

SEGNALAZIONI BREVI



Segnalazione di terrazzi deposizionali sommersi nel Golfo di Pozzuoli (Campania)

SENATORE M.R.*

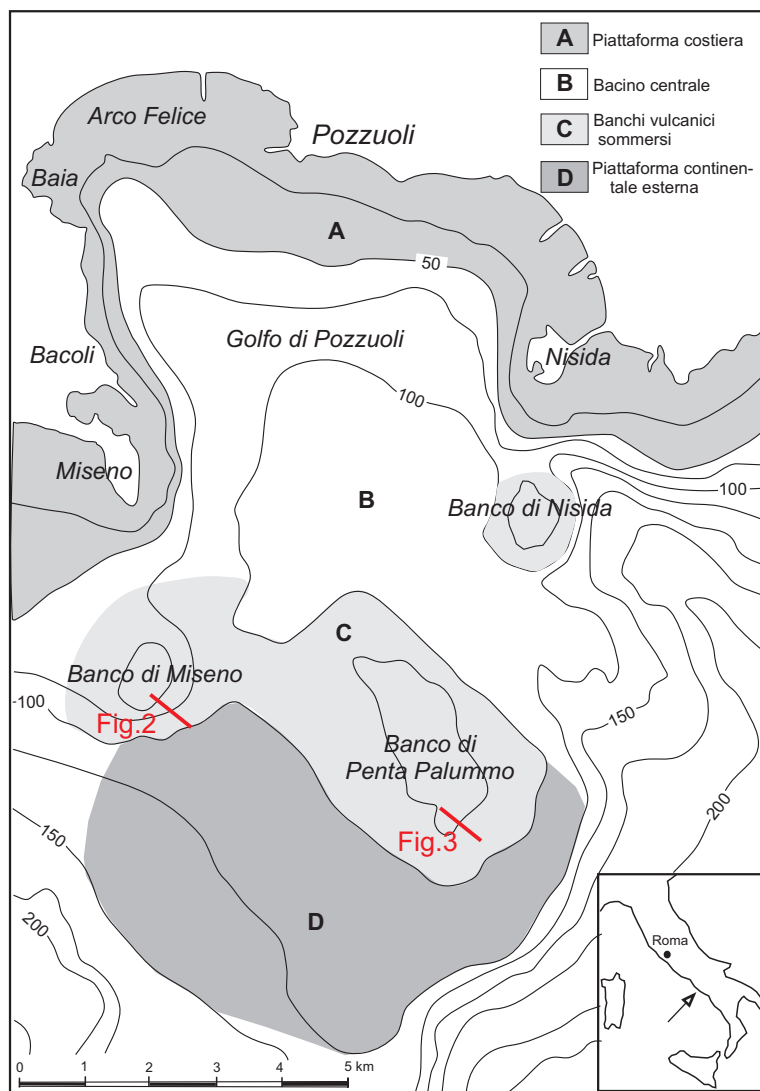


Fig.1 - Il Golfo di Pozzuoli che rappresenta la parte meridionale della caldera flegrea, è una baia di modeste dimensioni limitata verso il largo da una serie di banchi sommersi di natura vulcanica. Si individuano: A) una piattaforma costiera nel settore settentrionale, il cui ciglio è ubicato a circa -50 m; B) un bacino centrale ad una profondità di circa 100 m, separato dalla piattaforma da una scarpata a debole pendenza; C) una fascia di edifici vulcanici sommersi (Banco di Miseno, Banco di Penta Palummo, Banco di Nisida); D) una piattaforma continentale esterna il cui ciglio si trova ad una profondità compresa tra 140-160 m (PESCATORE et alii, 1984; PESCATORE et alii, 1988). I margini dei banchi e la piattaforma esterna sono caratterizzati dalla presenza di terrazzi deposizionali con struttura interna progradante.

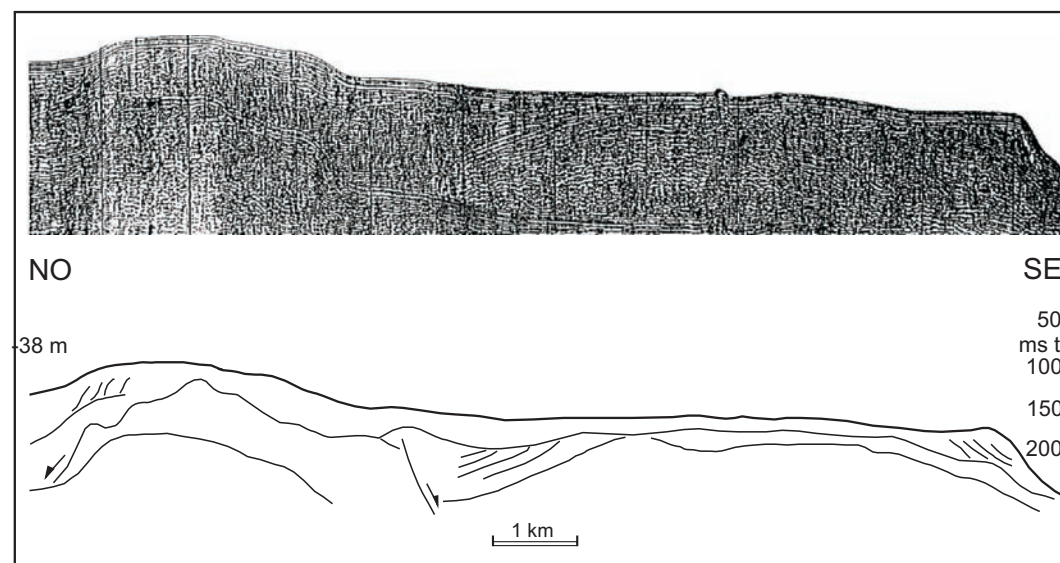


Fig. 2 - Profilo Sparker 1kJ perpendicolare alla costa che attraversa il settore orientale del Banco di Miseno e la piattaforma continentale esterna. Al margine nord-occidentale del Banco di Miseno si osserva un terrazzo deposizionale progradante i cui clinoformi interni hanno elevata pendenza. La sommità del terrazzo non è risolta a causa del ringing della riflessione del fondo, sembra comunque ipotizzabile la presenza di una superficie di erosione marina probabilmente ricoperta da un sottile drapppeggio di sedimenti recenti. Al margine sud-orientale della piattaforma continentale è osservabile un terrazzo deposizionale progradante di più grandi dimensioni. I clinoformi interni hanno elevata inclinazione che aumenta nei termini più recenti. La pendenza di questi ultimi coincide con la pendenza della scarpata. Anche in questo caso la parte alta del terrazzo non è risolvibile a causa del ringing del fondo.

*Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Napoli Federico II

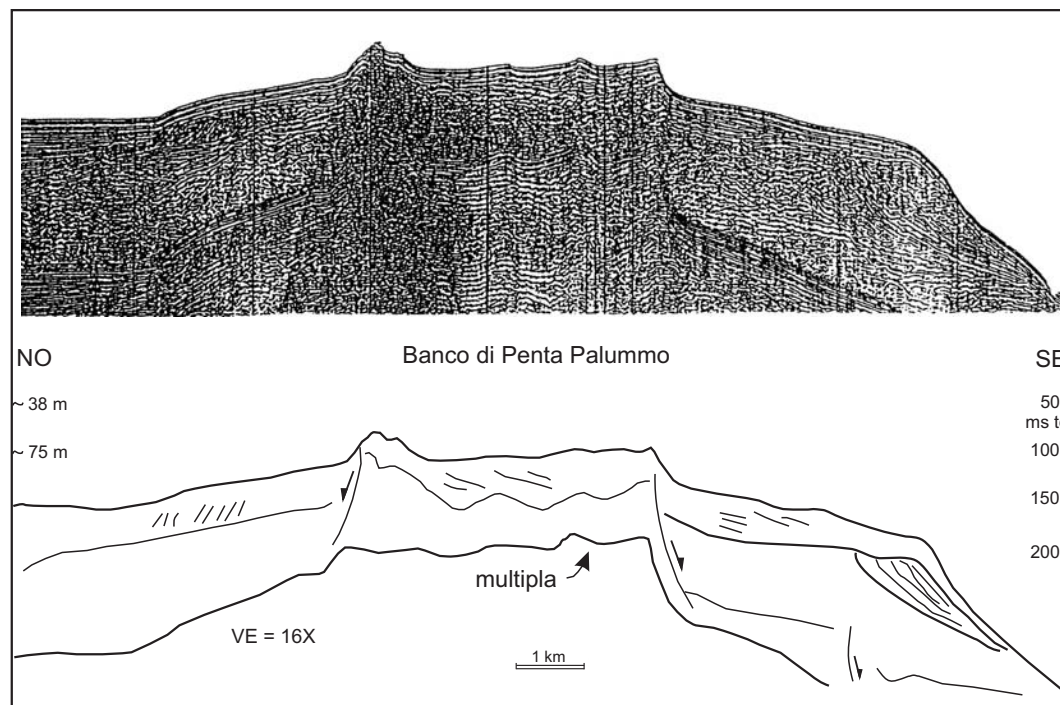


Fig. 3 - Profilo Sparker 1kJ eseguito lungo il settore orientale del Banco di Penta Palummo fino al ciglio della piattaforma esterna (3 in Fig. 1). Al margine nord-occidentale del banco è osservabile un terrazzo deposizionale progradante con clinoformi interni ad elevata inclinazione. La parte sommitale del terrazzo è nascosta dal ringing della riflessione del fondo.

