

NOTE A COMPENDIO DEL FOGLIO 22 – VAVILOV

1. Inquadramento geologico dell'area

Il Mar Tirreno è un bacino di retro-arco nel Mediterraneo centrale, la cui genesi è legata all'assottigliamento crostale ed all'estensione conseguente la subduzione di litosfera oceanica della placca ionica sotto l'arco calabro (Fig.1.1) [Kastens et al., 1988, 1990; Sartori 1990]. La formazione del bacino avviene in un contesto di lenta 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].

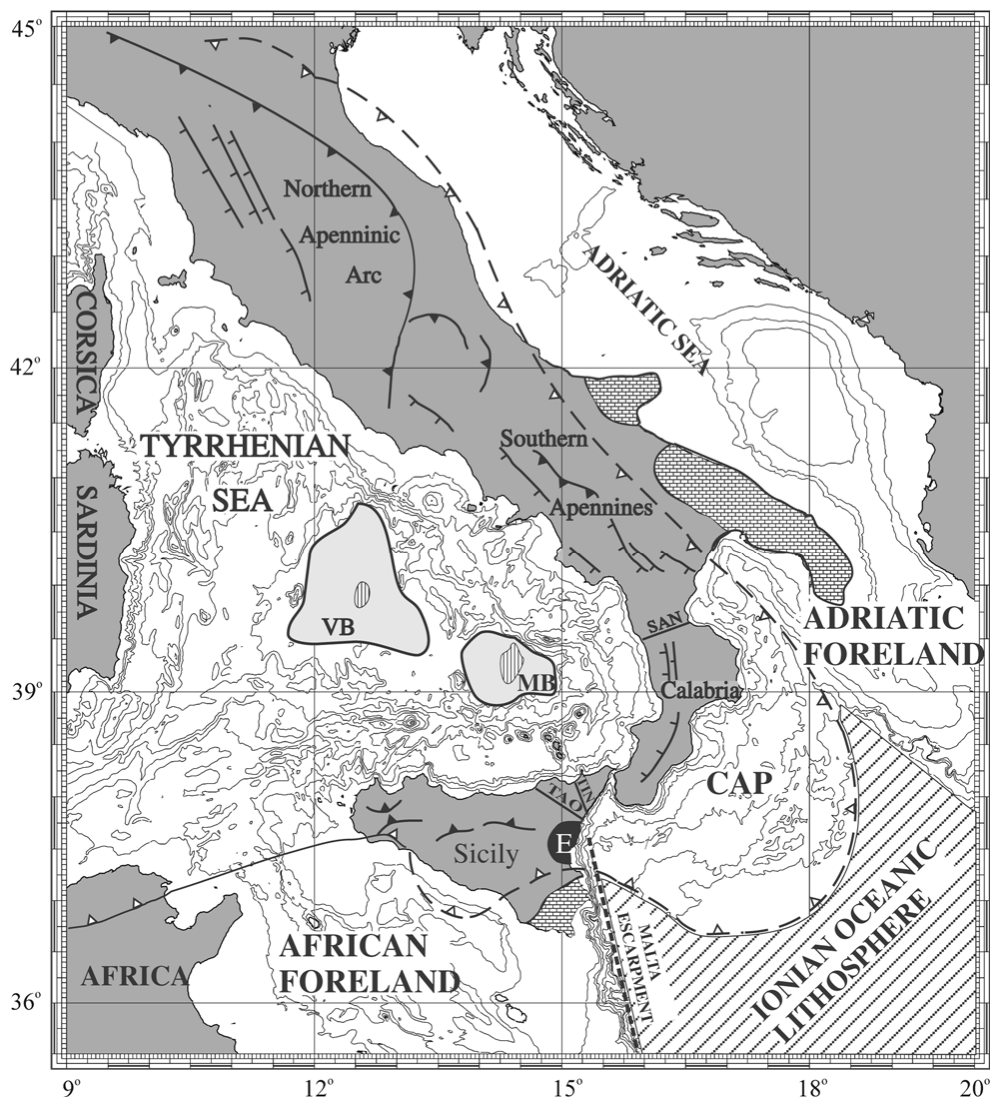


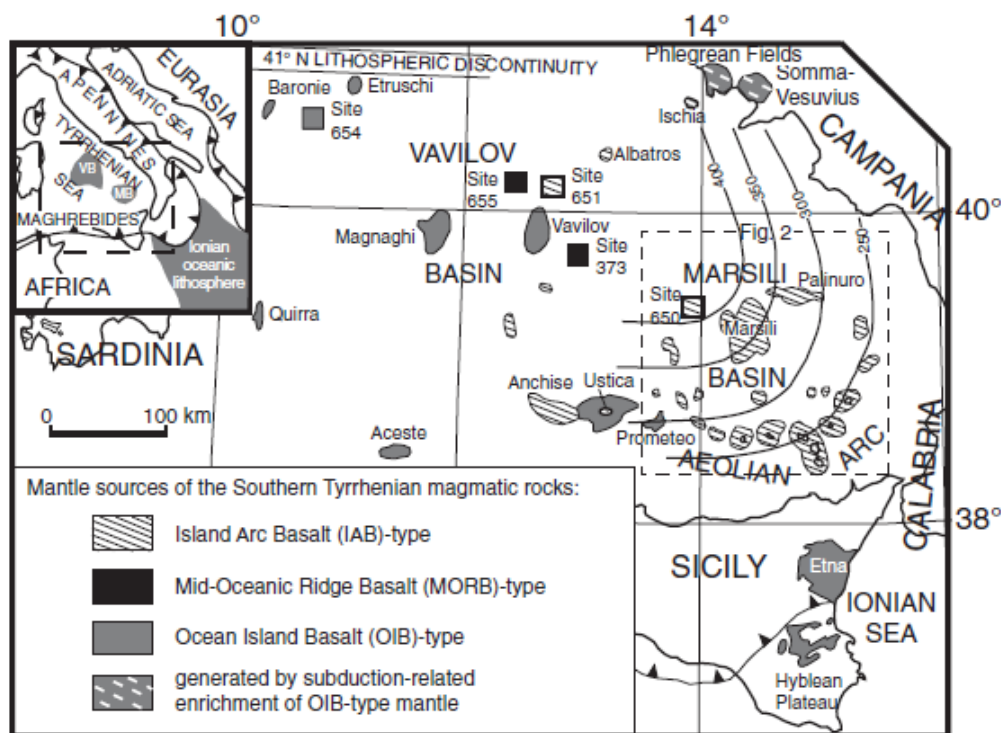
Fig 1.1- mappa schematica morfo-strutturale delle principali strutture presenti del bacino del Tirreno (da Marani & Trua 2002).

