delle scarpate indicano che gran parte delle forme sono inattive, tuttavia sono evidenti esempi di riattivazione dei fenomeni erosivi sulle scarpate più acclivi del canale principale. Sulla scarpata di sinistra del canyon è visibile un canale laterale che proviene da una testata posta nel settore nord-orientale del foglio; il fondo del canale è sospeso, ciò indica che il *thalweg* principale del canyon si è approfondito lasciando sospeso il canale tributario di sinistra. Le morfologie visibili lungo la testata del canale abbandonato, ne indicano un colmamento.

*The Castelsardo Canyon is a big complex sediment transport system which shows different morphologies and erosive forms. Figure 1 shows part of the canyon: the *thalweg* is located between 800 and 1500 m depth. The morphology of the canyon scarps suggests that most of the shapes are not active, but several reactivation evidences are present on the steeper scarps. The left lateral tributary channel, coming from the head located in the north-eastern sector, is hanging from the main *thalweg* of the canyon. The abandoned tributary channel is deeply cut by the main lowered canyon *thalweg*. The abandoned channel and its head morphologies suggest that the area is filled by sediments.*



La strutturazione del margine continentale su cui si imposta il Canyon di Castelsardo ha un'evoluzione complessa principalmente legata alle fasi tettoniche mioceniche; lo stesso canyon è un elemento morfologico molto antico.

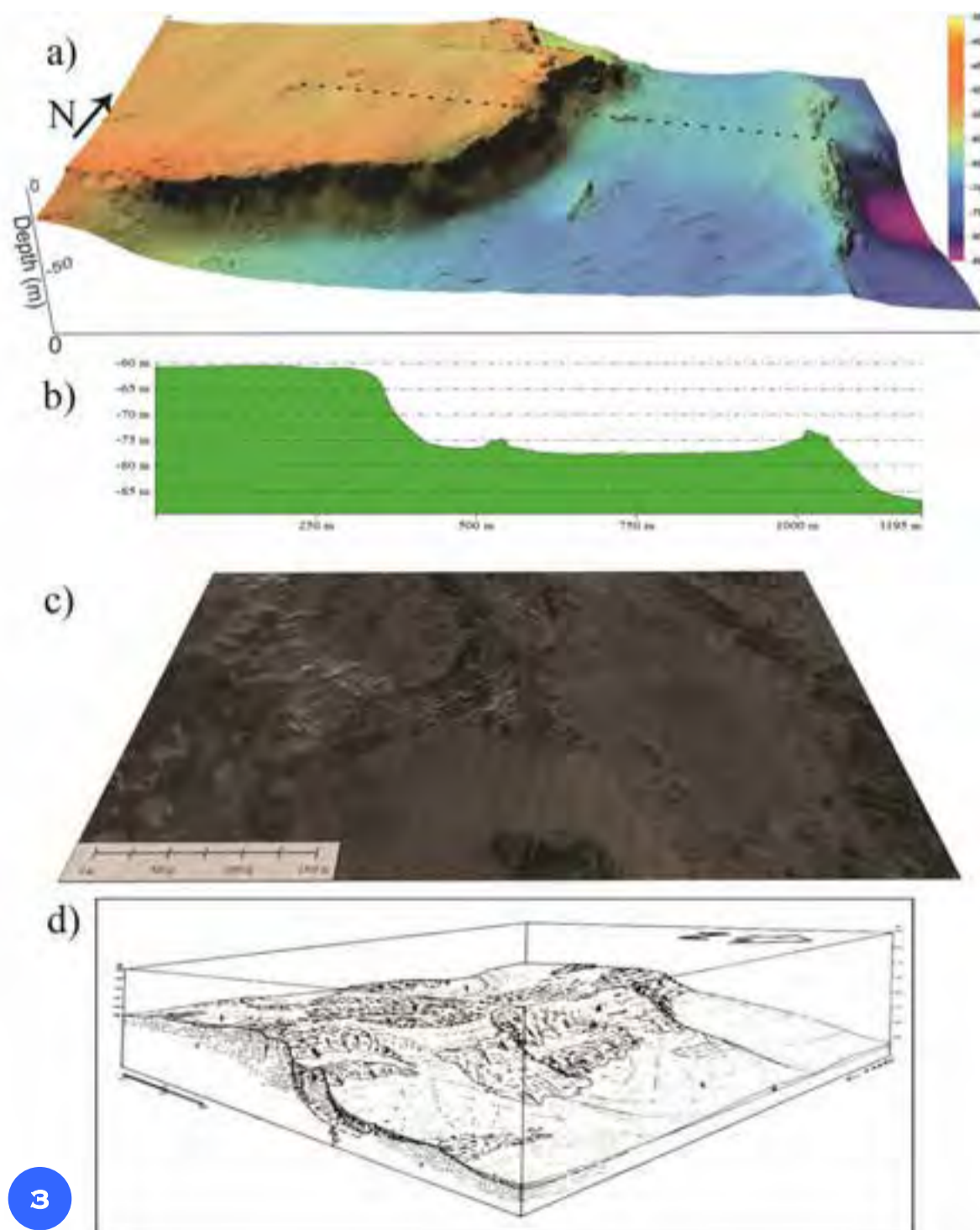
La sezione sismica interpretata riportata nella Figura 2, con orientamento ovest-est, attraversa l'area di testata abbandonata visibile nel 3D in Figura 1. Le unità stratigrafiche riconosciute e riportate in figura sono: **PQ** successione marina plio-quadernaria; **m** superficie erosiva messiniana; **L-T**: marne sabbiose di età compresa tra il Langhiano ed il Tortoniano; **B3** calcari di età Burdigaliano superiore; **BH**: Basamento cristallino ercinico (da Thomas e Gennesseaux, 1986, modificato).

La presenza di canalizzazioni e forme erosive nelle unità tardo mioceniche indicano che il proto-canyon era attivo già a partire dal Miocene superiore. Lo spessore della successione plio-quadernaria ed alcune superfici erosive visibili indicano che questa testata ha avuto varie fasi di attività nell'ambito del Plio-Quaternario, ma l'attività principale di trasporto è cessata probabilmente con l'approfondimento dell'attuale *thalweg* del Canyon di Castelsardo causato dalle variazioni del livello di base relative alle oscillazioni eustatiche pleistoceniche.

*The continental margin of the Castelsardo Canyon shows a complex evolution mainly related to Miocene tectonics; also the canyon represents an ancient morphological element.*

*The interpreted seismic section (Fig. 2) which is west-east oriented, crosses the abandoned channel head (Fig. 1). The stratigraphic units recognized are: **PQ** Plio-Quaternary marine succession; **m** Messinian erosive surface; **L-T**: sandy marls, from Langhian to the Tortonian in age; **B3** limestones of the Late Burdigalian age; **BH**: Crystalline Hercynian basement; (after Thomas and Gennesseaux, 1986, modified). Several channels and erosive shapes have been recognized in the Late Miocene units, which testify the Late Miocene activity of the Castelsardo Paleo-Canyon.*

*The thickness of the Pliocene-Quaternary succession together with several erosive-depositional features present along the abandoned channel, suggest that the canyon head had several activity phases during the Pliocene-Quaternary. The main transport activity of this canyon probably ended with the deepening of the actual *thalweg* of the Castelsardo Canyon, as a consequence of the base level variations related to the Pleistocene eustatic oscillations.*



Le fluttuazioni eustatiche avvenute nel Pleistocene hanno permesso la formazione di varie caratteristiche morfologiche dovute alla migrazione dei sistemi costieri lungo la piattaforma continentale del Golfo dell'Asinara (Sardegna).

Alcune di queste caratteristiche sono visibili nella Figura 3A.

Il *Digital Terrain Model* (DTM) mostra un'area collocata ad est dell'Isola dell'Asinara tra 60 e 80 m di profondità.

Sono riconoscibili pareti di substrato roccioso ed ampie superfici spianate collocate a varie quote. Tali terrazzi di spianamento e le relative pareti sommerse si sono probabilmente evolute in ambiente di falesia costiera durante le recenti fasi di caduta e risalita del livello del mare.

La sezione riportata in basso (Fig. 3B) mostra il profilo batimetrico della falesia. L'area spianata a valle della falesia, presenta fasce di sedimenti bioclastici organizzati in sistemi di *megaripple*, come è evidente nell'immagine di riflettività acustica del fondo (Fig. 3C).

La Figura 3D mostra uno schema morfologico del sistema di falesia riconosciuto nell'area e descritto da Orrù (2004).

*The eustatic sea level fluctuations occurred during the Pleistocene enhanced the formation of several morphological features due to the migration of the coastal systems along the continental shelf of the Asinara Gulf (Sardinia).*

*Some of these features are shown in Figure 3A, in which the Digital Terrain Model (DTM) shows an area located eastward from the Asinara Island, between 60 and 80 m depth.*

*Some steep submerged cliffs and some erosional terraces can be observed at different depths.*

*These terraces and cliffs probably formed in the coastal environment during the recent eustatic sea level fall and uplift.*

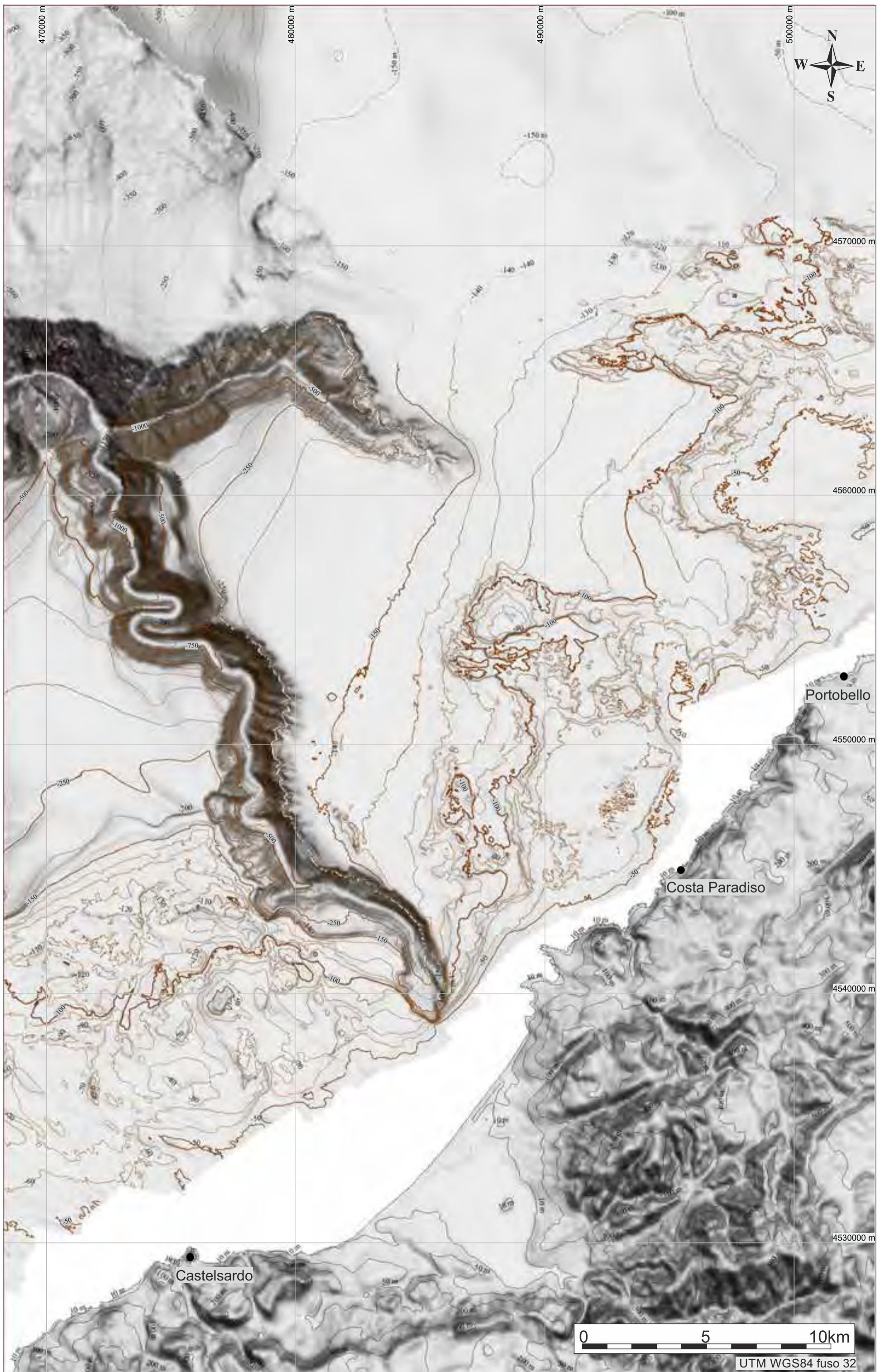
*The bathymetric cross section below (Fig. 3C) shows the cliff profile. Bands of bioclastic sediments organized in megaripple systems are present in the terraced areas below the cliff, as shown in the acoustic backscatter image of the sea bottom (Fig. 3B).*

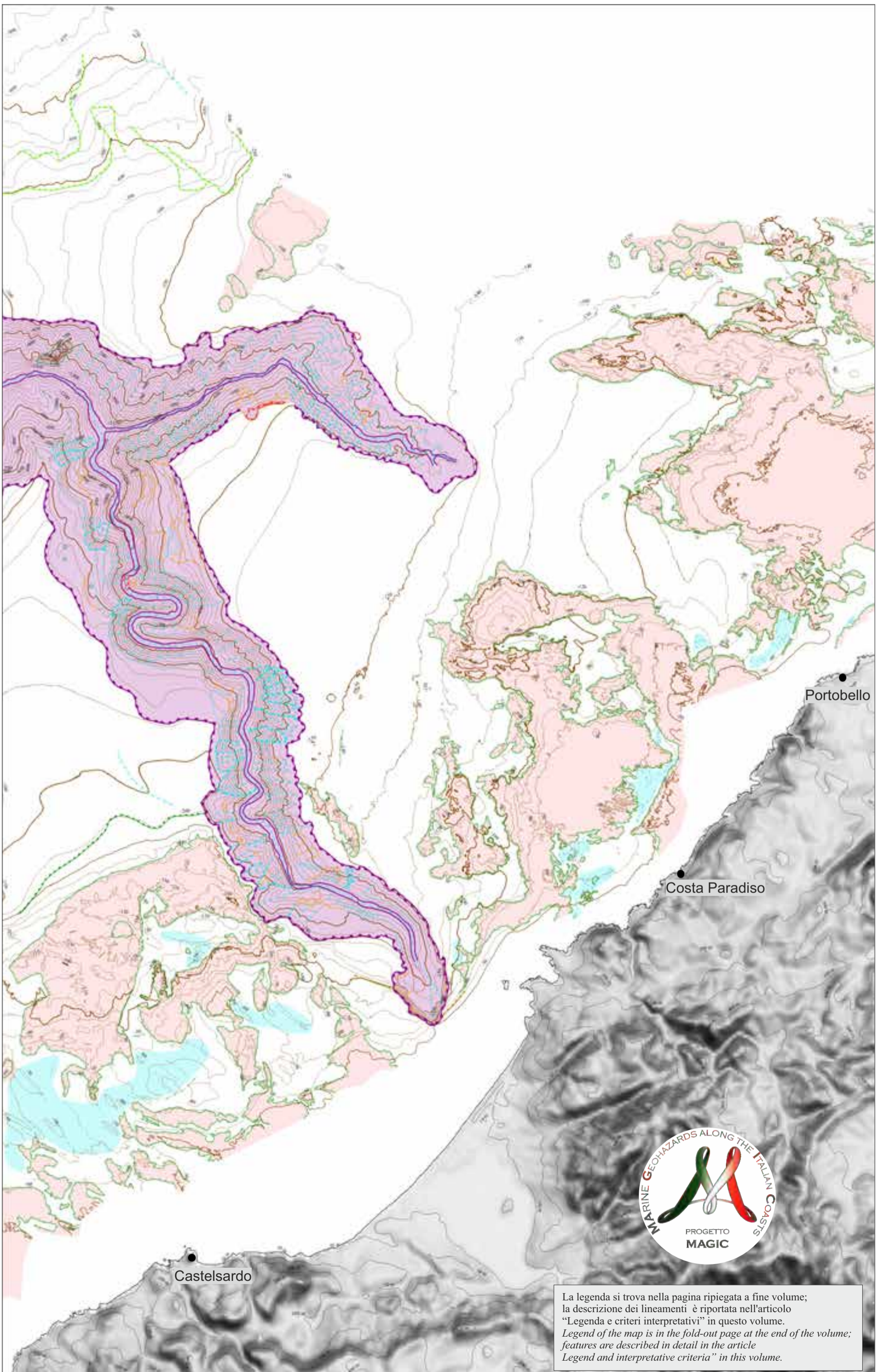
*Figure 3D shows a morphological sketch of the cliff system described in the area by Orrù (2004).*





FOGLIO 71 CASTELSARDO





La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;  
 features are described in detail in the article  
 "Legend and interpretative criteria" in this volume.*



IAMG

# FOGLIO 71 CASTELSARDO

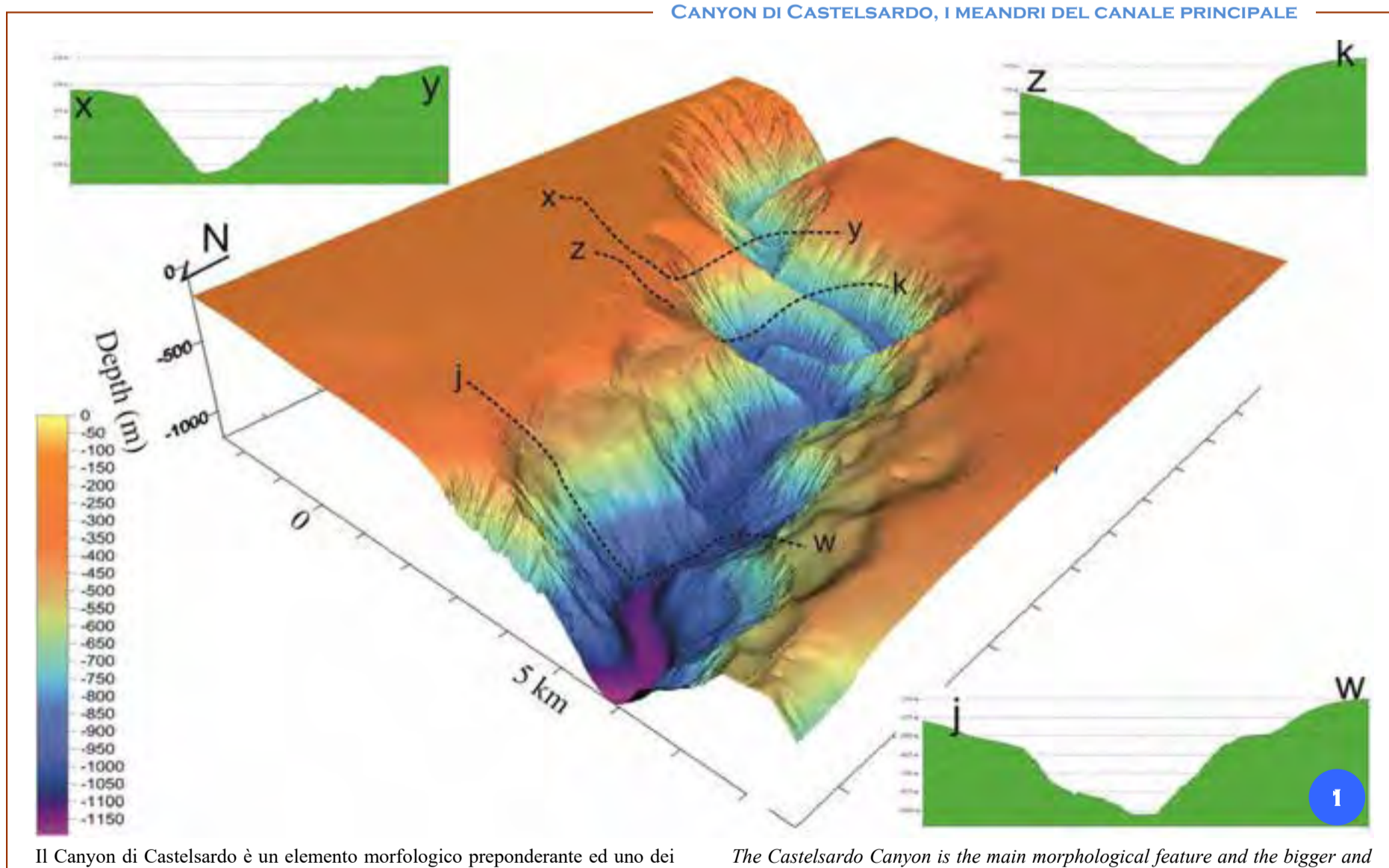


Il Foglio 71 “Castelsardo” comprende il settore ad ovest dello Stretto di Bonifacio, caratterizzato da una piattaforma relativamente ampia che comprende tre bacini sedimentari ad oltre 4000 m di profondità ed elevata subsidenza, sviluppati a partire dall'Oligocene (Thomas e Gennesseaux, 1986). Il Bacino di Castelsardo si sviluppa verso nord-ovest intorno all'omonimo canyon, che divide la piattaforma continentale in due settori distinti. Ad ovest del canyon, la piattaforma ha un'ampiezza di circa 20 km, limitata verso la scarpata da una netta rottura di pendio, intorno ai 150 m di profondità, che si interrompe sul fianco del canyon dove raggiunge circa 180 m di profondità. Il substrato roccioso affiora estesamente sia in piattaforma interna che in piattaforma esterna. La natura geologica del substrato, per analogia alle formazioni affioranti a terra, può essere ricondotta alle vulcaniti oligo-mioceniche e ai depositi marini sedimentari miocenici. All'interno del substrato litoide sono presenti piccoli bacini sedimentari con forme di fondo. A est del canyon il substrato roccioso affiora in piattaforma interna fino a 120-130 m di profondità, ed è riconducibile, per analogia con la geologia a terra, a litologie del basamento cristallino ercinico e coperture sedimentarie probabilmente mioceniche. Nei bacini delimitati all'interno del substrato, a ~60-90 m di profondità, sono presenti *sorted bedform* di ~1 m di altezza, estese per centinaia di metri. Il Canyon di Castelsardo ha una indentazione sulla piattaforma di ~13 km, con una testata singola nastriforme, localizzata a ~3 km dalla costa con una profondità minima di ~100 m. All'interno del canyon, su entrambe le sponde, sono presenti terrazzi intra-canale che separano la parte alta, meno pendente e con morfologie più dolci, dalla parte più profonda che presenta morfologie fresche, incisa da numerosi canali secondari e nicchie di frana. Nel settore centrale i canali secondari incidono la sponda destra fino al bordo del canyon. Il ramo proveniente da destra è caratterizzato da uno stile analogo, con numerose canalizzazioni trasversali al corso principale, e nicchie di frana interne. La testata è interrata con incisioni più recenti che hanno rimobilizzato il sedimento all'interno di alcuni canali laterali e del *thalweg* del ramo principale.

*The Sheet 71 “Castelsardo” includes the western sector of the Bonifacio Strait, which is characterized by a relatively wide continental shelf comprising three sedimentary basins located at more than 4000 m water depth, and developed since the Oligocene (Thomas and Gennesseaux, 1986). The Castelsardo Basin develops north-westward, in proximity of the Castelsardo Canyon, which divides the continental shelf into two areas. Westward from the canyon, the continental shelf is about 20-km-wide, and it is limited by the shelf break, at about 150 m water depth. The continental shelf is also limited by the side of the canyon at about 180 m water depth.*

*The rocky substrate extensively outcrops both on the inner shelf and on the outer shelf. The geology of the bedrock includes, by analogy with inland formations, Oligocene to Miocene volcanic rocks and Miocene sedimentary formations. Small sedimentary basins with bedforms can be found inside the rocky substrate. To the east of the canyon, the rocky substrate outcrops along the inner shelf down to 120-130 m depth. The bedrock is made by the Hercynian crystalline rocks and sedimentary covers which are probably of Miocene age. Sorted bedforms ~1-m-high, extending for hundreds of meters, can be found in small basins within the substrate, at 60-90 m water depth. The Castelsardo Canyon has an indentation on the shelf of about 13 km, with a single ribbon head, located at about 3 km from the coastline with a minimum depth of about 100 m water depth. On both sides of the canyon, terraces separate the shallower portion of the canyon flanks, less pendant, from the deepest part, which is characterized by fresh morphologies, engraved by several secondary channels and landslide niches. In the central sector, secondary channels cut the right side up to the edge of the canyon flank. The main lateral branch, coming from the right side, is characterized by a similar style, with numerous transverse gullies, and niches of internal landslides. The head is draped by sediments, with more recent incisions that have reshaped the sedimentary cover within some of the lateral branches and along the *thalweg*.*

CANYON DI CASTELSARDO, I MEANDRI DEL CANALE PRINCIPALE

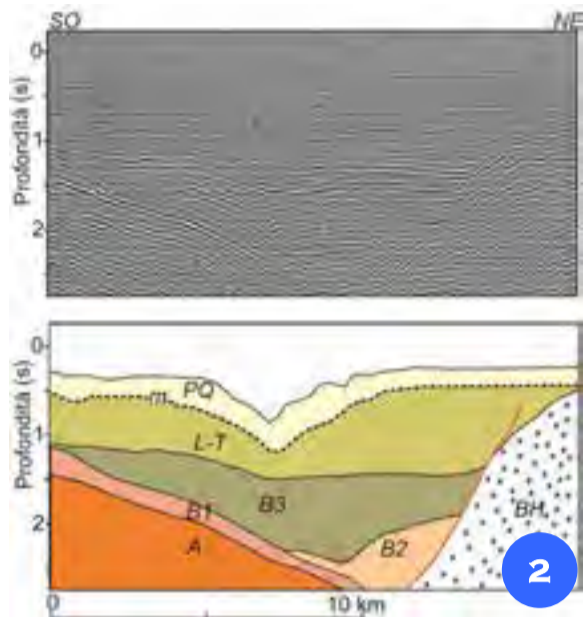


Il Canyon di Castelsardo è un elemento morfologico preponderante ed uno dei sistemi di trasporto dei sedimenti più sviluppato del margine settentrionale della Sardegna. È formato da un canale principale e due tributari maggiori, uno orientale ed uno occidentale. Il canyon si sviluppa per molte decine di chilometri e raggiunge i 2000 m di profondità. La Figura 1 mostra la profonda meandricazione che intaglia la piattaforma continentale insistente nel foglio già a pochi chilometri dalla linea di costa a nord dell'abitato di Castelsardo; in questa zona prossimale del canale principale del canyon la meandricazione incassata presenta scarpate acclivi con dislivelli che superano i 500 m. Le morfologie riscontrate sull'area superiore delle scarpate appaiono dovute a scivolamento esteso di sedimento; con l'aumento della pendenza delle scarpate si riscontrano sistemi calanchivi molto fitti e poco gerarchizzati che raggiungono il *thalweg*.