Al margine sud-orientale del banco fino al ciglio della piattaforma esterna si osservano due terrazzi deposizionali sovrapposti. Il terrazzo più profondo è caratterizzato da clinoformi con elevata inclinazione, al limite della rilevabilità sismica, coincidente con la pendenza della scarpata.

Il terrazzo più superficiale presenta clinoformi a bassa pendenza non ben distinguibili data la presenza del ringing della riflessione del fondo.

I due terrazzi sovrapposti sono stati correlati a due differenti cicli di variazione relativa del livello del mare avvenuti tra 18 ka ed il presente e legati all'interazione fra fenomeni vulcano-tettonici, variazioni eustatiche del livello del mare ed apporto di sedimento (BUDILLON *et alii*, 1988).

BIBLIOGRAFIA

- PESCATORE T., DIPLOMATICO G., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M., MIRABILE L. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: Aspetti stratigrafici e strutturali*. Mem. Soc.Geol. It., **27**, 133-149.
- BUDILLON F., PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1988) - *IL Golfo di Pozzuoli: stratigrafia sismica*. Guida geologica al periplo del Golfo di Napoli, BRANCACCIO L., PESCATORE T., RUSSO F. (Eds) - Atti del 74° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sorrento 13-17/9/1988, 46-47.
- PESCATORE T., SENATORE M.R., CICCARIELLO A. & VANNETTIello I. (1988) - *Il Golfo di Pozzuoli: sedimentazione recente e caratteri acustici del fondo e del sottofondo*. Atti del 74° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sorrento 13-17/9/1988, Ext.Abstr., A, 451-455.

Segnalazione di terrazzi deposizionali sommersi al margine dell'Isola di Capri (Campania)

SENATORE M.R.*

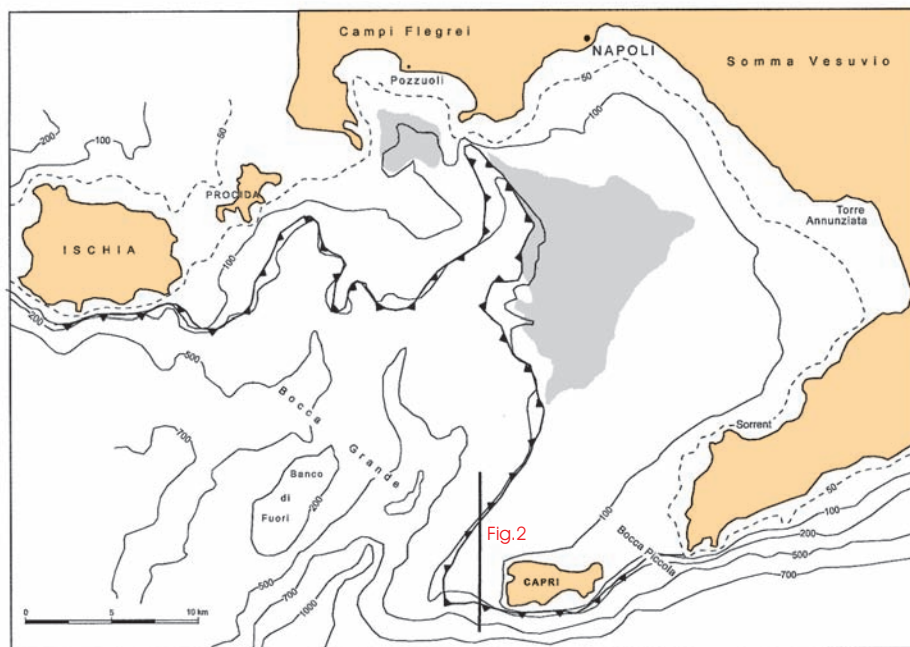


Fig. 1 - Il Golfo di Napoli rappresenta il settore sommerso di parte della Piana Campana, un'area soggetta a fenomeni vulcano-tettonici, attivi dal Plio-Pleistocene. I centri vulcanici dei Campi Flegrei e del Somma-Vesuvio bordano la parte settentrionale del golfo; il Somma-Vesuvio è ubicato su un'importante linea tettonica ad andamento anti-appenninico, che si prolunga a mare suddividendo il Golfo di Napoli in due settori: quello meridionale, nel quale il substrato carbonatico, affiorante nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri, è presente a modesta profondità, e quello settentrionale, nel quale i fenomeni vulcano-tettonici sono intensi. Al margine meridionale della Penisola Sorrentina e dell'Isola di Capri è presente un'altra importante linea tettonica ad andamento anti-appenninico. Nella figura sono riportate le batimetriche in metri, il ciglio della piattaforma (linea dentata) e, in grigio, due aree con intensa sedimentazione almeno dal Pleistocene superiore. E' ubicata anche la linea sismica riportata a fianco.

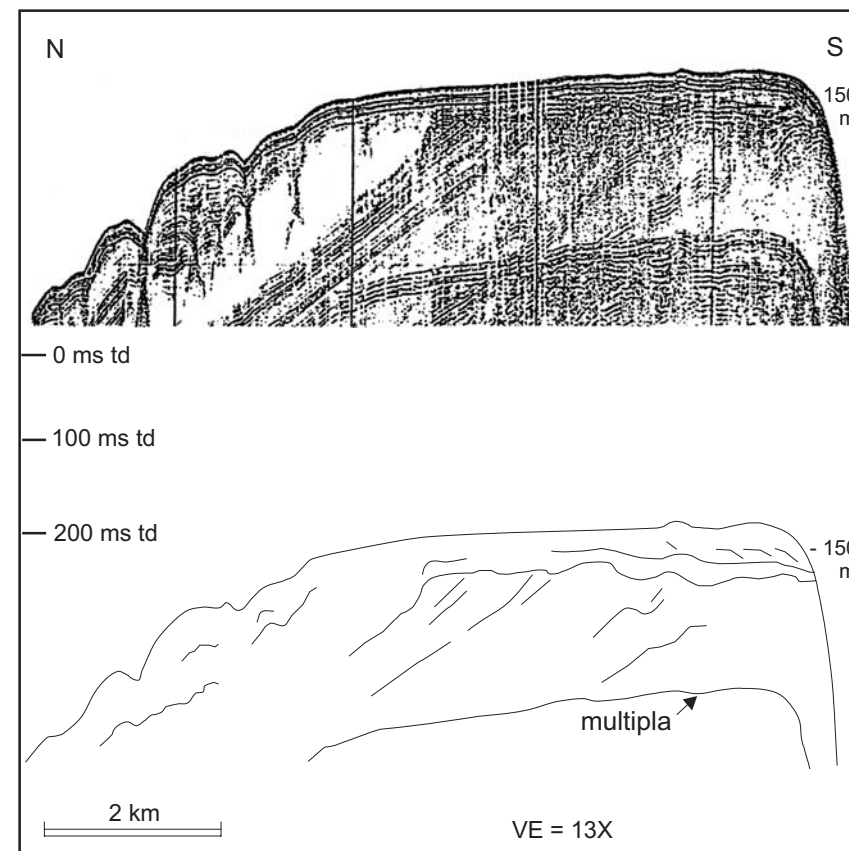


Fig. 2 - Profilo sismico Sparke 6 kJ eseguito ad ovest dell'Isola di Capri; tale profilo attraversa la piattaforma da nord a sud dove è interrotta da una faglia anti-appenninica che ribassa verso il Golfo di Salerno le unità carbonatiche. Al margine meridionale del profilo, al di sopra di una successione probabilmente di età pleistocenica, è presente un corpo deposizionale costituito al suo interno da riflessioni progradanti verso Sud e con pendenza di circa 3° . La forma esterna di tale deposito è regolare ed è data da un cuneo con maggiore spessore verso Sud. Il forte ringing della riflessione del fondo non consente l'osservazione dettagliata della parte alta del deposito; sembra comunque che una superficie di erosione marina, probabilmente posta in prossimità del fondo, ne tronchi la parte alta.

Terrazzi deposizionali sommersi al largo di Punta Licosa (Campania)