L'assottigliamento crostale e la produzione di crosta oceanica che hanno interessato l'area tirrenica a partire dal Miocene inferiore – medio (circa 15 Ma fa), sono migrati nel tempo verso Est. L'estensione E-O nel Tirreno settentrionale e lungo il margine occidentale della Sardegna risale al Tortoniano (circa 11 Ma) e marca la fase iniziale di apertura del bacino tirrenico [Zitellini et al., 1986; Kastens and Mascle, 1990] che ha portato alla formazione di domini oceanici e associato vulcanismo nella regione del Tirreno occidentale. Durante il Pliocene, la produzione di crosta oceanica è localizzata principalmente nel settore

occidentale e culmina con la formazione del bacino di retro-arco del Vavilov, (4.3 -3.5Ma) all'interno del quale si sviluppa il vulcano omonimo (3.0 -2.7 Ma) [Kastens and Mascle,1990; Serri et al., 2001]. Nel Pliocene superiore -Quaternario, la direzione dello stress distensivo cambia da E-O a ESE, in concomitanza alla 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) [Kastens and Mascle,1990]. Contemporaneamente, nel Bacino del Vavilov cresceva l'omonimo vulcano (0.73-0.1 Ma; Kastens and Mascle, 1990).

La causa della migrazione verso est dei due bacini di retro-arco e dello sviluppo di un vulcanismo attivo, potrebbe essere il *rollback* passivo della placca ionica [Malinverno e Ryan, 1986; Savelli 1988]. Contemporaneamente allo sviluppo dei bacini di retro-arco, il vulcanismo del Tirreno meridionale, legato alla subduzione, migra da ovest a sud-est, dalla Sardegna (32-13 Ma) all'Arco Eoliano [Serri et al., 2001] sviluppando l'attuale configurazione del Tirreno meridionale di tipo arco retro-arco. Questo magmatismo è caratterizzato da eruzioni coeve di magmi tipo IAB (Island Arc Basalt) e OIB (Ocean Island Basalt). Il magmatismo del primo tipo è molto diffuso (Fig. 1.2). Lave calc-alcaline e shoshonitiche sono presenti nel bacino del Marsili (ODP Leg 107, Site 650) e del Vavilov (ODP Leg 107, Site 651), sul vulcano Marsili, l'Anchise, sulle isole Eolie e sui loro seamount sottomarini. Basalti T-MORB (Transitional Mid Oceanic Ridge Basalts) sono stati rinvenuti nel bacino del Vavilov (ODP Leg 107, Site 655).

Al contrario, i magmi del secondo tipo sono presenti solo in alcune aree ristrette quali il seamount Magnaghi, il Vavilov e l'Aceste, sull'isola di Ustica e nella colata lavica Prometeo ubicata a sud di Ustica (Fig.1.2)



1.

Fig 1.2- mappa schematica del magmatismo che caratterizza la regione del Tirreno meridionale e il tipo di sorgente da cui è derivato (da Trua et al., 2007).

2. Descrizione dei dati geofisici e sedimentologici disponibili nell'area del Foglio

I dati disponibili nell'area del Foglio 22 Vavilov consistono di:

dati morfobatimetrici e di riflettività del fondo mare, dati sismici ad alta risoluzione, dragaggi ed alcuni carotaggi

2.1 Dati morfobatimetrici (rilievi multibeam)

I dati morfobatimetrici utilizzati sono stati acquisiti nell'ambito del "Progetto Strategico Tirreno" durante due campagne oceanografiche TIR96 e TIR99 a bordo della R/V Gelendzhik e della R/V Strakhov rispettivamente (Bortoluzzi *et al.*, 1999). In entrambe le campagne è stato utilizzato un ecoscandaglio multifascio (*multibeam*) Kongsberg-Simrad EM12/120S che, alla velocità di 6-8 nodi, ha permesso di acquisire dati di buona qualità con una copertura equivalente a 3,5 volte la profondità dell'acqua ed un *overlap* tra le linee del 20 %. Nella Fig. 2.1.1 è mostrata l'estensione dei due rilievi che hanno investigato gran parte del Mar Tirreno e dello Ionio.

I dati sono stati successivamente elaborati presso l'allora IGM, Istituto di Geologia Marina di Bologna, con il software Kongsberg-Neptune, applicando una procedura standard che include la correzione di posizionamento e di profondità, filtri statistici e manuali per produrre DTM di dettaglio fino a 25 e 50 m.

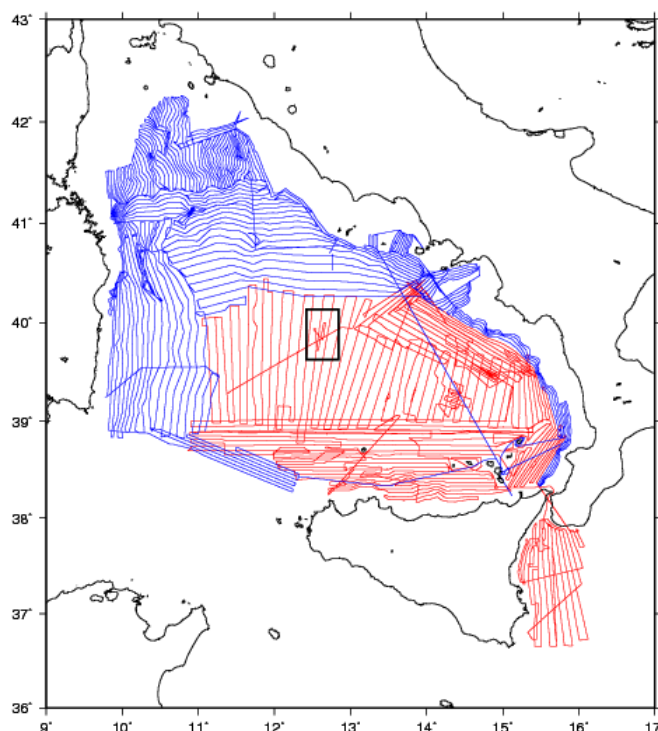


Fig- 2.1.1- estensione dei rilievi batimetrici eseguiti durante la campagna oceanografica TIR96 (rosso) e TIR99 (blu). In nero è riportata l'area interessata dal Foglio 22 Vavilov.

2.2 Dati di riflettività e immagini del fondale (side scan sonar, rov, ecc.)

I dati di backscatter disponibili nell'area del Vavilov appartengono a due *dataset* distinti:

- i) dati di riflettività del fondo mare estratta da dati batimetrici acquisiti con un multibeam Kongsberg-Simrad EM 12/120 S durante la campagna TIR96
- ii) dati acquisiti durante la campagna oceanografica TTR-12 (LEG 4) condotta nell'ambito di un progetto interdisciplinare UNESCO nel periodo compreso tra Giugno e Agosto 2002 (Marani *et al.*, 2003).

