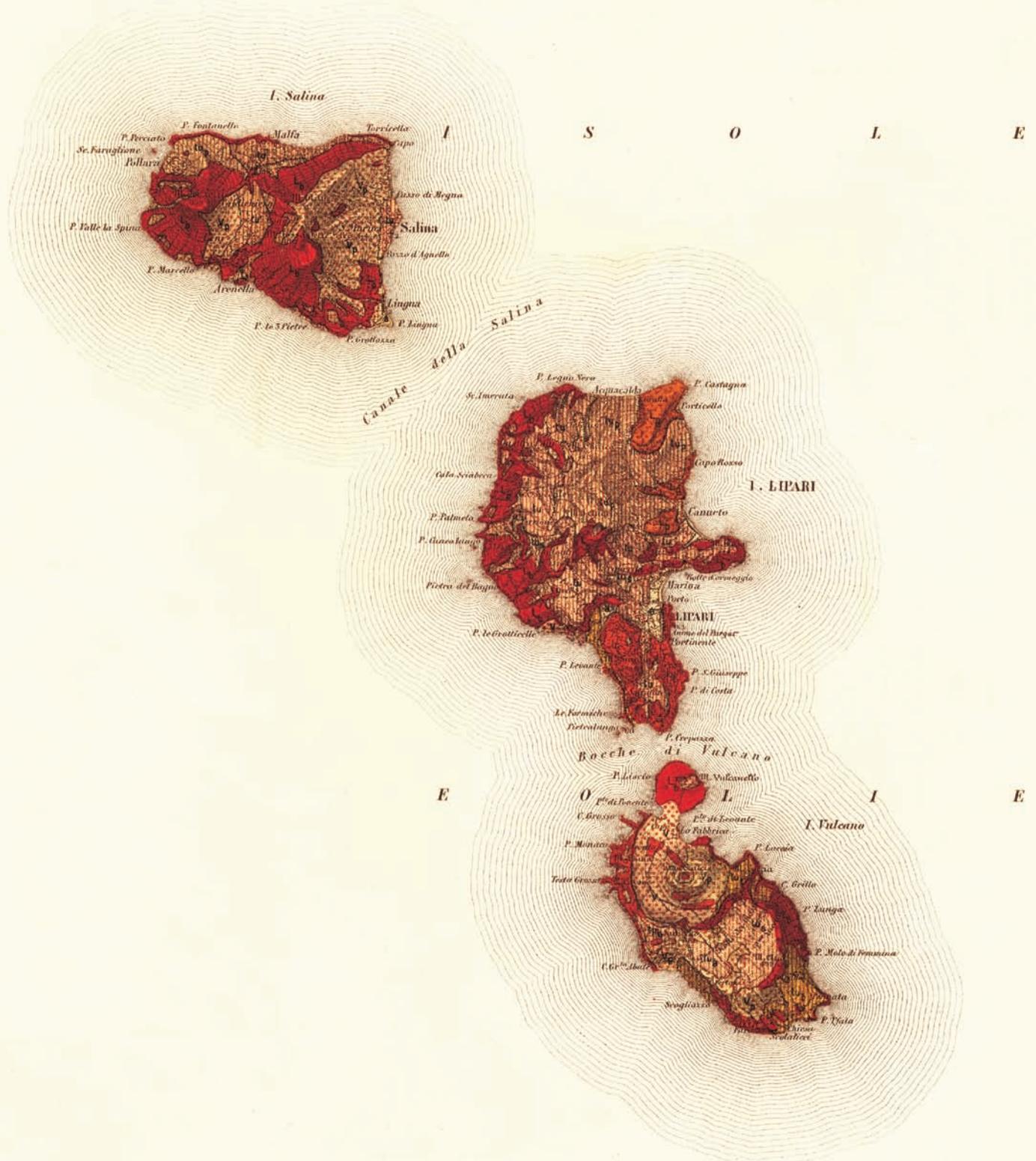


CASI ANALIZZATI LUNGO LE COSTE ITALIANE



Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie (Sicilia)