SENATORE M.R.*

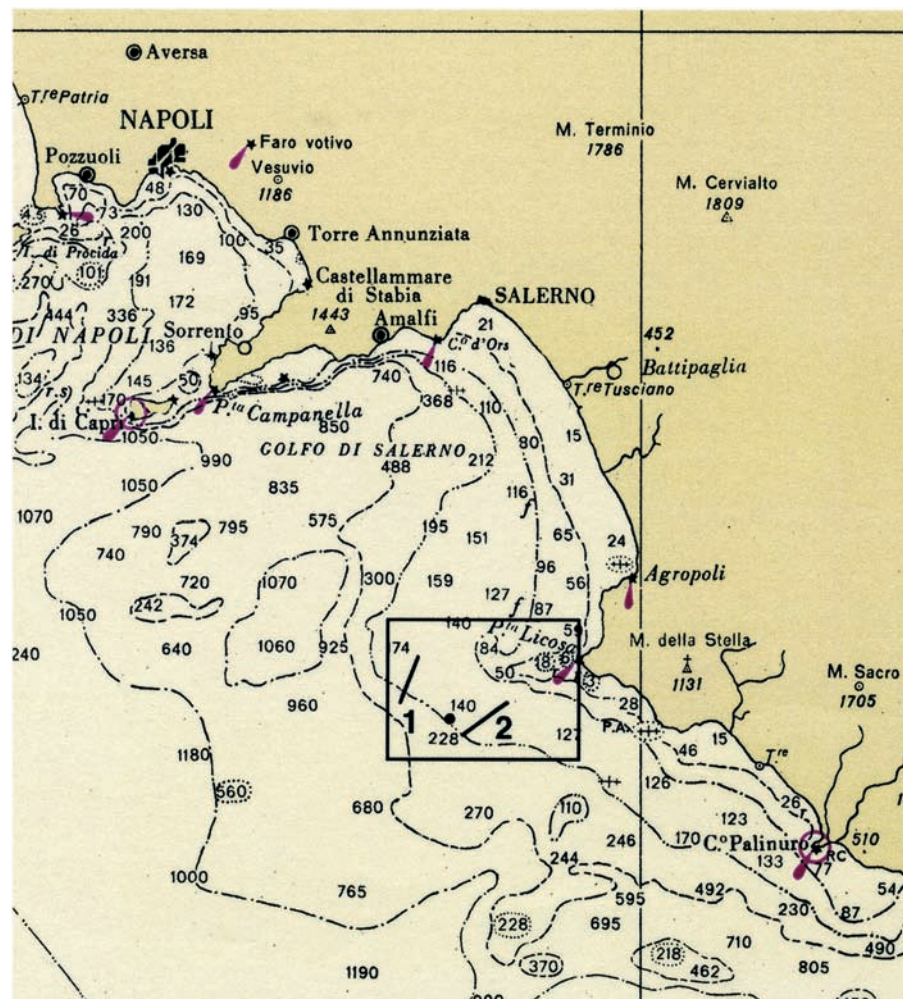


Fig. 1 - Ubicazione dell'area in studio. Le linee contrassegnate col numero sono i profili sismici riportati, il punto nero è il carotaggio di fig. 3. A largo di Punta Licosa, ad una profondità compresa tra 120 m e 160 m circa, si sviluppa una superficie terrazzata. Scala 1:750.000.

Il terrazzo deposizionale è caratterizzato da riflessioni progradanti (*offlap*) nella cui parte alta sono presenti, in alcuni casi, corpi deposizionali (Cs) caratterizzati, su questo tipo di profili, da assenza di riflessioni nel sottofondo; ciò fa ipotizzare la presenza di depositi sabbiosi più fortemente riflettenti. Questi corpi deposizionali, che hanno una forma allungata e sopraelevata dal fondo, il cui margine verso mare presenta pendenze maggiori rispetto a quello verso terra, si sviluppano per circa 23 km parallelamente alla linea di costa attuale. Le riflessioni progradanti e i corpi deposizionali sono troncati da una superficie di erosione sub-pianeggiante, in alcuni casi irregolare, ricoperta da un sottile drappaggio di sedimenti olocenici non risolti su questo tipo di profili. Tale superficie è stata connessa all'ultima trasgressione del mare, iniziata alla fine dello stazionamento basso dello stadio isotopico 2 e finita con lo stazionamento alto olocenico.

In Fig. 3 la sabbia grossolana (Sg) è stata interpretata come parte di una spiaggia sommersa (*shoreface*) ed è stata connessa allo stazionamento basso del mare dello stadio isotopico 2 (COPPA *et alii*, 1997); il limite netto (ln) tra la sabbia grossolana e le sabbie più sottili sovrastanti è stato connesso alla superficie di erosione evidente sul profilo di Fig.4 (superficie di *ravinement*, THORNE & SWIFT, 1991) che tronca le riflessioni progradanti.

I sedimenti al di sopra del limite netto (ln), caratterizzati da una diminuzione granulometrica verso l'alto (Sm, Si, Ags) indicano un livello del mare progressivamente più elevato; anch'essi sono stati riferiti all'ultima trasgressione del mare. I sedimenti argillosi (Ag), contenenti le pomice di Pompei (Pf) dell'eruzione vesuviana del 79 d.C. che rappresentano quindi la linea tempo di circa 2 ka, sono da riferire allo stazionamento alto del mare dell'Olocene.

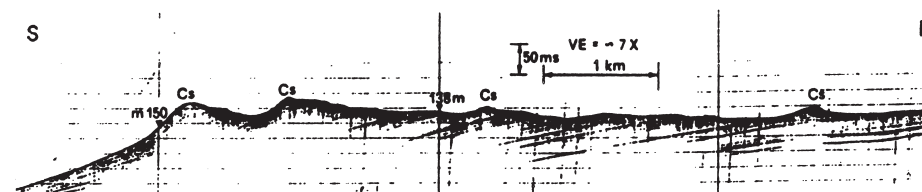


Fig. 2 - Profilo 3,5 kHz a largo di Punta Licosa (linea 1 in fig. 1)

*Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Napoli Federico II

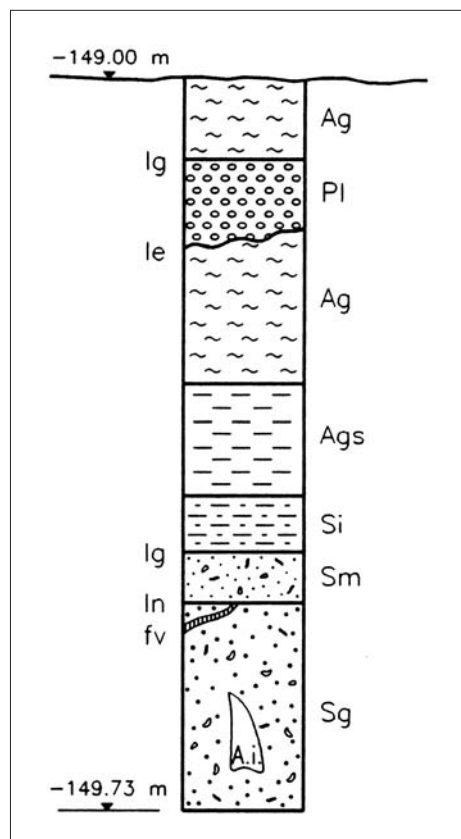


Fig. 3 - Carotaggio eseguito al margine del terrazzo ad una profondità di 149 m sul corpo deposizionale più esterno; il carotaggio ha una lunghezza di 73 cm. Sedimenti olocenici e tardo-glaciali: Ag - argilla; Pl - pomici dell'eruzione vesuviana del 79 d.C.; Ags - argilla siltosa; Si - silt; Sm - sabbia media ricca in gusci di molluschi.

Sedimenti del Pleistocene superiore: Sg - sabbia grossolana molto ricca in gusci di molluschi interi ed in frammenti e contenente un guscio rotto di Arctica islandica (A.I.). In- limite netto; l.g. - passaggio graduale; l.e. - limite erosivo.

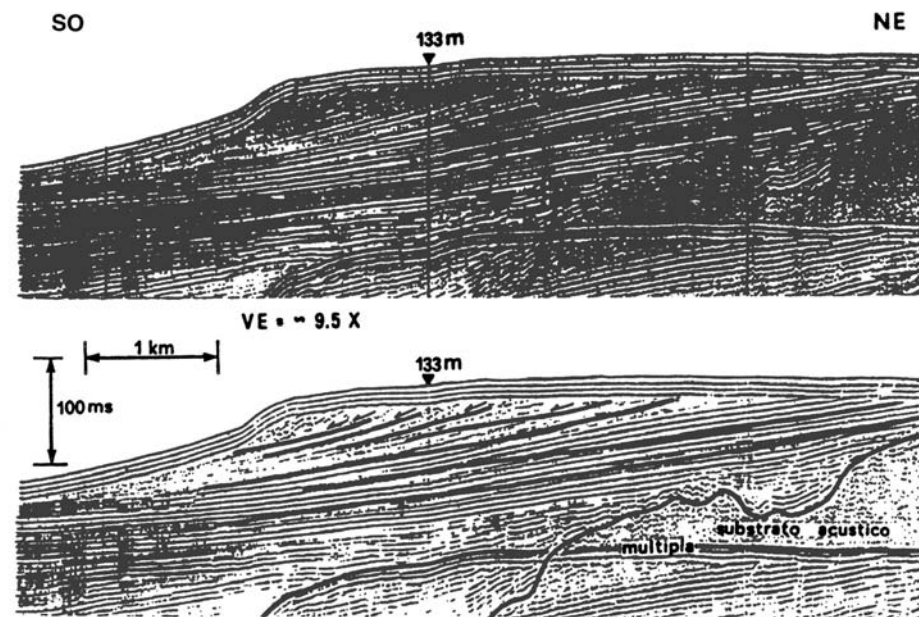


Fig. 4 - Profilo sparker 1kJ a sud di Punta Licosa (linea 2 in Fig. 1)

In Fig. 4 sono evidenti le riflessioni progradanti (*offlap*) troncate dalla superficie di *ravinement* e riflessioni clinoformi, che poggiano verso mare su successive superfici di *downlap*; queste ultime, progradanti a più piccola scala rispetto a quelle *offlap*, si trovano in corrispondenza dei corpi deposizionali costituiti da sabbia grossolana (vedi carotaggio di Fig.3).

Le riflessioni progradanti a più grande scala sono state messe in relazione alla regressione del mare iniziata già nello stadio isotopico 5 e culminata con lo stazionamento basso dello stadio 2 a circa -120m (TRINCARDI & FIELD, 1991; COPPA *et alii*, 1997); tale successione progradante è quindi da inserire in un ciclo eustatico di 4° ordine. I corpi sabbiosi, da considerare parti di spiagge sommerse di età via via più recente verso mare, sono da considerare relativi a differenti episodi di caduta o sollevamento del mare in cicli eustatici a più alta frequenza (5° ordine) avvenuti durante il generale abbassamento del livello del mare degli stadi isotopici 4, 3 e 2.