Questi ultimi sono stati acquisiti mediante un sistema idro-acustico tipo OKEAN ed un MAK-1M trainati in profondità. L'OKEAN è un *Side Scan Sonar* che ha utilizzato una frequenza di 9.5 kHz ed è stato trainato a una velocità di 6 nodi, sotto la nave. A seconda della profondità cui veniva trainato lo strumento (40-80 m) sono stati acquisiti dati con uno

“swath” variabile da 7 a di 15 km (rispettivamente) coprendo velocemente un'area molto estesa. Il MAK – 1M è stato utilizzato per acquisire immagini di dettaglio lungo il versante occidentale del Vavilov. Il MAK-1M contiene sia un *Side Scan Sonar* ad alta risoluzione (frequenze di 30 - 100 kHz) con uno “swath” totale di 2 km, che un *Sub Bottom Profiler* operante ad una frequenza di 5 kHz. Durante la crociera TTR-12 il MAK-1M è stato trainato ad una profondità circa costante di 100 – 150 m dal fondo mare e alla velocità di 1.5-2 nodi per i rilievi a 30 kHz e alla profondità di 50 m dal fondo mare per quelli a 100 kHz.

2.3 Dati di sismica a riflessione

I dati sismici disponibili nell'area appartengono a due *dataset* distinti (Fig. 2.3.1): i) profili sismici *Sparker* 30 kj acquisiti a partire dal 1969 nell'ambito del “Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini” del CNR e ii) profili sismici monocanale acquisiti durante le campagne TIR96 e TIR99. Questi ultimi sono stati acquisiti con una sorgente fatta da due *air-gun* sincronizzati, la capacità di ciascun cannone variava tra 0,5 e 1 L, la pressione di utilizzo tra 70 e 100 bar. L'intervallo di sparo è di 8 s. Lo *streamer* (15 m attivo) era costituito da 30 elementi ceramici contenuti in un rivestimento di poliuretano e riempito di acqua di mare per incrementare il rapporto rumore/segnale. Il *tow leader* era costituito da un cavo d'acciaio e una sezione *stretch*. La lunghezza totale dalla sezione attiva era 150 m da poppa. I cannoni e lo *streamer* erano immersi rispettivamente a 2-5 m, e a 11 m (Bortoluzzi *et al.*, 1999).

Questo tipo di dato ha permesso di investigare le strutture geologiche di sotto-superficie fino a profondità di circa 1-1.5 secondi (T.W.T.) con una risoluzione verticale dell'ordine del metro ed ha permesso non solo di ottenere informazioni sulla stratigrafia sismica dei depositi ma anche di caratterizzare il tipo di deformazione tettonica che li coinvolge. L'utilizzo di questi dati è stato importante nella descrizione degli Elementi Morfobatimetrici soprattutto per il riconoscimento di una serie di strutture tettoniche che ad ovest dell'edificio principale definiscono una zona ad “*horst e graben*”.

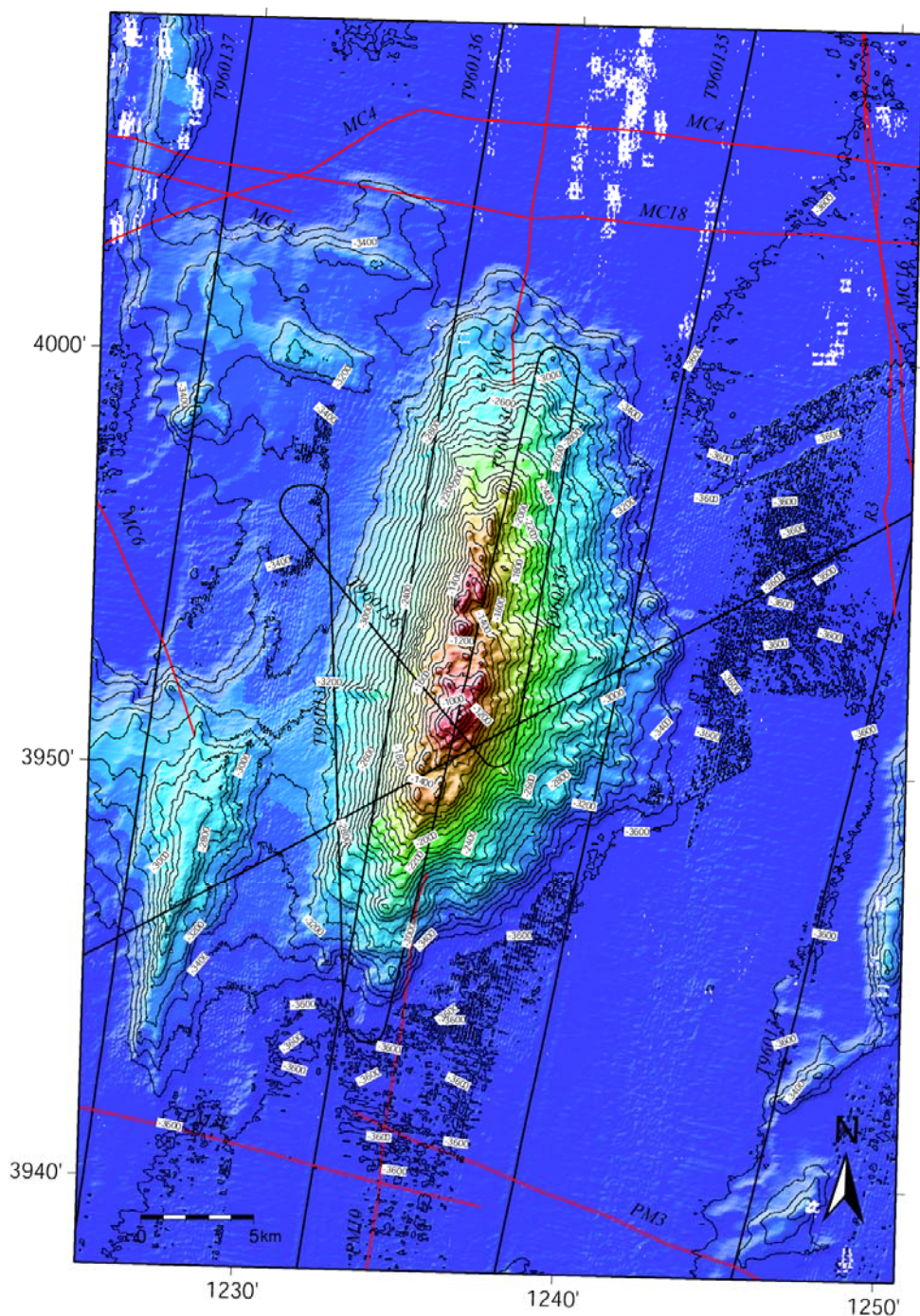


Fig 2.3.1- dati sismici a riflessione disponibili nell'area del Foglio 22 Vavilov. In rosso sono indicate le linee Sparker 30 KJ acquisite nell'ambito del "Progetto Strategico Tirreno"; in nero i profili sismici a riflessione monocanale acquisiti durante la campagna oceanografica TIR96.