CHIOCCI F.L.*, ROMAGNOLI C.**

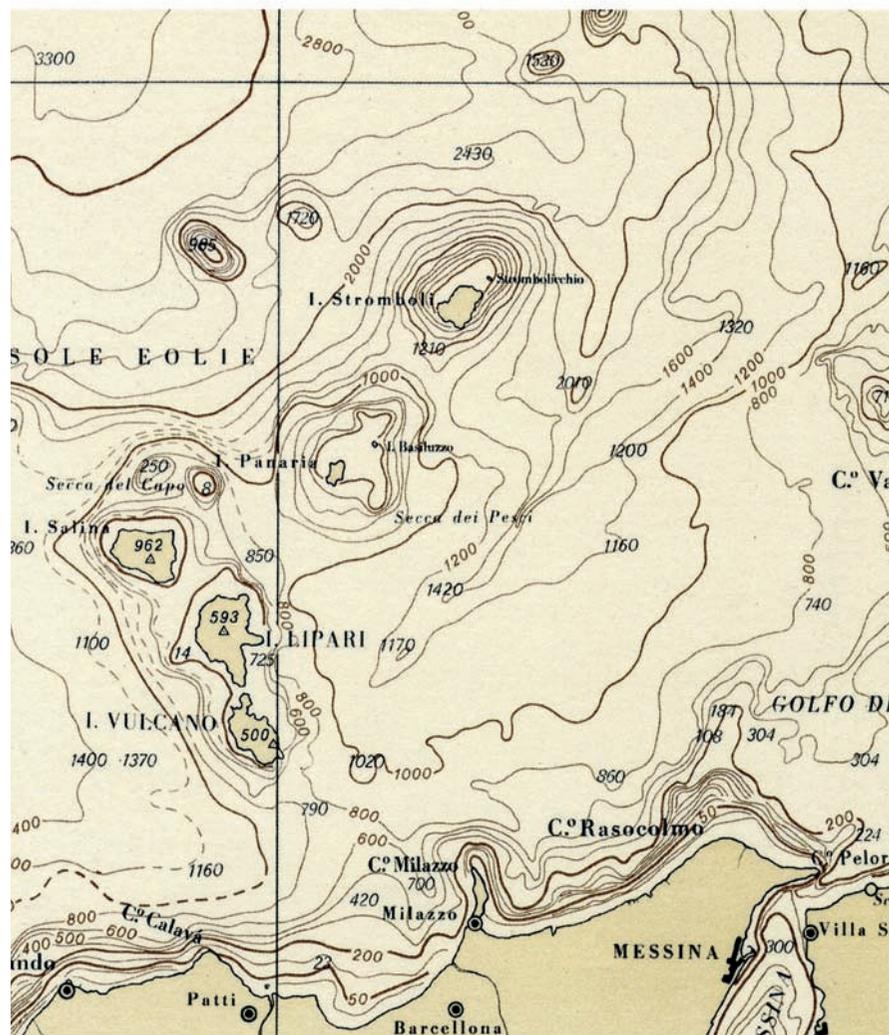


Fig. 1 - Settore centro-orientale dell'arcipelago eoliano. Scala 1:750,000.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le isole Eolie sono ubicate sul fianco interno dell'Arco Calabro-Peloritano, dove costituiscono il margine esterno dei bacini peritirrenici di Cefalù e di Gioia. L'arcipelago è costituito da sette isole (Alicudi, Filicudi, Salina, Lipari, Vulcano, Panarea e Stromboli) e da diversi *seamount*, disposti secondo una struttura a semi-arco di circa 200 km. Questa è intercettata verso sud dall'allineamento vulcanico NNO-SSE di Lipari - Vulcano, che si sviluppa in continuità con l'alto strutturale della Dorsale di Patti (FABBRI *et alii*, 1980).

L'arcipelago è delimitato nel suo lato orientale dal Canyon di Stromboli, che incide i fondali del Bacino di Gioia in direzione NE-SO e, dopo un'ampia curvatura a nord di Stromboli sfocia nel Bacino del Marsili, ad oltre 3000 m di profondità.

Le isole Eolie, interamente vulcaniche, costituiscono la sommità di apparati poligenetici, la cui base è posta mediamente a 1000-1200 metri di profondità sulla scarpata inferiore nord-siciliana, ripidamente digradante verso la piana batiale tirrenica. Sistemi di faglie distensive e trascorrenti a carattere regionale controllano l'ubicazione e la crescita dei apparati vulcanici eoliani, oltre che la sismicità e l'evoluzione vulcano-tettonica del settore (DEL PEZZO *et alii*, 1984; NERI *et alii*, 1991; BARBERI *et alii*, 1994).