BIBLIOGRAFIA

- BUDILLON F., PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1994) - *Cicli deposizionali del Pleistocene superiore-Olocene sulla piattaforma continentale del Golfo di Salerno (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**, 303-316.
- COPPA M.G., DI TUORO A., FERRARO L., PESCATORE T., RUSSO B., SENATORE M.R. & VECCHIONE C. (1997) - *Studi di geologia marina del margine tirrenico: la piattaforma continentale tra Punta Licosa e Capo Palinuro (Tirreno meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, in corso di stampa.
- THORNE J.A. & SWIFT D.J.P. (1991) - *Sedimentation on continental margins, VI: a regime model for depositional sequences, their component system tracts, and bounding surfaces*. Special Pubs. Int. Ass. Sediment., **14**, 189-225.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy*. Journ. Sedim. Petrol., **61**, (n.5), 775-790.

Segnalazione di terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie Occidentali (Alicudi-Filicudi)

ROMAGNOLI C.*

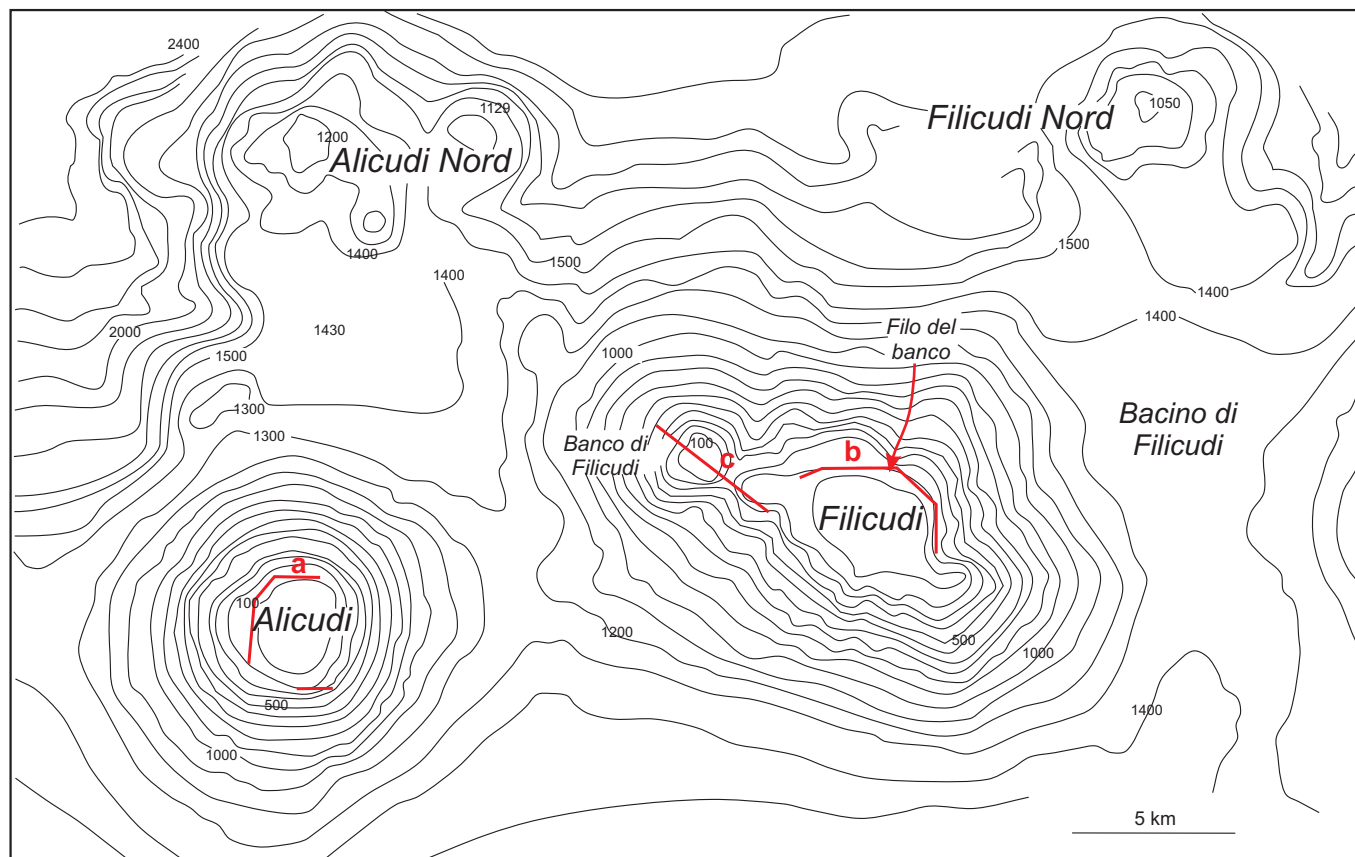


Fig. 1 - Assetto batimetrico del settore occidentale dell'arcipelago eoliano (da CALANCHI *et alii.*, 1995, modif.). Analogamente a quanto osservato attorno agli altri apparati eoliani, è riconoscibile la presenza di aree di piattaforma di abrasione nelle porzioni sommerse poco profonde (fino a circa -110 m) delle isole di Alicudi e Filicudi (compreso il Banco di Filicudi). Queste aree sono sede preferenziale di sviluppo e conservazione dei terrazzi deposizionali, specialmente in corrispondenza di quei settori costieri nei quali vi è una buona disponibilità di sedimento vulcano-clastico.

La presenza di terrazzi deposizionali sommersi, definiti dettagliatamente nel settore centrale ed orientale dell'arcipelago eoliano grazie ad un rilievo specifico (CHIOCCI & ROMAGNOLI, questo volume), era già riconosciuta e segnalata anche nel settore occidentale (Isole di Alicudi e Filicudi), dove negli anni 1987-92 sono state effettuate indagini mediante le N/O "Minerva" e "Urania" (C.N.R.) nell'ambito di ricerche finanziate dal Gruppo Nazionale per la Vulcanologia (ROMAGNOLI, 1990; CALANCHI *et alii.*, 1995).

L'isola di Filicudi, la cui attività vulcanica si colloca tra le prime manifestazioni subaeree dell'area eoliana, rappresenta la parte emersa di un belt vulcanico che si estende per oltre 30 km in direzione NO-SE- Alicudi, al contrario, è la sommità di un edificio vulcanico a morfologia subconica piuttosto regolare, originato da attività vulcanica di tipo centrale, senza significative migrazioni del condotto di alimentazione (CALANCHI *et alii.*, 1995).

*Dip. Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna; CIRSA, Ravenna

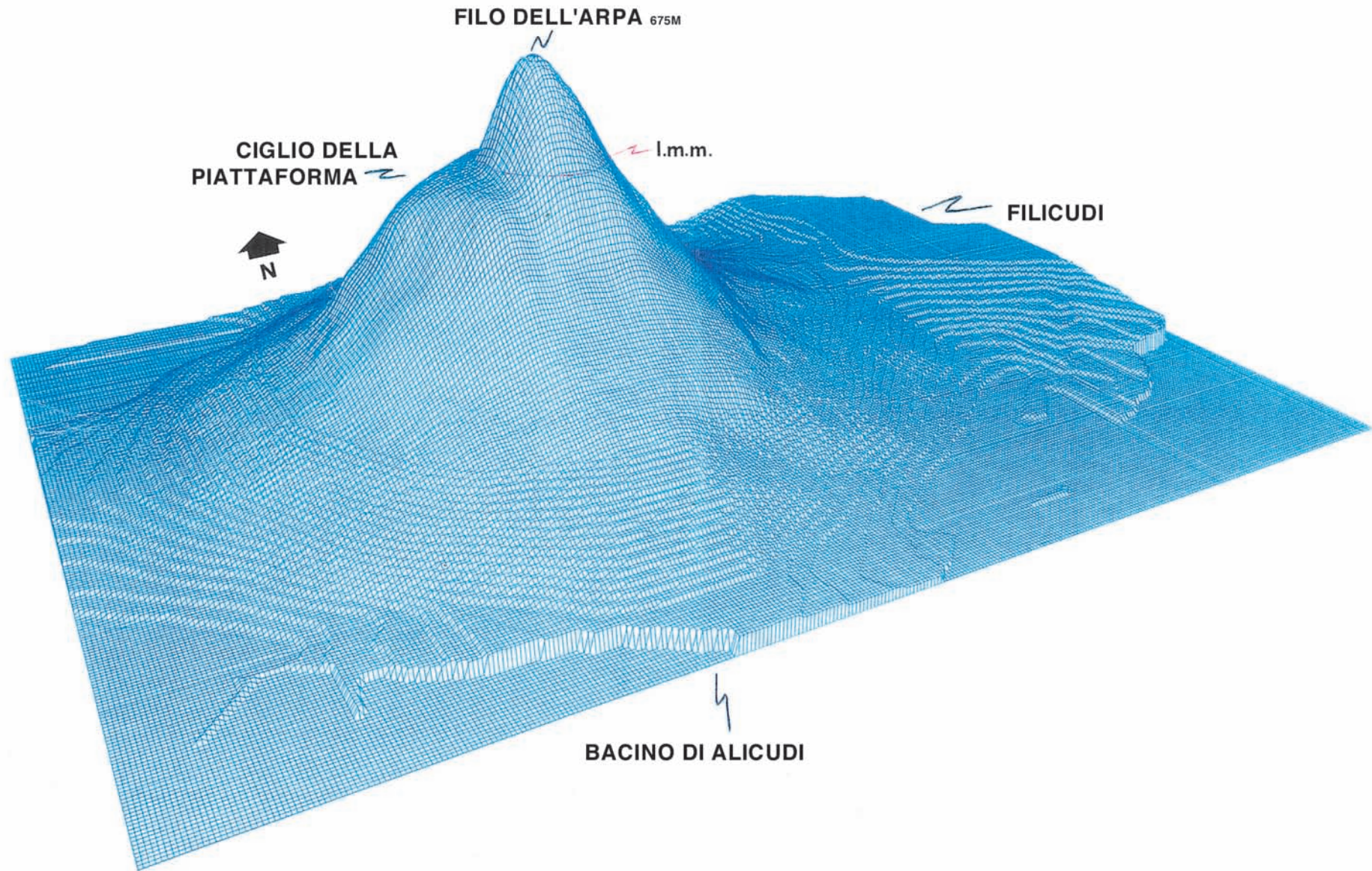


Fig. 2 - Rappresentazione tridimensionale dell'apparato di Alicudi fino alla profondità di 1500 m (da ROMAGNOLI, 1990), dove è evidente l'asimmetria delle porzioni apicali dell'apparato (che è di forma quasi perfettamente conica) dovuta alla presenza di una piattaforma di abrasione che si estende per alcune centinaia di metri trasversalmente alla costa nei soli settori settentrionale ed occidentale, nei quali affiorano i prodotti dell'attività subaerea più antica (datati a circa 120 ka fa, GILLOT & VILLARI, 1980).