2.4 Dati di campionamento

I dati di campionamento disponibili in bibliografia, consistono di dragaggi effettuati durante la campagna oceanografica VST02 (29 Agosto – 19 Settembre 2002) condotta allo scopo di effettuare studi sedimentologici e vulcanologici in zone chiave del Tirreno centro meridionale (Gamberi et al., 2006). La localizzazione dei dragaggi sulla sommità del vulcano Vavilov è mostrata nella Figura 2.4.1, mentre nella Figura 2.4.2 sono mostrati alcuni dei campioni recuperati.

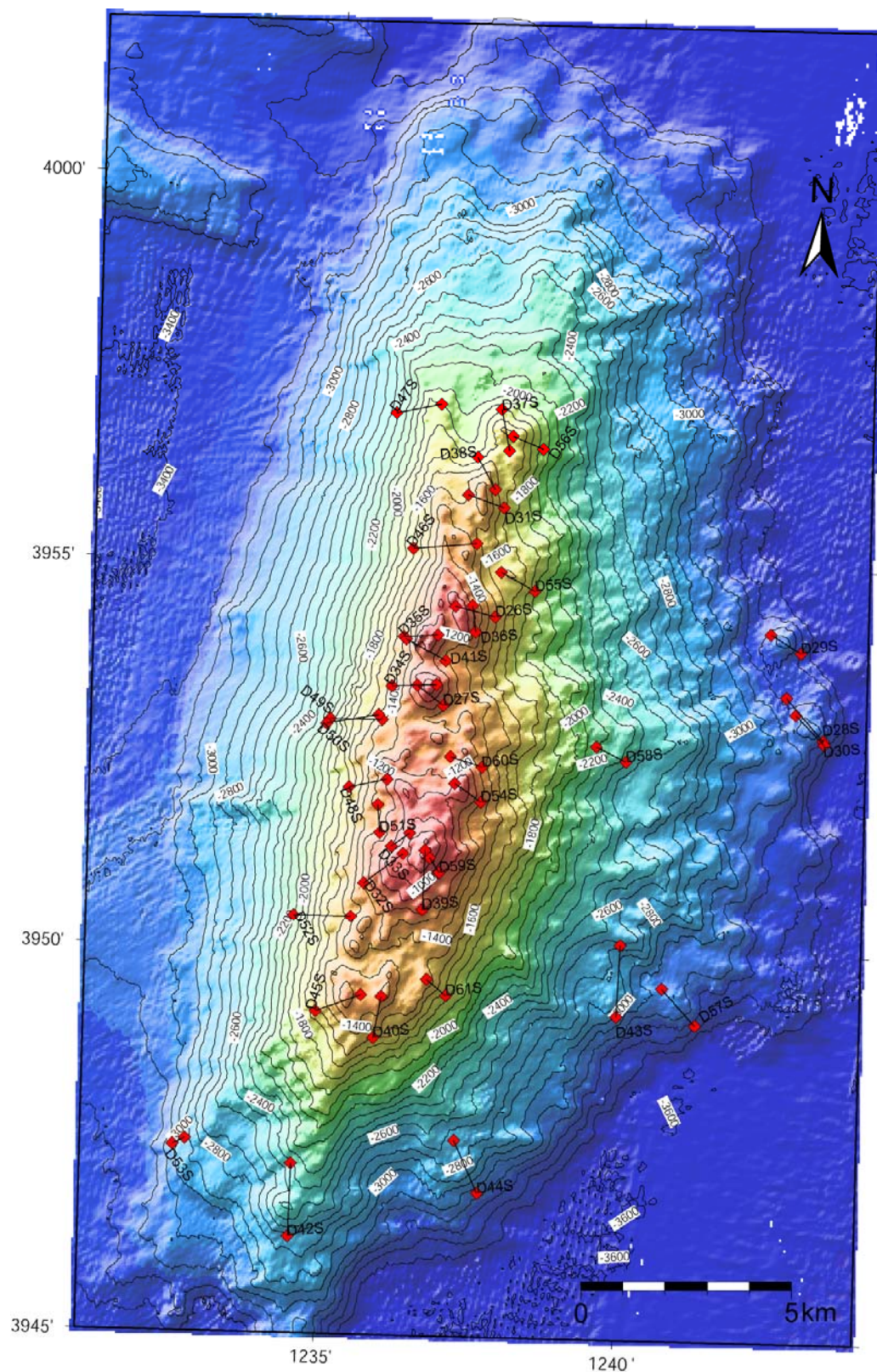


Fig 2.4.1- mappa con la localizzazione dei transesti di dragaggio effettuati sui fianchi del Vavilov durante la campagna oceanografica VST02 (Gamberi et al., 2006).

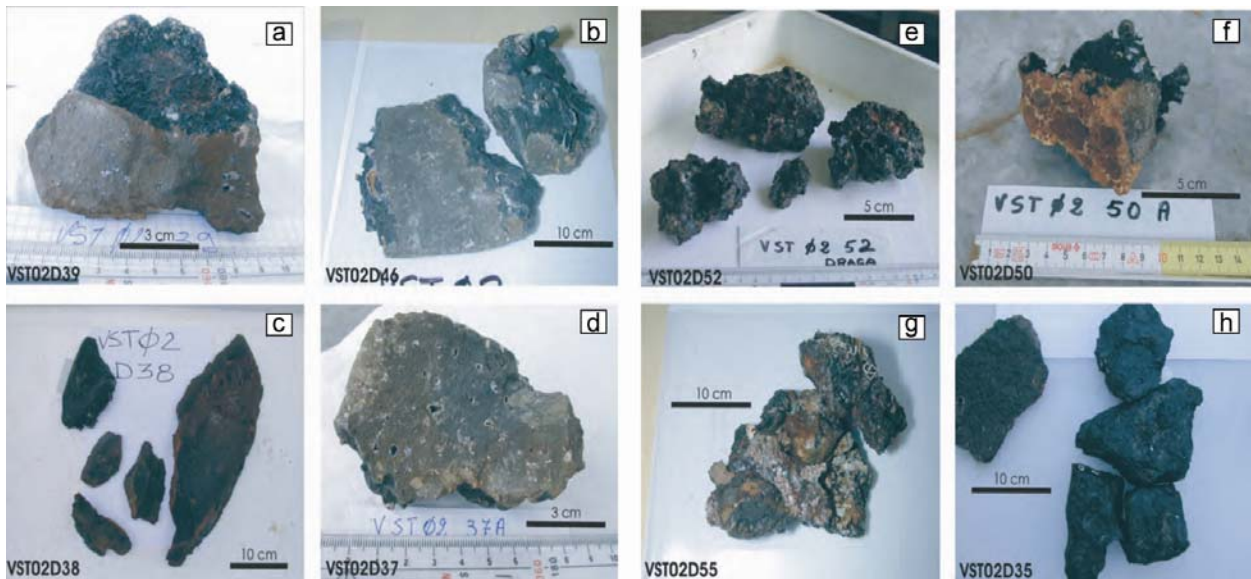


Fig 2.4.2- Esempi di campioni recuperati: a) scorie vulcaniche esplosive; b) breccia; c) scorie vulcaniche esplosive; d) precipitati di Mn di natura idrotermale; e), f), g), h) campioni di lava (da Gamberi et al., 2006). L'ubicazione dei dragaggi corrispondenti è in Fig. 2.4.1.