*The Castelsardo Canyon is the main morphological feature and the bigger and most complex sediment transport system along the northern Sardinian margin. The system is formed by a main channel and two major tributary channels, developing eastward and westward, respectively. The canyon is long more than 20 km and reaches the depth of 2000 m. Figure 1 shows a deep meandering pattern that cuts the continental shelf, also at few kilometers from the coastline, northward from Castelsardo town.*

*In the proximal sector of the main channel of the canyon, the meandering area shows steep scarps with a difference in height of more than 500 m. The morphologies observed in the upper part of the slopes are mainly due to extensive sediment sliding; as the slope increases, a low hierarchized transport system develops, allowing the sediments to directly reach the canyon *thalweg*.*

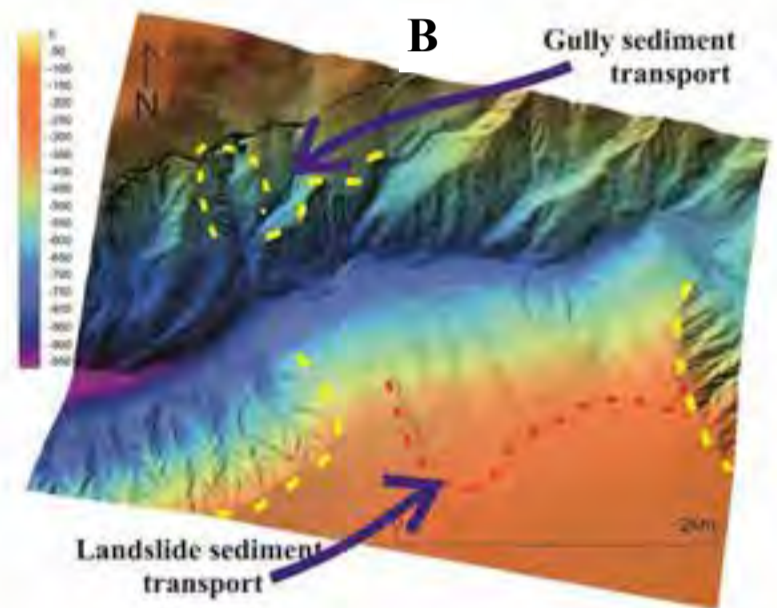
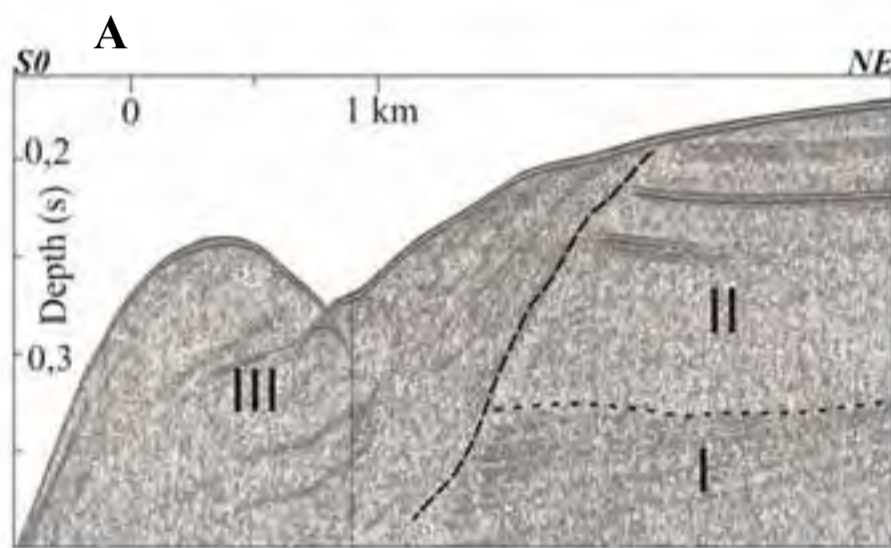
## ETÀ E STRUTTURE DEL BACINO E DEL CANYON DI CASTELSARDO



La sezione sismica (da Thomas e Gennesseaux, 1986, modificata) riporta la struttura a *semi-graben* e la stratigrafia del Bacino di Castelsardo; nel bacino è evidente il canale principale del canyon allungato in direzione della faglia principale del *semi-graben* che limita la struttura dello Stretto di Bonifacio. Si riconoscono sei unità sismo-stratigrafiche sovrapposte al basamento ercinico, corrispondenti ai depositi a partire dall'Aquitano fino al Plio-Quaternario. **BH**) Basamento ercinico; **A**) Ignimbriti della Formazione di Marmillia, formati durante la fase di *drifting* nell'Aquitano; **B1**) Calcari lacustri, depositi durante la fase di rotazione nel Burdigaliano inferiore e nel secondo *rifting*; **B2**) Conglomerati basali depositi durante l'importante trasgressione (Burdigaliano medio); **B3**) Calcari di Sedini (Burdigaliano superiore); **L-T**) Marne sabbiose, deposte dal Langhiano al Tortoniano (Formazione di Ussana, Oligocene superiore). I dati sismici confermano che anche questo braccio del Canyon di Castelsardo ha una attività antica che risale al Miocene superiore.

The seismic section (from Thomas and Gennesseaux, 1986, modified) shows the structure of the Castelsardo half-graben and the stratigraphy of the basin; the main canyon channel is evident, elongated following the direction of the half-graben main fault that limits the structure of the Bonifacio Strait. Six seismo-stratigraphic units overlie the Hercynian basement and correspond to the deposits ranging in age from the Aquitanian to the Plio-Quaternary. **BH**) Hercynian basement; **A**) Marmillia formation ignimbrites, formed during the drifting phase in the Aquitanian; **B1**) Lacustrine limestones, deposited during the Early Burdigalian rotation and the second rifting phase; **B2**) Basal conglomerates, deposited during the important transgression (Middle Burdigalian); **B3**) Sedini limestones (Upper Burdigalian); **L-T**) Sandy marls, deposited from Langhian to Tortonian; Ussana Formation, (Upper Oligocene). Seismic data confirm that also the eastern branch of Castelsardo Canyon was active since Late Miocene.

## MORFOLOGIE DEL CANYON DI CASTELSARDO



Il Canyon di Castelsardo presenta un'evoluzione morfologica complessa; il braccio principale visibile in Figura 1 è caratterizzato da una profonda re-incisione delle unità di piattaforma.

La linea sismica in Figura 3A è ubicata sulla sponda sinistra del canale principale; le unità sismo-stratigrafiche riconoscibili in sezione sono relative ai depositi plio-quaternari (riportati in Fig. 2) e le relative superfici erosive testimoniano due principali fasi di evoluzione della piattaforma. Si nota nel passaggio dalla unità I alla II una inversione del depocentro da ovest ad est verso il braccio occidentale del canyon; successivamente si riconosce il profondo intaglio della piattaforma con la deposizione della unità III più recente, che è caratterizzata dal sistema di scarpata a *gully* che forma l'attuale morfologia del canale principale del canyon.

La Figura 3B riporta un particolare del canale

tributario orientale che in quest'area raggiunge oltre 800 m di profondità; il ciglio delle scarpate parte da 300 m circa.

Il canale presenta vari caratteri morfologici di trasporto dei sedimenti coesistenti in pochi chilometri: si riconoscono sistemi calanchivi e da scivolamento per frana. Queste morfologie indicano diversi processi e stati di attività delle scarpate. Nel settore sinistro del canale è evidente un reticolo di *gully* con un bassissimo indice di gerarchizzazione; lungo la stessa sponda, a poca distanza, è invece visibile un sistema di evoluzione franosa. Sulla sponda destra sono presenti isolati *gully* ortogonali al *thalweg* che incidono canalizzazioni più antiche non attive.

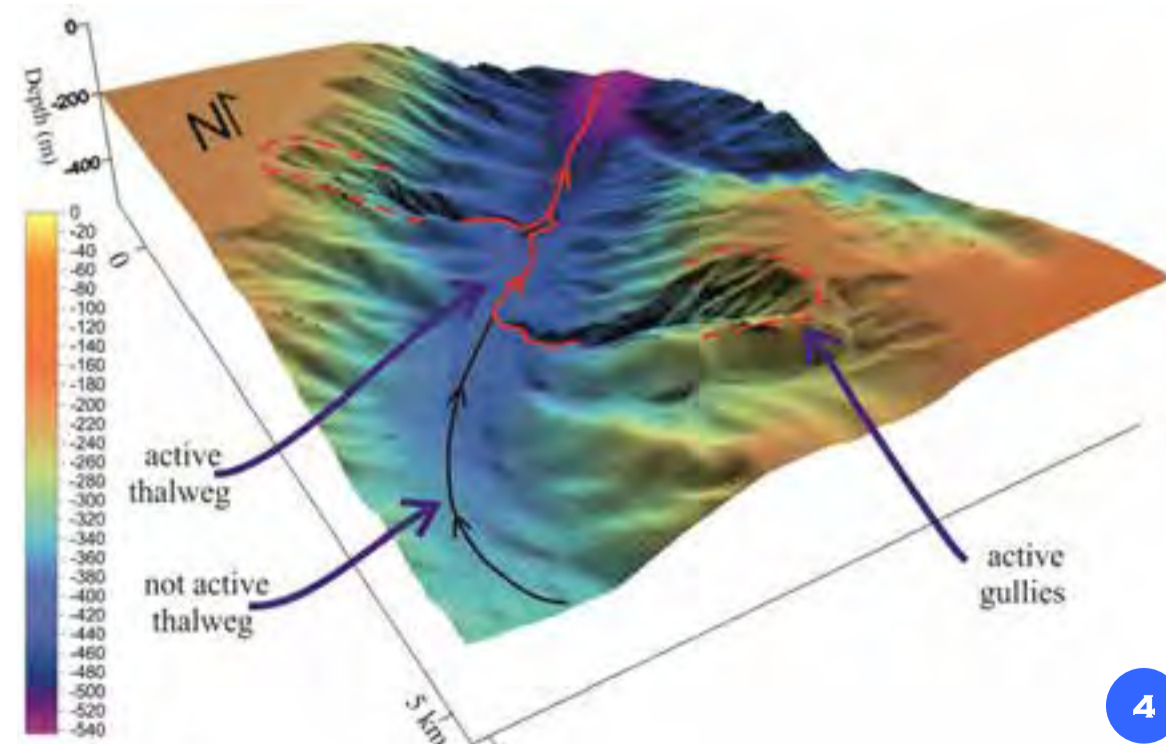
La parte più prossimale del canale tributario orientale del canyon presenta scarpate con morfologie smussate che indicano un generale stato di inattività sia delle scarpate che del *thalweg*.

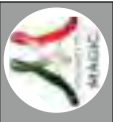
Nella Figura 4 è visibile un 3D del canale. Su entrambi i lati localmente si notano testate isolate con un fitto reticolo di *gully* che confluiscono in un canale che incide il *thalweg*. Queste morfologie indicano locali riattivazioni recenti del sistema di trasporto che nel complesso sembra non essere attivo.

The Castelsardo Canyon shows a complex morphological evolution; the main canyon channel shown in Figure 1 is characterized by a deep incision of shelf stratigraphic units. The seismic line shown in Figure 3A is located on the left side of the main channel; seismic units observed in section are related to the Pliocene-Quaternary deposits (shown in Fig. 2) and their relative erosional surfaces testify two main evolution phases of the shelf. The passage from unit I to unit II suggests the shift of the depocenter from west to east, in the direction of the eastern canyon branch; the deep cut on shelf deposits is evident below the most recent III unit, which is characterized by the gully slope system which forms the actual morphology of the main channel of the canyon.

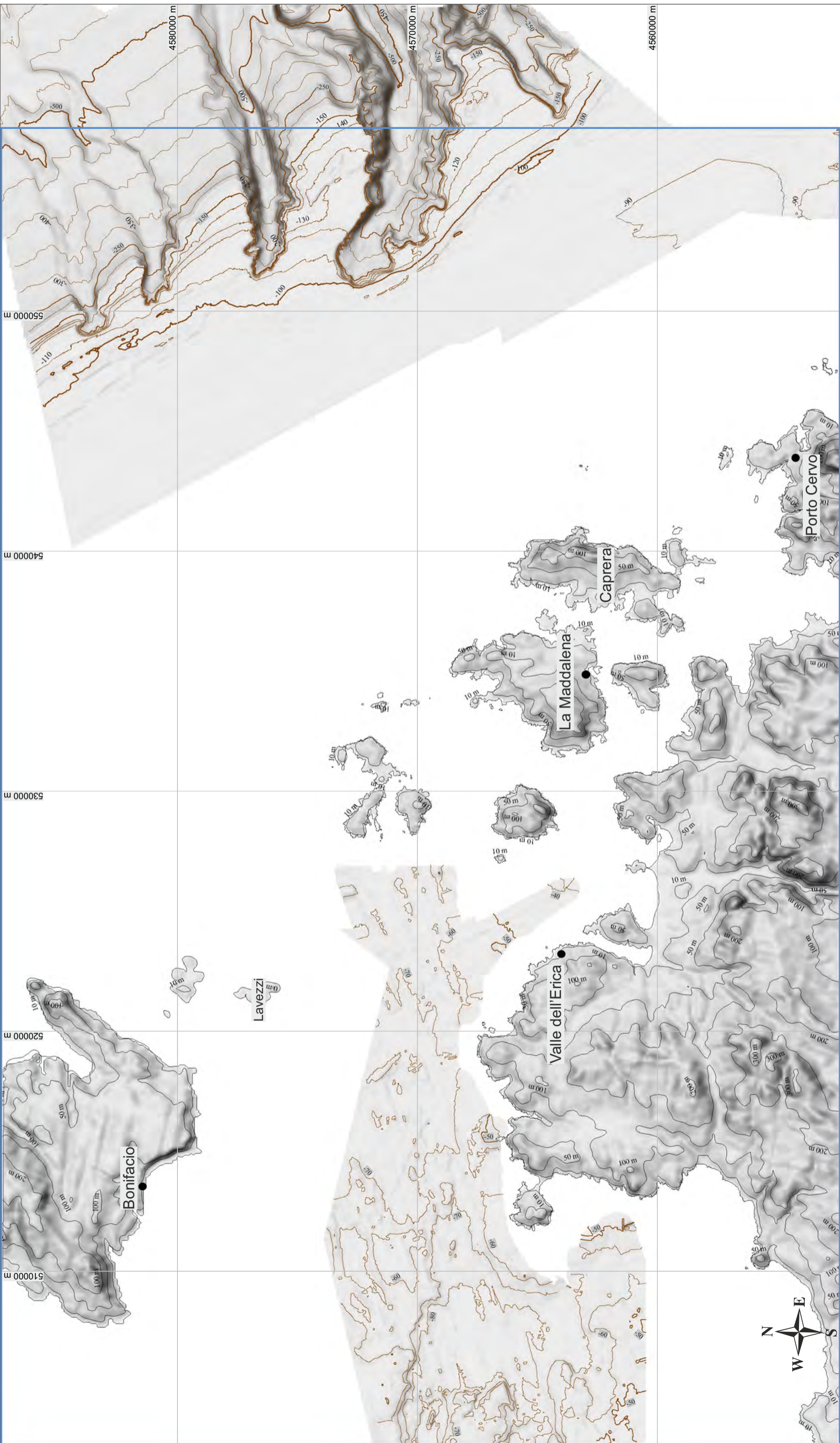
Figure 3B shows a detail of the eastern tributary channel of the canyon, which, in this area, reaches a depth of 800 m. This channel shows different morphological features for sediment transport, which coexist in few kilometers: gullies and landslide features are recognized. These processes suggest different processes and slope activity states. In the left flank, a gully pattern with a low hierarchization level is evident. Close to those gullies, on the same flank, a system of landslides is present. On the right flank of the channel, isolated gullies orthogonal to the *thalweg*, which cut older and not active channels, are present.

The proximal sector of the eastern tributary channel of the canyon shows slopes with smoothed morphology that suggest an inactivity state of these scarpes. In Figure 4, a 3D of the area is represented: on both sides, two isolated channel heads with a gullies pattern reach a channel that engraves the *thalweg*. Those features can be related to local recent erosional reactivations of the transport system, which seems to be no more active.

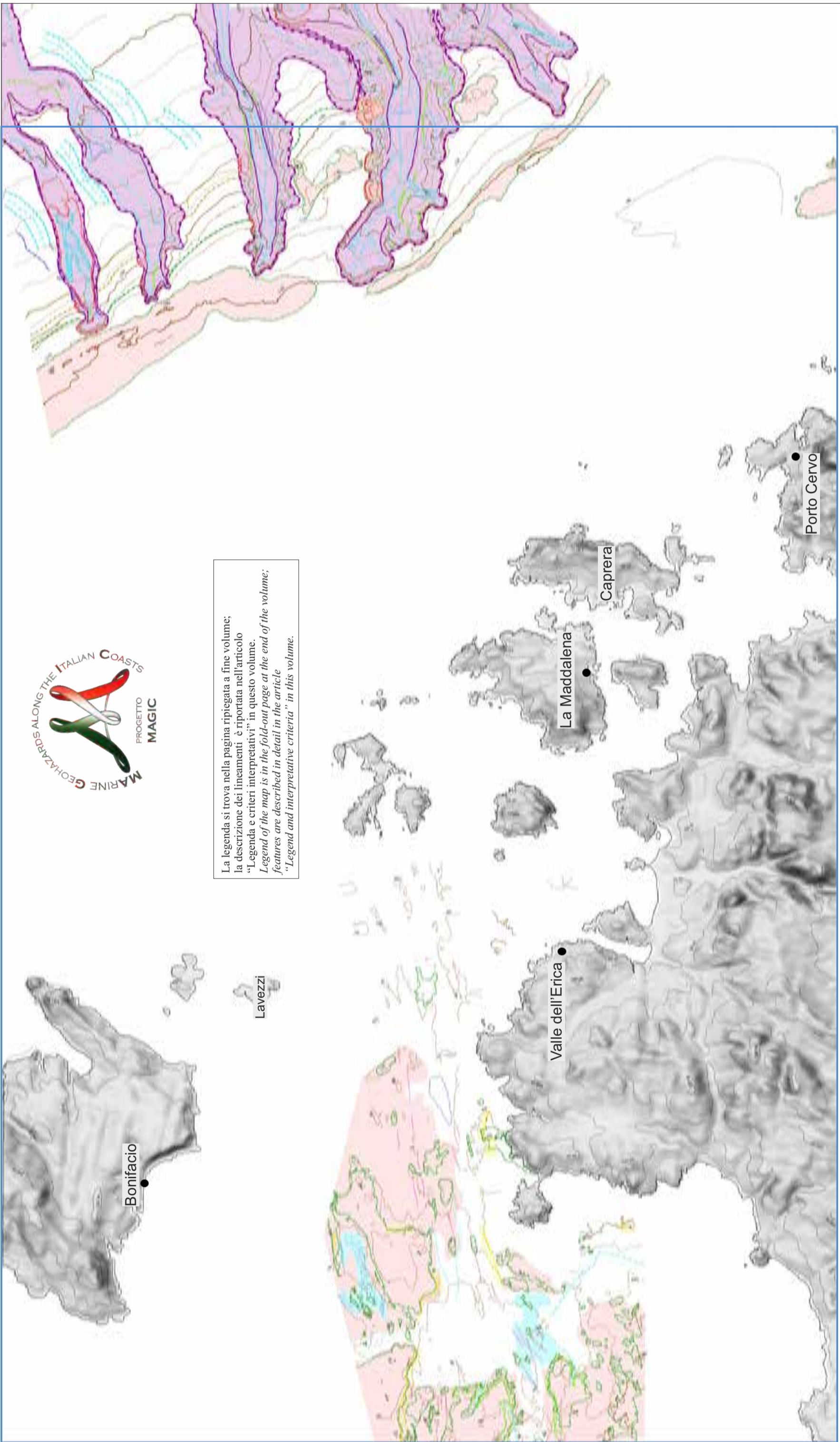




FOGLIO 72 LA MADDALENA



UTM WGS84 fuso 32



La legenda si trova nella pagina ripiegata a fine volume;  
 la descrizione dei lineamenti è riportata nell'articolo  
 "Legenda e criteri interpretativi" in questo volume.  
*Legend of the map is in the fold-out page at the end of the volume;*  
*features are described in detail in the article*  
*"Legend and interpretative criteria" in this volume.*

Il Foglio 72 “La Maddalena” si colloca lungo il margine orientale del Blocco Sardo-Corso, a largo dello Stretto di Bonifacio, nel Mar Tirreno occidentale. La morfologia della piattaforma continentale è pianeggiante e regolare, a debole pendenza, circa 0,3-0,5%. Nella piattaforma prossimale delle Bocche di Bonifacio i sedimenti mobili presenti nelle aree bacinali, tra 60 e 70 m di profondità sono interessati da strutture sedimentarie a cometa, e campi di dune 2D e 3D legate a correnti trattive di fondo con velocità  $>1,5 \text{ m s}^{-1}$ . Tra 85 e 95 m di profondità sono stati rilevati sistemi deposizionali relitti a *beachrock* e paleolagune. Il ciglio della piattaforma, situato a 120/130 m di profondità, è sede del prisma di progradazione plio-quadernario per potenze comprese tra 50 e 150 m; sul ciglio è presente un terrazzo deposizionale sommerso (TDS) relativo all'ultimo stazionamento basso del livello marino (*Last Glacial Maximum*). Nel settore settentrionale si sviluppa il sistema del Canyon di Lavezzi articolato in due canali sub-paralleli che incidono il ciglio della piattaforma continentale sino a 110 m di profondità e che danno origine ad un unico *thalweg* da 560 m di profondità sino alla scarpata inferiore. Nell'area di testata sono presenti le nicchie di frana di colata che interessano le coperture a sedimenti incoerenti plio-quadernarie. La scarpata superiore del settore meridionale è dominata dalle tre testate e dai canali sommitali del Canyon di Caprera, i quali mostrano evidenze di erosione retrogressiva accelerata lungo direttrici tettoniche. I canali sono profondamente incisi e sui fianchi si rilevano numerose frane intra-canale.

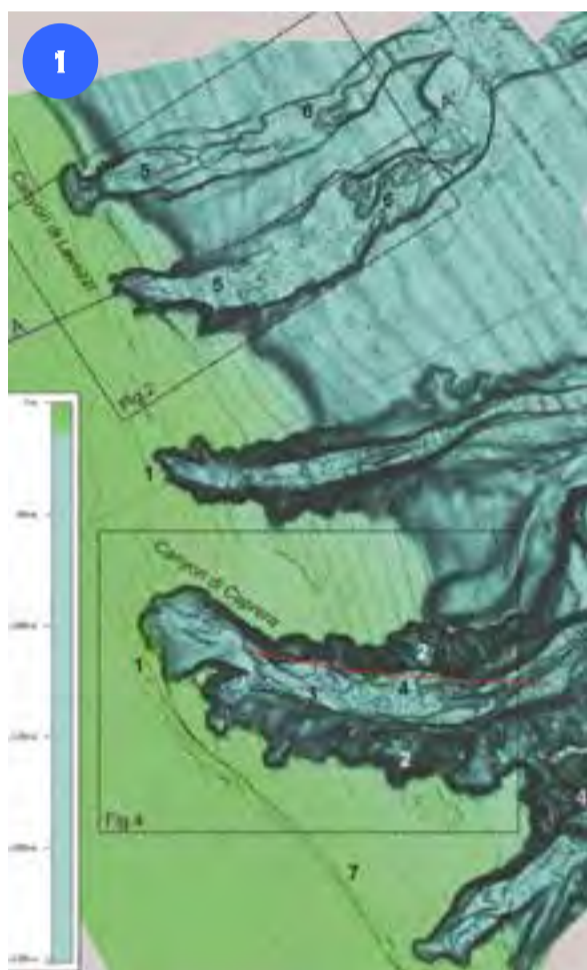
*The Sheet 72 “La Maddalena” is located along the eastern margin of the Corsica-Sardinia Block, off the Strait of Bonifacio, in the western Tyrrhenian Sea.*

*The morphology of the continental shelf is flat and smooth, with a low slope gradient, about 0.3-0.5%. In the Bonifacio Strait proximal shelf, between 60 and 70 m water depth, loose sediments present in basinal areas are affected by sedimentary structures, like comet marks and 2D and 3D dune fields, which are related to tractive bottom currents with speeds  $>1.5 \text{ m s}^{-1}$ . Between 95 and 85 m water depth, relict depositional systems, such as beachrocks and paleo-lagoons, were detected.*

*A prograding Plio-Quaternary prism, from 50 to 150 m thick, is located on the shelf edge, at 120-130 m water depth; on the shelf edge there is a submerged depositional terrace (TDS) related to the last low standing event (Last Glacial Maximum).*

*In the northern sector, the Lavezzi Canyon divides into two parallel sub-channels that affect the edge of the continental shelf down to 110 m water depth and which give rise to a single *thalweg* from 560 m depth to the lower slope. In the headscarps, casting landslide niches affecting the Plio-Quaternary loose sediment covers, are present. The upper slope of the southern sector is dominated by the three headscarps of the Caprera Canyon, which show evidence of retrogressive erosion, accelerated along tectonic lines. Channels are deeply incised and numerous intra-channel landslides are detected on the flanks.*

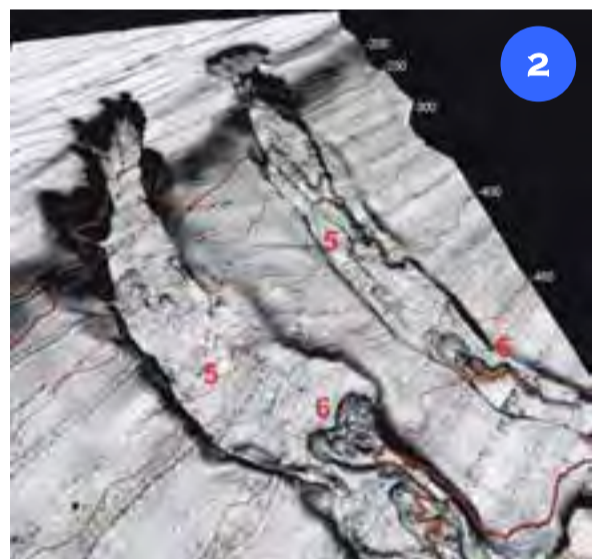
## IL SISTEMA DI CANYON DE LA MADDALENA



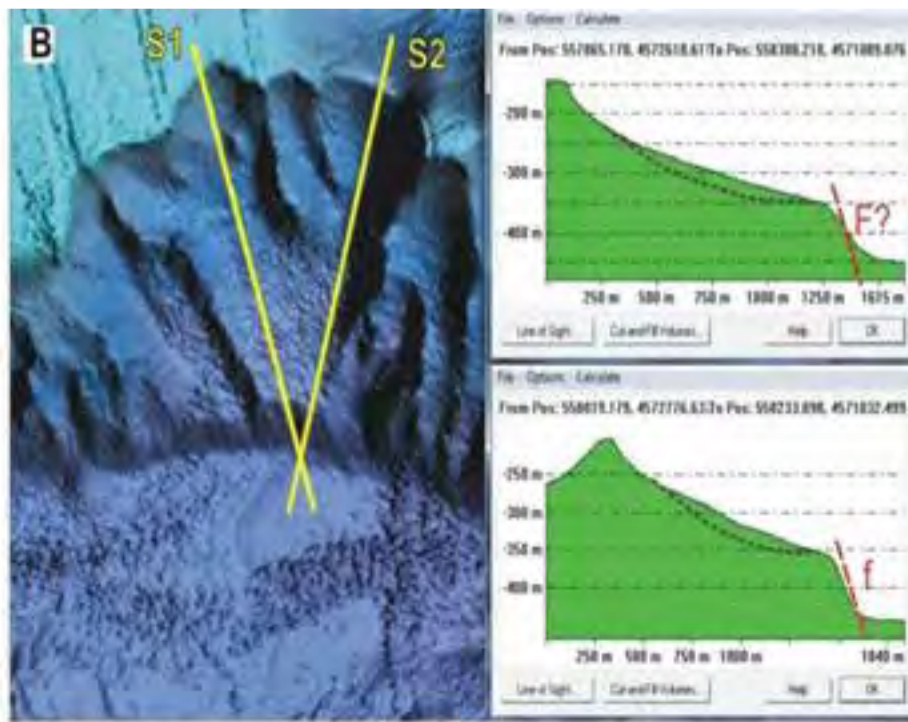
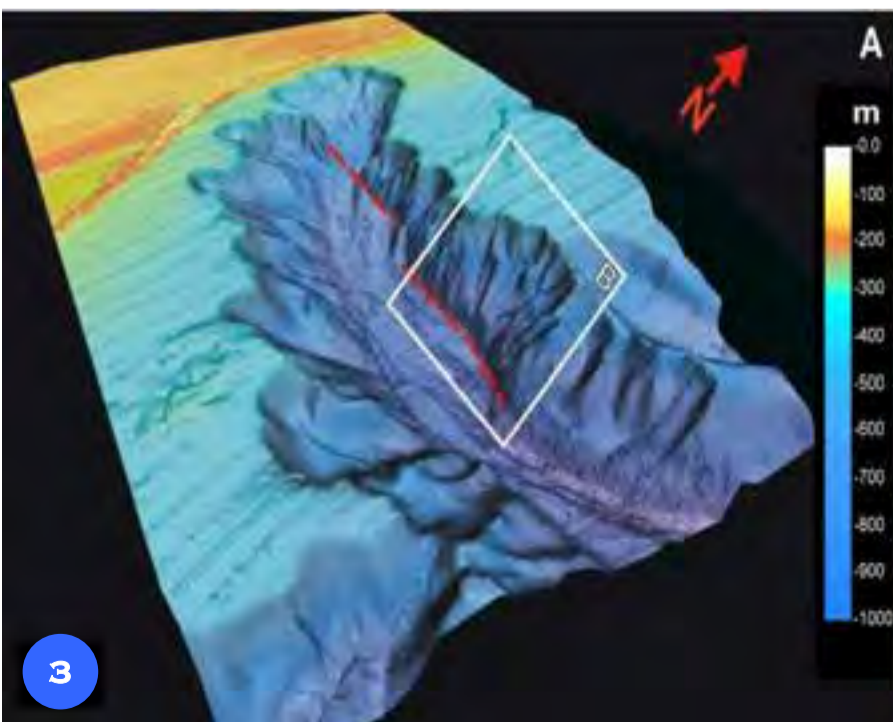
Principali elementi morfo-batimetrici del margine nord-orientale della Sardegna (Fig. 1): 1) Testate tra loro parallele del Canyon di Caprera che mostrano un evidente controllo tettonico secondo direttrici E-O; i canyon, affetti da forte erosione cannibalizzano il prisma sedimentario del ciglio della piattaforma; 2) Sistema di frane intra-canale che colmano parzialmente con depositi plastici il *thalweg*; 3) Canali di erosione da flussi torbiditici che re-incidono la colmata di fondo; 4) Forme di fondo prodotte dall'azione di correnti trattive; 5) Frane di colata per liquefazione di parte del prisma sedimentario del ciglio, i depositi di colata colmano i canali del Canyon di Lavezzi (Fig. 2); 6) Testate in erosione che scalgano alla base i corpi di frana illustrati in Figura 2; 7) Cordoni di *beachrock* arenaceo-conglomeratica.