L'attività subaerea degli apparati eoliani risulta compresa nell'ultimo M.a. circa sulla base di dati radiometrici e stratigrafici disponibili (GILLOT & VILLARI, 1980; GILLOT & KELLER, 1993; GILLOT, 1987; FRAZZETTA *et alii*, 1985; SANTO *et alii*, 1995), e viene divisa temporalmente in almeno due periodi costruttivi sulla base della presenza o dell'assenza, sulle isole, di terrazzi di abrasione marina tardo-quadernari. Alla fase "pre-erosiva" (indicativamente Pleistocene inferiore-medio) è generalmente attribuita la costruzione delle porzioni emerse di Panarea e Filicudi, oltre a parte di Lipari e Salina; in una fase più recente, tardo-pleistocenica, si sarebbe invece completato lo sviluppo di Lipari e Salina e sarebbero emerse le isole di Alicudi, Vulcano e Stromboli (BARBERI *et alii*, 1974; KELLER, 1980 a, b; PICHLER, 1980; DE ROSA *et alii*, 1985, 1989), le ultime due entrambe interessate da attività eruttiva nell'ultimo secolo.

* Dip. Scienze della Terra, Università "La Sapienza", Roma; CNR-IGAG, Roma

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

I rilievi effettuati dall'Università di Bologna nell'ambito delle attività del Gruppo Nazionale per la Vulcanologia del CNR negli anni 1987-92 sulle ampie porzioni sommerse dei apparati eoliani, hanno permesso la caratterizzazione bati-morfologica e vulcanologica sottomarina e la definizione delle principali fasi evolutive degli edifici vulcanici.

E' stata evidenziata la presenza di piattaforme di abrasione sommerse (presenti fino ad una profondità di 100-120 metri) in corrispondenza dei settori a più antica attività di tutte e sette le isole, comprese quelle in cui non sono presenti terrazzi marini sulle porzioni emerse (ROMAGNOLI *et alii*, 1989; ROMAGNOLI, 1990; GABBIANELLI *et alii*, 1990, 1991 e 1993, CALANCHI *et alii*, 1995).

In concomitanza con fluttuazioni del livello del mare relativo, il profilo morfologico primario degli apparati vulcanici è stato infatti profondamente modificato dall'erosione; la presenza di piattaforme di abrasione ha avuto ed ha un importante ruolo nella stabilità dei versanti vulcanici più "giovani", soggetti al ripetersi di collassi laterali ed a diffusi eventi di instabilità gravitativa alternati a periodi di attività vulcanica (ROMAGNOLI & TIBALDI, 1994; KOKELAAR & ROMAGNOLI, 1995).

RACCOLTA E ANALISI DEI DATI

Un rilievo di sismica a riflessione monocanale, specificamente programmato per lo studio dei terrazzi deposizionali sommersi (da qui in poi anche definiti TDS per brevità) nelle porzioni costiere poco profonde (entro i 200 metri) circostanti le isole di Vulcano, Lipari, Salina, Panarea e Stromboli è stato effettuato nel settembre 1993 a bordo di un'imbarcazione privata di piccole dimensioni (Fig. 2), con l'utilizzo di un sistema sismico Sparker 300-500 joule.

I profili (circa 300 km) sono stati ubicati con sistema GPS non differenziale, periodicamente tarato su punti a terra. Nella campagna sono stati investigati solo quei settori marini per i quali la presenza di terrazzi sommersi era stata verificata nel corso di precedenti rilievi o era da attendersi in base ad indizi morfologici desumibili dalle carte batimetriche. Benché le indagini si siano concentrate attorno alle cinque isole centro-orientali, terrazzi deposizionali sommersi sono presenti anche nelle isole di Alicudi e Filicudi (ROMAGNOLI, questo volume).