2.5 Altro tipo di dato

Nulla da segnalare.

3. Elementi Morfobatimetrici e “pericolosità” geologica

3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3

Il vulcano Vavilov ha una lunghezza di 30 km in direzione NNE-SSW, una larghezza di 15 km e raggiunge un' altezza di 2.7 km (Fig. 3.1.1). 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 & 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.

Un edificio vulcanico sulla sommità del Vavilov interrompe la continuità della nicchia di frana. Una serie di piccoli edifici e di allineamenti vulcanici si sono sviluppati lungo la probabile zona di rift del vulcano.

Dalla porzione nord-occidentale del vulcano Vavilov il fondo mare viene dislocato da faglie con direzione ENE-WSW che delimitano una regione ad “*horst e graben*”. Queste faglie si interrompono ad ovest su un sistema di alti strutturali a direzione N-S.

Questo complesso sistema di faglie legate al fianco nordovest dell'edificio individua una zona di “pericolosità” geologica presentando una zona d'innescò di instabilità del fianco nord-occidentale del vulcano Vavilov con un potenziale tsunamigenico.

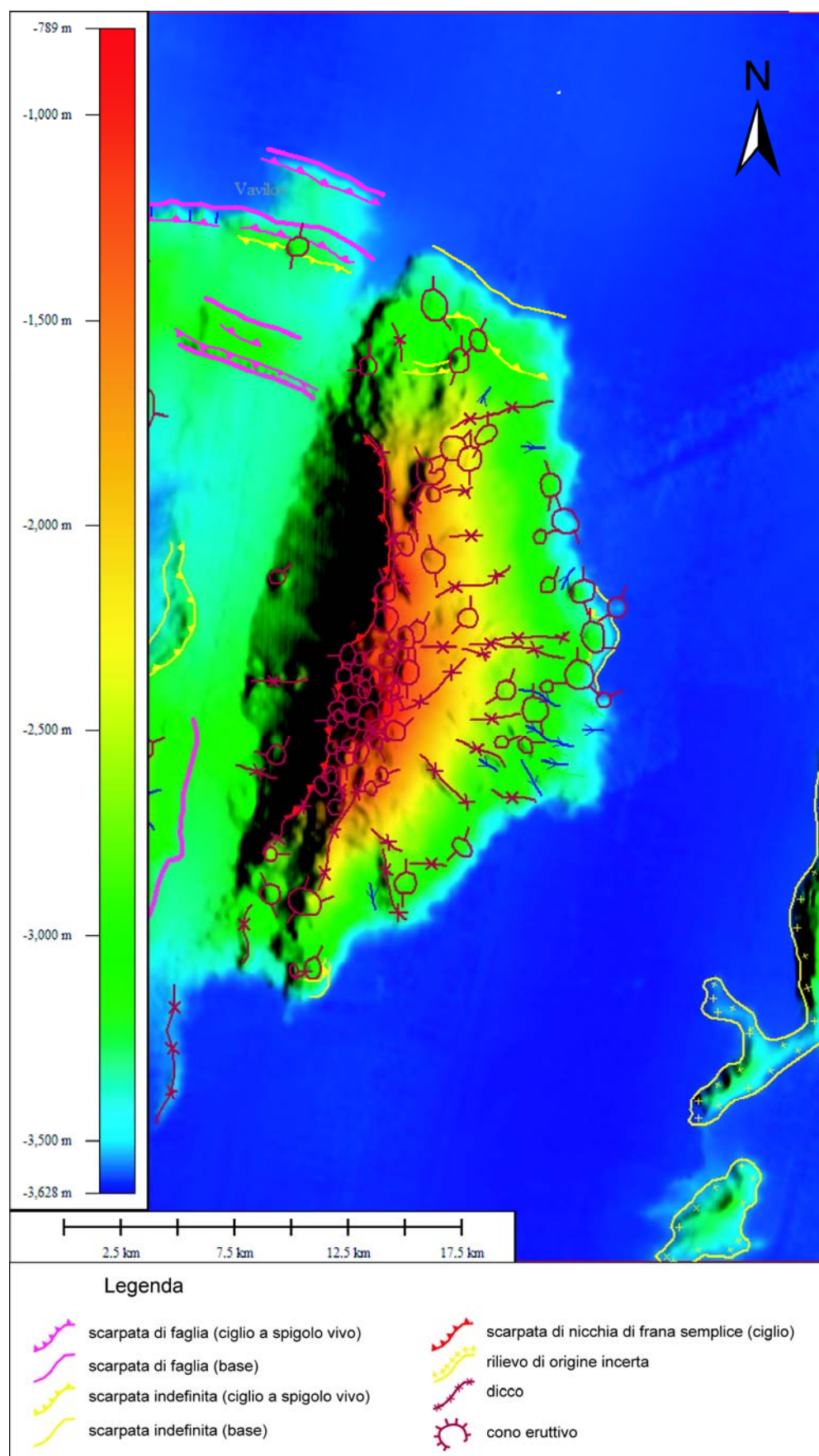


Fig 3.1.1- carta degli elementi morfobatimetrici del Foglio 22 –Vavilov.

3.2 Aspetti salienti in chiave di pericolosità geologica non direttamente esprimibili

attraverso la rappresentazione del Livello 3
Nulla da segnalare.