*Main morpho-bathymetric elements of the north-eastern Sardinian margin (Fig. 1): 1) Parallel slope headscarps of the Caprera Canyon showing a clear tectonic control with E-W direction; canyons affected by strong erosion cannibalize the sedimentary prism at the shelf edge; 2) Intra-channel system of landslides partially infilling the *thalweg* with plastic deposits; 3) Erosive channels due to turbiditic flows carving the channel bottom; 4) Bedforms generated by bottom currents; 5) Flow landslides caused by liquefaction of the sedimentary prism at the shelf edge; landslide deposits fill the channels belonging to the Lavezzi Canyon (Fig. 2); 6) Erosional canyon headscarps undermining the landslide bodies shown in Figure 2; 7) Sandstone-conglomerate beachrock ridges.*

All'interno del canale principale del Canyon di Caprera (Fig. 3A), si nota una scarpata di linea di faglia riesumata dall'erosione di sponda del *thalweg*. B) Sezioni batimetriche delle frane rotazionali della sponda sinistra del canyon; il gradino basale è probabilmente dovuto ad una superficie di faglia.



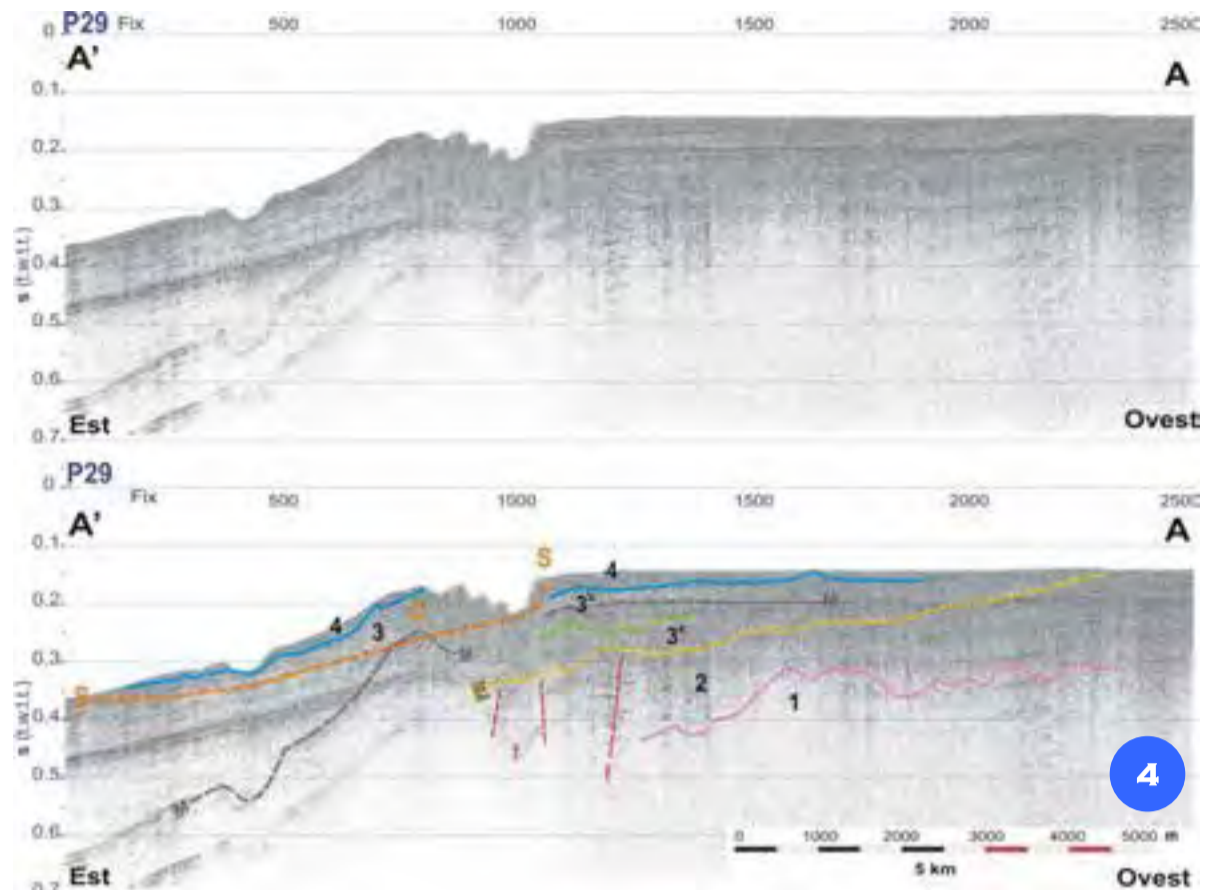
*Within the main channel of the Caprera Canyon (Fig. 3A), a fault line escarpment exhumed by *thalweg* erosion is evident. B) Bathymetric sections of rotational landslides on the left bank of the canyon; the basal step is given by a fault surface.*



## SEZIONE SISMICA

Nella sezione sismica A-A' illustrata in Figura 4 (localizzazione in Fig. 1) sono mostrati: 1) Substrato cristallino, graniti; 2) Sequenza sedimentaria inferiore a riflettori paralleli (Miocene inferiore-medio); E) Superficie d'erosione messiniana; 3a) Sequenza superiore a laminazione ondulata (Pliocene); 3b) Sequenza sedimentaria a laminazione inclinata (Pleistocene inferiore-Pleistocene superiore); 4) Drappaggio di sedimenti olocenici (Olocene); M) Multipla; S) Superficie di distacco e scivolamento di frana per colata; C) Corpo di frana; f) Faglia incerta. I profili airgun sono stati acquisiti durante la crociera oceanografica "Bocche 2000" (N/O Tethys2 - Dir. Paul Guennoc).

*In the seismic section A-A' in Figure 4 (location in Fig. 1) the following features are shown: 1) Crystalline substrate, granite; 2) Parallel reflectors lower sedimentary sequence (Lower-Middle Miocene); E) Messinian erosion surface; 3a) Wavy lamination upper sequence (Pliocene); 3b) Inclined lamination sedimentary sequence (Lower Pleistocene-Upper Pleistocene); 4) Holocene sediment drape (Holocene); M) Multiple; S) Detachment and slip surface of casting landslide; C) Landslide body; f) Uncertain fault. The airgun profiles were acquired during the oceanographic cruise "Bocche 2000" (R/V Tethys2 - Dir. Paul Guennoc - BRGM).*



## FORME DI FONDO

La distribuzione delle forme di fondo sui fondali delle "Bocche di Bonifacio" è illustrata nella mappa in Figura 5. Le immagini side scan sonar (100 kHz) delle strutture sedimentarie (Figg. 6 e 7) mostrano: a) Associazione di figure longitudinali (*sand ribbon*, *comet mark*); b) Associazione di grandi dune 2D e 3D e di strutture complesse tipo *sand patch*; Le frecce indicano le direzioni di flusso di fondo dominanti.

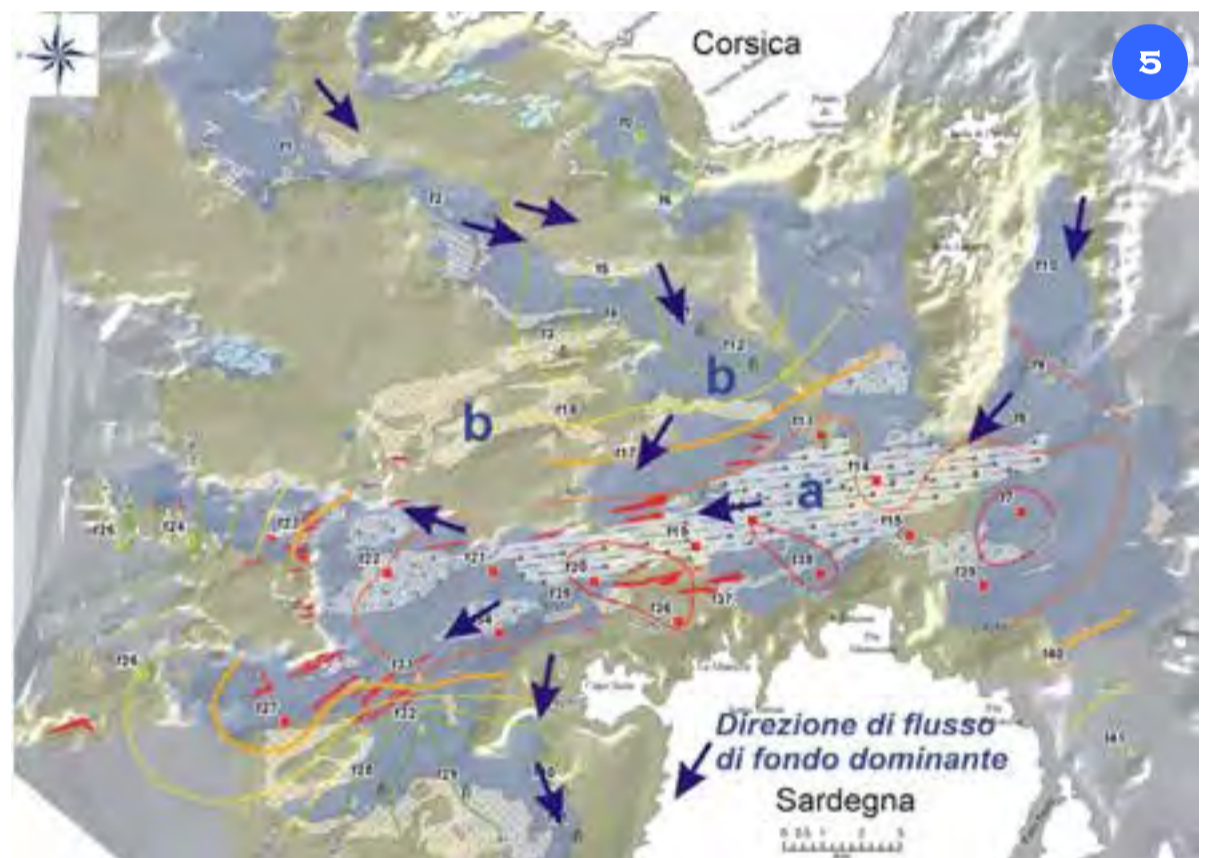
*Bedforms distribution on the seabed of the "Strait of Bonifacio" is shown in the map in Figure 5. 100 kHz side scan sonar images of sedimentary structures (Figs. 6 and 7) showing: a) Association of longitudinal figures (sand ribbons, comet marks); b) Association of large 2D and 3D dunes and complex sand patches type structures; Arrows indicate the dominant bottom current directions.*



In Figura 6 la registrazione SSS 100 kHz, (C/O "Bocche 2003") mostra: 1) Sabbie grosse e ghiaie fini organogene di piattaforma prossimale a prevalente composizione carbonatica; 2) Sabbie poligeniche della piana esterna; 3) Strutture trattive di fondo a dune idrauliche e dune di selezione granulometrica.

*In Figure 6, the 100 kHz SSS record (O/C "Bocche 2003") shows: 1) Inner shelf coarse organogenic sands and fine gravels with prevailing carbonatic composition; 2) Outer flat polygenic sands; 3) Granulometric and hydraulic selection dunes forming tractive bedform structures.*

In Figura 7 la registrazione SSS 100 kHz (C/O "Bocche 2003") mostra: 1) Sabbie poligeniche della piattaforma prossimale; 2) Affioramento roccioso isolato (substrato carbonatico terziario); 3) Strutture sedimentarie erosive tipo *comet mark* di dimensioni chilometriche, direzione di sviluppo da NE a SO. La genesi delle strutture sedimentarie è determinata dalla presenza dell'ostacolo isolato che induce turbolenze e provoca accelerazioni nelle correnti di fondo che, favorendo l'asportazione dei sedimenti superficiali presenti a ridosso dello stesso ostacolo, danno origine alla formazione di un'area depressa di forma allungata secondo il verso della corrente.

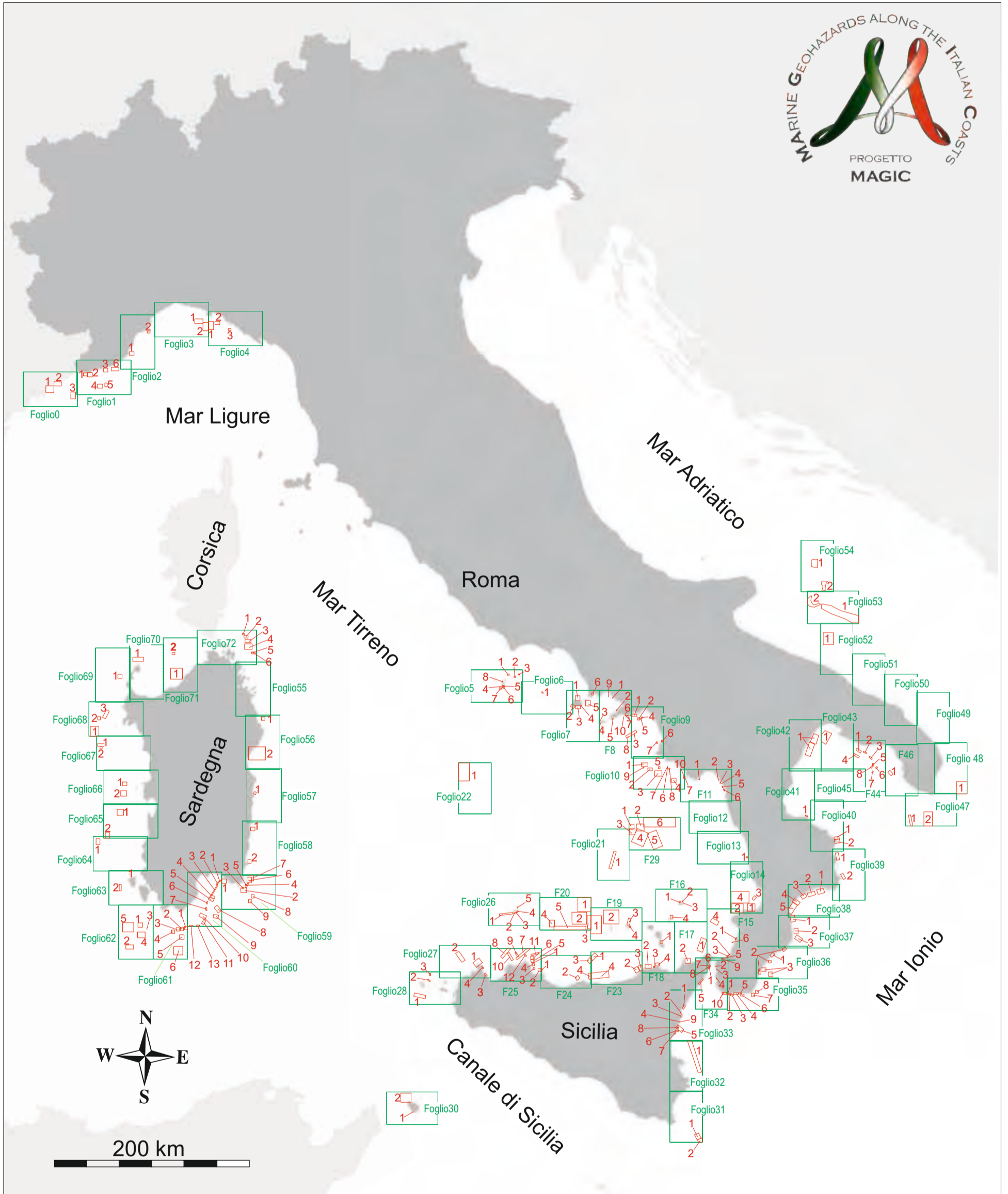


*In Figure 7, the 100 kHz SSS record (O/C "Bocche 2003") shows: 1) Inner shelf polygenic sands; 2) Isolated rocky outcrop (Tertiary carbonatic bedrock); 3) Comet mark type erosive structures of kilometeric size, development direction from NE to SW. The genesis of these sedimentary structures is*

*determined by the presence of an isolated obstacle inducing turbulence. It causes acceleration in the bottom currents, favoring the removal of surface sediments, which are found near the same obstacle, and giving rise to the formation of a depressed area elongated in the direction of the current.*



# UBICAZIONE DEI PUNTI DI CRITICITÀ (LIVELLO INTERPRETATIVO 4)



Il livello 4 è l'unico livello interpretativo del progetto MaGIC in cui sono stati utilizzati criteri di pericolosità geologica (alta o bassa probabilità di accadimento dell'evento e sua entità) e di rischio (rilevanza delle strutture potenzialmente danneggiabili). Tuttavia il Progetto MaGIC era rivolto alla sola individuazione e caratterizzazione dei lineamenti di pericolosità e non comprendeva la valutazione della loro possibilità di accadimento e degli effetti su insediamenti ed infrastrutture costiere, argomenti questi che richiedono studi di dettaglio, sito-specifici. E' stato pertanto istituito un livello interpretativo non previsto inizialmente (livello 4) nel quale sono stati segnalati dei "Punti di Criticità", intendendo con questo termine situazioni meritorie di speciale attenzione e di eventuali approfondimenti conoscitivi. Tali Punti di Criticità quindi non sono né completi né omogenei tra i diversi fogli, essendo la loro definizione lasciata alla discrezione del singolo interprete. I punti di criticità sono stati descritti in apposite schede denominate "Note a compendio", consultabili al link: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-1/fogli/pdf/note-compendio>. Successivamente i punti di criticità sono stati ordinati gerarchicamente e a ciascuno di essi è stata associata una classe di suscettibilità ("bassa", "media", "alta"), in relazione al loro possibile effetto – diretto o indiretto – sulla costa e sul tratto di mare antistante. Le informazioni relative a tale attività sono disponibili al seguente link: [https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-2/Attivita\\_1\\_gerarchizzazione\\_PC](https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-2/Attivita_1_gerarchizzazione_PC)

*Level 4 is the only interpretative level of the MaGIC project in which geological hazard criteria (high or low probability of occurrence of the event and its extent) and risk (relevance of potentially damaged structures) have been used. However, as the MaGIC Project was aimed only at the identification and characterization of the geohazard features, it not was intended to include any evaluation of possibility of occurrence and effects on coastal settlements and infrastructures, topics that require detailed, site-specific studies. Therefore, an interpretative level not initially foreseen (level 4) has been established in which "Critical Points" have been highlighted, meaning by this term situations deserving special attention and possible research insights. These Critical Points are therefore neither complete nor homogeneous between the different sheets, their definition being left to the discretion of the individual interpreter. The Critical Points were described in specific documents, named "Note a compendio", downloadable from the following link: <https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-1/fogli/pdf/note-compendio>. Moreover, the Critical Points were hierarchically ordered and associated with a susceptibility class ("low", "medium", "high") according to their possible effect on the the coast and facing marine area. More information in this regard may be found at the following link: [https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-2/Attivita\\_1\\_gerarchizzazione\\_PC](https://github.com/pcm-dpc/MaGIC/tree/master/MaGIC-2/Attivita_1_gerarchizzazione_PC).*

# LISTA DEI PUNTI DI CRITICITÀ (LIVELLO INTERPRETATIVO 4)

PC	Descrizione	Tipo	PC	Descrizione	Tipo	PC	Descrizione	Tipo
F0_PC1	Testata Canyon Var	CN	F19_PC4	Testata Canyon Filicudi Porto	CN	F39_PC1	Testata Canyon Neto	CN
F0_PC2	Testata Canyon Paillon	CN	F20_PC1	Faglie apparato vulcanico Enarete	LT	F39_PC2	Nicchie di distacco Capo Colonna	FR
F0_PC3	Frane Scarpata Nizza	FR	F20_PC2	Apparato Vulcanico Enarete	VU	F40_PC1	Testata Canyon Punta Alice	CN
F1_PC1	Testata Canyon Roja	CN	F20_PC3	Apparato Vulcanico Eolo	VU	F40_PC2	Testata Canyon Cirò	CN
F1_PC2	Testata Canyon Bordighera	CN	F20_PC4	Colata lavica	Altro	F41_PC1	Testate di Canali Capo Trionto	CN
F1_PC3	Testata Canyon Taggia	CN	F20_PC5	Faglie OSO-ENE, NO-SE e O-E	LT	F42_PC1	Testata Canyon Valle di Taranto	CN
F1_PC4	Frane Scarpata Sanremo	FR	F21_PC1	Rift eruttivo vulcano Marsili	VU	F43_PC1	Frana di Taranto	FR
F1_PC5	Frane Scarpata Sanremo	FR	F22_PC1	Sistema di faglie ONO-ESE e N-S	LT	F44_PC_1	Ciglio di scarpata erosiva	Altro
F1_PC6	Testata Canyon San Lorenzo	CN	F23_PC1	Faglie attive dell'Alto di Finale	LT	F44_PC_2	Ciglio di scarpata erosiva	Altro
F2_PC1	Testata Canyon Laigueglia	CN	F23_PC2	Testata Canyon Zappulla	CN	F44_PC_3	Ciglio di scarpata erosiva	Altro
F2_PC2	Testata Canyon Varigotti	CN	F23_PC3	Testata Canyon Orlando	CN	F44_PC_4	Scarpata di frana	FR
F3_PC1	Testata Canale Portofino	CN	F23_PC4	Frane NO	FR	F44_PC_5	Testat di Canyon	CN
F3_PC2	Frana di Portofino	FR	F24_PC1	Testata di canyon Eleuterio	CN	F44_PC_6	Nicchia di frana	FR
F4_PC1	Frana di Portofino	FR	F24_PC2	Testata canyon Capo Plaia	CN	F44_PC_7	Nicchia di frana	FR
F4_PC2	Testata Canyon Sestri	CN	F24_PC3	Lineamento Tettonico settore NE-SW	LT	F44_PC_8	Nicchia di frana	FR
F4_PC3	Testata Canyon Deiva Marina	CN	F24_PC4	Testata Canyon a SO	CN	F46_PC1	Instabilità erosiva	FR
F5_PC1	Fuoriuscita di fluidi settore NW	PK	F25_PC1	Frana significativa Priola	FR	F47_PC1	Scarpata di Faglia ovest	LT
F5_PC2	Fuoriuscita di fluidi settore E	PK	F25_PC2	Testata Canyon Eleuterio	CN	F47_PC2	Scarpata di Faglia	LT
F5_PC3	Fuoriuscita di fluidi (Zannone)	PK	F25_PC3	Testata Canyon Oreto	CN	F48_PC1	Scarpata in frana e Canyon di Tricase	FR
F5_PC4	Frane Punta La Guardia	FR	F25_PC4	Testata Canyon Arenella	CN	F52_PC1	Testata Canyon Bari	CN
F5_PC5	Frane Punta La Guardia	FR	F25_PC5	Testata Canyon Addaura	CN	F53_PC1	Lineamento tettonico Gondola	LT
F5_PC6	Testate Canyon Sud Punta La Guardia	CN	F25_PC6	Testata Canyon Mondello	CN	F53_PC2	Frana di Gondola	FR
F5_PC7	Testate Canyon SW Punta La Guardia	CN	F25_PC7	Lineamento tra C. Gallo e la Baia di Carini	LT	F54_PC1	Frana di Vieste	FR
F5_PC8	Frana di P. Capo Bosco	FR	F25_PC8	Lineamento Tettonico Capo Rama	LT	F54_PC2	Frana Est di Vieste	FR
F6_PC1	Frana a NE di Ventotene	FR	F25_PC9	Lineamento Tettonico Isola delle Femmine	LT	F56_PC1	Testata Canyon Gonone e Orsei	CN
F7_PC1	Frane tra Lacco Ameno e Casamicciola	FR	F25_PC10	Lineamento Tettonico Punta Raisi	LT	F56_PC2	Testata Canyon Posada	CN
F7_PC2	Frane diffuse Punta Imperatore	FR	F25_PC11	Faglie a nord de "La Barra"	LT	F57_PC1	Testata Canyon Arbatax	CN
F7_PC3	Frana Maronti	FR	F25_PC12	Lineamento Tettonico Isola delle Femmine	LT	F58_PC1	Testata Canyon Pelau	CN
F7_PC4	Testata Canyon San Pancrazio	CN	F26_PC1	Lineamento tettonico Punta Cavazzi	LT	F58_PC2	Testata Canyon Sarrabus	CN
F7_PC5	Testata Canyon Magnaghi	CN	F26_PC2	Frana tra P.ta Cavazzi e P.ta dell'Arpa	FR	F59_PC1	Testata Canyon Carbonara	CN
F7_PC6	Golfo di Pozzuoli	PK	F26_PC3	Frana singola offshore meridionale	FR	F59_PC2	Testate dei Canyon	CN
F8_PC1	Apparato vulcanico Bocca dei Pescatori	PK	F26_PC4	Area ad erosione diffusa	FR	F59_PC3	Relitto	Altro
F8_PC2	Frana di Meta	FR	F26_PC5	Cono eruttivo P.ta Gorgo Salato	VU	F59_PC4	Testata Canyon	CN
F8_PC3	Frana NO Capri	FR	F27_PC1	Testata Canyon del Cofano	CN	F59_PC5	Relitto	Altro
F8_PC4	Frana SO Capri	FR	F27_PC2	Lineamento tettonico Banco Scuso	LT	F59_PC6	Testata Canyon NE-SO	CN
F8_PC5	Cumuli Frana Ieranto	FR	F27_PC3	Frana di Scopello	FR	F59_PC7	Testata Canyon E-O	CN
F8_PC6	Arretramento Testata Canyon Positano	CN	F27_PC4	Lineamento tra T. del Secco e C. Firriato	LT	F59_PC8	Frane Seamount Ichnusa	FR
F8_PC7	Crolli di Falesia Positano - C. Conca	FR	F28_PC1	Lineamento tettonico a SSO Marettimo	LT	F59_PC9	Frane Seamount Ichnusa	FR
F8_PC8	Frana Poseidonia	FR	F28_PC2	Lineamento tettonico a NE Marettimo	LT	F60_PC1	Creep e flussi canalizzati	Altro
F8_PC9	Relitto	Altro	F28_PC3	Lineamento tettonico a NE Marettimo	LT	F60_PC2	Testata Canyon 2	CN
F8_PC10	Relitto	Altro	F29_PC1	Apparato Vulcanico	VU	F60_PC3	Scarpata in arretramento sett. centrale	FR
F9_PC1	Erosione diffusa al largo di Furore	CN	F29_PC2	Caldera e cono risorgenti	VU	F60_PC4	Frana significativa 1 sett. centrale	FR
F9_PC2	Frana Capo d'Orso	FR	F29_PC3	Frana a sud del vulcano	FR	F60_PC5	Frana significativa 2 sett. centrale	FR
F9_PC3	Frana Poseidonia	FR	F29_PC4	Frane e colate laviche fianco sud Palinuro	Altro	F60_PC6	Testata Canyon 5 sett. centro-meridionale	CN
F9_PC4	Relitto	Altro	F29_PC5	erosione diffusa fianco sud Palinuro	Altro	F60_PC7	Testate Canyon 6 sett. centro-meridionale	CN
F9_PC5	Relitto	Altro	F29_PC6	Faglie a nord del vulcano	LT	F60_PC8	Frana significativa 3 sett. meridionale	FR
F9_PC6	Relitto	Altro	F30_PC1	Frana a Sud di Scauri	FR	F60_PC9	Frana significativa 4 sett. meridionale	FR
F9_PC7	Relitto	Altro	F30_PC2	Centri Vulcanici a NW	VU	F60_PC10	Testata Canyon 2 settore meridionale	CN
F10_PC1	Frana Licosa	FR	F31_PC1	Frana settore meridionale	FR	F60_PC11	Testata Canyon i e 8 settore meridionale	CN
F10_PC2	Area depressa Cilento	PK	F31_PC2	Ribassamento del ciglio della piattaforma	Altro	F60_PC12	Testata Canyon 9 settore meridionale	CN
F10_PC3	Frana di Acciaroli	FR	F32_PC1	Faglia Scarpata di Malta	LT	F60_PC13	Testata Canyon 10 settore meridionale	CN
F10_PC4	Frana di Palinuro	FR	F33_PC1	Testata Canyon Fiumefreddo	CN	F61_PC1	Testata Canyon 1 settore orientale	CN
F10_PC5	Relitto	Altro	F33_PC2	Testata Canyon Riposto	CN	F61_PC2	Testata Canyon 2 settore orientale	CN
F10_PC6	Relitto	Altro	F33_PC3	Faglie sulla dorsale di Riposto	LT	F61_PC3	Testata Canyon 3 settore orientale	Altro
F10_PC7	Relitto	Altro	F33_PC4	Fronti di lava	Altro	F61_PC4	Testata Canyon 4 settore orientale	Altro
F10_PC8	Relitto	Altro	F33_PC5	Faglie tra Acireale e Capo Mulini	LT	F61_PC5	Frana significativa settore centrale	FR
F10_PC9	Relitto	Altro	F33_PC6	Faglie Acitrezza	LT	F61_PC6	Frana significativa settore centrale	FR
F10_PC10	Relitto	Altro	F33_PC7	Testata Canyon di Catania	CN	F62_PC1	Testata del canyon del Toro	CN
F11_PC1	Testata Canyon Capo Infreschi	CN	F33_PC8	Relitto	Altro	F62_PC2	Lineamento tettonico settore meridionale	LT
F11_PC2	Testata Canyon Maratea	CN	F33_PC9	Relitto	Altro	F62_PC3	Relitto	Altro
F11_PC3	Condotta	Altro	F34_PC1	Frane Porto di Messina	FR	F62_PC4	Frane significative	FR
F11_PC4	Struttura antropica	Altro	F34_PC2	Testata Canyon Messina	CN	F62_PC5	Testate Canyon settore occidentale	CN
F11_PC5	Piattaforma Praia-Scalea	CN	F34_PC3	Testata Canyon di canale Archi	CN	F63_PC1	Relitto	Altro
F11_PC6	Testata Canyon Isola di Dino	CN	F34_PC4	Testata Canyon San Gregorio	CN	F63_PC2	Corpi rocciosi instabili lungo le paleofalesie	Altro
F11_PC7	Relitto	Altro	F34_PC5	Testate di Canali Giampilieri - Ali Terme	CN	F64_PC1	Pockmark Pischeredda	PK
F13_PC1	Relitto	Altro	F34_PC6	Relitto	Altro	F65_PC1	Testata Canyon Oristano	CN
F14_PC1	Tributario Canyon Angitola	CN	F34_PC7	Relitto	Altro	F65_PC2	Pockmark Piscinas	PK
F14_PC2	Canali a Nord Capo Vaticano	CN	F34_PC8	Relitto	Altro	F66_PC1	Testata Canyon Putzu Idu	CN
F14_PC3	Faglia di Santa Eufemia	LT	F34_PC9	Relitto	Altro	F66_PC2	Testata Canyon Maluentu	CN
F14_PC4	Faglie a Nord Canyon Angitola	LT	F34_PC10	Testate di Canyon Saline Ioniche	CN	F67_PC1	Pockmark Capo Caccia	PK
F15_PC1	Testata Canyon Gioia Tauro	CN	F35_PC1	Testata Canyon Melito I	CN	F67_PC2	Frane superficiali, Pockmark	PK
F15_PC2	Canale di Marinella di Bagnara	CN	F35_PC2	Testata Canyon Melito II	CN	F68_PC1	Pockmark Alghero	PK
F15_PC3	Canali di Sfalassà e Praialonga	CN	F35_PC3	Settore di piattaforma Straci	CN	F68_PC2	Pockmark Capo Caccia	PK
F15_PC4	Frane Capo Vaticano	FR	F35_PC4	Testata Canyon Condofuri Marina	CN	F68_PC3	Canyon Capo Caccia	CN
F15_PC5	Relitto	Altro	F35_PC5	Testata Canyon Bova	CN	F69_PC1	Frane Stretto di Fornelli	FR
F15_PC6	Relitto	Altro	F35_PC6	Testata Canali di Palizzi	CN	F70_PC1	Testata Canyon Asinara	CN
F16_PC1	Sciara del Fuoco	FR	F35_PC7	Affioramenti rocciosi e gas C. Spartivento	PK	F71_PC1	Testata Canyon Castelsardo	CN
F16_PC2	Canale Di Piscità	CN	F35_PC8	Affioramenti rocciosi di Brancaleone Marina	Altro	F71_PC2	Frana Canyon Castelsardo	FR
F16_PC3	Aree in erosione Pizzillo/Scari	FR	F36_PC1	Instabilità di Fondo Canyon Gioiosa	FR	F72_PC1	Testata Canyon	CN
F16_PC4	Faglie-fuoriuscita di fluidi Panarea	LT	F36_PC2	Testate di Canyon Bovalino e altri	CN	F72_PC2	Testata Canyon	CN
F17_PC1	Nicchie di Frana	FR	F36_PC3	Faglie attive Canyon Bovalino	LT	F72_PC3	Testata Canyon	CN
F17_PC2	Testata Canyon Niceto	CN	F37_PC1	Testata Canyon Badolato - solchi erosivi	CN	F72_PC4	Testata Canyon	CN
F18_PC1	Sistema Canyon Baia di Levante	CN	F37_PC2	Affioramenti rocciosi a sud Badolato	Altro	F72_PC5	Testata Canyon	CN
F18_PC2	Testate Canyon Brolo	CN	F37_PC3	Testata Canyon Assi	CN	F72_PC6	Testata Canyon	CN
F18_PC3	Testata Canyon Gioiosa Marea	CN	F38_PC1	Testata Canyon Botricello	CN			
F18_PC4	Testate Canyon Capo Calavà	CN	F38_PC2	Testata Canyon Serre	CN			
F19_PC1	Vulcano Eolo	VU	F38_PC3	Testata Canyon Catanzaro	CN			
F19_PC2	Horst a nord di Alicudi	LT	F38_PC4	Testata Canyon Squillace	CN			
F19_PC3	Instabilità fianchi di Filicudi	FR	F38_PC5	Testate Canyon Soverato e C. Copanello	CN			