Tale assetto suggerisce uno stacco cronologico tra le prime fasi costruttive dell'apparato, registranti l'azione erosiva di uno o più eventi tardo-pleistocenici di variazione glacioeustatica del livello marino, e l'attività più recente, per la quale si riconosce una leggera migrazione dell'asse eruttivo verso SE (principalmente indotta da un controllo morfologico-topografico nell'evoluzione dell'apparato ed accompagnata da minori collassi del fianco vulcanico verso Sud; ROMAGNOLI & TIBALDI, 1994).

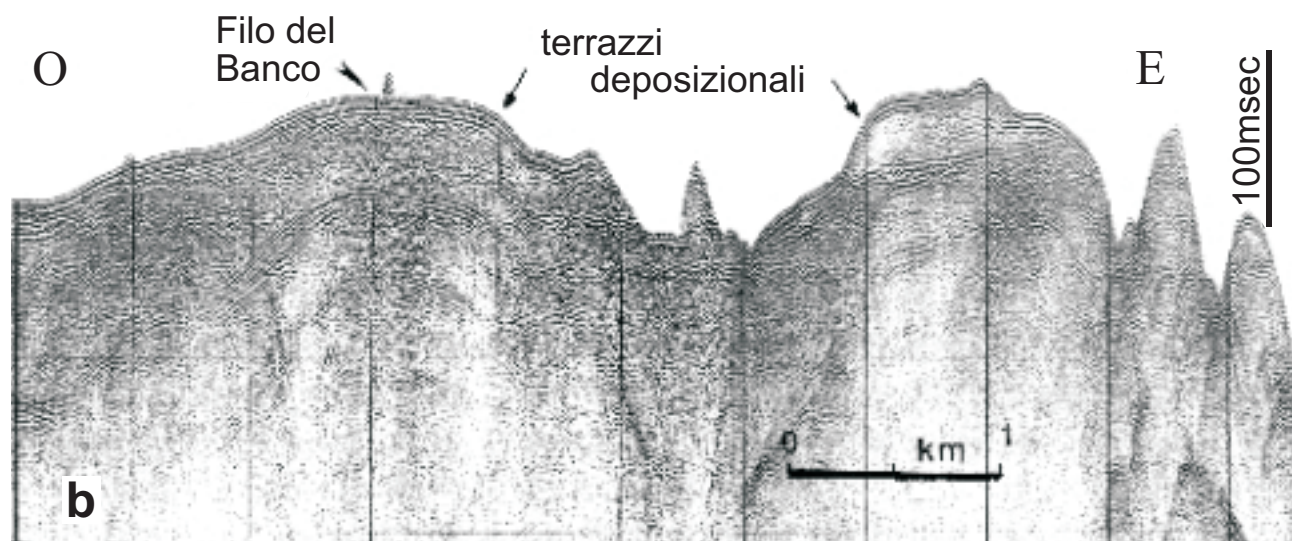
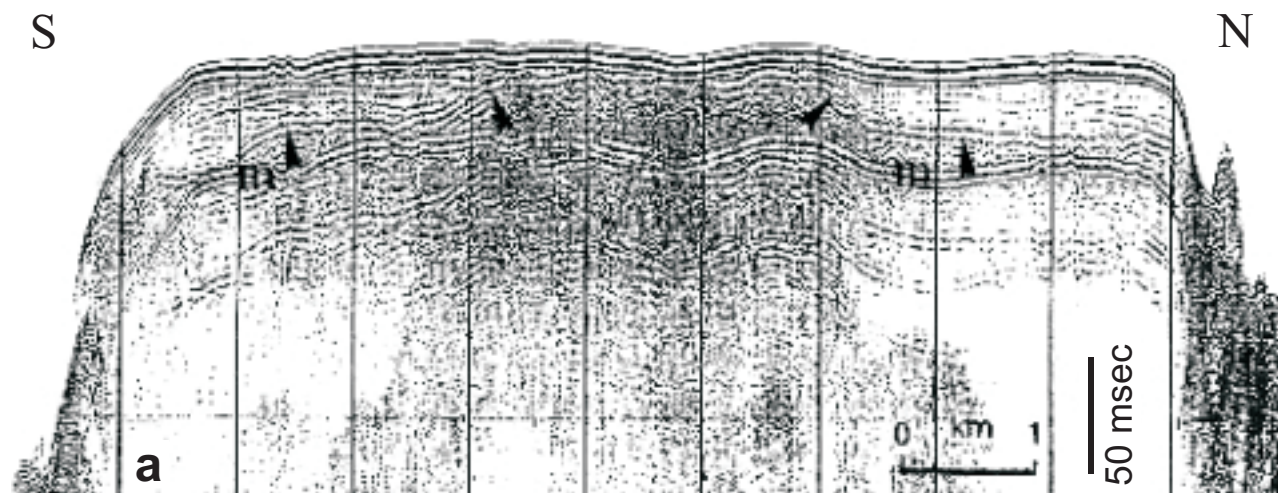


Fig. 3: Profili Sparker 500 J (linea **a**) e 300 J (linea **b**), ubicazione in fig.1. A causa della forma subconica dell'isola di Alicudi, l'acquisizione di profili trasversali alla costa su bassi fondali presenta alcune difficoltà legate alla manovrabilità della nave.

La presenza di un terrazzo deposizionale sommerso si osserva nel profilo **a** che corre parallelo alla costa lungo il fianco settentrionale ed occidentale di Alicudi, mostrando spessori diversi (fino a 35-40 msec) a seconda della morfologia e, probabilmente, del diverso grado di erodibilità del substrato vulcanico.

La parte centrale del profilo, infatti, dove gli spessori del terrazzo deposizionale arrivano quasi ad annullarsi ed è evidente un rialzo morfologico nella superficie erosiva della piattaforma (indicata con le frecce), corrisponde ad un settore costiero dove è massima la densità in affioramento di dicchi ad andamento radiale, indicativi della vicinanza di un condotto eruttivo relativo al primo ciclo di attività di Alicudi (MANETTI et alii, 1989).

Il terrazzo deposizionale sommerso chiude lateralmente in corrispondenza della scomparsa della superficie di abrasione sottostante.

Il profilo **b** è parallelo alla costa settentrionale di Filicudi. Seppure con andamento articolato e con locali interruzioni dovute ad attività erosiva, la piattaforma di abrasione è presente sui fianchi sommersi dell'intero apparato (raggiungendo estensione massima al largo della costa occidentale di Filicudi, dove è in continuità col bassofondo su cui sono impostati numerosi scogli emergenti, tra cui il neck della Canna, fig.1).

Nell'andamento della piattaforma è spesso possibile riconoscere il prolungamento in mare di alcune strutture vulcaniche minori o sistemi di dicchi (es.: Filo del Banco) che corrispondono ai settori a minore erodibilità sulla superficie di abrasione e quindi maggiormente rilevati. Lateralmente a queste strutture (ma non solo) si osservano corpi deposizionali clinostratificati di spessore fino a 35 ms (purtroppo non si dispone di profili trasversali a costa che ne potrebbero permettere la caratterizzazione in termini di geometrie interne ed esterne e di profondità); essi costituiscono i principali accumuli di sedimento al di sopra della piattaforma di abrasione, altrove limitato a pochi metri di depositi.