3.3 Bibliografia citata

- Argus, D. F., R. G. Gordon, C. De Mets, and S. Stein. 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.*, 94, 5585– 5602.
- Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Gamberi, F., Marani, M., Penitenti, D., Stanghellini, G., Tonani, M., Zitellini, N., Bonazzi, C., Lippolis, S., Musacchio, M. Daviddi, A., Diroma, G., Ferrarini, A., Leotta, A., Gilod, D., Nikaronenkov, B., Efimov, V. & Erofeev, S. 1999. Swath bathymetry and geophysical survey of the Tyrrhenian sea report on bathymetric, magnetic and gravimetric investigations during cruises TIR96 and TIR99. *IGM technical Report*, 52.
- Beccaluva, L., Bonatti, E., Dupuy, C., Ferrara, G., Innocenti, F., Lucchini, F., Macera, P., Petrini, R., Rossi, P.L., Serri, G., Seyler, M., Siena, F. 1990. Geochemistry and mineralogy of volcanic rocks from ODP sites 650, 651, 655 and 654 in the Tyrrhenian Sea. In: Kastens, K., Mascle, J. (Eds.), *Proceeding of the ODP, Scientific Results 107*, pp. 49-74.
- D'Alessandro, A., D'anna, G., Mangano, G., Amato, A., Favali, P. & Luzio, D. (2007). Evidenze sperimentali dell'attività del vulcano sottomarino Marsili. *GNGTS, Riassunti*.
- D'Alessandro, A., D'Anna, G., Luzio, D., & Mangano, G. 2008. Polarization and high resolution parametric spectral analysis applied to the seismic signals recorded on the Marsili submarine volcano. *EGU 2008, poster*.
- De Mets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein,. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425– 478.
- Della Vedova, B., G. Pellis, J. P. Foucher, and J. P. Rehault. 1984. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea, *Mar. Geol.*, 55, 271–289.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Turco, D. H. W. Hutton, and S. D. Knott. 1989. Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, edited by M. P. Coward and D. Dietrich, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 265– 283.
- Kastens, K.A. et al., 1988. ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insight into passive margin and back-arc basin evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1140-1156.
- Kastens, K.A., et al., 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107. In: Kastens, K.A., Mascle, J., et al. (Eds.), *Proceedings of the ODP, Scientific Results 107*, pp. 3-26.
- Kastens, K.A., and Mascle, J. 1990. The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: An introduction to the scientific results of ODP Leg 107, *in* Kastens, K.A., Mascle, J., et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 107: College Station, Texas, Ocean Drilling Program*, p. 3–26.
- Malinverno, A., and W. B. F. Ryan, Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by slab sinking in the lithosphere, *Tectonics*, 5, 227–245, 1986.
- Marani, M.P., Gamberi, F., Casoni, L., Carrara, G., Landuzzi, V., Musacchio, M., Penitenti, D., Rossi, L., Trua, T. 1999. New rock and hydrothermal samples from the southern Tyrrhenian Sea: the MAR-98 research cruise. *G. Geol.* 61, 3-24.
- Marani, M., Gamberi, F., Ivanov M. and the Shipboard Scientific Party of TTR-12, LEG 4, 2003. Tyrrhenian Sea (LEG 4) in Interdisciplinary Geoscience research on the North East Atlantic Margin, Mediterranean Sea and Mid-Atlantic Ridge (12th training-through-research cruise, June-August 2002). *IOC Technical Series No. 67*, 72-90.
- Marani M. & Gamberi F., 2004. 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, Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia*, 44, pl. 1-2.
- Marani, M.P., and T. Trua, 2002. Thermal constriction and slab tearing at the origin of a superinflated spreading ridge: Marsili volcano (Tyrrhenian Sea), *J. Geophys. Res.*, 107(B9), 2188, doi:10.1029/2001JB000285.
- Mongelli, F., Cataldi, R., Celati, R., Della Vedova, B., Fanelli, M., Nuti, S., Pellis, G., Squarci, P., Taffi, L., Zito, G., 1992. Geothermal regime in Italy. In: Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R., Zui, V. (Eds.), *Geothermal Atlas of Europe*, Haak Verg. Gotha, pp. 54-99.
- Nicolich, R. 1989. Crustal structure from seismic studies in the frame of the European Geotraverse (southern segment) and CROP projects, in *The Lithosphere in Italy*, edited by A. Boriani et al., pp. 41 – 62, Accad. Naz. Lincei, Rome.
- 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, pp. 715-730.
- Savelli, C. 1988. Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea; implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type, *Tectonophysics*, 146, 163– 181.
- Savelli, C., Gasparotto, G., 1994. Calc-alkaline magmatism and rifting of the deep-water volcano of Marsili (Aeolian back-arc, Tyrrhenian Sea). *Mar. Geol.* 119, 137-157.
- Serri, G., Innocenti, F., and 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, p. 77–104.
- Scarascia, S., A. Lozej, and R. Cassinis. 1994. Crustal structures of the Ligurian, Tyrrhenian and Ionian Seas and adjacent onshore areas interpreted from wide-angle seismic profiles, *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 36 (141– 144), 4– 19.
- Trua, T., G. Serri, A. Renzulli, M. Marani, and F. Gamberi, 2002. Volcanological and petrological evolution of Marsili seamount (southern Tyrrhenian Sea), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114, 441– 464.
- Trua, T., Serri G., Rossi P.L., 2004. Coexistence of IAB-type and IOB-type magmas in the southern Tyrrhenian back-arc basin: evidence from recent seafloor sampling and geodynamic implications, in *From seafloor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXIV, Marani, M.P., Gamberi F., Bonatti E. (Ed.), 83-96.
- Trua, T., Serri, G., and Marani, M.P. 2007. Geochemical features and geodynamic significance of the southern Tyrrhenian backarc basin, *in* Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area*: Geological Society of America Special Paper 418, p. 221–233, doi: 10.1130/2007.2418(11).
- Ward, S. N. 1994. Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from very long baseline interferometry. *Geophys. J. Int.*, 117, 441–452.
- Zitellini, N., F. Trincardi, M. Marani, and A. Fabbri. 1986. Neogene tectonics of the northern Tyrrhenian Sea, *Giorn. Geol.*, 48(1/2), 25– 40.

4. Punti di Criticità presenti nel Foglio

4.1 F22_PC1_Sistema di faglie ONO-ESE e N-S

4.1.1 Riassunto

L'analisi degli elementi morfobatimetrici e delle linee sismiche ha permesso di individuare un unico punto di criticità caratterizzato da un sistema di faglie con direzione ONO-ESE e N-S posizionate nel fianco nord occidentale dell'edificio del Vavilov. Queste faglie, che rigettano il fondo mare, rappresentano un fattore di rischio per la generazione di fenomeni di instabilità del fianco nord-occidentale del vulcano e di tsunami.

4.1.2 Tipo di rischio

Frana interamente sottomarina, maremoto.

4.1.3 Descrizione del lineamento

Le osservazioni relative al punto di criticità si basano sull'interpretazione geomorfologica di dati batimetrici *multibeam* integrata da informazioni sulla riflettività del fondo marino (*backscatter*) e da informazioni sulla stratigrafia sismica dei depositi interessati dalle deformazioni definite da profili *Sparker* 30 kj (Fig.1 PC1_F22).

A partire dal fianco nord-occidentale del Vavilov, si sviluppa un ampio settore (115 km²) bordato da scarpate con orientazione ONO-ESE e un dislivello di 200 m rispetto alla piana batiale circostante posta ad una profondità di 3600 m. Queste scarpate, caratterizzate da un andamento rettilineo, delimitano localmente delle zone di alti e bassi morfologici tra loro paralleli e con dimensioni variabili.

La scarpata più settentrionale, immergente verso nord, è lunga circa 6 km e causa un dislivello di 200 m rispetto alla piana batiale. Procedendo verso sud, dopo una zona pianeggiante ampia circa 2 km, una seconda scarpata, lunga circa 10 km, borda il fianco settentrionale di un rilievo stretto (1 km) ed allungato (5 km) che si innalza di 200 m rispetto al fondo circostante. L'alto morfologico più meridionale è quello localmente più esteso (2 km di larghezza e circa 5 di lunghezza). È bordato a nord e a sud da scarpate rettilinee che misurano anche più di 6 km e che gli conferiscono una caratteristica forma rettangolare allungata in direzione ONO-ESE.