CN=canyon, FR=frana, PK=pockmark  
LT=lineamento tettonico, Altro=relitto o  
lineamento minore



# BIBLIOGRAFIA

- AAVV (1983). Structural model of Italy and gravity map. *Consiglio nazionale delle ricerche, Progetto finalizzato Geodinamica*. Pubblicazione: [Roma] : CNR, ©1983, stampa 1990-1992.
- Abbate, E., Fanucci, F., Benvenuti, M., Bruni, P., Cipriani, N., Falorni, P., ... & Vannucchi P. (2005). Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000-Foglio 248-La Spezia. *Regione Liguria-Dipartimento Ambiente Edilizia e Lavori Pubblici, Servizio Politiche dell'Assetto Territoriale, Genova*.
- Acocella, V. (2008). Activating and reactivating pairs of nested collapses during caldera-forming eruptions: Campi Flegrei (Italy). *Geophysical Research Letters*, 35(17).
- Agate, M., & Lucido, M. (1995). Caratteri Morfologici e Sismostratigrafici Della Piattaforma Continentale Della Sicilia Nord-Occidentale. *Il Naturalista Siciliano*, 19(1-2), 3-25.
- Agate, M., Beranzoli, L., Braun, T., Catalano, R., Frugoni, F., Favali, P., ... & Sulli A. (2000). The 1998 NW Sicily offshore earthquakes in the tectonic framework of the southern border of the Tyrrhenian Sea. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 55, 103-114.
- Agate, M., Cottone, S., Di Maio, D., Fallo, L., Mancuso, M., Scannavino M., & Vaccaro, F. (2002). I Fondali marini della penisola di Capo San Vito (Sicilia nord-occidentale). In: "Attività esplorativa e ricerca nelle aree carsiche siciliane" (a cura di R. Ruggieri), *Atti del 4° Convegno di Speleologia della Sicilia*, 1-5 maggio 2002, Custonaci (TP). Speleologia Iblea, 2002, Vol. 10, pp. 83-95. AGIP (1977). *Temperature Sotterranee* (Ed. by Brugara). Segrate, Milano, 1390 pp.
- Agnesi, V., Macaluso, T., Orrù, P., & Ulzega, A. (1993). Paleogeografia dell'arcipelago delle Egadi (Sicilia) nel Pleistocene sup.-olocene. *Naturalista siciliano*, 17, 3-22.
- Aiello, G., Budillon, V., Cristofalo, G., d'Argenio, B., De Alteriis, G., De Lauro, M., ... & Tonielli, R. (2001). Marine geology and morphobathymetry in the Bay of Naples (South-eastern Tyrrhenian Sea, Italy). In *Mediterranean Ecosystems* (pp. 1-8). Springer Milan.
- Aiello, G., Marsella, E., Di Fiore, V., & D'Isanto, C. (2009). Stratigraphic and structural styles of half-graben offshore basins in Southern Italy: multichannel seismic and Multibeam morpho-bathymetric evidences on the Salerno Valley (Southern Campania continental margin, Italy). *Quaderni di Geofisica*, 77, ISSN 1590-2595.
- Alberico, I., Amato, V., Aucelli, P.P.C., D'Argenio, B., Di Paola, G., & Pappone, G. (2011). Historical shoreline change of the Sele Plain (southern Italy): the 1870-2009 Time Window. *Journal of Coastal Research*. doi: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00197.1
- Amato, A., Ascione, A., Cinque A. & Lama A. (1991). Morfoevoluzione, sedimentazione e tettonica recente dell'alta piana del Sele e delle sue valli tributarie (Campania). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 14, 5-16.
- Amato, A., Azzara, R., Basili, A., Chiarabba, C., Cocco, M., Di Bona, M., & Selvaggi, G. (1995). Main shock and aftershocks of the December 13, 1990, Eastern Sicily earthquake. *Annals of Geophysics*, 38(2).
- Amore, F. O., Bonardi, G., Ciampo, G., De Capoa, P., Perrone, V., & Sgroso, I. (1988). Relazioni tra "flysch interni" e domini appenninici: Reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframocenica delle zone esterne appenniniche. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 285-299.
- Andresen, K. J., & Huuse, M. (2011). 'Bulls-eye' pockmarks and polygonal faulting in the Lower Congo Basin: relative timing and implications for fluid expulsion during shallow burial. *Marine Geology*, 279(1), 111-127.
- Andreucci, S., Pascucci, V., Murray, A. S., & Clemmensen, L. B. (2009). Late Pleistocene coastal evolution of San Giovanni di Sinis, west Sardinia (Western Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 216(3-4), 104-116.
- Angeletti, L., Basso, D., Bavestrello, G., Bo, M., Bracchi, V., D'Ambrosio, P., ... & Taviani, M. (2017). Report SOTTOPROGRAMMA 2.2. Monitoraggio dell'estensione dell'habitat a coralligeno. Giugno 2017, pp 64. In: Programmi di Monitoraggio "Strategia Marina" in attuazione dell'art. 11 del D.lgs. 190/2010 ed elaborati ai sensi del D.M. 11 febbraio 2015 PROGRAMMA 2. Habitat del fondo marino e biodiversità. REPORT ATTIVITA'.
- Antonoli, F., Lambeck, K., Kershaw, S., Rust, D., Sylos Labini, S., Segre, A. G., ... Improta, S. (2004). Evidence for non-uniform uplift rates in southern Italy (Calabria and eastern Sicily) on glacial-cycle timescales.
- Antonoli, F., Presti, V. L., Morticelli, M. G., Bonfiglio, L., Mannino, M. A., Palombo, M. R., ... Canese, S. (2016). Timing of the emergence of the Europe-Sicily bridge (40-17 cal ka BP) and its implications for the spread of modern humans. *Geological Society, London, Special Publications*, 411(1), 111-144.
- APAT (2004). Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi. *Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 58. ISBN: 978-88-240-2642-0.
- Argnani, A., & Trincardi, F. (1988). Paola slope basin: evidence of regional contraction on the eastern Tyrrhenian margin. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 44, 93-105.
- Argnani, A., & Trincardi, F. (1993). Growth of a slope ridge and its control on sedimentation: Paola slope basin (eastern Tyrrhenian margin). *Special Publications International Association of Sedimentologists*, 20, 467-480.
- Argnani, A., Favali, P., Frugoni, F., Gasperini, M., Ligi, M., Marani, M., ... Mele, G. (1993). Foreland deformational pattern in the southern Adriatic sea. *Annali di Geofisica*, 36, 229-247.
- Argnani, A., & Savelli, C. (1999). Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian sea: space-time distribution and geodynamics significance. *Journal of Geodynamics*, 27(4), 409-432.
- Argnani, A., Frugoni, F., Cosi, R., Ligi, M., & Favali, P. (2001). Tectonics and seismicity of the Apulian Ridge south of Salento peninsula Southern Italy. *Annali di Geofisica*, 44 (3), 527-540.
- Argnani, A., & Bonazzi, C. (2005). Tectonics of Eastern Sicily Offshore. *Tectonics*, 24, TC4009. doi:10.1029/2004TC001656.
- Argnani, A., Serpelloni, E., & Bonazzi, C. (2007). Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: evidence from multichannel seismics and GPS data. *Terra Nova*, 19(5), 317-323.
- Argnani, A. (2009). Evolution of the southern Tyrrhenian slab tear and active tectonics along the western edge of the Tyrrhenian subducted slab. *Geological Society, London, Special Publications*, 311(1), 193-212.
- Argnani, A., Chiocci, F. L., Tinti, S., Bosman, A., Lodi, M. V., Pagnoni, G., & Zaniboni, F. (2009). Comment on "On the cause of the 1908 Messina tsunami, southern Italy" by Andrea Billi et al. *Geophysical Research Letters*, 36(13).
- Argnani, A., Armigliato, A., Pagnoni, G., Zaniboni, F., Tinti, S., & Bonazzi, C. (2012). Active tectonics along the submarine slope of south-eastern Sicily and the source of the 11 January 1693 earthquake and tsunami. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5), 1311.
- Argnani, A., Mazzarini, F., Bonazzi, C., Bisson, M., & Isola, I. (2013). The deformation offshore of Mount Etna as imaged by multichannel seismic reflection profiles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 251, 50-64.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., De Mets, C., & Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research*, 94, 5585-5602.
- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P. C., Savoye, B., & Bourillet, J. F. (2000). Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event. *Pure and Applied Geophysics*, 157(10), 1707-1727.
- Auroux, C., Mascle, J., Campredon, R., Mascle, G., & Rossi, S. (1985). Cadre géodynamique et évolution récente de la Dorsale Apulienne et de ses bordures. *Giornale di Geologia*, 47(12), 101-127.
- Ayele, A., Nyblade, A. A., Langston, C. A., Cara, M., & Leveque, J. J. (2006). New evidence for Afro-Arabian plate separation in southern Afar. *Geological Society, London, Special Publications*, 259(1), 133-141.
- Azzaro, F., Decembrini, F., Raffa, F., & Crisafi, E. (2007). Seasonal variability of phytoplankton fluorescence in relation to the Straits of Messina (Sicily) tidal upwelling. *Ocean Science Discussions*, 4(3), 415-440.
- Barberi, F., Innocenti, F., Ferrara, G., Keller, J., & Villari, L. (1974). Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sae). *Earth and Planetary Science Letters*, 21, 269-276.
- Barberi, F., Gandino, A., Giocada, A., La Torre, P., Sbrana, A., & Zenucchini, C. (1994). The deep structure of the Eolian arc (Filiucidi-Panarea-Vulcano sector) in light of gravity, magnetic and volcanological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 61(3), 189-206.
- Barone, A., Fabbri, A., Rossi, S., & Sartori, R. (1982). Geological Structure and Evolution of the Marine Areas Adjacent to the Calabrian Arc. *Earth Evolution Science*, 3, 207-221.
- Barra, D., Cinque, A., Italiano, A., & Scorziello, R. (1992). Il Pleistocene superiore marino di Ischia: paleoecologia e rapporti con l'evoluzione tettonica recente. *Studi Geologici Camerti*, 1992(1), 231-243.
- Bartole, R., Savelli, C., Tramontana, M., & Wezel, F. C. (1984). Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy. *Marine Geology*, 55, 163-180.
- Beccaluva, L., Rossi, P.L., & Serri, G. (1982). Neogene to recent volcanism of the southern Tyrrhenian. Sicilian area: implication for the geodynamic evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evolution Science*, 3, 222-238.
- Beccaluva, L., Gabbianelli, G., Lucchini, F., Rossi, P. L., & Savelli, C. (1985). Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. *Earth and Planetary Science Letters*, 74(2-3), 187-208.
- Belfiore, A. (1981). La sedimentazione recente del Golfo di Taranto (Alto Ionio, Italia) (Vol. 49, No. 3). Istituto universitario navale.
- Bellonia, A. (2008). *Anatomia dei collassi gravitativi nell'offshore meridionale della Campania: morfologia e stratigrafia delle frane di Licosa* (Doctoral dissertation). Università degli Studi di Napoli "Federico II", Dottorato di Ricerca in Scienze e Ingegneria del mare", Naples, Italy.
- Bellonia, A., Budillon, F., Trincardi, F., Insinga, D., Iorio, M., Asioli, A., & Marsella, E. (2008). Licosa and Acciaroli submarine slides, Eastern Tyrrhenian margin: characterisation of a possible common weak layer. *Rendiconti online Società Geologica Italiana*, 3, 83-84.
- Bellotti, P., Caputo, C., Davoli, L., Evangelista, S., & Pugliese, F. (2003). Preliminary results of researches on sedimentology and littoral dynamics of the Crati river delta (Calabria). *Geologica romana*, 37(2003-2004), 123-126.
- Bellotti, P., Caputo, C., Davoli, L., Evangelista, S., Garzanti, E., Pugliese, F., & Valeri, P. (2004). Morpho-sedimentary characteristics and Holocene evolution of the emergent part of the Ombrone River delta (southern Tuscany). *Geomorphology*, 61(1-2), 71-90.
- Bellucci, F., Milia, A., Rolandi, G., & Torrente, M. M. (2006). Structural control on the Upper Pleistocene gneissite eruptions in the Neapolitan area (Italy): volcano tectonic faults versus caldera faults. In 'Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites' edited by B. De Vivo, Elsevier B., 163-180.
- Benetazzo, A., Bergamasco, A., Bonaldo, D., Falcieri, F. M., Sclavo, M., Langone, L., & Carniel, S. (2014). Response of the Adriatic Sea to an intense cold air outbreak: dense water dynamics and wave-induced transport. *Progress in Oceanography*, 128, 115-138.
- Bergain, A., Marchese, F., Savini, A., Taviani, M., & Fabri M. C. (2017). Santa Maria di Leuca province (Mediterranean Sea): Identification of suitable mounds for cold-water coral settlement using geomorphometric proxies and maxent methods. *FRONTIERS IN MARINE SCIENCE*, 4(338), ISSN: 2296-7745, doi: 10.3389/fmars.2017.00338
- Bergomi, C., Catenacci, V., Cestari, G., Manfredini M., & Manganelli, V. (1969). Note illustrative del Foglio 171 Gaeta e vulcano di Roccamonfina. *Servizio Geologico d'Italia*, 140pp.
- Berndt, C. (2005). Focused fluid flow in passive continental margins. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1837), 2855-2871.
- Barone, M., Dominici, R., Muto, F., & Critelli, S. (2008). Detrital modes in a late Miocene wedge-top basin, northeastern Calabria, Italy: compositional record of wedge-top partitioning. *Journal of Sedimentary Research*, 78(10), 693-711.
- Bigi, G., Cosentino, D., Parotto, M., Sartori, R., & Scandone, P. (1983). Structural Model of Italy, Geological Map Scale 1: 500.000. *Consiglio Nazionale Delle Ricerche, Progetto Finalizzato Geodinamica, CNR, Italy*.
- Bigot-Cormier, F., Sage, F., Sosson, M., Déverchère, J., Ferrandini, M., Guennoc, P., ... Stéphan, J. F. (2004). Déformations pliocènes de la marge nord-Ligure (France): Les conséquences d'un chevauchement crustal sud-alpin. *Bulletin de la Société géologique de France*, 175(2), 197-211.
- Bijou-Duval, B., Morel, Y., Baudrimont, A., Bizon, G., Bizon, J.J., Borsetti, A. M., ... Innocek, F. (1982). Données nouvelles sur les marges du bassin Ionien profond (Méditerranée Orientale), Résultats des Campagnes ESCARMED. *Rev. Inst. Franc. Petrole*, 37, 713-731.
- Billi, A., & Salvini, F. (2000). Sistemi di fratture associati a faglie in rocce carbonatiche: nuovi dati sull'evoluzione tettonica del Promontorio del Gargano. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119(2), 237-250.
- Billi, A., & Salvini, F. (2001). Fault-related solution cleavage in exposed carbonate reservoir rocks in the southern Apennines, Italy. *Journal of Petroleum Geology*, 24(2), 147-169.
- Billi, A., & Salvini, F. (2003). Development of systematic joints in response to flexure-related fibre stress in flexed foreland plates: the Apulian forebulge case history, Italy. *Journal of Geodynamics*, 36(4), 523-536.
- Billi, A., Funicello, R., Minelli, L., Faccenna, C., Neri, G., Orcechio, B., & Presti, D. (2008). On the cause of the 1908 Messina tsunami, southern Italy. *Geophysical Research Letters*, 35(6), 1-3.
- Bintanja, R., van de Wal, R. S., & Oerlemans, J. (2005). Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. *Nature*, 437(7055), 125.
- Blundell, D., Freeman, R., & Mueller, S. (1992). A continent Revealed: *The European Geotraverse*. Cambridge University Press., Cambridge, 275pp.
- Bonardi, G., Cavazza, W., Perrone, V., & Rossi, S. (2001). Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian sea. In *Anatomy of an orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean basins* (pp. 287-306). Springer, Dordrecht.
- Bonardi, G., Ciarcia, S., Di Nocera, S., Matano, F., Sgroso, I., & Torre, M. (2009). Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 128(1), 47-60.
- Bortoluzzi, G., Ligi, M., Romagnoli, C., Cocchi, L., Casalbore, D., Sgroi, T., ... Remia, A. (2010). Interactions between volcanism and tectonics in the western Aeolian sector, southern Tyrrhenian Sea. *Geophysical Journal International*, 183(1), 64-78.
- Boschi, E. (2000). A new generation earthquake catalogue. *Annals of Geophysics*, 43(4).
- Bosellini, A., Morsilli, M., & Neri, C. (1999). Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin (Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 69(6), 1241-1252.
- Bosman, A., Chiocci, F. L., & Romagnoli, C. (2009). Morpho-structural setting of Stromboli volcano, revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine portions. *Bulletin of Volcanology*, 10, 1007/s00445-009-0279-5.
- Bouillin, J. P., Poupeau, G., Tricart, P., Bigot-Cormier, F., Mascle, G., & Torelli, L. (1998). Premières données thermochronologiques sur les socles sarde et kabylo-peloritain submergés dans le canal de Sardaigne (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 326(8), 561-566.
- Branaccio, L., Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C., Russo, F., Santo, A., & Santangelo, N. (1991). Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines, (Region of Naples, Italy). *Zeit. Geomorph., N.F., Suppl. Bd.*, 82, 47-58.
- Brandt, P., Rubino, A., Quadfasel, D., Alpers, W., Sellschopp, J., & Fiekas, H. V. (1999). Evidence for the influence of Atlantic-Ionian stream fluctuations on the tidally induced internal dynamics in the Strait of Messina. *Journal of physical oceanography*, 29(5), 1071-1080.
- Bruno, P.P., de Alteriis, G., & Florio, G. (2002). The western undersea section of the Ischia volcanic complex (Italy, Tyrrhenian Sea) inferred from marine geophysical data. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 1029-1034.
- Buchner, G., Italiano, A., & Vita-Finzi, C. (1996). Recent uplift of Ischia, southern Italy. *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 249-252.
- Budillon, F., De Alteriis, G., Ferraro, L., Marsella, E., Molisso, F., Tonielli, R., & Violante, C. (2003). I fondali dell'isola d'Ischia: morfobattimetria e geologia tra Punta del Chiarito e Punta San Pancrazio. *Ambiente Marino Costiero e Territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara—Golfo di Napoli): Risultati di uno studio multidisciplinare*, 5, 83-102.
- Budillon, F., Esposito, E., Iorio, M., Pelosi, N., Porfido, S., & Violante, C. (2005). The geological record of storm events over the last 1000 years in the Salerno Bay (Southern Tyrrhenian Sea): new proxy evidences. *Advances in Geosciences*, 2, 123-130.
- Budillon, F., Vicinanza, D., Ferrante, V., & Iorio, M. (2006). Sediment transport and deposition during extreme sea storm events at the Salerno Bay (Tyrrhenian Sea): comparison of field data with numerical model results. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(5), 839-852.