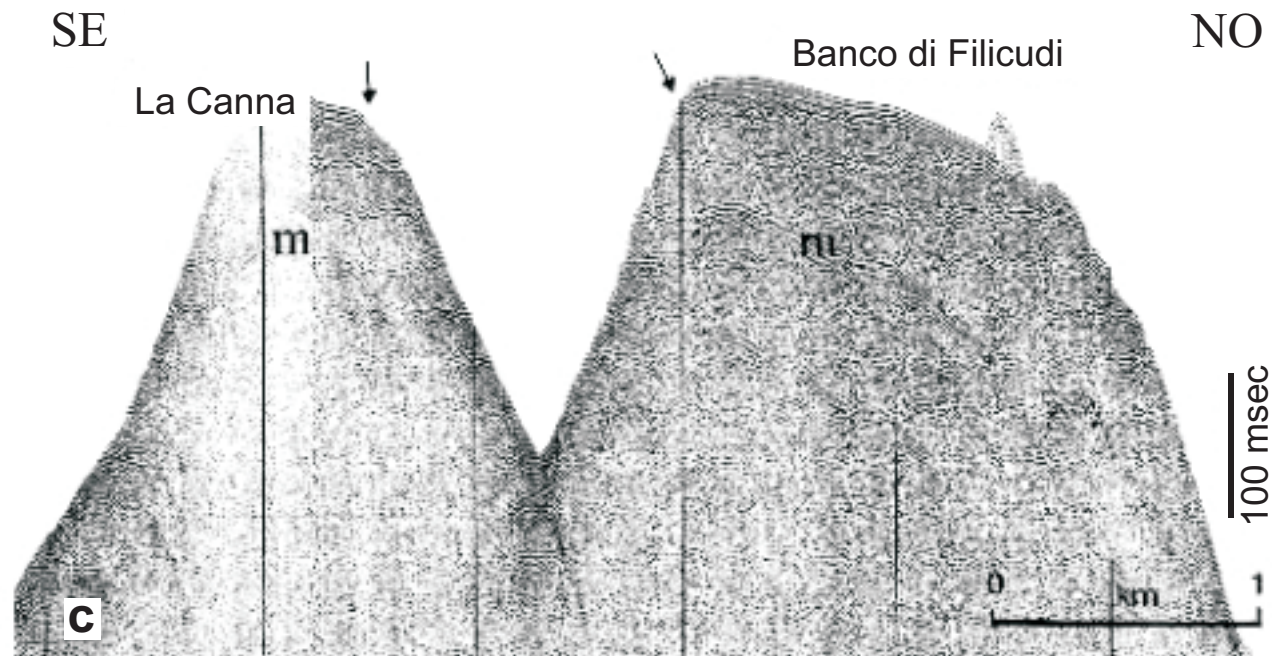


Fig. 4 - Profilo Sparker 1 kJ dei due centri eruttivi sottomarini della Canna e del Banco di Filicudi (linea **c**, ubicazione in fig.1). La superficie di abrasione sommitale è particolarmente chiara sul Banco di Filicudi (profondità minima rilevata: 60 m) e ne determina la caratteristica forma tronco-conica; la profondità del ciglio erosivo varia tra -90/-112 m presso il bordo settentrionale ed occidentale del Banco e -75 m sul lato sud-orientale, probabilmente come risultato di erosione differenziale della struttura, la cui attività è stata coeva a quella subaerea di Filicudi. Sempre presso il bordo sud-orientale del Banco di Filicudi e sulla sommità della Canna sembra presente un, seppur limitato, accenno allo sviluppo di corpi deposizionali progradanti, i cui spessori (circa 15 ms) sono in accordo con la situazione di relativa sottoalimentazione attualmente presente sui banchi.

BIBLIOGRAFIA

- CALANCHI N., ROMAGNOLI C. & ROSSI P.L. (1995) - *Morphostructural features and some petrochemical data from the submerged area around Alicudi and Filicudi volcanic islands (Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea)*. Marine Geology, **123**, 215-238.
- GILLOT P.Y. & VILLARI L. (1980) - *K/Ar geochronological data on the Aeolian arc volcanism. A preliminary report*. C.N.R.-I.I.V., Open file report, Pubbl. n. 145.

- MANETTI P., PASQUARÈ G., TIBALDI A. & TZEGAYE A. (1989) - *Geologia dell'isola di Alicudi*. Boll. G.N.V., (2), 903-915.
- ROMAGNOLI C. (1990) - *Caratterizzazione morfostrutturale e vulcanologica sottomarina delle Isole Eolie (Tirreno meridionale): ipotesi di stadi evolutivi dei complessi*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università di Bologna, 141 pp.
- ROMAGNOLI C. & TIBALDI A. (1994) - *Volcanic collapse in different tectonic setting: an example from the Aeolian Arc, Italy*. "Meeting on Volcano Instability", Londra, 16-17 maggio 1994.

Segnalazione di terrazzi deposizionali sommersi ai Banchi Avventura e Graham (Canale di Sicilia)

ROMAGNOLI C.*

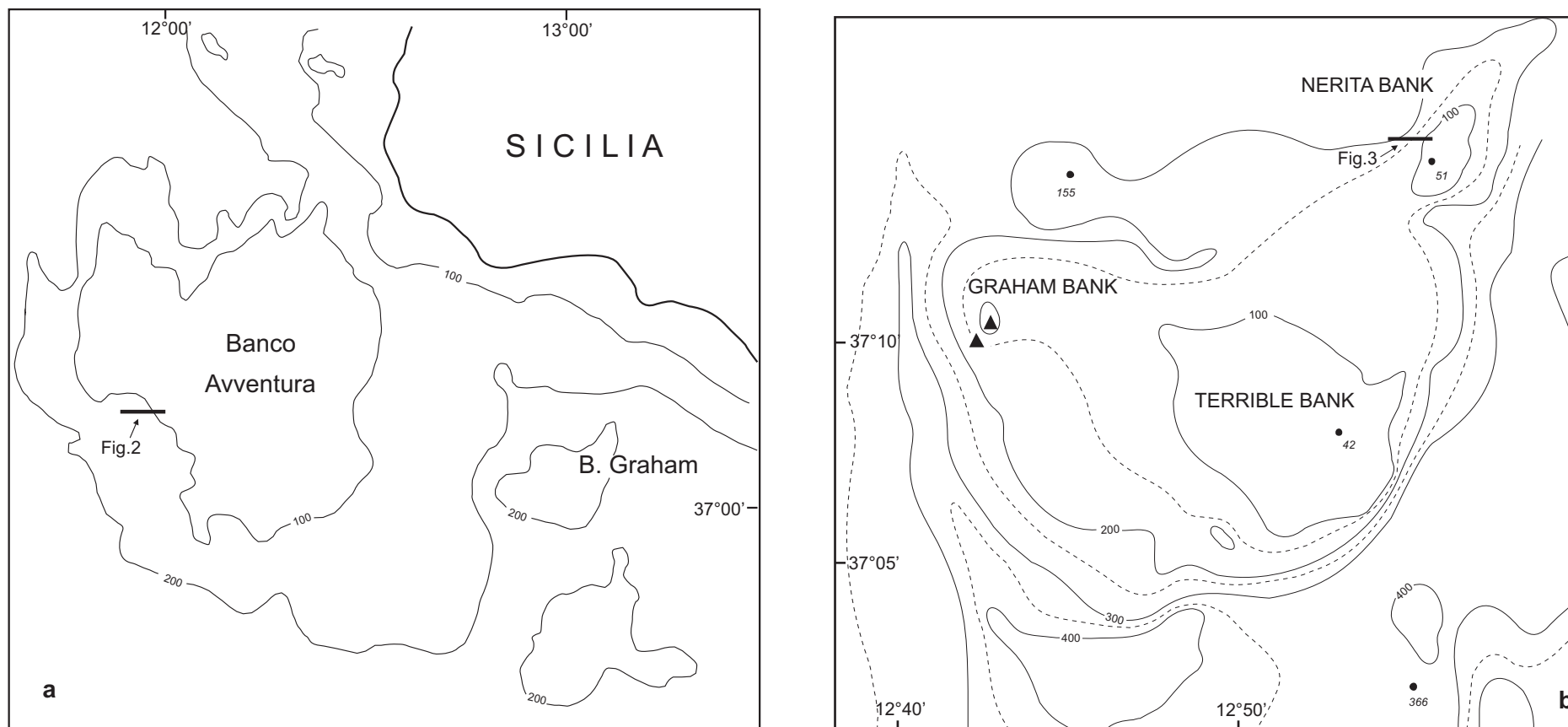


Fig. 1 - Ubicato al largo della Sicilia sud-occidentale, il Banco Avventura corrisponde ad una vasta area di piattaforma continentale incisa in un substrato di rocce mesozoiche e neogene tettonizzate. Questo substrato è ampiamente eroso da una superficie subpianeggiante, posta ad una profondità media di 80-90 m ed attribuibile ad abrasione marina durante le fasi di basso stazionamento del livello marino tardo-quadernarie (COLANTONI et alii, 1985). La sommità del Banco Avventura è costellata da numerosi affioramenti rocciosi di origine carbonatica, terrigena e vulcanica, che rappresentano dei residui di erosione e delle sorgenti autoctone per la sedimentazione di piattaforma. Forti correnti investono il Banco, che per il suo assetto morfologico è isolato da buona parte degli apporti terrigeni costieri; di conseguenza, la sedimentazione recente ed attuale (che si limita a pochi metri di spessore nei punti di maggiore accumulo) è essenzialmente antigenica, costituita in buona parte da sabbie carbonatiche eterometriche ricche di clasti biogenici e di frammenti di coralligeno (COLANTONI et alii, 1985). Ad est

del Banco Avventura, ed isolato dalla piattaforma continentale, sorge un vasto bassofondo con profondità inferiore ai 200 metri, culminante nei Banchi Nerita e Terribile (di origine sedimentaria) e Graham (fig.1b, da CALANCHI et alii, 1989). Quest'ultimo, che dà il nome all'intero bassofondo, è meglio noto per le manifestazioni di attività vulcanica che nel 1831 lo portarono ad emergere, seppure per un breve periodo (Isola Giulia o Ferdinanda). Attualmente la sommità del Banco Graham raggiunge una profondità minima di circa 8 metri. I Banchi Nerita e Terribile sono interessati, nelle porzioni poste a profondità inferiore ai 100 metri, da ampie superfici di abrasione marina ad andamento suborizzontale probabilmente riferibili alla fase di basso stazionamento dell'ultimo minimo glacio-eustatico. Corpi deposizionali progradanti a morfologia terrazzata sono stati riconosciuti sia presso il bordo occidentale del Banco Avventura (COLANTONI et alii, 1985) che sulle porzioni centro-orientali del Banco Graham (Banchi Nerita e Terribile).