L'analisi degli elementi morfobatimetrici quali la presenza di una famiglia di scarpate rettilinee e tra loro parallele che delimitano localmente zone di alto e basso morfologico suggerisce che questo settore di fondale sia interessato da una tettonica estensionale caratterizzata da strutture tipo *horst* e *graben*.

Verso ovest, le strutture orientate ONO-ESE sono interrotte da strutture orientate N-S. Queste sono costituite da un sistema di scarpate parallele spaziate di circa 1 km che raggiungono una lunghezza minima stimabile (si trovano al margine del foglio) di 15 km. Le scarpate immergono prevalentemente verso ovest e originano un dislivello di 200 m. A questa famiglia appartiene anche una scarpata lunga 7 km che delimita il fianco orientale di un alto morfologico (450 m) stretto ed allungato in direzione N-S.

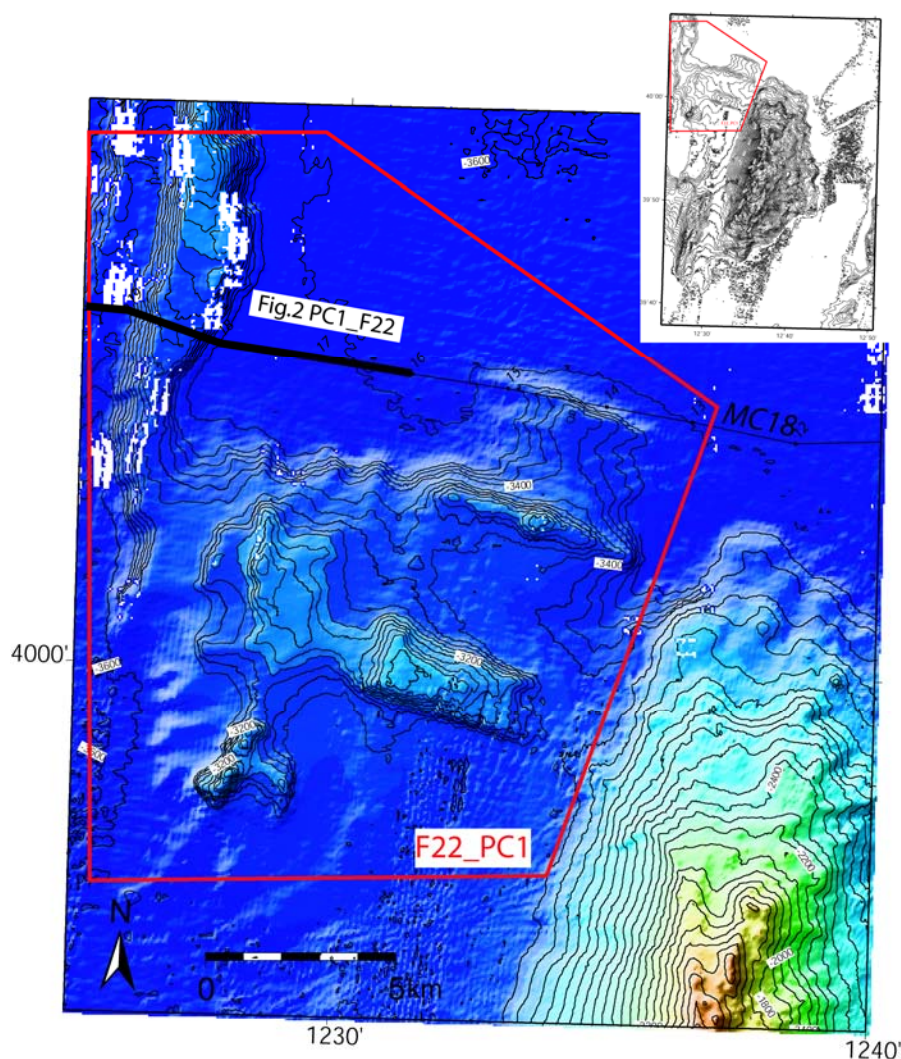


Fig 1 PC1_F22- mappa morfobatimetrica dell'area circostante il punto di criticità F22_PC1 (indicato in rosso). In nero è evidenziata la porzione di linea sismica utilizzata nella figura successiva per integrare ed avallare l'interpretazione geomorfologica.

Ad integrazione delle osservazioni morfologiche, sono stati considerati due profili sismici *Sparker* ad alta risoluzione acquisiti perpendicolarmente alle strutture N-S.

Il profilo sismico MC18 (Fig.2 PC1_F22), interseca con direzione ONO-ESE la famiglia di faglie orientate N-S. La sezione mostra un alto topografico dal profilo asimmetrico che separa due settori della piana batiale. Il fianco occidentale di questa struttura è dislocato da tre faglie immergenti verso ONO che producono un rigetto verticale complessivo di circa 850 ms (corrispondenti a circa 637 m). Queste faglie sono da considerare ancora attive poiché dislocano la copertura sedimentaria che si è deposta sull'alto. La faglia più occidentale, pur presentando la minore espressione morfologica (rigetto verticale di 250 ms sul fondo mare), può essere seguita all'interno della copertura sedimentaria dove è possibile tracciarla fino a 1.5 s (T.W.T) di profondità dal fondo mare. Qui, i sedimenti della piana batiale sono costituiti da uno spesso pacco di riflettori sub-orizzontali piano paralleli che terminano in corrispondenza della faglia. Il fianco orientale dell'alto è invece delimitato da una singola scarpata di faglia che immerge verso ESE e produce un rigetto verticale sul fondo di 750 ms (corrispondenti a circa 562 m) proseguendo in profondità, all'interno della copertura sedimentaria.