- Budillon F., Conforti A., Tonielli R., D'Argenio B., & Marsella E. (2011a) - Morfobatimetria del Golfo di Pozzuoli. In L. Lirer (ed.) I Campi Flegrei, Storia di un campo vulcanico. *Quaderni dell'Accademia Pontaniana*, 57, 105-120.
- Budillon, F., Conforti, A., Tonielli, R., De Falco, G., Di Martino, G., Innangi, S., & Marsella, E. (2011b). The Bulgheria canyon-fan: a small-scale proximal system in the eastern Tyrrhenian Sea (Italy). *Marine Geophysical Research*, 32, 83-97. DOI 10.1007/s11001-011-9138-9.
- Budillon, F., Senatore, M. R., Insinga, D. D., Iorio, M., Lubritto, C., Roca, M., & Rumolo, P. (2012). Late Holocene sedimentary changes in shallow water settings: the case of the Sele river offshore in the Salerno Gulf (south-eastern Tyrrhenian Sea, Italy). *Rendiconti Lincei*, 23(1), 25-43.
- Budillon, F., Cesarano, M., Conforti, A., Pappone, G., Di Martino, G., & Pelosi, N. (2014). Recurrent superficial sediment failure and deep gravitational deformation in a Pleistocene slope marine succession: The Poseidonia Slide (Salerno Bay, Tyrrhenian Sea). In *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (pp. 273-283). Springer International Publishing.
- Buongiorno Nardelli, B., Budillon, F., Watteaux, R., Ciccone, F., Conforti, A., De Falco, G., Di Martino, G., Innangi, S., Tonielli, R., Iudicone, D. (2017). Pockmark morphology and turbulent buoyant plumes at a submarine spring. *Continental Shelf Research*, 148, 19-36.
- Cadoux, A., Pinti, D. L., Aznar, C., Chiesa, S., & Gillot, P. Y. (2005). New chronological and geochemical constraints on the genesis and geological evolution of Ponza and Palmarola volcanic islands (Tyrrhenian Sea, Italy). *Lithos*, 81(1), 121-151.
- Caiazza, C., Ascione, A. & Cinque, A. (2006). Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): new evidences from the Tyrrhenian slope. *Tectonophysics*, 421, 23-51.
- Caire, A. (1962). Les arcs calabro-siciliens et les relations entre Afrique du Nord et Apennin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(5), 774-784.
- Calcagnile, G., & Panza, G. F. (1990). Crustal and upper mantle structure of the Mediterranean area derived from surface-wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 60(1-4), 163-168.
- Canu, M., & Trincardi, F. (1989). Controllo eustatico e tettonico sui sistemi deposizionali nel Bacino di Paola (Plio-Quaternario), margine tirrenico orientale. *Giornale di Geologia*, 51(2), 41-46.
- Capotorti, F., & Tozzi, M. (1991). Tettonica trascorrente nella penisola sorrentina. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 35-57.
- Capozzi, R., Artoni, A., Torelli, L., Lorenzini, S., Oppo, D., Mussoni, P., & Polonia, A. (2012). Neogene to Quaternary tectonics and mud diapirism in the Gulf of Squillace (Crotone-Spartivento Basin, Calabria Arc, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 35(1), 219-234.
- Caputo, R., Bianca, M., & D'Onofrio, R. (2010). Ionian marine terraces of southern Italy: Insights into the Quaternary tectonic evolution of the area. *Tectonics*, 29(4), 1-24.
- Carmignani, L., Funedda, A., Oggiano, G., & Pasci, S. (2004). Tectonosedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic? *Geodinamica Acta*, 17(4), 275-287.
- Carminati, E., Lustrino, M., Cuffaro, M., & Doglioni, C. (2010). Tectonics magmatism and geodynamics of Italy. Wath we know and wath we imagine. *Journal of Virtual Explorer*, 36 (9).
- Casalbore, D., Romagnoli, C., Chiocci, F., & Frezza, V. (2010). Morpho-sedimentary characteristics of the volcanoclastic apron around Stromboli volcano (Italy). *Marine Geology*, 269(3-4), 132-148.
- Casalbore, D., Chiocci, F. L., Scarascia Mugnozza, G., Tommasi, P., & Sposato, A. (2011a). Flash-flood hyperpycnal flows generating shallow-water landslides at Fiumara mouths in Western Messina Strait (Italy). *Marine Geophysical Research*, 32(1-2), 257.
- Casalbore, D., Romagnoli, C., Bosman, A., & Chiocci, F. L. (2011b). Potential tsunamigenic landslides at Stromboli Volcano (Italy): Insight from marine DEM analysis. *Geomorphology*, 126(1-2), 42-50.
- Casalbore, D., Bosman, A., Romagnoli, C., & Chiocci, F. L. (2013). Small-scale crescent-shaped bedforms in submarine volcanic setting: examples from Stromboli and Salina island (Italy). *GeoActa*, 12, 37-45.
- Casalbore, D., Romagnoli, C., Bosman, A., & Chiocci, F. L. (2014). Large-scale seafloor waveforms on the flanks of insular volcanoes (Aeolian Archipelago, Italy), with inferences about their origin. *Marine Geology*, 355, 318-329.
- Casalbore, D., Bosman, A., Romagnoli, C., Di Filippo, M., & Chiocci, F. L. (2016). Morphology of Lipari offshore (Southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Maps*, 12(1), 77-86.
- Casalbore, D., Falese, F., Martorelli, E., Romagnoli, C., & Chiocci, F. L. (2017). Submarine depositional terraces in the Tyrrhenian Sea as a proxy for paleo-sea level reconstruction: problems and perspective. *Quaternary International*, 439, 169-180.
- Casciello, E., Cesarano, M., & Pappone, G. (2006). Extensional detachment faulting on the tyrrhenian margin of the Southern Apennines contractional belt (Italy). *Journal of the Geological Society, London*, 163, 617-629.
- Casero, P., Cita, M. B., Croce, M., & De Micheli, A. (1984). Tentativo di interpretazione evolutiva della scarpata di Malta basata su dati geologici e geofisici. *Memorie della Società Geologica d'Italia*, 27, 233 - 253.
- Castello, B., Selvaggi, G., Chiarabba, C., Amato, A. (2006). CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1. *INGV-CNT, Roma* <http://www.ingv.it/CSI/>
- Casula, G., Cherchi, A., Montadert, L., Murru, M., & Sarria, E. (2001). The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 863-888.
- Catalano, R., Infuso, S., Sulli, A. (1994). The submerged Alpidic Chain from southern Sardinia shelf to the Pelagian rifting: tectonic history *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 36 (141-144), 139-158.
- Catalano, R., Di Stefano, P., & Sulli, A., & Vitale, F.P. (1996). Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area. *Tectonophysics*, 260, 291-323.
- Catalano, S., De Guidi, G., Monaco, C., Tortorici, G., & Tortorici, L. (2003). Long-term behaviour of the late Quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian arc): structural and morphological constraints. *Quaternary International*, 101, 81-91.
- Catalano, S., De Guidi, G., Monaco, C., Tortorici, G., & Tortorici, L. (2008). Active faulting and seismicity along the Siculo-Calabrian Rift Zone (southern Italy). *Tectonophysics*, 453(1), 177-192.
- Ceramicola, S., Civile, D., Caburlotto, A., Cova, A., Accetella, D., Caffau, M., ... & Ramella, R. (2008). Dinamiche morfo-sedimentarie del margine calabro ionico settentrionale per definire il rischio geologico (Progetto MaGIC). *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 3, 210-211.
- Ceramicola, S., Civile, D., Caburlotto, A., Cova, A., Cotterle, D., Diviaco, P., ... & Critelli, S. (2009). Features of mass wasting along the submarine scope of the Ionian Calabrian margin. *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 7, 87-89.
- Ceramicola, S., Forlin, E., Coste, M., Cova, A., Praeg, D., Fanucci, F., & Critelli, S. (2010, December). Submarine mass wasting on the Ionian Calabrian margin. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Ceramicola, S., Tinti, S., Zaniboni, F., Praeg, D., Planinsek, P., Pagnoni, G., & Forlin, E. (2014a). Reconstruction and tsunami modeling of a submarine landslide on the Ionian margin of Calabria (Mediterranean Sea). In *Landslide science for a safer geoenvironment* (pp. 557-562). Springer, Cham.
- Ceramicola, S., Praeg, D., Coste, M., Forlin, E., Cova, A., Colizza, E., & Critelli, S. (2014b). Submarine mass-movements along the slopes of the active Ionian continental margins and their consequences for marine geohazards (Mediterranean Sea). In *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (pp. 295-306). Springer International Publishing.
- Ceramicola, S., Praeg, D., Cova, A., Accetella, D., & Zecchin, M. (2014c). Seafloor distribution and last glacial to postglacial activity of mud volcanoes on the Calabrian accretionary prism, Ionian Sea. *Geo-Marine Letters*, 34(2-3), 111-129.
- Ceramicola, S., Amaro, T., Amblas, D., Çağatay, N., Carniel, S., Chiocci, F. L., & Briand, F. (2015). Submarine canyon dynamics—Executive Summary. *CIESM Monograph*, 47.
- Cernobori, L., Hirn, A., McBride, J. H., Nicolich, R., Petronio, L., & Romanelli, M. (1996). Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins. *Tectonophysics*, 264(1-4), 175-189.
- Channell, J. E. T., d'Argenio, B., & Horvath, F. (1979). Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 15(3), 213-292.
- Chappell, J., & Shackleton, N. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324(6093), 137-140.
- Cherchi, A., Marini, A., Murru, M., & Ulzega, A. (1978). Movimenti neotettonici nella Sardegna Meridionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 1, 581-587.
- Cherchi, A., & Montadert, L. (1982). Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 298, 736-739.
- Chiocci, F. L., D'Angelo, S., Orlando, L., Pantaleone, A. (1989). Evolution of the Holocene shelf sedimentation defined by high-resolution seismic stratigraphy and sequence analysis (Calabro-Tyrrhenian continental shelf). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 48, 359-380.
- Chiocci, F. L., & Orlando, L. (1995). Effects of high-frequency Pleistocene sea-level changes on a highly deforming continental margin: Calabrian shelf (southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 37 (145), 39-58.
- Chiocci, F. L., Martorelli, E., Sposato, A., & TIVOLI, G. D. R. (1998). Prime immagini Tobi dei fondali del Tirreno centro-meridionale (settore orientale). *Geologica Romana*, 34, 207-222.
- Chiocci, F. L., Martorelli, E., & Bosman, A. (2003). Cannibalization of a continental margin by regional scale mass wasting: an example from the central Tyrrhenian Sea. In *Submarine mass movements and their consequences* (pp. 409-416). Springer, Dordrecht.
- Chiocci, F. L., & Orlando, L. (2004). Terrazzi deposizionali sommersi nel settore meridionale del Golfo di S. Eufemia (Calabria). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 58, 75-80.
- Chiocci, F. L., & Romagnoli, C. (2004). Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 58, 37-48.
- Chiocci, F. L., & De Alteriis, G. (2006). The Ischia debris avalanche: first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic island prehistorical collapse. *Terra Nova*, 18 (3), 202-209.
- Chiocci, F. L., & Martorelli, E. (2008). Note illustrative Aree sommersive della carta geologica d'Italia alla scala 1:50 000, Foglio 601. 'Messina - Reggio di Calabria'. Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e i servizi Tecnici (APAT), Roma.
- Chiocci, F. L., Romagnoli, C., & Bosman, A. (2008b). Morphologic resilience and depositional processes due to the rapid evolution of the submerged Sciara del Fuoco (Stromboli Island) after the December 2002 submarine slide and tsunamis. *Geomorphology*, 100(3-4), 356-365.
- Chiocci, F. L., Coltelli, M., Bosman, A., & Cavallaro, D. (2011). Continental margin large-scale instability controlling the flank sliding of Etna volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(1), 57-64.
- Chiocci, F. L., & Casalbore, D. (2011). Submarine gullies on Italian upper slopes and their relationship with volcanic activity revisited 20 years after Bill Normark's pioneering work. *Geosphere*, 7 (6): 1284-1293. doi: <https://doi.org/10.1130/GES00633.1>
- Chiocci, F. L., & Martorelli, E. (in press) Note Illustrative della carta Geologica d'Italia, Foglio 601, Messina-Reggio di Calabria - Parti marine del foglio.
- Chiodini, G., Cardellini, C., Amato, A., Boschi, E., Caliro, S., Frondini, F., & Ventura, G. (2004). Carbon dioxide Earth degassing and seismogenesis in central and southern Italy. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 1-4.
- Ciaranfi, N., Maggiore, M., Pieri, P., Rapisardi, L., Ricchetti, G., & Walsh, N. (1979). Considerazioni sulla neotettonica della Fossa Bradanica. In *C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, Nuovi Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*, 25, 73-95.
- Ciarcia, S., Vitale, S., Di Staso, A., Iannace, A., Mazzoli, S., & Torre, M. (2009). Stratigraphy and tectonics of an Internal Unit of the southern Apennines: implications for the geodynamic evolution of the peri-Tyrrhenian mountain belt. *Terra Nova*, 21(2), 88-96.
- Cinque, A., Patacca E., Scandone, P., & Tozzi M. (1993). Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines: Relationship between surface geological features and deep lithospheric structures. *Annali di Geofisica*, 36 (2), 249-260.
- Cipollari, P., & Cosentino, D. (1995a). Il sistema Tirreno-Appennino: segmentazione litosferica e propagazione del fronte compressivo. *Studi Geologici Camerti, vol. spec 1995/2*, 125-134.
- Cipollari, P., & Cosentino, D. (1995b). Miocene unconformities in the Central Apennines: geodynamic significance and sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 252, 375-389.
- Civile, D., Lodolo, E., Tortorici, L., Lanzafame, G., & Brancolini, G. (2008). Relationships between magmatism and tectonics in a continental rift: the Pantelleria Island region (Sicily Channel, Italy). *Marine Geology*, 251(1), 32-46.
- Civile, D., Lodolo, E., Accetella, D., Geletti, R., Ben-Avraham, Z., Deponte, M., ... Romeo, R. (2010). The Pantelleria graben (Sicily Channel, Central Mediterranean): an example of intraplate 'passive' rift. *Tectonophysics*, 490(3), 173-183.
- Cocchi, L., Passaro, S., Tontini, F. C., & Ventura, G. (2017). Volcanism in slab tear faults is larger than in island-arcs and back-arcs. *Nature communications*, 8(1), 1451.
- Colantoni, P. (1975). Note di Geologia marina sul Canale di Sicilia. *Giornale di Geologia*, 40, 181-207.
- Colantoni, P., Tramontana, M., & Tedeschi, R. (1990). Contributo alla conoscenza dell'avampese apulo: struttura del Golfo di Manfredonia (Adriatico meridionale). *Giornale di Geologia*, 52 (1-2), 19-32.
- Colantoni, P., Gabbianelli, G., Rizzo, V., Piergiovanni, A., & Gabbianelli, G. (1997). Seafloor of the deformativa structures of the Maratea Valley Basilicata (Italy) and recent evolution of the opposite continental shelf. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 20(1), 51-60.
- Colizza, E., Corradi, N., Cuppari, A., Fanucci, F., Morelli, D., Del Ben, A. (2005). Rischio geologici e ambientali sul margine continentale ligure e sul margine della Calabria Ionica. In: SLEJKO D., REBEZ A. (Eds.), *Proceeding of 24th NGTGS Congress*, 15-17th November 2005, Rome, pp.301-304.
- Colizza E., Cuppari A., Fanucci F., Morelli D., Fonda G., Melis R., ... Wardell N. (2008). Morfostrutture e processi sedimentari nei fondali dell'area compresa fra Punta Stilo e Capo Rizzuto (Calabria Ionica), zona a potenziale rischio geoambientale. *84° Convegno SGI, 15-17 settembre 2008, Sassari, Rend online Società Geologica Italiana*, 3, 248-249.
- Conforti, A., Budillon, F., Tonielli, R., & De Falco, G. (2016). A newly discovered Pliocene volcanic field on the western Sardinia continental margin (western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, 36(1), 1-14.
- Conte, A. M., & Dolfi, D. (2002). Petrological and geochemical characteristics of Plio-Pleistocene volcanics from Ponza Island (Tyrrhenian sea, Italy). *Mineralogy and Petrology*, 74 (1), 75-94.
- Conte, A. M., Martorelli, E., Calarco, M., Sposato, A., Perinelli, C., Coltelli, M., & Chiocci, F. L. (2014). The 1891 submarine eruption offshore Pantelleria Island (Sicily Channel, Italy): Identification of the vent and characterization of products and eruptive style. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15 (6), 2555-2574.
- Conte, A. M., Perinelli, C., Bianchini, G., Natali, C., Martorelli, E., & Chiocci, F. L. (2016). New insights on the petrology of submarine volcanics from the Western Pontine Archipelago (Tyrrhenian Sea, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 327, 223-239.
- Conti A., Bigi S., Cuffaro M., Doglioni C., Scrocca D., Muccini F., & Bortoluzzi G. (2017). Transfer zones in an oblique back-arc basin setting: Insights from the Latium-Campania segmented margin (Tyrrhenian Sea). *Tectonics*, 36, 78-107.
- Corradi, N., Fanucci, F., Fierro, G., Firpo, M., Piccazzo, M. E., Mirabile, L. (1984). La piattaforma continentale ligure: caratteri, struttura ed evoluzione. *Progetto Finalizzato "Oceanografi a e Fondi Marini" del C.N.R.*: 1 - 34, Roma.
- Corradi, N., Cuppari, A., Fanucci, F., & Morelli, D. (2002). Gravitativa instabilità di sedimenti sulle masse del Liguriano seafloor. *Geoacta*, 1, 37-44.
- Cosentino, D., Cipollari, P., & Pipponzi, G. (2003). Il sistema orogenico dell'Appennino centrale: vincoli stratigrafici e cronologia della migrazione. *Studi Geologici Camerti*, Numero Spec. 85-99.
- Coste, M. (2014). *Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active: analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma* (Doctoral dissertation, Université Nice Sophia Antipolis).
- Courbouleix, S., Clet, M., Coutard, J. P., Lautridou, J. P., Van Vliet-Lanoë, B., Dupas, A., & Comes-Pintaux, A. M. (1998). Simulation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle climatique. Utilisation des échantillons du sondage EST106. *Unpublished report, ANDRA, Chanteny-Malabry A*, 12279, 64.
- Crati Group, (1980). Studio pilota di una conoide sottomarina attuale: crociera CR 80, suo svolgimento e prime osservazioni. *Rapp. tec.*, 17, IGM-BO, 1-36.
- Creamer, J. B., Calvert, A. T., & Spera, F. J. (2011, December). New 40Ar/39Ar eruption ages for the western Aeolian Arc, Southern Italy. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Cubellis, E., & Carlino, S. (2004). Management of historical seismic data using GIS: the island of Ischia (Southern Italy). *Natural Hazards*, 33(3), 379-393.
- Cucco, A., Quattrocchi, G., Olita, A., Fazioli, L., Ribotti, A., Sinerchia, M., ... & Sorgente, R. (2016). Hydrodynamic modelling of coastal seas: the role of tidal dynamics in the Messina Strait, Western Mediterranean Sea. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 16(7), 1553-1569.
- Cuppari, A., Colizza, E., Fanucci, F., & Morelli, D. (2004). Morphology and Evolution of the Sidereo and Bovalino Canyons: Their relationship with the Tectonics of the Calabrian Arc (Calabrian Ionian Margin). *Quaternaria Nova*, VIII, 29-44.
- Dalla Valle, G., Gamberi, F., Trincardi, F., Baglioni, L., Errera, A., & Rocchini, P. (2013). Contrasting slope channel styles on a prograding mud-prone margin. *Marine and Petroleum Geology*, 41, 72-82.
- Dalla Valle, G., Campiani, E., Fogliani, F., Gamberi, F., & Trincardi, F. (2014). Mass transport complexes from contourite and shelf-edge deposits along the south-western Adriatic margin (Italy). In *Submarine Mass Movements and Their Consequences*(pp. 447-457). Springer International Publishing.

- Dalla Valle, G., Gamberi, F., Fogliani, F., & Trincardi, F. (2015). The Gondola Slide: a mass transport complex controlled by margin topography (South-western Adriatic Margin, Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 366, 97-113.
- Dan, G., Sultan, N., & Savoye, B. (2007). The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology*, 245(1), 40-64.
- D'Angelo, S., Lenbo, P., & Sacchi, L. (2004). Terrazzi de posizionali sommersi al largo dell'Isola di Favignana (Isole Egadi). *Memorie Descrittive Carta Geologica D'Italia*, LVIII, 125-132.
- D'Argenio, B., Aiello, G., de Alteriis, G., Milia, A., Sacchi, M., Tonielli, R., ... Violante, C. (2004). Digital elevation model of the Naples Bay and adjacent areas, eastern Tyrrhenian Sea. In G. Pasquare, C. Venturini, (Eds.), *Mapping geology in Italy. APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici)-National Geological Survey of Italy Spec. Vol.* (pp. 22-28). Florence: S.E.L.C.A.
- D'Argenio, B. (1974). Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 13, 137-159.
- De Alteriis, G. (1995). Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea. *Tectonophysics*, 252(1), 349-373.
- De Alteriis, G., & Violante, C. (2009). Catastrophic landslides off Ischia volcanic island (Italy) during prehistory. In Violante C. (ed) 'Geohazard in rocky coastal areas' (Special Publications). *The Geological Society of London*, 322, 73-104.
- De Alteriis, G., Insinga, D. D., Morabito, S., Morra, V., Chiocci, F. L., Terrasi, F., ... Pazzanese, M. (2010). Age of submarine debris avalanches and tephrostratigraphy offshore Ischia Island, Tyrrhenian Sea, Italy. *Marine Geology*, 278(1), 1-18.
- De Astis, G., Ventura, G. & Villardo, G. (2003). Geodynamic significance of the Aeolian Volcanism (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) in light of structural, seismological and geochemical data. *Tectonics*, 22(4), 1040, doi:10.1029/2003TC001506.
- De Astis, G., Pappalardo, L., & Piochi, M. (2004). Procliva volcanic history: new insights into the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campania region, Italy). *Bulletin of Volcanology*, 66(7), 622-641.
- De Astis, G., Lucchi, F., Dellino, P., La Volpe, L., Tranne, C. A., Frezzotti, M. L., & Peccerillo, A. (2013). Geology, volcanic history and petrology of Vulcano (central Aeolian archipelago). *Geological Society, London, Memoirs*, 37(1), 281-349.
- De Falco, G., De Muro, S., Batzella, T., & Cucco, A. (2011). Carbonate sedimentation and hydrodynamic pattern on a modern temperate shelf: The Strait of Bonifacio (western Mediterranean). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 93, 14-26. doi: 10.1016/j.eccs.2011.03.013.
- De Falco, G., Budillon, F., Conforti, A., Di Bitetto, M., Di Martino, G., Innangi, S., ... Tonielli, R. (2015a). Sorted bedforms over transgressive deposits along the continental shelf of western Sardinia (Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 359, 75-88.
- De Falco, G., Antonioli, F., Fontolan, G., Lo Presti, V., Simone, S., & Tonielli, R. (2015b). Early cementation and accommodation space dictate the evolution of an overstepping barrier system during the Holocene. *Marine Geology*, 369, 52-66.
- De Guidi, G., Catalano, S., Monaco, C., & Tortorici, L. (2003). Morphological evidence of Holocene coseismic deformation in the Taormina region (NE Sicily). *Journal of Geodynamics*, 36 (1-2), 193-211.
- De Mets, C., Gordon R. G., Argus D. F., & Stein S. (1990). Current plate motions. *Geophysical journal international*, 101, 425-478.
- De Natale, G., Troise, C., Kilburn, C. R., Somma, R., & Moretti, R. (2017). Understanding volcanic hazard at the most populated caldera in the world: Campi Flegrei, Southern Italy. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(5), 2004-2008.
- De Vita, S., Laurenzi, M. A., Orsi, G., & Voltaggio, M. (1998). Application of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and <sup>230</sup>Th dating methods to the chronostratigraphy of Quaternary basaltic volcanic areas: the Ustica island case history. *Quaternary International*, 47, 117-127.
- De Vita, P. (2005). Carta idrogeologica dell'Italia meridionale. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.
- De Vita, S., Sansivero, F., Orsi, G., & Marotta, E. (2006). Cyclical slope instability and volcanism related to volcano-tectonism in resurgent calderas: the Ischia island (Italy) case study. *Engineering Geology*, 86(2), 148-165.
- De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P. B., Calvert, A., Bohron, W. A., Spera, F. J., & Belkin, H. E. (2001). New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineralogy and Petrology*, 73(1-3), 47-65.
- De' Dominicis, A., & Mazzoldi, G. (1987). Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della piattaforma apula. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 38, 163-176.
- Deino, A. L., Orsi, G., de Vita, S., & Piochi, M. (2004). The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera-Italy) assessed by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1), 157-170.
- Del Ben, A., Barnaba, C., & Taboga, A. (2008). Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc. *Marine Geophysical Researches*, 29(1), 1-12.
- Del Gaudio, C., Aquino, I., Ricciardi, G. P., Ricco, C., & Scandone, R. (2010). Unrest episodes at Campi Flegrei: A reconstruction of vertical ground movements during 1905-2009. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195(1), 48-56.
- Deino, A. L., Orsi, G., de Vita, S., & Piochi, M. (2004). The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera-forming eruption (Campi Flegrei caldera-Italy) assessed by <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133(1), 157-170.
- Della Vedova, B., Bellini, S., Pellis, G., & Squarci, P. (2001). Deep temperatures and surface heat flow distribution. In: *Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), 'Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basin'*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, 65-67.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W., & Knott, S. D. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich and R.G. Park (Editors), *Alpine Tectonics*. *Geological Society London Special Publications*, 45, 265-283.
- Di Bucci, D., Burrato, P., Vannoli, P., & Valensise, G. (2010). Tectonic evidence for the ongoing Africa-Eurasia convergence in central Mediterranean foreland areas: A journey among long-lived shear zones, large earthquakes, and elusive fault motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115 (B12).
- Di Girolamo, P., Ghiara, M. R., Munno, R., Rolandi, G., & Stanzione, D. (1984). Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 103(2), 349-413.
- Di Napoli, R., Aiuppa, A., Sulli, A., Caliro, S., Chiodini, G., Acocella, V., ... & Valenza, M. (2016). Hydrothermal fluid venting in the offshore sector of Campi Flegrei caldera: A geochemical, geophysical, and volcanological study. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(10), 4153-4178.
- Di Vito, M. A., Isaia, R., Orsi, G., Southon, J. D., De Vita, S., d'Antonio, M., ... & Piochi, M. (1999). Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91 (2-4), 221-246.
- Doglioni, C. (1991). A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions-possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. *Terra Nova*, 3(4), 423-434.
- Doglioni, C., Mongelli, F., & Pieri, P. (1994). The Puglia uplift (SE Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics*, 13(5), 1309-1321.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Martinelli, G., Mongelli, F., & Zito, G. (1996). A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism. *Terra Nova*, 8(6), 540-547.
- Doglioni, C., Innocenti, F., Modellato, C., Procaccianti, D., & Scrocca, D. (2004). On the Tyrrhenian opening - sull'apertura del Mar Tirreno. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, XLIV*, 147-164.
- Droghei, R., Falcini, F., Casalbore, D., Martorelli, E., Mosetti, R., Sannino, G., ... Chiocci, F. L. (2016). The role of Internal Solitary Waves on deep-water sedimentary processes: the case of up-slope migrating sediment waves off the Messina Strait. *Scientific reports*, 6, 36376.
- Egger, A. (1992). *Lithospheric structure along a transect from the northern Apennines to Tunisia derived from seismic refraction data* (Doctoral Dissertation). Univ. ETH Zurich, 150pp.
- Etiopo, G., Beneduce, P., Calcara, M., Favali, P., Frugoni, F., Schiattarella, M., & Smriglio, G. (1999). Structural pattern and CO<sub>2</sub> - CH<sub>4</sub> degassing of Ustica Island, Southern Tyrrhenian Basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 291 - 304.
- Etiopo, G., Savini, A., Bue, N. L., Favali, P., & Corselli, C. (2010). Deep-sea survey for the detection of methane at the "Santa Maria di Leuca" cold-water coral mounds (Ionian Sea, South Italy). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 57(5), 431-440.
- Fabbri, A., & Curzi, P. (1979). The Messinian of Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamic implications. *Giornale di Geologia*, 43, 215-248.
- Fabbri, A., Ghisetti, F., & Vezzani, L. (1980). The Peloritani-Calabria range and the Gioia arc (southern Italy): relationships between land and marine data. *Geologica Romana*, 19, 131-150.
- Fabbri, A., Gallignani, P., & Zitellini, N. (1981). Geologic evolution of the Peri-Tyrrhenian Sedimentary Basins. In *Wezel F. C. (Ed.) - Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*. C.N.R., Italian Project Oceanogr., pp. 101-126, 22 fig., Tecnoprint, Bologna
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L., & Rossetti, F. (2001). History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809-820.
- Faccenna, C., Speranza, F., D'ajello Caracciolo, F., Mattei, M., & Oggiano, G. (2002). Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime. *Tectonophysics*, 356, 213-232.
- Faccenna, C., Molin, P., Orecchio, B., Olivetti, V., Bellier, O., Funicello, F., ... Billi, A. (2011). Topography of the Calabria subduction zone (southern Italy): Clues for the origin of Mt. Etna. *Tectonics*, 30(1), TC1003, doi:10.1029/2010TC002694.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lallemand, S., & Steinberger, B. (2012). On the role of slab pull in the Cenozoic motion of the Pacific plate. *Geophysical Research Letters*, 39(3). Doi: 10.1029/2011GL050155.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342 (6250), 637.
- Fais, S., Klingele, E. E., & Lecca, L. (1996). Oligo-Miocene half graben structure in Western Sardinian Shelf (western Mediterranean): Reflexion seismic and aeromagnetic data comparison. *Marine Geology*, 133, 203-222.
- Fanucci, F., Fierro, G., Ulzega, A., Gennesseaux, M., Rehault, J.P., & Viaris De Lesegno, L. (1976). The continental shelf of Sardinia: structure and sedimentary characteristics. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 95, 1207-1217.
- Fanucci, F., & Morelli, D. (1997). Il margine sardo nel contesto geodinamico del Mediterraneo Occidentale. In *Conv. Esc. La Fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale*, Assorgi A., Barca S., & Spano C. eds, *Vilanovaforru*, 81-83.
- Fanucci, F., & Morelli, D. (2001). Modalità e cause della deriva del Blocco Sardo-Corso. *Studi Trentini di Scienze Naturali. Acta Geologica*, 77, 5-14.
- Fanucci, F., & Morelli, D. (2005). Evoluzione geodinamica del margine appenninico tra Portofino e La Spezia. Riassunti estesi del 24° Convegno del GNGTS, 129-132.
- Fanucci, F., & Morelli, D. (2006). Assetto morfo-strutturale ed evoluzione polifasica del Margine appenninico tra Portofino e La Spezia. *Rendiconti della Società Geologica italiana*, 2, 139-141.
- Fanucci, F., & Morelli, D. (2013). Rapporti tra morfologia e tettonica sul Margine Continentale Ligure. D'Angelo S. & Fiorentino A. (a cura di), 2012. Contributi al meeting marino 25-26 ottobre 2012. Atti ISPRA 2013, Roma, 116, 53-57.
- Farrugia, P., Apopei, I., & Bonjer, K. P. (1987). Observations of seismicity of the Sicily channel. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 38, 329-340.
- Favalli, M., Boschi, E., Mazzarini, F., & Pareschi, M. T. (2009). Seismic and landslide source of the 1908 Straits of Messina tsunamis (Sicily, Italy). *Geophysical Research Letters*, 36(16), doi:10.1029/2009GL039135.
- Ferranti, L., Monaco, C., Antonioli, F., Maschio, L., Kershaw, S., & Verrubbi, V. (2007). The contribution of region-
- al uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, Southern Italy: evidence from raised Late Holocene shorelines. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112, B06401, doi:10.1029/2006JB004473.
- Ferranti, L., Santoro, E., Mazzella, M. E., Monaco, C., & Morelli, D. (2009). Active transpression in the northern Calabria Apennines, southern Italy. *Tectonophysics*, 476(1), 226-251.
- Ferraro, L., Pescatore, T., Russo, B., Senatore, M. R., Vecchione, C., Coppa, M. G., & Di Tuoro, A. (1997). Studi di geologia marina del margine tirrenico: la piattaforma continentale tra Punta Licosa e Capo Palinuro (Tirreno Meridionale). *Bollettino della Società Geologica d'Italia*, 116, 473-485.
- Ferraro, F., Orrù, P., & Ulzega, A. (2004). Terrazzi deposizionali sommersi della piattaforma continentale della Sardegna orientale e meridionale. In Chiocci F.L., D'Angelo S., Romagnoli C., *Atlante dei Terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Vol. LVIII - APAT Servizio Geologico d'Italia*.
- Ferrucci, F., Gaudiosi, G., Pino, N. A., Luongo, G., Hirn, A., & Mirabile, L. (1989). Seismic detection of a major Moho upheaval beneath the ampania volcanic area. *Geophysical Research Letters*, 16, 1317-1320.
- Filocamo, F., Romano, P., Di Donato, V., Esposito, P., Mattei, M., Porreca, M., ... Ermolli, E. R. (2009). Geomorphology and tectonics of uplifted coasts: new chronostratigraphical constraints for the Quaternary evolution of Tyrrhenian North Calabria (southern Italy). *Geomorphology*, 105(3), 334-354.
- Finetti, I., & Morelli, C. (1972). Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 14(56), 291-342.
- Finetti, I., & Morelli, C. (1973). Esplorazione geofisica dell'area circostante il blocco sardo-torso. *Rend. Sem. Fat. Sci. Univ. Cagliari, Suppl.*, 43, 213-238.
- Finetti, I. (1982). Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 24 (96), 247 - 312.
- Finetti, I. (1984). Struttura ed evoluzione della microplacca adriatica. *Bollettino di Oceanografia Teorica ed Applicata II*, 2, 115-123.
- Finetti, I. (1985). Structure and evolution of the central Mediterranean (Pelagian and Ionian seas). In *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, edited by D. J. Stanley and F. C. Wezel (pp. 215 - 230) Springer, New York.
- Finetti, I., Bricchi, G., Del Ben, A., Pipan, M., & Xuan, Z. (1987). Geophysical study of the Adria plate. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 40, 335-344.
- Finetti, I. R., Boccaletti, M., Bonini, M., Del Ben, A., Pipan, M., Prizzon, A., & Sani, F. (2005). Lithospheric tectonostratigraphic setting of the Ligurian Sea-Northern Apennines-Adriatic Foreland from integrated CROP seismic data. Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, *CROP PROJECT*, 8, 119-158.
- Finetti, I. R., Del Ben, A., Fais, S., Forlin, E., Klingele, E., Lecca, L., ... Prizzon, A. (2005). Crustal Tectono-Stratigraphic Setting and Geodynamics of the Corso-Sardinian Block from new CROP seismic data. *Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy, CROP PROJECT*, 18, 413-446.
- Fogliani, F., Campiani, E., & Trincardi, F. (2016). The reshaping of the South West Adriatic Margin by cascading of dense shelf waters. *Marine Geology*, 375, 64-81.
- Fracassi, U., Di Bucci, D., Ridente, D., Trincardi, F., & Valensise, G. (2012). Recasting Historical Earthquakes in Coastal Areas (Gargano Promontory, Italy): Insights from Marine Paleoseismology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 1-17.
- Francalanci, L., Lucchi, F., Keller, J., De Astis, G., & Tranne, C. A. (2013). Eruptive, volcano-tectonic and magmatic history of the Stromboli volcano (north-eastern Aeolian archipelago). *Geological Society, London, Memoirs*, 37(1), 397-471.
- Galli, P., Spina, V., Ilardo, I., & Naso, G. (2010). Evidence of active tectonics in southern Italy: the Rossano Fault (Calabria). Recent progress on earthquake geology. *Nova Science Publishers Inc., New York*, 49-78.
- Furlani, S., Antonioli, F., Cavallaro, D., Chirco, P., Caldarelli, F., Martin, F.F., Morticelli, M.G., Monaco, C., Sulli, A., Quarta, G., Biolchi, S., Sannino, G., de Vita, S., Calcagnile, L., Agate, M. (2017). Tidal notches, coastal landforms and relative sea-level changes during the Late Quaternary at Ustica Island (Tyrrhenian Sea, Italy). *Geomorphology*, 299, 94-106.
- Gallignani, P. (1982). Recent sedimentation processes on the Calabria continental shelf and slope (Tyrrhenian Sea, Italy). *Oceanologica Acta*, 5(4), 493-500.
- Gamberi, F., Marani, M., & Savelli, C. (1997). Tectonic, volcanic and hydrothermal features of a submarine portion of the Aeolian arc (Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 140(1-2), 167-181.
- Gamberi, F., & Rovere, M. (2001). Architecture of a modern transient slope fan (Villafranca fan, Gioia basin-Southeastern Tyrrhenian Sea). *Sedimentary Geology*, 236, 211-225.
- Gamberi, F., & Marani, M. (2004). Deep-sea depositional system of the Tyrrhenian Basin. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 44, 127-146.
- Gamberi, F., & Marani, M. (2006). Hinterland geology and continental margin growth: the case of the Gioia Basin (southeastern Tyrrhenian Sea). *Tectonics of the western Mediterranean and North Africa. Geological Society Special Publication*, 262, 349-363.
- Gamberi, F., Marani, M., Landuzzi, V., Magagnoli, A., Peniteni, D., Rosi, M., ... & Di Roberto, A. (2006). Sedimentologic and volcanologic investigation of the deep tyrrhenian sea: preliminary result of cruise VST02. *Annals of Geophysics*, 49 (2-3).
- Gamberi, F., & Marani, M. (2007). Downstream evolution of the Stromboli slope valley (southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 243, 180-199.
- Gamberi, F., & Marani, M. (2008). Controls on Holocene deep-water sedimentation in the northern Gioia Basin, Tyrrhenian Sea. *Sedimentology*, (55), 889-903.
- Gamberi, F., Rovere, M., & Marani, M. (2011). Mass-transport complex evolution in a tectonically active margin (Gioia Basin, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 279, 98-110.
- Gamberi, F., & Rovere, M., Dykstra, M., Kane, I., Kneller, B. C. (2013). Integrating modern seafloor and outcrop data in the analysis of slope channel architecture and infill. *Marine and Petroleum Geology*, 41, 83-103.
- Gasparo Morticelli, M., Sulli, A., Agate, M. (2016). Sea-land geology of Marettimo (Egadi Islands, central Mediterranean sea). *Journal of Maps*, 12 (5), 1093-1103.
- Gattaceca, J. (2001). *Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques*, PhD thesis,