*Dip. Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna; CIRSA, Ravenna



Fig. 2 - Il ciglio della piattaforma di abrasione che costituisce il Banco Avventura si trova a profondità comprese tra 83 e 170 m (COLANTONI et alii, 1985); valori più elevati si incontrano al bordo meridionale ed orientale del Banco, dove il passaggio alla scarpata continentale è graduale e caratterizzato da elevati spessori di sedimento. Il ciglio della piattaforma è, invece, molto netto presso il bordo occidentale; corpi progradanti, sia sepolti che affioranti al ciglio, sono presenti nei settori occidentale e settentrionale del Banco.

Nel profilo Sparker riprodotto (ubicazione in fig.1; da COLANTONI et alii, 1985) si riconosce un terrazzo deposizionale sommerso, di circa 30 msec di spessore, affiorante al bordo occidentale del Banco Avventura. Esso sembra rappresentare l'ultima fase di progradazione di un set di corpi a geometria sigmoidale, indicativi di una tendenza alla subsidenza (o di un basculamento verso SE) di questo settore della piattaforma nel corso del Pleistocene superiore.

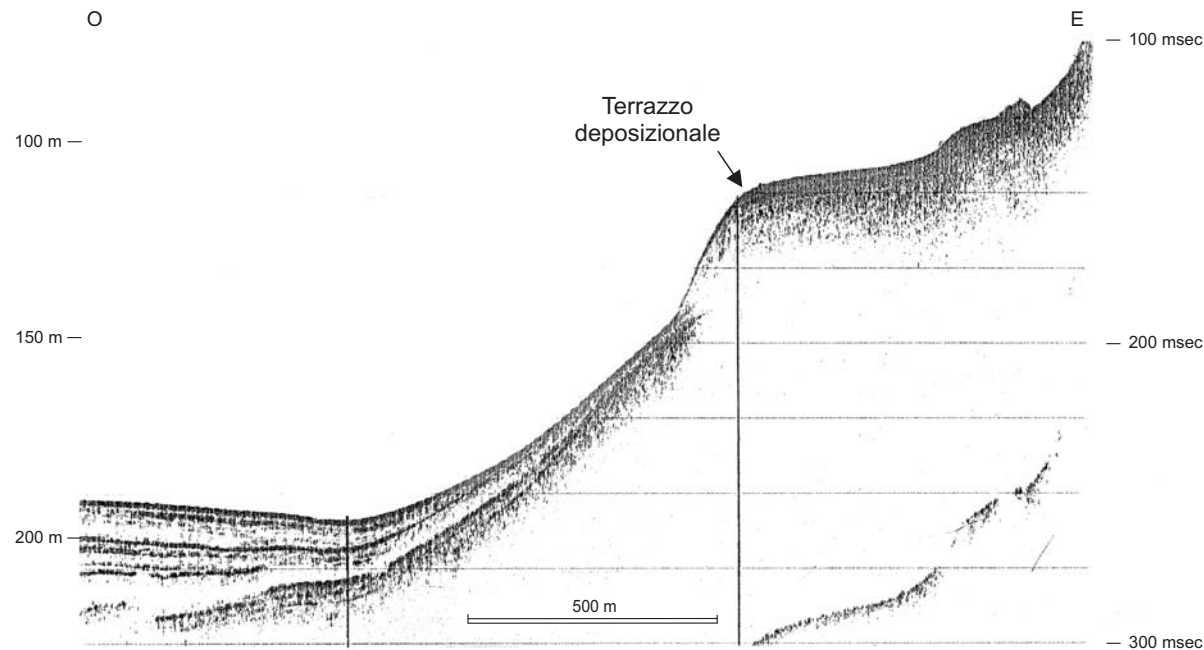


Fig.3 - Profilo S.B.P. 3.5 kHz del bordo occidentale del Banco Nerita (ubicazione in Fig. 1 b). Terrazzi deposizionali sommersi sono stati osservati su entrambi i fianchi del Banco Nerita (che mostra un allungamento in direzione NNE-SSO ed una superficie erosiva sommitale posta a circa 50 m di profondità) e lungo i versanti orientale e settentrionale del Banco Terribile. Essi sono costituiti da corpi progradanti dello spessore di 25-35 msec, dal tetto sub-orizzontale e ripida scarpata frontale. Il ciglio deposizionale è stato rilevato quasi costantemente a 150-160 ms (corrispondenti a 110-120 metri di profondità), mentre il terrazzo chiude attorno ai -150m; a tale costanza nelle geometrie e nei valori di profondità mostrati dai terrazzi nei diversi settori del Banco fa riscontro la continuità con cui essi si osservano parallelamente al suo bordo orientale per un'estensione di circa 15 km. Infine, si fa notare che l'assetto ed i principali parametri deposizionali osservati nei terrazzi deposizionali dei Banchi Nerita e Terribile mostrano diverse analogie con quelli studiati nei pressi della vicina Isola di Linosa (ROMAGNOLI, questo volume), dove la formazione dei TDS è stata messa in relazione a condizioni deposizionali presenti durante stazionamenti del livello relativo del mare a quote più basse dell'attuale. In particolare, l'attuale profondità a cui i terrazzi deposizionali sono stati osservati nel Banco Graham consente di ipotizzare che si siano depositi durante il basso stazionamento dell'ultimo episodio glaciale (circa 18 ka fa).

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano il comandante e l'equipaggio della N/O Minerva (CNR), a bordo della quale nel 1988 sono stati effettuati i rilievi sul Banco Graham, nell'ambito di ricerche dell'U.R. "Vulcanismo sottomarino" dell'Università di Bologna.

BIBLIOGRAFIA

- CALANCHI N., COLANTONI P., ROSSI P.L., SAITTA M. & SERRI G. (1989) - *The Strait of Sicily continental rift systems: physiography and petrochemistry of the submarine volcanic centres*. Marine Geology, **87**, 55-83.
- COLANTONI P., CREMONA G., LIGI M., BORSETTI A.M. & CATI F. (1985) - *The Adventure Bank (off Southwestern Sicily): a present day example of carbonate shelf sedimentation*. Giorn Geol., (3), **47/1-2**, 165-180.
- ROMAGNOLI C. - *Terrazzi deposizionali sommersi nell'Isola di Linosa (Canale di Sicilia)*. Questo volume.

Segnalazione di terrazzi deposizionali sommersi al Banco dell'Amendolara (Mar Ionio settentrionale)