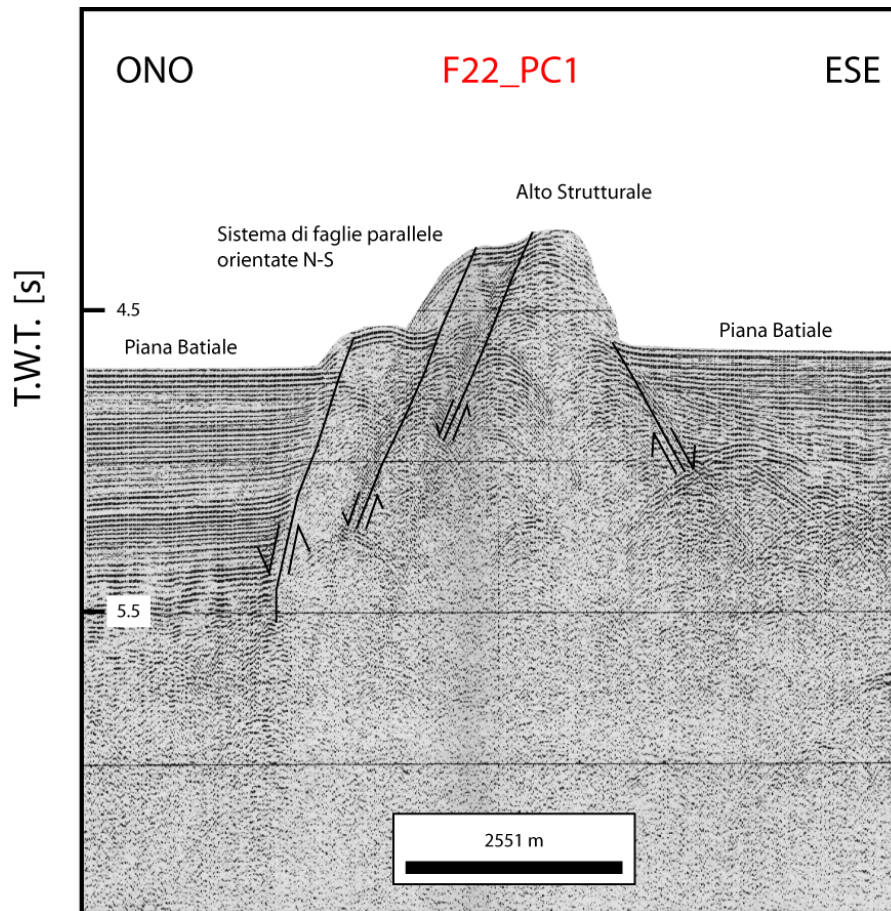


Fig 2 PC1_F22- profilo sismico *Sparker* MC18 orientato ONO-ESE che mostra l'alto strutturale con potenziale tsunamigenico e potenziale d'innesto di instabilità del fianco nord occidentale del vulcano Vavilov.

4.1.4 Rischio potenziale

a) tipo di evoluzione possibile:

il Vavilov è un vulcano stretto (circa 15 km) ed allungato (circa 30 km) in direzione NNE-SSO che si innalza di 2800 m all'interno dell'omonimo bacino. La sua morfologia è caratterizzata da una forte asimmetria tra il fianco occidentale e quello orientale. Il fianco orientale presenta pendenze medie fino a 15° e mostra una topografia irregolare, dovuta allo sviluppo di piccoli edifici di forma conica, terrazzi ed allineamenti vulcanici. Al contrario, il fianco occidentale si presenta più ripido (con pendenze anche superiori a 30°) e privo di strutture vulcaniche (Marani & Gamberi, 2004).

L'unico elemento morfologico di rilevante importanza è una nicchia di distacco dalla forma arcuata che interessa l'intero fianco occidentale e che è testimone di uno o più eventi franosi che hanno rimosso gran parte del volume dell'edificio pre-esistente. La causa del collasso non è univoca, essendo ipotizzabile sia un processo puramente gravitativo sia un evento legato ad attività tettonica. In quest'ultimo caso potrebbero giocare un ruolo importante le faglie adiacenti al fianco occidentale del Vavilov. I dati sismici ad alta risoluzione hanno messo in evidenza che queste faglie sono attive e che oltre ad avere una notevole espressione morfologica si estendono in profondità per alcuni chilometri. Il movimento lungo questi piani di faglia potrebbe quindi innescare nuovamente fenomeni di collasso.

b) potenziali effetti diretti o indiretti:

come esposto in precedenza, il movimento lungo i piani di faglia potrebbe generare fenomeni di instabilità del fondo mare in prossimità del fianco occidentale del Vavilov. L'entità di tali fenomeni però non è stimabile poiché non sono disponibili dati circa il tasso di movimento lungo le faglie e circa il loro potenziale sismogenetico.

c) beni esposti agli effetti dell'evento:

l'area in esame è ubicata all'interno del Bacino del Vavilov, che raggiunge profondità di 3600 m. Essendo lontana da strutture antropiche non ci sono beni direttamente esposti a rischio.

d) tempi di ricorrenza o stato di attività presunto:

non sono disponibili dati al riguardo non essendo stati condotti studi di dettaglio. L'unico dato certo è che sul fondale antistante la nicchia di distacco sul versante occidentale del Vavilov non ci sono tracce di un deposito di frana. È ragionevole ritenere dunque, che questo sia sepolto, evidenziando una età non recente dell'evento.

e) eventi pregressi:

Marani & Gamberi (2004) hanno osservato che i vulcani che costituiscono l'arco delle Eolie sono stati interessati da una varietà di processi di instabilità le cui cause possono essere ascrivibili a processi di tipo gravitativo e/o tettonico.

f) dati disponibili nell'area:

le osservazioni, relative al punto di criticità, si basano sull'interpretazione geomorfologica di dati batimetrici *multibeam* integrate da informazioni sulle caratteristiche acustiche del fondale marino (*backscatter*) e da informazioni sul sottofondo raggiunto dai profili sismici a riflessione ad alta risoluzione. La maggior parte dei dati batimetrici e di riflettività del fondo mare disponibili sono stati acquisiti nell'ambito del "Progetto Strategico Tirreno" durante due campagne oceanografiche TIR96 e TIR99 (Bortoluzzi *et al.*, 1999; Marani *et al.*, 2004). I dati sismici disponibili nell'area appartengono a due *dataset* distinti: i) profili sismici *Sparker* 30 kj acquisiti a partire dal 1969 nell'ambito del "Progetto Finalizzato Oceanografia e Fondi Marini" del CNR e ii) profili sismici monocanale acquisiti durante le campagne TIR96 e TIR99.

Liberatoria da responsabilità:

Essendo il progetto MaGIC rivolto alla sola mappatura e individuazione degli elementi di pericolosità dei fondali marini, la definizione del rischio esula dagli scopi del progetto e non sono state previste indagini ad hoc. Quindi la definizione dei punti di criticità si basa su dati acquisiti per altri scopi e non omogenei nell'area. Similmente non sono disponibili informazioni sugli insediamenti e le infrastrutture marine e costiere presenti nell'area.

Bibliografia:

Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Gamberi, F., Marani, M., Penitenti, D., Stanghellini, G., Tonani, M., Zitellini, N., Bonazzi, C., Lippolis, S., Musacchio, M. Daviddi, A., Diroma, G., Ferrarini, A., Leotta, A., Gilod, D., Nikaronenkov, B., Efimov, V. & Erofeev, S., 1999. Swath bathymetry and geophysical survey of the Tyrrhenian sea report on bathymetric, magnetic and gravimetric investigations during cruises TIR96 and TIR99. *IGM technical Report*, **52**.

Marani, M.P. & Gamberi, F., 2004. 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, Mem. Desc. Carta Geol. d'It.*, **44**, pl. 1-2.