- Ecole des mines de Paris, 299 pp.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sultan, N., Cauquil, E., & Brigaud, F. (2003). Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1), 173-189.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., & Sermondadaz, G. (2006). Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, 226(1), 25-40.
- Gay, A., Lopez, M., Berndt, C., & Seranne, M. (2007). Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin. *Marine Geology*, 244(1), 68-92.
- Genesseeux, M., Rehault, J. P., & Thomas, B. (1989). La marge continentale de la Corse. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 33-351.
- Ghiesetti, F., & Vezzani, L. (1981). Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian arc (Southern Italy). *Journal of Structural Geology*, 3(4), 371-381.
- Giammanco, S., Palano, M., Scaltrito, A., Scarfi, L., & Sortino, F. (2008). Possible role of fluid overpressure in the generation of earthquake swarms in active tectonic areas: The case of the Peloritani Mts. (Sicily, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4), 795-806.
- Giammarino, E., Fanucci, F., Orezzi, S., Rosti, D., & Morelli, D. (2010). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000, Foglio "SAN REMO" con note illustrative. *APAT –Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia*, ROMA, 123.
- Giardini, D., Palombo, B., & Pino, N. A. (1995). Long-period modelling of MedNet waveforms for the December 13, 1990 eastern Sicily earthquake. *Annals of Geophysics*, 38(2), 267-282.
- Giese, P., Roeder, D., & Scandone, P. (1992). Sardinia Channel and Atlas in Tunisia: extension and compression. In: *Blundell D., Freeman R., S. (Eds). A continent Revealed: The European Geotraverse. Press Syndicate of the University of Cambridge* (pp. 199-202).
- Gillot, P.Y., Chiesa, S., Pasquare, G., & Vezzoli, L. (1982). 33.000 year K/Ar dating of the volcano-tectonic horst of the isle of Ischia, gulf of Naples. *Nature*, 229, 242-245.
- Gillot, P. Y., & Keller, J. (1993). Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanologica*, 3(691), 69-77.
- Giordano, G., Naso, G., & Trigari, A. (1995). Evoluzione Tettonica Di Un Settore Peculiare Del Margine Tirrenico: L'area Compresa Tra Lazio E Campania. Prime Considerazioni. *Studi Geologici Camerti. Volume Speciale*, 269-278.
- Giunta, G., Luzio, D., Agosta, F., Calo, M., Di Trapani, F., Giorgianni, A., ... Adelfio, G. (2009). An integrated approach to investigate the seismotectonics of northern Sicily and southern Tyrrhenian. *Tectonophysics*, 476, 13-21.
- Giozzi, E. (1987). I terrazzi del Pleistocene superiore della penisola di Crotone (Calabria). *Geologica Romana*, 26, 17-79.
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Bronk Ramsey, C., ... Roberts, A.P. (2012). Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature*, 491, 744-747.
- Gross, F., Krastel, S., Chiocci, F. L., Ridente, D., Bialas, J., Schwab, J., ... Winkelmann, D. (2014). Evidence for Submarine Landslides Offshore Mt. Etna, Italy. In *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (pp. 307-316). Springer International Publishing.
- Guerricchio, A., & Melidoro, G. (1996). Morfostrutture di grandi scendimenti gravitativi nella fascia costiera tirrenica comprendente la Valle di Maratea. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, XXXI, 325-336, Bari, Italy.
- Gutscher, M. A., Kopp, H., Krastel, S., Bohrmann, G., Garlan, T., Zaragosi, S., ... San Pedro, L. (2015). New multi-beam bathymetric map of the Ionian Sea (Central Mediterranean): Evidence for active sedimentary and morpho-tectonic processes along the Africa-Eurasia plate boundary. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Gvirtzman, Z., & Nur, A. (1999). The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401(6755), 782-785.
- Hernández-Molina, F. J., Fernández-Salas, L. M., Lobo, F., Somoza, L., Diaz-del-Río, V., & Dias, J. A. (2000). The infralittoral prograding wedge: a new large-scale progradational sedimentary body in shallow marine environments. *Geo-Marine Letters*, 20(2), 109-117.
- Hippolyte, J. C., Angelier, J., & Roure, F. B. (1994). A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy). *Tectonophysics*, 230(3-4), 199-210.
- Hovland, M. (1991). Large pockmarks, gas-charged sediments and possible clay diapirs in the Skagerrak. *Marine and Petroleum Geology*, 8(3), 311-316.
- Ibbeken, H., & Schleyer, R. (1991). Source and Sediment. Springer, Berlin, pp.286.
- Ingrassia, M., Martorelli, E., Bosman, A., Macelloni, L., Spasato, A., & Chiocci, F. L. (2015). The Zannone Giant Pockmark: first evidence of a giant complex seeping structure in shallow-water, central Mediterranean Sea, Italy. *Marine Geology*, 363, 38-51.
- Insinga, D., Molisso, F., Lubritto, C., Sacchi, M., Passariello, I., & Morra, V. (2008). The proximal marine record of Somma-Vesuvius volcanic activity in the Naples and Salerno bays, Eastern Tyrrhenian Sea, during the last 3 kyr. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(1), 170-186.
- Insinga, D. (2003). *Tefrostratigrafia dei depositi tardo-quaternari della fascia costiera campana*. PhD Thesis, University of Naples Federico II, 202 pp.
- Iorio, M., Sagnotti, L., Angelino, A., Budillon, F., D'Argenio, B., Dinares-Turell, J., ... Marsella, E. (2004). High-resolution petrophysical and palaeomagnetic study of late-Holocene shelf sediments, Salerno Gulf, Tyrrhenian Sea. *The Holocene* 14(3), 426-435.
- Iorio, M., Liddicoat, J., Budillon, F., Incoronato, A., Coe, R., Insinga, S., ... Tamburrino, S. (2014). Combined palaeomagnetic secular variation and petrophysical records to time-constrain geological and hazardous events: an example from the eastern Tyrrhenian Sea over the last 120 ka. *Global and Planetary Changes*, 113, 91-109.
- Ippolito, F., Ortolani, F. E., & Russo, M. (1973). Struttura marginale tirrenica dell'Appennino campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi. *Memorie della Società Geologica d'Italia*, 12, 227-250.
- Judd, A., & Hovland, M. (2009). Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge University Press.
- Kastens, K. A., Mascle, J., Auroux, C., Bonatti, E., broglia, A., Channell, J., ... Torii, M. (1988). ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insight into passive margin and back-arc basin evolution. *Geological Society of American Bulletin*, 100, 1140-1156.
- Kastens, K. A., & Mascle, J. (1990). The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Vol. 107, No. 3, p. 26). College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Kelner, M., Migeon, S., Tric, E., Couboulex, F., Lebourg, A. D. T., & Taboada (2014) Recent morphological changes of the Nice Continental Slope. In *Engineering Geology for Society and Territory-Volume 4*, 221-225.
- Kenyon, N. H., Klauke, I., Millington, J., Ivanov, M. K. (2002). Sandy submarine canyon-mouth lobes on the western margin of Corsica and Sardinia, Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 184, 69-84.
- King, L. H., & MacLean, B. (1970). Pockmarks on the Scotian shelf. *Geological Society of America Bulletin*, 81(10), 3141-3148.
- Knott, S. D., & Turco, E. (1991). Late Cenozoic kinematics of the Calabrian arc, southern Italy. *Tectonics*, 10(6), 1164-1172.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Anzidei, M., Ferranti, L., Leoni, G., Scicchitano, G., & Silenzi, S. (2011). Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future. *Quaternary International*, 232(1), 250-257.
- Larroque, C., de Lépinay, B. M., & Migeon, S. (2011). Morphotectonic and fault-earthquake relationships along the northern Ligurian margin (western Mediterranean) based on high resolution, multibeam bathymetry and multichannel seismic-reflection profiles. *Marine Geophysical Research*, 32(1-2), 163-179.
- Lecca, L., Scarteddu, R., Sechi, F., (1983). La piattaforma continentale sarda da Capo Mannu a Capo Marrargiu. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 102, 57-86.
- Lecca, L., Carboni, S., Scarteddu, R., Sechi, F., Tilocca, G., & Pisano, S. (1986). Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna. *Memorie della Società geologica d'Italia*, 36, 31-40.
- Lecca, L., Lonis, R., Luxoro, S., Melis, E., Secchi, F., & Brotzu, P. (1997). Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Periodico di Mineralogia*, 66, 7-61.
- Lecca, L., Panizza, V., & Pisano, S. (1998). The sedimentary framework of Cagliari basin: a Plio-Quaternary under rift basin in the southern Sardinia margin. *Il Quaternario*, 11(2), 301 - 318
- Lecca, L. (2000). La piattaforma continentale miocenico-quaternaria del margine occidentale sardo: blocco diagramma sezionato. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze della Università di Cagliari*, 70 (1), 49-70.
- Lentini, F., Carbone, S., Catalano, S., & Grasso, M. (1996). Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 51(1), 179-195.
- Lirer, L., Luongo, G., & Scandone, R. (1987). On the volcanological evolution of Campi Flegrei. *EOS* 68 (16), 226-233.
- Lirer, L., Munno, R., Petrosino, P., & Vinci, A. (1993). Tephrostratigraphy of the AD 79 pyroclastic deposits in perivolcanic areas of Mt. Vesuvius (Italy). *Journal of volcanology and geothermal research*, 58(1-4), 133-149.
- Lirer, F., Sprovieri, M., Ferraro, L., Vallefucio, M., Capotondi, L., Cascella, A., ... Lubritto, C. (2013). Integrated stratigraphy for the Late Quaternary in the eastern Tyrrhenian Sea. *Quaternary International*, 292, 71-85.
- Loher, M., Marcon, Y., Pape, T., Römer, M., Wintersteller, P., dos Santos Ferreira, C., ... & Bohrmann, G. (2018). Seafloor sealing, doming, and collapse associated with gas seeps and authigenic carbonate structures at Venere mud volcano, Central Mediterranean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*.
- Lo Iacono, C. (2004). *Aspetti geomorfologici, sedimentologici ed ecologici dell'offshore delle Isole Egadi* (Doctoral dissertation, PhD Thesis in Sedimentary Geology. University "Federico II" of Naples, Italy).
- Lo Iacono, C. & Guillén, J. (2008). Environmental conditions for gravelly and pebbly dunes and sorted bedforms on a moderate-energy inner shelf (Marettimo Island, Italy, western Mediterranean). *Continental Shelf Research*, 28(2), 245-256.
- Lo Iacono, C., Sulli, A., Agate, M., Lo Presti, V., Pepe, F., & Catalano, R. (2011). Submarine canyon morphologies in the Gulf of Palermo (Southern Tyrrhenian Sea) and possible implications for geo-hazard. *Marine Geophysical Research*, 32(1-2), 127.
- Lo Iacono, C., Sulli, A., & Agate, M. (2014). Submarine canyons of north-western Sicily (Southern Tyrrhenian Sea): Variability in morphology, sedimentary processes and evolution on a tectonically active margin. *Deep-Sea Research II*, 104, 93-105.
- Loncke, L., Mascle, J., & Parties, F. S. (2004). Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine and petroleum geology*, 21(6), 669-689.
- Maccioni, L., Marchi, M., & Assorgia, A. (1990). Carta geopetrografica dell'Isola di S. Antioco - Scala 1:25.000. Ed. Selca. Firenze.
- Mahood, G. A., & Hildreth, W. (1986). Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, Strait of Sicily. *Bulletin of Volcanology*, 48, 143-172.
- Makris, J., Nicolich, R., & Weigel, W. (1986). A seismic study in the Western Ionian Sea. *Annals of Geophysics*, 4, 665 - 678.
- Malinverno, A., & Ryan, W. B. F. (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.
- Marani, M. P., Gamberi, F., Casoni, L., Carrara, G., Landuzzi, V., Musacchio, M., ... Trua, T. (1999). New rock and hydrothermal samples from the southern Tyrrhenian Sea: the MAR-98 research cruise. *Giornale di Geologia*, 61, 3-24.
- Marani, M. P., & Trua, T. (2002). Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano (Tyrrhenian Sea). *Journal of Geophysical Research*, 107(B9), 2188. doi:10.1029/2001JB000285.
- Marani, M. P., & Gamberi, F. (2004a). Structural framework of the Tyrrhenian Sea unveiled by seafloor morphology. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 97-107.
- Marani, M.P., & Gamberi, F. (2004b). Distribution and nature of submarine volcanic landforms in the Tyrrhenian Sea: the arc vs the back-arc. In: Marani, M. P., Gamberi, F., Bonatti, E. (Eds) From seafloor to deep mantle: Architecture of the Tyrrhenian backarc basin. *APAT, Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 44, 1-2.
- Mariani, M., & Prato, R. (1988). I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 519-531.
- Martorelli, E., Chiocci, F. L., Conte, A. M., Bellino, M. & Bosman, A., (2003). Affioramenti vulcanici sottomarini dell'Arcipelago Pontino occidentale: caratteri petrologici e morfoacustici. *Atti del 4° Forum Italiano di Scienze della Terra - FIST GEOITALIA 2003* - Bellaria, 16-18/9/2003.
- Martorelli, E., Falcini, F., Salusti, E., & Chiocci, F. L. (2010). Analysis and modeling of contourite drifts and currents off promontories in Southern Italian Seas (Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 278 (1-4), 19-30.
- Martorelli, E., Petroni, G., & Chiocci, F. L. (2011). Contourites offshore Pantelleria Island (Sicily Channel, Mediterranean Sea): depositional, erosional and biogenic elements. *Geo-Marine Letters*, 31(5-6), 481-493.
- Martorelli, E., Italiano, F., Ingrassia, M., Macelloni, L., Bosman, A., Conte, A. M., ... Chiocci, F. L. (2016). Evidence of a shallow water submarine hydrothermal field off Zannone Island from morphological and geochemical characterization: Implications for Tyrrhenian Sea Quaternary volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(12), 8396-8414.
- Mascle, J., Auroux, C., & Rossi, S. (1984). Structure géologique superficielle et évolution récente de la dorsale apulienne (Mer Ionienne). *Revue de l'Institut français du pétrole*, (2).
- Mascle, G. H., Tricard, P., Torelli, L., Bouillin, J.P., Rolfó, F., Lapiere, H., ... Peis, D. (2001). Evolution of the Sardinian channel (Western Mediterranean): New constraints from a diving survey on Cornacya seamount of SE Sardinia. *Marine geology*, 179, 179 - 202.
- Massari, F., Prosser, G., Capraro, L., Fornaciari, E., & Consolaro, C. (2010). A revision of the stratigraphy and geology of the south-western part of the Crotone Basin (South Italy). *Italian journal of geosciences*, 129(3), 353-384.
- Mazzoli, S., & Helman, M. (1994). Neogene patterns of relative plate motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. In *Active Continental Margins—Present and Past* (pp. 464-468). Springer Berlin Heidelberg.
- Mazzoli, S., D'errico, M., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., Shiner, P., & Zattin, M. (2008). Tectonic burial and "young" (< 10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy). *Geology*, 36(3), 243-246.
- Merlini, S., Cantarella, G., & Dogliani, C. (2000). On the seismic profile Crop M5 in the Ionian Sea. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119, 227-236.
- Micallef, A., Masson, D. G., Berndt, C., & Stow, D. A. (2009). Development and mass movement processes of the north-eastern Storegga Slide. *Quaternary Science Reviews*, 28(5), 433-448.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., & Sage, F. (2006). The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)—morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Marine Letters*, 26(6), 361.
- Migeon, S., Cattaneo, A., Hassoun, V., Larroque, C., Corradi, N., Fanucci, F., ... Gorini, C. (2011). Morphology, distribution and origin of recent submarine landslides of the Ligurian Margin (North-western Mediterranean): some insights into geohazard assessment. *Marine Geophysical Research*, 32(1-2), 225-243.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., & Sage, F. (2012). Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: results inferred from field data in the Var Turbidite System. *Sedimentary Geology*, 245, 48-62.
- Migeon, S., Ceramicola, S., Praeg, D., Ducassou, E., Dano, A., Ketzer, J.M., Mary, F., & Mascle, J. (2013). Post-failure processes on the continental slope of the central Nile Deep-Sea Fan: Interactions between fluid seepage, sediment deformation and sediment-wave construction Submarine Mass Movements and Their Consequences, 6th International Symposium, 117-127.
- Milia, A., & Torrente, M. M. (1999). Tectonics and stratigraphic architecture of a peri-Tyrrhenian half-graben (Bay of Naples, Italy). *Tectonophysics*, 315, 301-318.
- Milia, A. (2000). The Dohrn Canyon: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf along the eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy. *Geo-marine Letters*, 20, 101-108.
- Milia, A., Torrente, M.M., & Zuppetta, A. (2003). Debris avalanches offshore of Somma-Vesuvius volcano, Italy: implications for volcanic hazard evaluation. *Journal of the Geological Society, London*, 160, 309-317.
- Milia, A., Torrente, M. M., & Giordano, F. (2006). Gravitational instability of submarine volcanoes offshore Campi Flegrei (Naples Bay, Italy). *Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites*, edited by B. De Vivo, Elsevier B.V 53-68.
- Milia, A., & Torrente, M. M. (2007). The influence of paleogeographic setting and crustal subsidence on the architecture of ignimbrites in the Bay of Naples (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 263(3), 192-206.
- Milia, A., Molisso, F., Raspini, A., Sacchi, M., & Torrente, M. M. (2008). Syneruptive features and sedimentary processes associated with pyroclastic currents entering the sea: the AD 79 eruption of Vesuvius, Bay of Naples, Italy. *Journal of the Geological Society*, 165(4), 839-848.
- Milia, A., Gropelli, G., & Viereck-Goette, L. (2010). The stratigraphic signature of volcanism off Campi Flegrei (Bay of Naples, Italy). *Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas: Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 464, 155-170.
- Milia, A., & Torrente, M. M. (2011). The possible role of extensional faults in localizing magmatic activity: a crustal model for the Campanian Volcanic Zone (eastern Tyrrhenian Sea, Italy). *Journal of the Geological Society*, 168(2), 471-484.
- Millot, C. (1999). Circulation in the western Mediterranean Sea. *Journal of marine systems*, 20(1), 423-442.
- Minelli, L., & Faccenna, C. (2010). Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean). *Tectonics*, 29(4).
- Minelli, L., Billi, A., Faccenna, C., Gervasi, A., Guerra, I., Orecchio, B., & Speranza, G. (2013). Discovery of a gliding salt-detached megaslide, Calabria, Ionian Sea, Italy. *Geophysical Research Letters*, 40(16), 4220-4224.
- Minisini, D., Trincardi, F., & Asioli, A. (2006). Evidence of slope instability in the South-Western Adriatic margin. *Natural*