ROMAGNOLI C.*

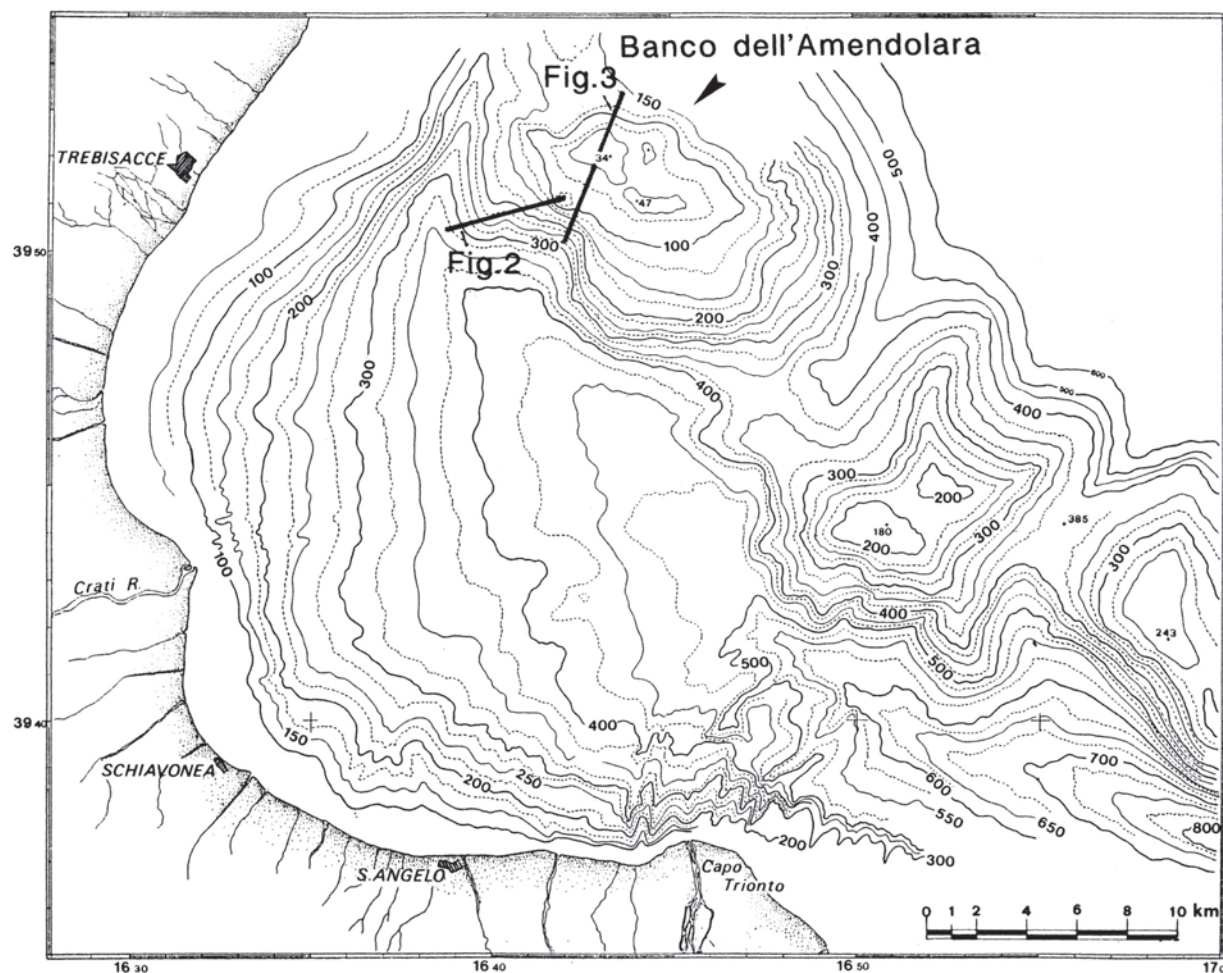


Fig. 1 - Situato nel Golfo di Taranto occidentale, sulle coste della Calabria ionica, il Banco dell'Amendolara fa parte di una serie di alti strutturali a direzione NO-SE, delimitati da due faglie dirette ad andamento analogo che si prolungano nell'entroterra nell'horst del Valsini (ROMAGNOLI & GABBIANELLI, 1990). Lungo il lato occidentale, il Banco è separato dalla piattaforma costiera da una stretta e profonda incisione, di origine erosiva e strutturale. La sommità del Banco è costituita da una superficie di discordanza articolata, con fondali erosi e strati troncati a seguito dei processi di abrasione marina e di erosione subaerea connessi con le fasi di abbassamento glacio-eustatico tardo-quaternarie. Essa culmina in alcune asperità rocciose, la più elevata delle quali raggiunge i -26 m.; sulla sommità del Banco l'erosione marina attuale dis-

grega i banchi coralligeni litoidi, dando luogo ad un fondale roccioso e sabbioso piuttosto accidentato (ROSSI & COLANTONI, 1976). Anche l'osservazione di strutture trattive (ripple-marks discontinui a creste arrotondate e lunghezza d'onda di 60-80 cm, con creste orientate in direzione E-O e concentrazione di resti algali nel ventre dei ripples) ha confermato un certo grado di energia idrodinamica da parte delle correnti che interessano il Banco, provenienti prevalentemente da nord e dirette verso sud (ROSSI & COLANTONI, 1976). Al di sotto dell'isobata -50 m, i sedimenti superficiali sono costituiti da sabbie argillose e loam, passanti verso il basso a limo con frequenti bioturbazioni; il sedimento detritico fine (silt e argilla) è principalmente di apporto continentale e viene trasportato dalle correnti.

*Dip. Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna; CIRSA, Ravenna

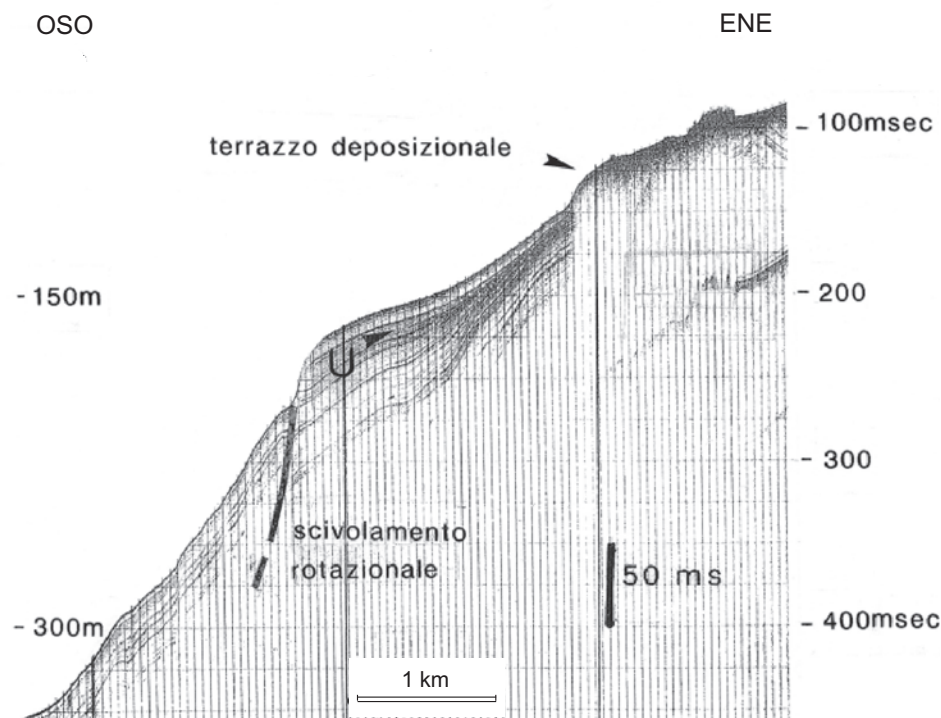


Fig. 2 - Sulla sommità del banco dell'Amendolara i fondali si presentano generalmente acusticamente sordi, riflettendo una sedimentazione grossolana bioclastica (sabbie e loam), alternata a larghe plaghe rocciose costituite da banchi coralligeni situati a varie profondità (ROSSI & COLANTONI, 1976). E' tuttavia riconoscibile, presso il bordo del banco, un terrazzo deposizionale sommerso a geometria esterna cuneiforme (per l'ubicazione del profilo S.B.P. 3.5 kHz si veda fig. 1). Entro le sequenze sedimentarie ai fianchi del Banco è stata evidenziata una chiara discordanza angolare (U); il riflettore che marca tale discordanza è correlabile, sulla piattaforma continentale adiacente, con una netta troncatura erosiva delle unità progradanti più antiche, rappresentata da una superficie suborizzontale posta a circa 90-150 m sotto il livello del mare attuale (TERZI, 1986; ROMAGNOLI & GABBIANELLI, 1990). Essa è stata geneticamente riferita alle fasi erosive dell'ultimo acme glaciale wurmiano (DE MAIO et alii, 1979) e costituisce, quindi, la base dei sedimenti depositi durante la risalita e l'alto stazionamento del livello marino tardo pleistocenico-olocenico. Sul Banco dell'Amendolara lo spessore dei sedimenti post-glaciali raggiunge valori minimi (pochi metri) e tende ad assottigliarsi proprio in corrispondenza del terrazzo deposizionale sommerso. A causa della ripidità, i fianchi del Banco dell'Amendolara (in particolare quelli orientati verso SO, interessati da lineamenti neotettonici) appaiono soggetti a fenomeni di instabilità gravitativa e a scivolamenti rotazionali.

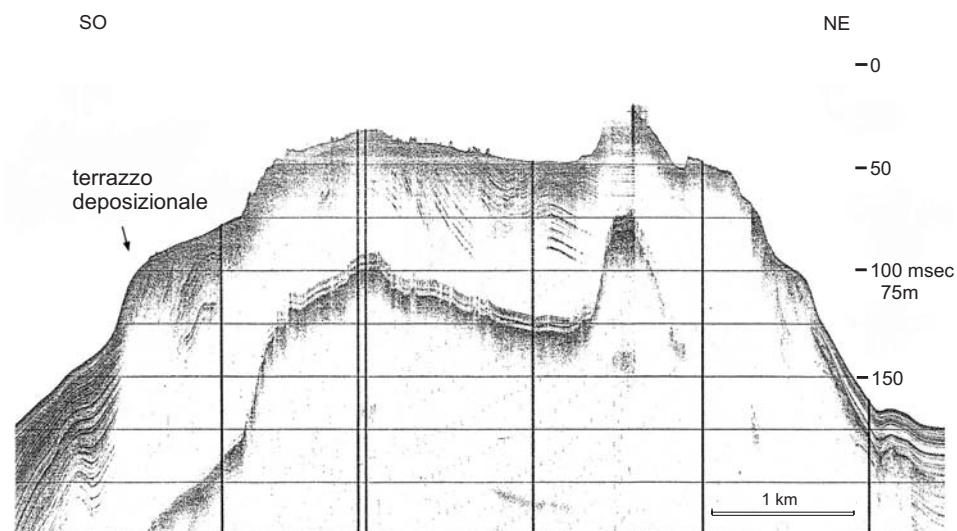


Fig. 3 - Profilo S.B.P. 3.5 kHz sul Banco dell'Amendolara (ubicazione in fig. 1; da TERZI, 1986). Su entrambi i bordi del banco si osserva la presenza di terrazzi deposizionali sommersi. Quello meglio definibile si trova sul fianco sud-occidentale ed ha il ciglio deposizionale a circa 120 ms (-90 metri). Il terrazzo è costituito da un corpo progradante di spessore sui 25 ms e si chiude ad una profondità di circa 160 ms (120 m).

BIBLIOGRAFIA

- DE MAIO A., MIRABILE L., MORETTI M., PESCATORE T., SANSONE E., SPEZIE G., TRAMUTOLI M. & VULTAGGIO M. (1979) - *Primi risultati sugli studi eseguiti sulla piattaforma continentale del Golfo di Taranto*. Atti Convegno Scient. Naz. P.F. Oceanografia e Fondi Marini, Roma, 5-7 marzo 1979, 1333-1347.
- ROMAGNOLI C. & GABBIANELLI G. (1990) - *Late Quaternary sedimentation and soft-sediment deformations in the Corigliano Basin (Gulf of Taranto, northern Ionian Sea)*. Giorn. Geol., (3), 52/1-2, 33-53.
- ROSSI S. & COLANTONI P. (1976) - *Appunti sul Banco dell'Amendolara nel Golfo di Taranto*. Giorn. Geol., (2), 40/1, 277-284.
- TERZI C. (1986) - *I sedimenti recenti del Bacino di Corigliano (Mar Ionio)*. Parte II. Tesi di Laurea, Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Bologna, 93 pp.