I dati di nuova acquisizione sono stati localmente verificati e/o integrati con profili Sparker 500-1000 joule raccolti negli anni 1987-92 dall'Università di Bologna (oltre 1000 km) e con un limitato rilievo eseguito nel 1992 dal

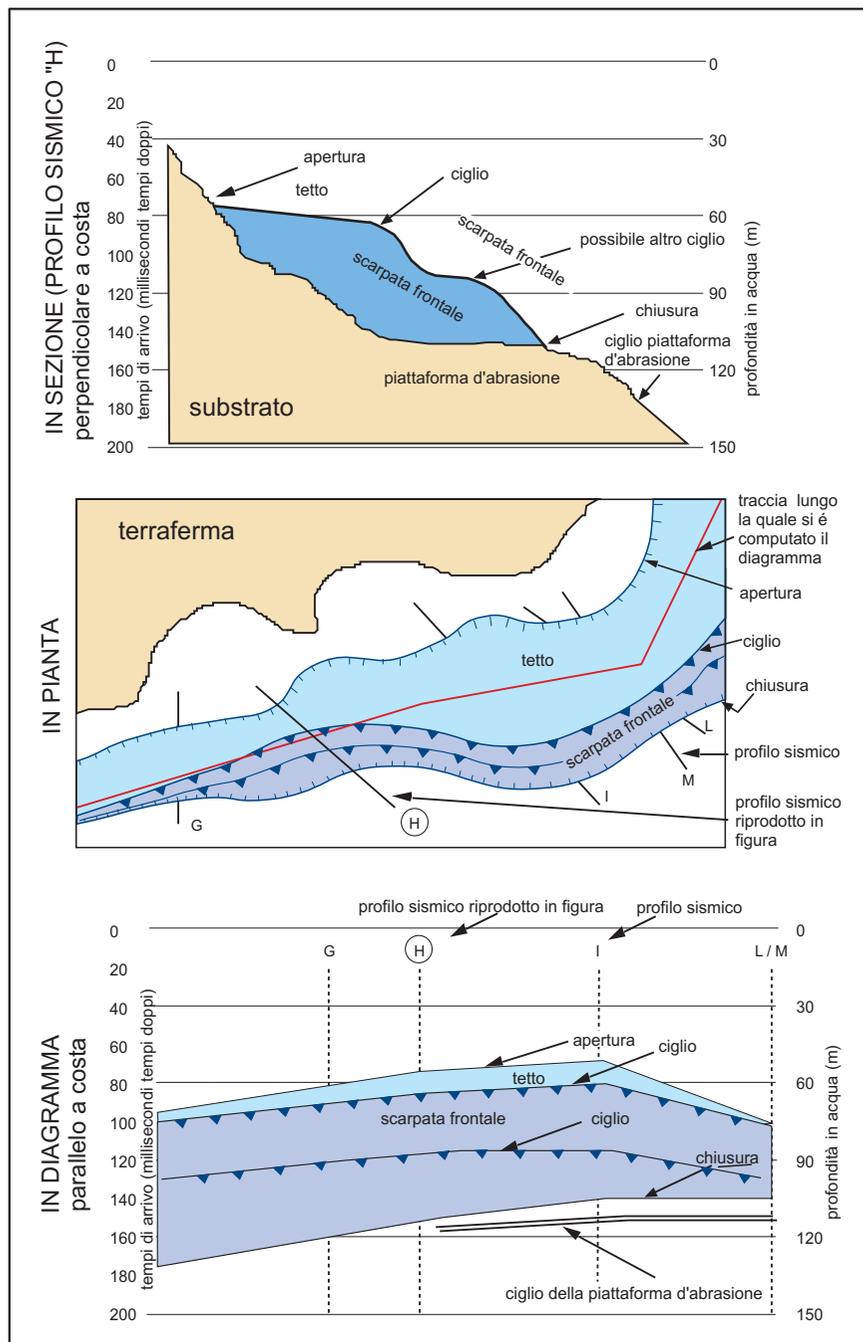
CNR attorno all'isola di Salina. Questi ultimi rilievi sono stati eseguiti con le navi "Urania" e "Bannock" del CNR.

L'analisi dei dati della campagna 1993 è stata effettuata a scala 1:25.000 e i dati sono stati restituiti utilizzando le basi batimetrico-morfologiche da ROMAGNOLI (1990).