- Mitchell, N. C. (2004). Form of submarine erosion from confluences in Atlantic USA continental slope canyons. *American Journal of Science*, 304(7), 590-611.
- Monaco, C., & Tortorici, L. (2000). Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *Journal of Geodynamics*, 29(3), 407-424.
- Morelli, C., & Nicolich, R. (1990). A cross section of the lithosphere along the European Geotraverse Southern segment (from the Alp to the Tunisia). *Tectonophysics* 176, 229-243.
- Morelli, D., Cuppari, A., Fanucci, F., & Colizza, E. (2011). Contribution to Geohazard evaluations along the Ionian coast of Calabria, from Capo Spartivento to Capo Rizzuto (Italy). *Marine Geophysical Researches*, 32, 139-149.
- Moretti, A., & Guerra, I. (1997). Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria: implicazioni sulla geodinamica del sistema Tirreno-Arco Calabro. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 116, 125-142.
- Mostardini, F., & Merlini, S. (1986). Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie Società Geologica Italiana*, 35.
- Mulder, T., & Syvitski, J. P. (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *The Journal of Geology*, 103(3), 285-299.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D. J., & Syvitski, J. P. (1998). The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. *Geological Society, London, Special Publications*, 129(1), 145-166.
- Mulder, T., Syvitski, J. P., Migeon, S., Fauget, J. C., & Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 861-882.
- Myrow, P. M., & Southard, J. B. (1996). Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66(5).
- Nalin, R., Massari, F., & Zecchin, M. (2007). Superimposed cycles of composite marine terraces: the example of Cutro terrace (Calabria, Southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 77(4), 340-354.
- Niederoda, A. W., Swift, D. J., & Thorne, J. A. (1989). Modeling shelf storm beds: Controls of bed thickness and bedding sequence. In *Shelf sandstone, shelf depositional sequence and petroleum accumulation: a symposium*, SEPM, Tulsa, Oklahoma (pp. 15-39).
- Oggiano, G., Funedda, A., Carmignani, L., & Pasci, S. (2009). The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: new insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia. *Italian Journal of Geosciences*, 128(2), 527-539.
- Ogniben, L. (1969). Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 8, 453-763.
- Ori, G., & Friend, P. F. (1984). Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12(8), 475-478.
- Orrù, P., & Ulzega, A. (1987). Rilevamento geomorfologico costiero e sottomarino applicato alla definizione delle risorse ambientali (Golfo di Orosei, Sardegna orientale). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 37(2), 471-479.
- Orrù, P. E., Antonoli, F., Lambek, K., & Verrubbi, V. (2004). Holocene sea-level change in the Cagliari coastal plain (southern Sardinia, Italy). *Quaternary International*, 232(1), 71-81.
- Orsi, G., Ruvo, L., & Scarpati, C. (1991). The recent explosive volcanism at Pantelleria. *Geologische Rundschau*, 80, 187-200.
- Orsi, G., Gallo, G., & Zanchi, A. (1991). Simple shearing block resurgence in caldera depressions. A model from Pantelleria and Ischia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 1-11.
- Orsi, G., Piochi, M., Campajola, L., D'Onofrio, A., Gialanella, L., & Terrasi, F. (1996). 14 C geochronological constraints for the volcanic history of the Island of Ischia (Italy) over the last 5000 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71(2), 249-257.
- Ortolani, F., & Pagliuca, S. (1987). Tettonica transpressiva nel Gargano e rapporti con le catene Appenninica e Dinarica. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 38, 205-224.
- Palmentola, G., Carobene, L., Mastronuzzi, G., & Sansò, P. (1990). I terrazzi marini Pleistocenici della Penisola di Crotona (Calabria). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 13(1), 75-80.
- Parello, F., Allard, P., D'Alessandro, W., Federico, C., Jean-Baptiste, P., & Catani, O. (2000). Isotope geochemistry of Pantelleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a mantle volatile end-member for volcanism in southern Europe. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3), 325-339.
- Pasquarè, G., Francalanci, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A. (1993). Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanologica*, 3, 79-89.
- Passaro, S., Tamburrino, S., Vallefucio, M., Tassi, F., Vaselli, O., Giannini, L., ... Ventura, G. (2016). Sea floor doming driven by degassing processes unveils sprouting volcanism in coastal areas. *Scientific Reports*, 6, 22448; doi:10.1038/srep22448.
- Passaro, S., Genovese, S., Sacchi, M., Barra, M., Rumolo, P., Tamburrino, S., ... Bonanno, A. (2014). First clear evidences of marine, active fluid discharges in the Naples Bay (southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 285, 29-35.
- Passaro, S., Barra, M., Saggiomo, R., Di Giacomo, S., Leotta, A., Uhlen, H., & Mazzola, S. (2013). Multi-resolution morpho-bathymetric survey results at the Pozzuoli-Baia underwater archaeological site (Naples, Italy). *Journal of Archaeological Science*, 40(2), 1268-1278.
- Patacca, E., Sartori, R., & Scandone, P. (1990). Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 425-451.
- Patacca, E., & Scandone, P. (2001). Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene). In *Anatomy of an orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins* (pp. 401-440). Springer Netherlands.
- Peccerillo, A. (2005a). The Campania Province, Pontine Islands, and Mount Vulture. *Plio-Quaternary Volcanism in Italy: Petrology, Geochemistry, Geodynamics*, 129-171.
- Peccerillo, A. (2005b). Plio-quaternary volcanism in Italy (p. 365). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Pellegrini, C., Maselli, V., & Trincardi, F. (2016). Pliocene-Quaternary contourite depositional system along the southern Adriatic margin: changes in sedimentary stacking pattern and associated bottom currents. *Geo-Marine Letters*, 36(1), 67-79.
- Pennino, V., Sulli, A., Caracausi, A., Grassa, F., & Interbartolo, F. (2014). Fluid escape structures in the north Sicily continental margin. *Marine and petroleum geology*, 55, 202-213.
- Pepe, F., Sulli, A., Agate, M., Di Maio, D., Kok, A., Iacono, C. L., & Catalano, R. (2003). Plio-Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): new insights from high-resolution, multi-electrode sparker profiles. *Geo-Marine Letters*, 23(1), 53-63.
- Perrotta, A., Scarpati, C., Giacomelli, L., & Capozzi, A. R. (1996). Proximal depositional facies from a caldera-forming eruption: the Parata Grande Tuff at Ventotene Island (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71, 207-228.
- Pescatore, T. (1985). Geologia e oceanografia del Golfo di Taranto. *CNR, Prog. Fin. Oceanografia e Fondi Marini, Rapporto tecnico finale*, pp.210
- Pescatore, T., & Senatore, M. R. (1986). A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpian basin) foredeep of the Southern Apennines (Italy). *Special Publications International Association of Sedimentologists*, 8, 169-182.
- Pescatore, T. (1988). La sedimentazione miocenica nell'Appennino Campano-Lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 37-46.
- Philip, H. (1987). Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision. *Annals of Geophysics*, 5(2), 301-320.
- Piatanesi, A., & Tinti, S. (1998). A revision of the 1693 eastern Sicily earthquake and tsunamis. *Journal of Geophysical Research*, 103, 2749-2758.
- Pierdomenico, M., Martorelli, E., Dominguez-Carriò, C., Gili, J. M., & Chiocci, F. L. (2016). Seafloor characterization and benthic megafaunal distribution of an active submarine canyon and surrounding sectors: The case of Gioia Canyon (Southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Marine Systems*, 157, 101-117.
- Piochi, M., Kilburn, C. R. J., Di Vito, M. A., Mormone, A., Tramelli, A., Troise, C., & De Natale, G. (2014). The volcanic and geothermally active Campi Flegrei caldera: an integrated multidisciplinary image of its buried structure. *International Journal of Earth Sciences*, 103(2), 401-421.
- Pirazzoli, P. A., Mastronuzzi, G., Saliege, J. F., & Sansò, P. (1997). Late Holocene emergence in Calabria, Italy. *Marine Geology*, 141(1-4), 61-70.
- Piva, A., Asioli, A., Schneider, R. R., Trincardi, F., Andersen, N., Colmenero-Hidalgo, E., ... Vigliotti, L. (2008a). Climatic cycles as expressed in sediments of the PROMESSI borehole PRAD1-2, central Adriatic, for the last 370 ka: 1. *Integrated stratigraphy. Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(1).
- Piva, A., Asioli, A., Trincardi, F., Schneider, R. R., & Vigliotti, L. (2008b). Late-Holocene climate variability in the Adriatic sea (Central Mediterranean). *The Holocene*, 18(1), 153-167.
- Polonia, A., Torelli, L., Gasperini, F., Mussoni, P., Artoni, A., Klaeschen, D. (2011). The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. *Tectonics*, 30, TC5018 DOI: 10.1029/2010TC002821.
- Polonia, A., Torelli, L., Gasperini, L., & Mussoni, P. (2012). Active faults and historical earthquakes in the Messina Straits area (Ionian Sea). [www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/1/2012/](http://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/12/1/2012/). *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, 1-18. doi:10.5194/nhess-12-1-2012.
- Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L. G., Torelli, L. (2013). Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc Subduction Complex (Ionian Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 112-140, ISSN: 1525-2027, doi: 10.1029/2012GC004402
- Polonia, A., Torelli, L., Gasperini, L., Cocchi, L., Muccini, F., Bonatti, E., ... Carlini, M. (2017). Lower plate serpentinite diapirism in the Calabrian Arc subduction complex. *Nature communications*, 8, 2172.
- Postpischl, D. (1985). Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980 (Vol. 114). Consiglio Nazionale delle Ricerche.
- Praeg, D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., & Wardell, N. (2009). Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 26(9), 1849-1865.
- Praeg, D., Ketzler, J.M., Augustin, A.H., Migeon, S., Ceramicola, S., Dano, A., ... & Rodrigues, L.F. (2013). Fluid seepage in relation to seabed deformation on the central Nile Deep-Sea Fan, Part 2: Evidence from multibeam and side-scan imagery Submarine Mass Movements and Their Consequences, 6th International Symposium, 141-150. DOI: 10.1007/978-3-319-00972-8\_13
- Rago, V., Chiaravalloti, F., Chiodo, G., Gabriele, S., Lupiano, V., Nicasro, R., ... & Iovine, G. G. (2017). Geomorphic effects caused by heavy rainfall in southern Calabria (Italy) on 30 October-1 November 2015. *Journal of Maps*, 13(2), 836-843.
- Regione Campania, assessorato Difesa del suolo, (2011). Carta Geologica della Regione Campania, F. 464 Isola d'Ischia, scala 1:10000. *Note Illustrative, Litografia Artistica Cartografica*, Firenze, pp 216.
- Réault, J. P., Boillot, G., & Mauffret, A. (1984). The Western Mediterranean basin geological evolution. *Marine Geology*, 55, 447-477.
- Ricchetti, G., Ciaranfi, N., Luperto Siani, E., Mongelli, F., & Pieri, P. (1988). Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 57-82.
- Ricci Lucchi, F. (1984). Flysch, molassa, cunei clastici: tradizione e nuovi approcci nell'analisi dei bacini orogenici dell'Appennino settentrionale. *Cento Anni di Geologia Italiana. Volume Giubilare*, 1, 279-295.
- Riccò, A. (1892). Terremoti, sollevamento ed eruzione sottomarina a Pantelleria nella seconda metà dell'ottobre 1891. *Annali Ufficio Centrale Meteorologico e Geodinamico*, vol. XIV (2).
- Ridente, D., & Trincardi, F. (2002). Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quaternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy). *Marine Geology*, 184(3), 273-293.
- Ridente, D., & Trincardi, F. (2006). Active foreland deformation evidenced by shallow folds and faults affecting late Quaternary shelf-slope deposits (Adriatic Sea, Italy). *Basin Research*, 18(2), 171-188.
- Ridente, D., Fogliani, F., Minisini, D., Trincardi, F., & Verdiciochio, G. (2007). Shelf-edge erosion, sediment failure and inception of Bari Canyon on the South-Western Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, 246, 193-207.
- Ridente, D., Fracassi, U., Di Buccì, D., Trincardi, F., & Valensise, G. (2008). Middle Pleistocene to Holocene activity of the Gondola Fault Zone (Southern Adriatic Foreland): deformation of a regional shear zone and seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 453(1), 110-121.
- Robin, C., Colantoni, P., Genesseeux, M., & Rehault, J. P. (1987). Vavilov seamount: a mildly alkaline Quaternary volcano in the Tyrrhenian basin. *Marine Geology*, 78(1), 125-136.
- Roda C. (1964). Distribuzione e facies dei sedimenti Neogenici nel Bacino Crotonese. *Geologica Romana*, 3, 319-366.
- Rolandi, G., Bellucci, F., Heizler, M. T., Belkin, H. E., & De Vivo, B. (2003). Tectonic controls on the genesis of ignimbrites from the Campanian Volcanic Zone, southern Italy. *Mineralogy and Petrology*, 79(1-2), 3-31.
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M. O., Guennoc, P., Réhault, J. P., Sossou, M., & Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics*, 21(3), 6-1-6-23.
- Romagnoli, C., Calanchi, N., Gabbianelli, G., Lanzafame, G., & Rossi, P. L. (1989). Contributi delle ricerche di geologia marina alla caratterizzazione morfostrutturale ed evolutiva dei complessi vulcanici di Salina, Lipari e Vulcano (Isole Eolie). *Bollettino GNV*, 1989, 971-978.
- Romagnoli, C., Kokelaar, P., Casalbore, D., & Chiocci, F. L. (2009a). Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano, Italy. *Marine Geology*, 265(3-4), 101-119.
- Romagnoli, C., Casalbore, D., Chiocci, F. L., & Bosman, A. (2009b). Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability. *Marine Geology*, 262(1-4), 1-13.
- Romagnoli, C., Casalbore, D., & Chiocci, F. L. (2012). La Fossa Caldera breaching and submarine erosion (Vulcano island, Italy). *Marine Geology*, 303-306, 87-98.
- Romagnoli, C., Casalbore, D., Bortoluzzi, G., Bosman, A., Chiocci, F. L., D'Orlando, F., ... Marani, M. (2013a). Bathymorphological setting of the Aeolian Islands. *Geological Society, London, Memoirs*, 37(1), 27-36.
- Romagnoli, C. (2013b). Characteristics and morphological evolution of the Aeolian volcanoes from the study of submarine portions. *Geological Society, London, Memoirs*, 37(1), 13-26.
- Romagnoli, C., Casalbore, D., Ricchi, A., Lucchi, F., Quartau, R., Bosman, A., ... & Chiocci, F. L. (2018). Morpho-bathymetric and seismo-stratigraphic analysis of the insular shelf of Salina (Aeolian archipelago) to unveil its Late-Quaternary geological evolution. *Marine Geology*, 395, 133-151.
- Romano, P., Santo, A., & Voltaggio, M. (1994). L'evoluzione geomorfologica della pianura del F. Voltorno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene medio-superiore - Olocene). *Il Quaternario*, 7(1), 41-56.
- Rosi, M., Sbrana, A., & Principe, C. (1983). The Phlegraean Fields: structural evolution, volcanic history and eruptive mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4), 273-288.
- Rosi, M., & Sbrana, A. (1987). Phlegraean Fields: (CNR Quaderni de "La Ricerca Scientifica" 9), 175 pp. Consorzio Nazionale Delle Ricerche, Rome, Italy.
- Rosi, M., Sbrana, A., & Vezzoli, L. (1988). Correlazioni tefrostratigrafiche di alcuni livelli di Ischia, Procida e Campi Flegrei. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 1015-1027.
- Rosi, M., Bertagnini, A., & Landi, P. (2000). Onset of the persistent activity at Stromboli volcano (Italy). *Bulletin of volcanology*, 62(4), 294-300.
- Rossi, S., & Sartori, R. (1981). A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the northern Ionian Sea (eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Researches*, 4(4), 403-426. ISO 690
- Rossi, S., Auroux, C., & Mascle, J. (1983). The Gulf of Taranto (Southern Italy): seismic stratigraphy and shallow structure. *Marine Geology*, 51(3-4), 327-346.
- Rovere, M., Gamberi, F., Mercorella, A., Leidi, E. (2014). Geomorphometry of a submarine mass-transport complex and relationships with active faults in a rapidly uplifting margin (Gioia Basin, NE Sicily margin). *Marine Geology*, 356, 31-43.
- Ryan, W. B., & Heezen, B. C. (1965). Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current. *Geological Society of America Bulletin*, 76(8), 915-932.
- Sabato, L., & Tropeano, M. (2004). Fiumara: a kind of high hazard river. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(10), 707-715.
- Sacchi, M., Infuso, S., & Marsella, E. (1994). Late Pliocene-Early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (Eastern Tyrrhenian sea). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 36(141-44), 469-482.
- Sacchi, M., Infuso, S., & Marsella, E. (1996). Late Pliocene-early Pleistocene compressional tectonics in offshore Campania (eastern Tyrrhenian Sea). *Oceanographic Literature Review*, 5(43), 466.
- Sacchi, M., Insinga, D., Milia, A., Molisso, F., Raspini, A., Torrente, M. M., & Conforti, A. (2005). Stratigraphic signature of the Vesuvius 79 AD event off the Sarno prodelta system, Naples Bay. *Marine Geology*, 222, 443-469.
- Sacchi, M., Molisso, F., Violante, C., Esposito, E., Insinga, D., Lubritto, C., Porfido, S., Toth, T. (2009). Insights into flood-dominated fan-deltas: very high-resolution seismic examples off the Amalfi cliffed coasts, eastern Tyrrhenian Sea. *Special Publications. Geological Society, London*, 322, 33-71.
- Sacchi, M., Pepe, F., Corradino, M., Insinga, D. D., Molisso, F., & Lubritto, C. (2014). The Neapolitan Yellow Tuff caldera offshore the Campi Flegrei: stratal architecture and kinematic reconstruction during the last 15ky. *Marine Geology*, 354, 15-33.
- Sage, F., Beslier, M. O., Thinon, I., Larroque, C., Dessa, J. X., Migeon, ... Sonnette, L. (2011). Structure and evolution



- of a passive margin in a compressive environment: Example of the south-western Alps-Ligurian basin junction during the Cenozoic. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1263-1282.
- Salvini, F., Billi, A., & Wise, D. U. (1999). Strike-slip fault-propagation cleavage in carbonate rocks: the Mattinata Fault Zone, Southern Apennines, Italy. *Journal of Structural Geology*, 21(12), 1731-1749.
- Sartori, R. (1990). The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to Recent geology of peri-Tyrrhenian areas. In: Kastens, K. A., Mascle, J., et al. (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 107, 715-730.
- Sartori, R., Carrara, G., Torelli, L., & Zitellini, N. (2001). Neogene evolution of the southwestern Tyrrhenian Sea (Sardinia Basin and western Bathyal plain). *Marine Geology*, 175, 47-66.
- Sartori, R. (2003). The Tyrrhenian back-arc basin and subduction of the Ionian lithosphere. *Episodes*, 26(3), 217-221.
- Savini, A., & Corselli, C. (2010). High-resolution bathymetry and acoustic geophysical data from Santa Maria di Leuca Cold Water Coral province (Northern Ionian Sea—Apulian continental slope). *Deep Sea Research*, 57, 326-344.
- Savini, A., Vertino, A., Marchese, F., Beuck, L., & Freiwald, A. (2014). Mapping cold-water coral habitats at different scales within the Northern Ionian Sea (Central Mediterranean): an assessment of coral coverage and associated vulnerability. *PLoS one*, 9(1), e87108.
- Scandone, P., Patacca, E., Radoicic, R., Ryan, W. B. F., Cita, M. B., Rawson, M., Chezar, H., Miller, E., McKenzie, J., Rossi S. (1981). Mesozoic and Cenozoic rocks from the Malta Escarpment (central Mediterranean). *AAPG Bulletin*, 65, 1299-1319.
- Scarascia, S., Lozej, A., & Cassinis, R. (1994). Crustal structures of the Ligurian, Tyrrhenian and Ionian Seas and adjacent onshore areas interpreted from wide-angle seismic profiles. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 36, 5-19.
- Scarpato, C., Cole, P., & Perrotta, A. (1993). The Neapolitan Yellow Tuff—a large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, 55(5), 343-356.
- Scrocca, D., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzotti, A., Bertelli, L., ... D'Offizi, S. (2003). CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 62, 194.
- Segre, A. G. (1968). Linee di riva sommerse e morfologia della piattaforma continentale relativa alla trasgressione marina versiliana. *Quaternaria*, 11, 1-14.
- Selli, R. (1962). Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Memorie della Società Geologica d'Italia*, 3(7).
- Selli, R., Colantoni, P., Fabbri, A., Rossi, S., Borsetti, A. M., & Gallignani, P. (1978). Marine geological investigation on the Messina Strait and its approaches. *Giornale di Geologia*, 42(2), 1-70.
- Selvaggi, G., & Chiarabba, C. (1995). Seismicity and P-wave velocity image of the Southern Tyrrhenian subduction zone. *Geophysical Journal International*, 121(3), 818-826.
- Senatore, M. R., Diplomatico, G., Mirabile, L., Pescatore, T., & Tramutoli, M. (1982). Frammenti sulla scarpata continentale pugliese del Golfo di Taranto (Alto Ionio). *Geologica Romana*, 21, 497-510.
- Senatore, M. R. (1987). Caratteri sedimentari e tettonici di un bacino di avanfossa. Il Golfo di Taranto. *Memorie della Società Geologica d'Italia*, 38, 177-204.
- Senatore, M. R. (1988). *Comparazione tra i depositi plio-pleistocenici del bacino di Gallipoli (Golfo di Taranto) e la successione miocenica del flysch di Faeto (unità irpine, Monti della Daunia): confronto tra l'avanfossa attuale e quella miocenica dell'Appennino meridionale (Italia)*. Consorzio Univ. Napoli e Palermo, Sede consorzata Napoli, Dottorato in Geologia del Sedimentario, (Doctoral Dissertation), 317 pp.
- Senatore, M. R., Normark, W.R., Pescatore, T., & Rossi, S. (1988). Structural framework of the Gulf of Taranto (Ionian Sea). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 41, 533-539.
- Senatore M. R., Meo A., Boscaino M., & Chiocci F. L. (2011). Erosion and sedimentary processes in the Metaponto offshore (North Ionian Sea). IL QUATERNARIO, In: Il Quaternario - Italian Journal of Quaternary Sciences Congresso AIQUA 2011. *Il Quaternario italiano: conoscenze e prospettive*. Roma, 24/25-02-11, vol. 24, p. 63-65, ISSN: 0394-3356.
- Sengor, A. M. C. (1995). Sedimentation and Tectonics of Fossil Riffs. In Busby C. J. & Ingersol R. V. 1995, Tectonics of sedimentary basin. *Blackwell Science*, 53-117.
- Serri, G., Innocenti, F., Manetti P. (1993). Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy. *Tectonophysics*, 223, 117-147.
- Serri, G., Innocenti, F., & Manetti, P. (2001). Magmatism from Mesozoic to Present: Petrogenesis, time-space distribution and geodynamic implications, in Vai, G.B., and Martini, P.I., eds., *Anatomy of a Mountain: The Apennines and the Adjacent Mediterranean Basins: Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers*, 77-104.
- Sigurdsson, H., Carey, S., Cornell, W., & Pescatore, T. (1985). The eruption of Vesuvius in AD 79. *National Geographic Research*, 1(3), 332-387.
- Simeone, S., De Falco, G., Quattrocchi, G., & Cucco, A. (2014). Morphological changes of a Mediterranean beach over one year (San Giovanni Sinis, western Mediterranean). *Journal of Coastal Research*, 70(sp1), 217-222.
- Smedile, A., De Martini, P. M., Pantosti, D., Bellucci, L., Del Carlo, P., Gasperini, L., ... Boschi, E. (2011). Possible tsunami signatures from an integrated study in the Augusta Bay offshore (Eastern Sicily—Italy). *Marine Geology*, 281(1), 1-13.
- Somma, R., Iuliano, S., Matano, F., Molisso, F., Passaro, S., Sacchi, M., ... & De Natale, G. (2016). High-resolution morpho-bathymetry of Pozzuoli Bay, southern Italy. *Journal of Maps*, 12(2), 222-230.
- Sowebutts, A. (2000). Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligo-Miocene intra-arc basin, Anglona, Sardinia. *Geological Magazine*, 137(4), 2000, pp 395-418, Cambridge University Press.
- Speranza, F., Villa, I. M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4), 231-251.
- Steinmann, L., Spiess, V., & Sacchi, S. (2016). The Campi Flegrei caldera (Italy): Formation and evolution in interplay with sea-level variations since the Campanian Ignimbrite eruption at 39 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 327, 361-374.
- Steinmann, L., Spiess, V., & Sacchi, M. (2018). Post-collapse evolution of a coastal caldera system: Insights from a 3D multichannel seismic survey from the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 83-98.
- Sulli, A. (2000). Structural framework and crustal characteristics of the Sardinia Channel alpine transect in the central Mediterranean. *Tectonophysics*, 324, 321-336.
- Sulli, A., Agate, M., Mancuso, M., Pepe, F., Pennino, V., Polizzi, S., ... Interbartolo, F. (2012). Variability of depositional setting along the north-western Sicily continental shelf (Italy) during late quaternary: effects of sea level changes and tectonic evolution. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 26(2), 141-156.
- Sulli, A., Agate, M., Lo Iacono, C., Lo Presti, V., Pennino, V., & Polizzi, S. (2013). Submarine Slope Failures along the Northern Sicilian Continental Margin (Southern Tyrrhenian Sea) and Possible Implications for Geo-hazard. In: Margottini, C., Canuti, P., Sassa, K. *Landslide Science and Practice*, 5, 41-48, Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, ISBN: 3642314260.
- Sulli, A., Zizzo, E., Albano, L. (2018). Comparing methods for computation of run-up heights of landslide-generated tsunamis in the Northern Sicily continental margin. *Geo-Marine Letters*, 38 (5), 439-455.
- Taviani, M., Remia, A., Corselli, C., Freiwald, A., Malinverno, E., Mastrototaro, F., ... & Tursi, A. (2005). First geomarine survey of living cold-water Lophelia reefs in the Ionian Sea (Mediterranean basin). *Facies*, 50(3-4), 409-417.
- Tesi, T., Langone, L., Goni, M. A., Turchetto, M., Miserochi, S., & Boldrin, A. (2008). Source and composition of organic matter in the Bari canyon (Italy): dense water cascading versus particulate export from the upper ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 55 (7), 813-831.
- Tessarolo, C., Malinverno, E., Agate, M., Di Grigoli, G., & Corselli, C. (2008). Preliminary data concerning the morphology of a Calabrian Ionian margin area: Caulonia and Marina di Gioiosa canyons. *Chemistry and Ecology*, 24(S1), 225-242.
- Thomas, B., & Gennesseaux, M. (1986). A two-stage rifting in the basins of the Corsica-Sardinian straits. *Marine Geology*, 72, 225-239.
- Thomas, B., Lecca, L., & Gennesseaux, M. (1988). La Structure de la marge occidentale de la Sardaigne et la fragmentation de l'île au Cénozoïque. *Marine Geology*, 83, 31-41.
- Tinti, S., Maramai, A., & Favali, P. (1995). The Gargano promontory: An important Italian seismogenic-tsunamiogenic area. *Marine Geology*, 122(3), 227-241.
- Tinti, S., & Armigliato, A. (2003). The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy. *Marine Geology*, 199(3), 221-243.
- Tinti, S., Maramai, A., & Graziani, L. (2004). The new catalogue of Italian tsunamis. *Natural Hazards*, 33(3), 439-465.
- Tinti, S., Maramai, A., Armigliato, A., Graziani, L., Manucci, A., Pagnoni, G., & Zaniboni, F. (2006). Observations of physical effects from tsunamis of December 30, 2002 at Stromboli volcano, southern Italy. *Bulletin of Volcanology*, 68(5), 450-461.
- Torelli, L., Tricart, P., Zitellini, N., Argnani, A., Bouhlel, H., Brancolini, G., De Cilla, C., De Santis, L., Peis, D. (1992). Une section sismique profonde de la chaîne Magrebides-Apennins, du bassin tyrrhénien à la plate-forme pélagienne (Méditerranée centrale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 315, 617-622.
- Tortorici, L., Monaco, C., Tansi, C., Cocina, O. (1995). Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243, 37-55.
- Tramontana, M., Morelli, D., & Colantoni, P. (1995). Tettonica plio-quadernaria del sistema sud-garganico (settore orientale) nel quadro evolutivo dell'Adriatico centro-meridionale. *Studi Geologici Camerti*, 2, 467-473.
- Tramutoli, M., Pescatore, T., Senatore, M. R., & Mirabile, L. (1984). Interpretation of reflection high resolution seismic profiles through the Gulf of Taranto (Ionian sea, Eastern Mediterranean). The structure of Apennine and Apulia deposits. The structure of Apennine and Apulia deposits. *Bollettino di Oceanografia Teorica ed Applicata*, 2-1.
- Tricart, P., & Torelli, L. (1994). Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia. *Tectonophysics*, 238, 317-329.
- Trincardi, F., & Correggiari, A. (2000). Quaternary forced-regression deposits in the Adriatic basin and the record of composite sea-level cycles. In: Hunt, D., Gawthorpe, R. (Eds.), *Depositional Response to Forced Regression. Geological Society London Special Publications*, 172, 245-269.
- Trincardi, F., Cattaneo, A., Correggiari, A., Breda, A., Asioli, A., & Mongardi, S. (2003). Submarine slides during relative sea level rise: two examples from the eastern Tyrrhenian margin. In: Locat, J., Mienert, J. *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Amsterdam, Kluwer Academic Publ-sher, 457-466.
- Trincardi, F., Fogliini, F., Verdicchio, G., Asioli, A., Correggiari, A., Minisini, D., ... Taviani, M. (2007). The impact of cascading currents on the Bari Canyon System, SW-Adriatic Margin (Central Mediterranean). *Marine Geology*, 246, 208-230.
- Trincardi, F., Verdicchio, G., & Miserochi, S. (2007). Sea-floor evidence for the interaction between cascading and along-slope bottom water masses. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3).
- Trua, T., Serri, G., Renzulli, A., Marani M., & Gamberi, F. (2002). Volcanological and petrological evolution of Marsili seamount (southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 441-464.
- Trua, T., Marani, M., & Barca, D. (2014). Lower crustal differentiation processes beneath a back-arc spreading ridge (Marsili seamount, Southern Tyrrhenian Sea). *Lithos*, 190, 349-362.
- Turchetto, M., Boldrin, A., Langone, L., Miserochi, S., Tesi, T., & Fogliini, F. (2007). Particle transport in the Bari Canyon (southern Adriatic Sea). *Marine Geology*, 246, 231-247. doi:10.1016/j.margeo.2007.02.007.
- Urgeles, R., Cattaneo, A., Puig, P., Lique, C., De Mol, B., Amblàs, D., & Trincardi, F. (2011). A review of undulated sediment features on Mediterranean prodeltas: distinguishing sediment transport structures from sediment deformation. *Journal of Marine and Geophysical Research*, 32(1-2), 49-69.
- Ulzega, A., Lecca, L., & Leone, F. (1980). Nouvelles observations sur la morphologie et la structure de la plateforme continentale de la Sardaigne occidentale. In *XXVII Congrès-Assemblée plénière*, Cagliari, 9-18 oct. 1980.
- Valensise, G., Basili, R., & Burrato, P. (2008). La sorgente del terremoto del 1908 nel quadro sismotettonico dello Stretto di Messina. In Il Terremoto e il Maremoto del 28 dicembre 1908-Analisi sismologica, impatto, prospettive. Dipartimento della Protezione Civile, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Van Dijk, J. P. (1990). Sequence stratigraphy, kinematics and dynamic geohistory of the Crotone Basin (Calabrian Arc, Central Mediterranean): an integrate approach. *Mem. Soc. Geo. It.* 44: 259-285.
- Van Dijk, J. P. (1992). *Late Neogene fore-arc basin evolution in the Calabrian Arc (central Mediterranean); tectonic sequence stratigraphy and dynamic geohistory*. Faculteit Aardwetenschappen.
- Van Dijk, J. P., & Scheepers, P. J. J. (1995). Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean. *Earth-Science Reviews*, 39(3-4), 207-246.
- Van Dijk, J. P., Bello, M., Brancaloni, G. P., Cantarella, G., Costa, V., Frixia, A., ... Toscano, C. (2000). A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy). *Tectonophysics*, 324(4), 267-320.
- Ventura, G., Passaro, S., Tamburrino, S., Vallefuoco, M., & Sacchi, M. (2016). *A model-estimation of gas overpressure in gas saturated layers in a volcanic setting: A case study from the Banco della Montagna (Naples Bay, Italy)*. Proceedings of the 1st IMEKO TC4 International Workshop on Metrology for Geotechnics, 313-317, ISBN: 978-92-990075-0-1.
- Ventura, G. (2013). Kinematics of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea) from geophysical and geological data. *Geological Society, London, Memoirs*, 37(1), 3-11.
- Ventura, G., Milano, G., Passaro, S., & Sprovieri, M. (2013). The Marsili Ridge (Southern Tyrrhenian Sea, Italy): an island-arc volcanic complex emplaced on a 'relict'back-arc basin. *Earth-Science Reviews*, 116, 85-94.
- Vercelli, F. (1925). Crociere per lo studio dei fenomeni nello Stretto di Messina. Parte I. Il regime delle correnti e delle maree nello Stretto di Messina. *Mem. Reale Comitato Talassogr. Ital.*, 208.
- Verdicchio, G., & Trincardi, F. (2006). Short-distance variability in slope bed-forms along the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean). In P. Weaver, M. Canals & F. Trincardi (Eds): "EUROSTRATAFORM Special Issue". *Elsevier, Marine Geology*, 234, 271-292.
- Verdicchio, G., Trincardi, F., & Asioli, A. (2007). Mediterranean bottom current deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin. In Viana A. & Rebesco M., Eds., *Geological Society of London, Special Publication*, 276, 199-224.
- Verdicchio, G., & Trincardi, F. (2008). *Charter 20: Shallow water contourites*. In: Rebesco & Camerlenghi (Eds.), *Contourites*, Elsevier.
- Vertino, A., Savini, A., Rosso, A., Di Geronimo, I., Mastrototaro, F., Sanfilippo, R., ... & Etiope, G. (2010). Benthic habitat characterization and distribution from two representative sites of the deep-water SML Coral Province (Mediterranean). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 57(5), 380-396.
- Vezzani, L., Festa, A., & Ghisetti, F. C. (2010). Geology and tectonic evolution of the Central-Southern Apennines, Italy. *Geological Society of America Special Papers*, 469, 1-58.
- Vezzoli, L. (1988). Island of Ischia: Quaderni de La Ricerca Scientifica Progetto finalizzato Geodinamica CNR *Monografie finali* 10, 134 pp. Roma, Italia.
- Villari, L. (1980). The island of Alicudi. *Rendiconti della Società Italiana Mineralogica e Petrologica*, 36(1), 441-466.
- Viparelli, M. (1972). La sistemazione delle aste terminali delle fiumare calabre. Università di Napoli, Istituti Idraulici, Pubbl. (276).
- Ward, S.N. (1994). Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry. *Geophysical Journal International*, 117, 441-452.
- Washington, H. S. (1909). The submarine eruption of 1831 and 1891 near Pantelleria. *American Journal of Science*, 27, 131-150.
- Westaway, R. (1993). Quaternary uplift of southern Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 21741-21772.
- Wezel, F. C., Savelli, D., Bellagamba, M., Tramontana, M., & Bartole, R. (1981). Plio-Quaternary depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins. In: F.C. Wezel (ed.), *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins. C.N.R. Italian Project of Oceanography*: 239-269.
- Wynn, R. B., & Stow, D. A. (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 192 (1-3), 7-22.
- Wright, R. (1977). History of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 267, 399-403.
- Zecchin, M., Nalin, R., & Roda, C. (2004). Raised Pleistocene marine terraces of the Crotone peninsula (Calabria, southern Italy): facies analysis and organization of their deposits. *Sedimentary geology*, 172(1-2), 165-185.
- Zecchin, M., Civile, D., Caffau, M., Sturiale, G., & Roda, C. (2011). Sequence stratigraphy in the context of rapid regional uplift and high-amplitude glacio-eustatic changes: the Pleistocene Cutro Terrace (Calabria, southern Italy). *Sedimentology*, 58(2), 442-477.
- Zecchin, M., Caffau, M., Civile, D., Critelli, S., Di Stefano, A., Maniscalco, R., ... & Roda, C. (2012). The Plio-Pleistocene evolution of the Crotone Basin (southern Italy): interplay between sedimentation, tectonics and eustasy in the frame of Calabrian Arc migration. *Earth-Science Reviews*, 115(4), 273-303.
- Zecchin, M., Praeg, D., Ceramicola, S., & Muto, F. (2015). Onshore to offshore correlation of regional unconformities in the Plio-Pleistocene sedimentary successions of the Calabrian Arc (central Mediterranean). *Earth-Science Reviews*, 142, 60-78.
- Zitellini, N., Marani, M., & Borsetti, M. (1984). Post-orogene tectonic evolution of Palmarola and Ventotene basins (Pontine Archipelago). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 27, 121-131.
- Zitellini, N., Trincardi, F., Marani, M., & Fabbri, A. (1986). Neogene tectonics of the northern Tyrrhenian Sea. *Giornale di Geologia*, 48(1/2), 25-40.
- Zollo, A., Judenherc, S., Auger, E., D'Auria, L., Virieux, J., Capuano, P., ... & Musacchio, G. (2003). Evidence for the buried rim of Campi Flegrei caldera from 3-d active seismic imaging. *Geophysical Research Letters*, 30(19).

# ELENCO DEI PARTECIPANTI AL PROGETTO MAGIC



Giovanni Accordi, Chiara Adami, Mauro Agate, Ludovico Albano, Flavia Alessi, Andrea Anasetti, Giusy Anzelmo, Luciana Angeloni, Pietropaolo Aniello, Francesca Ape, Francesca Argiolas, Andrea Argnani, Alessandra Avalle, Valerio Baiocchi, Ileana Balduzzi, Filippo Balestrieri, Alessandro Barbato, Marco Barra, Tiziana Batzella, Antonello Bellonia, Gianluca Benzi, Francesca Bernardi, Guido Bertolaso, Barbara Bianchi, Serena Bigelli, Maddalena Biancone, Manuela Biondo, Alessandro Bonfardeci, Fabiana Bonaventura, Federica Bonura, Modestino Boscaino, Vittorio Bosi, Alessandro Bosman, Enrico Brugnoli, Francesca Budillon, Franco Busalacchi, Andrea Caburlotto, Mauro Caffau, Marilena Calarco, Elisabetta Campiani, Antonio Capone, Ruggero M. Capperucci, Chiara Cardaci, Sara Carfagna, Lorenzo Carlesi, Nicola Casagli, Daniele Casalbore, Edoardo Casoli, Marco Castellano, Manuela Catalano, Danilo Cavallaro, Luciano Cavarra, Giuseppe Cavarretta, Jacques Centonze, Silvia Ceramicola, Francesco Latino Chiocci, Dario Antonio Federico Chisari, Gaspare Ciaccio, Marco Ciampoli, Sara Cipriani, AnnaMaria Cirone, Dario Civile, MariaRita Cogliandro, Ester Colizza, Massimo Colorito, Mauro Coltelli, Noemi Condò, Alessandro Conforti, Aida Maria Conte, Alessandra Conti, Sandro Conticelli, Angelo Corazza, Astrid Corbatta, Irene Cornacchia, Nicola Corradi, Cesare Corselli, Maria Costantini, Giulio Costantini Fantini, Marianne Coste, Diego Cotterle, Andrea Cova, Chiara Cristiani, Salvatore Critelli, Angela Cuppari, Nini Cutrona, Chiara D'Andrea, Marta D'Elia, Giacomo DallaValle, Patrizia Dall'Olio, Alexia Darbo, Bernardo De Bernardinis, Giovanni De Falco, Ada De Matteo, Michele Deponte, Paolo De Rosa, Roberta De Santis, Massimo De Stefano, Giacomo Deiana, Fabrizio Del Bianco, Claudio Del Deo, Gianmarco Del Sette, Riccardo Delisi, Massimiliano Di Bitetto, Daniela Di Bucci, Vincenzo Di Costanzo, Federica Di Franco, Giuseppe di Grignoli, Rossella Di Lascio, Antonio Di Lieto, Gabriella Di Martino, Ilenia Di Pasquale, Chiara Di Pietri, Laura Di Pietro, Paolo Scotto Di Vettimo, Paolo Diviaco, Mauro Dolce, Lorenzo Facchin, Federico Falcini, Pierpaolo Falco, Francesco G. Falese, Raffaele Falzarano, Francesco Fanucci, André Fascetti, Valentina Ferrante, Elisa Fierro, Marco Firetto Carlino, Serena Flori, Isabella Foderà, Federica Foglini, Vittoria Forleo, Edy Forlin, Giannetta Fusco, Fabio Galeotta, Fabiano Gamberi, Francesco Gargano, Karen Gariboldi, Roberto Garra, Luca Gasperini, Emanuele Gentile, Francesca Giannone, Roberta Giuliani, Italo Giulivo, Antonio Giunta, Emiliano Gordini, Elena Grimoldi, Fausto Guzzetti, Gabriella Heinze, Michela Ingrassia, Sara Innangi, Francesco Interbartolo, Mauro Jerman, Erika Lai, Arturo Lebanì, Luciano Lecca, Elisa Leidi, Alessandro Leli, Marco Ligi, Claudio Lo Iacono, Valeria Lo Presti, Mariangela Diana Lodi, Vincenzo Lubrano, Carlo Filippo Luzzu, Leonardo Macelloni, Giuseppe Magnifico, Federica Maisto, Maria Cristina Maletta, Mara Mancuso, Michal Marani, Fabio Marchese, Marta Marchetti, Vasiliki Markantonatou, Francesca Marra, Ennio Marsella, Iginio Marson, Eleonora Martorelli, Roberto Moricone, Letizia Masi, Pietro Masia, Marzia Matteucci, Antonietta Meleddu, Alessandro Menichino, Martina Misuraca, Agostino Meo, Alessandra Mercorella, Iliaria Merlo, Paolo Messina, Sebastien Migeon, Laura Milan, Valerio Minoretti, Cristian Montanaro, Eleonora Morelli, Danilo Morelli, Melania Moschella, Giovanni Murabito, Francesco Muto, Enrico Olivari, Paolo E. Orrù, Matteo Paciucci, Paola Pagliara, Serena Palamara, Enrico Paliaga, Margherita Panettieri, Tatiana Pantera, Luigi Pappalardo, Claudia Parmegiani, Aimone Patanè, Alfredo Pazzini, Francesca Penati, Valentina Pennino, Fabrizio Pepe, Giorgia Petroni, Martina Pierdomenico, Ionela Pintilie, Gianfranco Pisa, Arturo Pishedda, Gabriella Pistillo, Marco Piva, Peter Planinsek, Alina Polonia, Daniel Praeg, Antonio Puddu, Massimiliano Puleio, Giuliana Quaglia, Andrea Quagliarini, Giuliana Raffaelli, Riccardo Ramella, Mariangela Ravaioli, Antonio Ricciardi, Domenico Ridente, Mariangela Roca, Claudia Romagnoli, Roberto Romeo, Mauro Rosi, Simona Rosselli, GabrielePietro Rossi, Marzia Rovere, Maurizio Salvati, Emanuela Salvi, Paolo Cosmo Santoro, Alessandra Savini, Antonella Scalzo, Giancarlo Scardia, MariaRosaria Senatore, Paola Siliotti, Daniele Silvestri, Simone Simeone, Antonello Simonetti, Francesca Siracusa, Roberta Sisinni, Lorenzo Sormani, Andrea Sposato, Daniele Spatola, Attilio Sulli, Daniele Terenzi, Chiara Tessarolo, Samuele Todde, Isabella Tomini, Paolo Tommasi, Renato Tonielli, William Toson, Emanuele Tracanna, Fabio Trincardi, Valerio Tulliani, Carmine Vacca, Fabrizio Vaccaro, Ettore Valdieri, Roberto Vallone, Daniele Ventura, Antonino Vicario, Sharon Vigni, Pasqualino Vitale, Vittorio Zanobbi, Massimo Zecchin, Fabrizio Zgur, Nevio Zitellini, Elisabetta Zizzo, Anna Zuccolo, Gian Maria Zuppi

DPC CONISMA OGS CNR CNR IAMC CNR IGAG CNR ISMAR COLLABORATORI ESTERNI



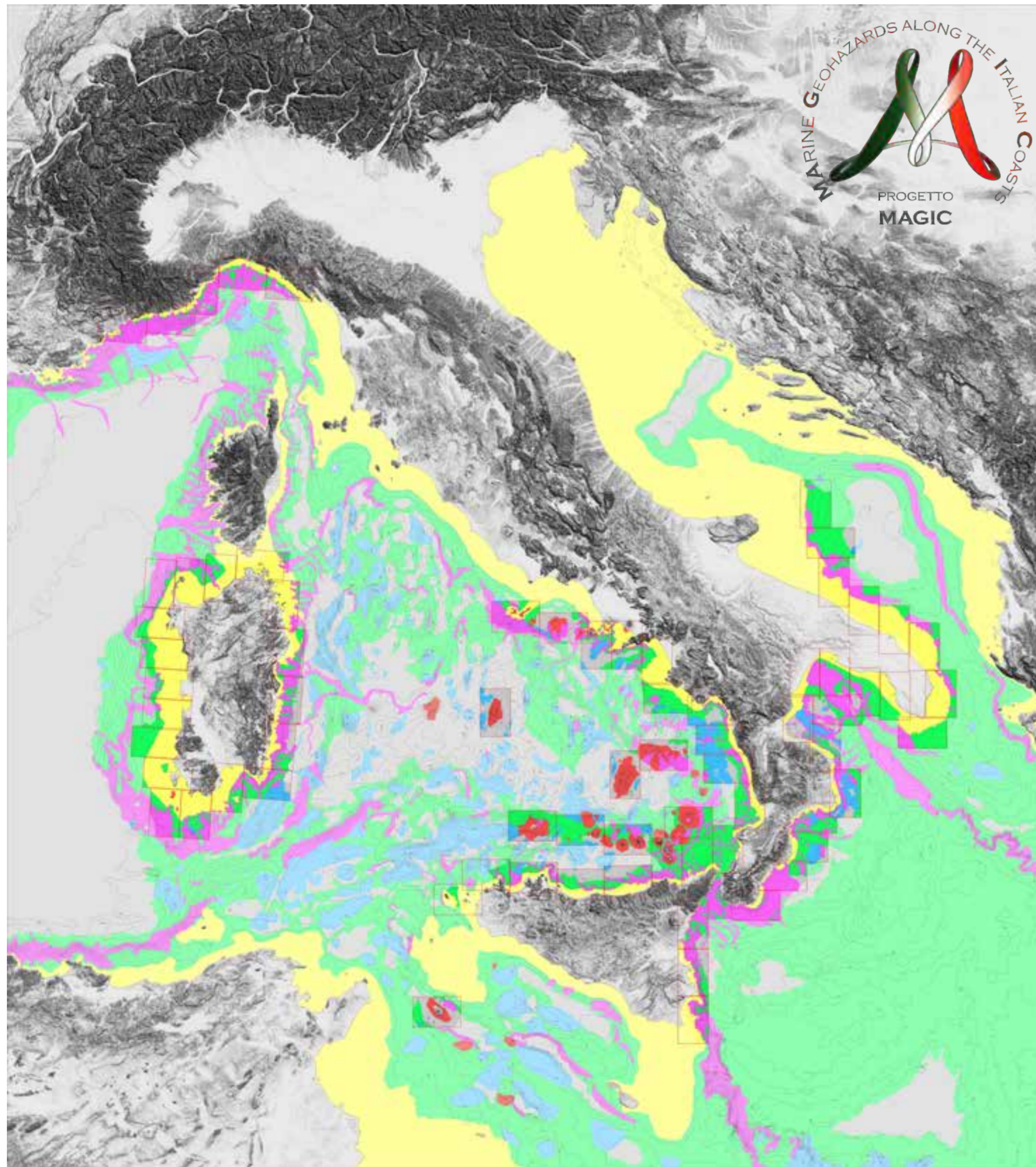


Questo atlante costituisce uno dei prodotti previsti nel WP2 dall'accordo art. 15 tra CNR-IGAG e DPC del 27/06/2019



# CARTA DEI DOMINII FIOGRAFICI DEI MARI ITALIANI DERIVANTE DALLE RICERCHE DEL PROGETTO MAGIC

## MAP OF THE PHYSIOGRAPHIC DOMAINS OF THE ITALIAN SEAS DERIVING FROM THE RESEARCH OF THE MAGIC PROJECT



### DOMINII FIOGRAFICI - LIVELLO 1 (TAVOLE) E CARTA A LATO PHYSIOGRAPHIC DOMAINS - LEVEL 1 (TABLES) AND PAPER ON THE SIDE

Piattaforma Continentale Continental Shelf	Apparato Vulcanico Volcanic Systems
Scarpata Continentale Continental Slope	Aree Erosive Erosive Areas
Bacino Intrasarpata e Piana Batiale Intraslope Basin and Abyssal Plain	Fogli Progetto MaGIC contigui Neighboring Sheets of MaGIC Project
Rilievo Intrasarpata e Seamount Intraslope Relief and Seamount	Fogli Progetto MaGIC rappresentati nella Tavola Sheets of MaGIC Project shown in the Tables

Le tonalità di colore chiaro e le isobate ad esse sovrapposte (ogni 200 m) vengono da dati di letteratura.  
Light tones and overimposed isobaths (every 200 m) derive from literature data.  
Le isobate marroni derivano dalla cartografia MaGIC (tratteggiate se da fonti esterne).  
Brown isobaths derive from MaGIC cartography (dashed if from external sources).

### UNITÀ MORFOLOGICHE - LIVELLO 2 (FOGLI) MORPHOLOGICAL UNITS - LEVEL 2 (SHEETS)

Canyon e Canali Canyon and Channel	Affioramento di Substrato Litoide Outcrop of Rocky Bedrock	Frana Significativa Significant Landslide
Area ad Erosione Diffusa Area with Widespread Erosion	Area a Forme di Fondo Area with Bedforms	Affioramento Vulcanico Outcrop of Volcanic Bedrock
Area a Fuoriuscita di Fluidi Fluid Emission Area	Area a Flussi non Canalizzati Non-Channelized Flow Area	Lineamento Tettonico Linear Tectonic Feature
Area a Depressioni Prevalenti Area with Diffused Depressions	Area a Depositi da Flussi Torbidi Prevalenti Area with Diffused Turbiditic Flow Deposits	
Rilievo a Depositi Contortivi Prevalenti Area with Diffused Contortive Deposits	Area a Depositi di Frana Prevalenti Area with Diffuse Landslide Deposits	

L'interdistanza tra le isobate è di 10m fino a 150 m, di 50 m tra 150 e 2000m, di 100m per profondità superiori.  
Isobath spacing is 10 m until 150m w.d., of 50m between 150 and 2,000 m w.d., of 100m deeper than 15m w.d.

### ELEMENTI MORFOBATIMETRICI - LIVELLO INTERPRETATIVO 3 (FOGLI) MORPHO-BATHYMETRIC ELEMENTS - LEVEL 3 (SHEETS)

01 Scarpata Indefinita (Ciglio a spigolo vivo) Unspecified Scarp (Sharp edge)	84 Substrato Vulcanico Affiorante (Limite) Volcanic Substrate (Boundary)
02 Scarpata Indefinita (Ciglio a spigolo tondo) Unspecified Scarp (Rounded edge)	85 Substrato Litoide Affiorante (Limite) Undefined Substrate (Boundary)
03 Scarpata Indefinita (Base) Unspecified Scarp (Base)	86 Biocostruzione Bioherm
04 Scarpata di Erosione Generica (Ciglio a spigolo vivo) Undefined Erosional Scarp (Sharp edge)	90 Cratere Vulcanico Volcanic Crater
05 Scarpata di Erosione Generica (Ciglio a spigolo tondo) Undefined Erosional Scarp (Rounded edge)	91 Caldera Caldera
06 Scarpata di Erosione Generica (Base) Undefined Erosional Scarp (Base)	92 Centro Eruttivo Eruptive Center
07 Scarpata di Piattaforma Continentale (Ciglio a spigolo vivo) Continental Shelf Margin (Sharp edge)	93 Fessura di Alimentazione Eruptive Fissure
08 Scarpata di Piattaforma Continentale (Ciglio a spigolo tondo) Continental Shelf Margin (Rounded edge)	94 Colata Lavica (Limite) Lava Flow (Boundary)
09 Scarpata Continentale (Base) Continental Slope (Base)	95 Dico o Allineamento Vulcanico Dike or Volcanic Ridge
10 Scarpata di Terrazzo Deposizionale (Ciglio a spigolo vivo) Depositional Terrace Edge (Sharp edge)	96 Edificio Vulcanico a "Testa Piatta" Flat-Topped Volcanic Cone
11 Scarpata di Terrazzo Deposizionale (Ciglio a spigolo tondo) Depositional Terrace Edge (Rounded edge)	97 Area a "Hummocky" Vulcanici (Limite) Volcanic Hummocks Area (Boundary)
12 Scarpata di Terrazzo Deposizionale (Base) Depositional Terrace Edge (Base)	101 Pockmark Pockmark
13 Scarpata (Bordo) di Canyon/Canale (Ciglio a spigolo vivo) Canyon/Channel Scarp (Sharp edge)	102 Vulcano di Fango Mud Volcano
14 Scarpata (Bordo) di Canyon/Canale (Ciglio a spigolo tondo) Canyon/Channel Scarp (Rounded edge)	103 Centro Eruttivo Eruptive Center
15 Scarpata (Bordo) di Canyon/Canale (Base) Canyon/Channel Scarp (Base)	104 Diapiro di Fango Mud Diapir
16 Scarpata di Canyon/Canale con Argine (Ciglio) Canyon/Channel Scarp with Levee	105 Blocco Stratificato Layered Block
17 Scarpata di Canale Minore con Argine (Ciglio) Minor Channel Scarp with Levee	106 Blocco Block
18 Scarpata di Canale Minore (Ciglio a spigolo vivo) Minor Channel Scarp (Sharp edge)	107 Emissione di Fluidi Fluids Emission
19 Scarpata di Canale Minore (Ciglio a spigolo tondo) Minor Channel Scarp (Rounded edge)	108 Emissioni Idrotermali Hydrothermal Venting
20 Scarpata di Canale Minore (Base) Minor Channel Scarp (Base)	
21 Scarpata di Terrazzo Intracanalale (Ciglio) Intra-Channel Terrace (Edge)	
22 Scarpata di Terrazzo Intracanalale (Base) Intra-Channel Terrace (Base)	
23 Scarpata di Gradino Intracanalale (Ciglio) Intra-Channel Step (Edge)	
24 Scarpata di Gradino Intracanalale (Base) Intra-Channel Step (Base)	
25 Cresta Crest	
30 Scarpata di Faglia (Ciglio a spigolo vivo) Fault Scarp (Sharp edge)	
31 Scarpata di Faglia (Ciglio a spigolo tondo) Fault Scarp (Rounded edge)	
32 Scarpata di Faglia (Base) Fault Scarp (Base)	
33 Dorsale di Piegia Anticline Ridge	
40 Scarpata di Nicchia di Frana Semplice (Ciglio) Landslide Scar (Edge)	
41 Scarpata di Nicchia di Frana Semplice (Base) Landslide Scar (Base)	
42 Scarpata di Nicchia di Frana Complessa (Ciglio) Complex Landslide Scar (Edge)	

### LEGENDA / LEGEND

Per descrizione di dettaglio vedi pagina 15 / For details see page 15



## LEGENDA DELLA CARTOGRAFIA LEGEND OF MAPS

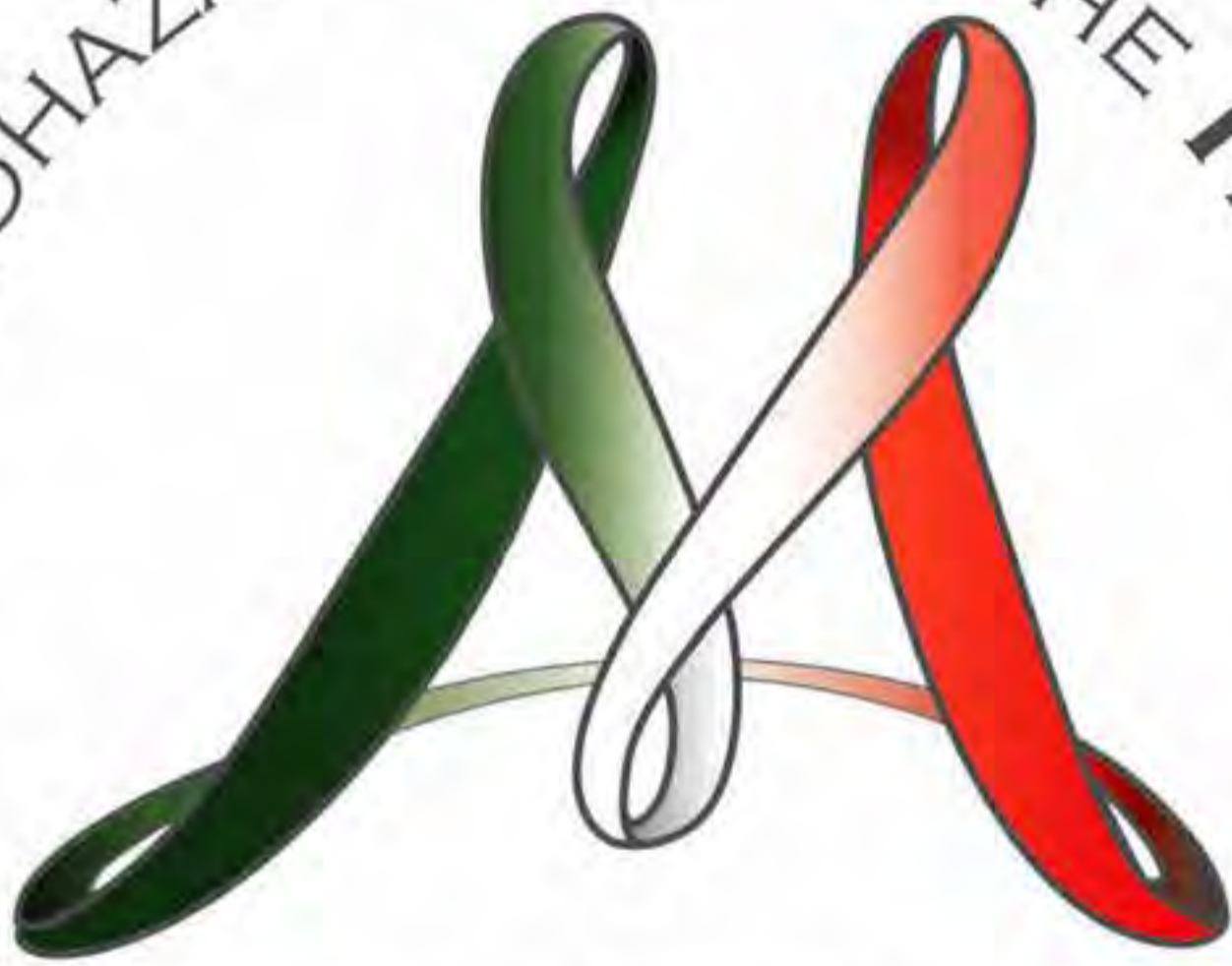
Per una migliore lettura delle carte, si consiglia di piegare questa pagina come da figura e tenerla aperta mentre si consultano le tavole ed i fogli.



*For a better analysis of the maps, it is advisable to fold this page as shown, and keep it open while reading tables and sheets.*



MARINE GEOHAZARDS ALONG THE ITALIAN COASTS



PROGETTO  
**MAGIC**