I principali parametri deposizionali dei terrazzi sommersi (limite superiore ed inferiore del deposito, ciglio deposizionale, eventuale ciglio erosivo del sottostante substrato), riconosciuti dall'esame dei profili sismici, sono stati mappati e, nella maggior parte dei casi, censiti su diagrammi.



Fig.2 - Il catamarano a vela "Incaurina Marianna" con cui è stato eseguito il rilievo sismico nel settembre 1993. L'imbarcazione si è rivelata particolarmente adatta per lo studio dei TDS in quanto il limitato pescaggio e la buona manovrabilità hanno permesso di realizzare transetti perpendicolari a costa, avvicinandosi a riva anche in prossimità di coste frastagliate o con fondali molto bassi. L'imbarcazione, battente bandiera inglese, è un ex catamarano a vela per regate transoceaniche di dimensioni 28x14m, riattato per lavori di ricerca e charter.



In Fig. 3 sono rappresentate le morfologie identificate e la nomenclatura e il tipo di rappresentazione impiegate.

La distanza tra i profili riportata sui diagrammi si riferisce a quella misurata lungo una linea spezzata, con andamento all'incirca parallelo alla costa, che intercetta i transetti a profondità approssimativamente costante.

Per evitare problemi di integrazione di dati localizzati con diversi sistemi di posizionamento (GPS o Loran C), per la mappatura e la redazione dei diagrammi si sono utilizzati solo i dati relativi alla campagna 1993, che comunque interessano tutte le morfologie terrazzate presenti intorno alle cinque isole.

L'elaborazione dei valori ottenuti per i parametri deposizionali dei terrazzi e la loro correlazione su transetti adiacenti ha comportato, soprattutto nel caso di terrazzi multipli o con marcata variabilità laterale, verifiche di identità sulla base dell'assetto morfologico, dei rapporti stratigrafici e della facies sismica.

Valori con scarso significato di continuità laterale sono stati eliminati in fase di rappresentazione grafica finale per evitare un'eccessiva dispersione attorno ai lineamenti principali.

Tutti i dati ottenuti sui fondali dei cinque apparati indagati sono poi stati elaborati statisticamente, allo scopo di riconoscere eventuali picchi di frequenza (vedi discussione dei dati nel paragrafo conclusivo).

I risultati vengono di seguito illustrati per ciascuna delle cinque isole; dove possibile, gli andamenti ricostruiti a mare sono stati confrontati con informazioni sulle strutture neo- o vulcano-tettoniche presenti a terra.

Sono state infine riportate le informazioni relative ad alcuni carotaggi a gravità e a registrazioni R.O.V. (*Remote Operated Vehicle*) effettuati sui fondali di Salina.

Fig. 3 - Principali parametri morfologici dei terrazzi deposizionali sommersi (TDS), loro espressione grafica in sezione, pianta e diagramma di profondità.

ISOLA DI STROMBOLI

Stromboli costituisce, assieme a Panarea, la parte emersa dell'allineamento vulcanico delle Eolie orientali, che si estende per oltre 45 km. I principali caratteri morfostrutturali di entrambe le isole evidenziano un controllo da parte di sistemi di faglie ad orientazione NE-SO, probabile manifestazione superficiale di una maggiore discontinuità crostale a carattere regionale (ROSI, 1980; GABBIANELLI *et alii*, 1993; PASQUARÉ *et alii*, 1993) ed anche lo sviluppo e l'evoluzione del complesso di Stromboli risentono di tale controllo strutturale, come dimostrato dall'allineamento di dicchi, centri e fratture eruttive. L'edificio subaereo si è formato nel corso degli ultimi 100 ka (GILLOT & KELLER, 1993), mentre le porzioni più antiche del complesso sono testimoniate dalla presenza di piattaforme di abrasione sommerse al largo dei settori NE e SO dell'isola, oltre che dal *neck* emergente di Strombolicchio. L'evoluzione subaerea di Stromboli è stata più volte intervallata da eventi di collasso gravitativo a grande scala, che hanno interessato in particolare il fianco occidentale del complesso e si sono alternate a fasi costruttive, segnando una graduale migrazione verso NNO dell'attività eruttiva (PASQUARÉ *et alii*, 1993). L'ultimo grande evento di età olocenica, ha generato la depressione vulcano-tettonica sul fianco occidentale dell'isola nota come "Sciara del Fuoco".

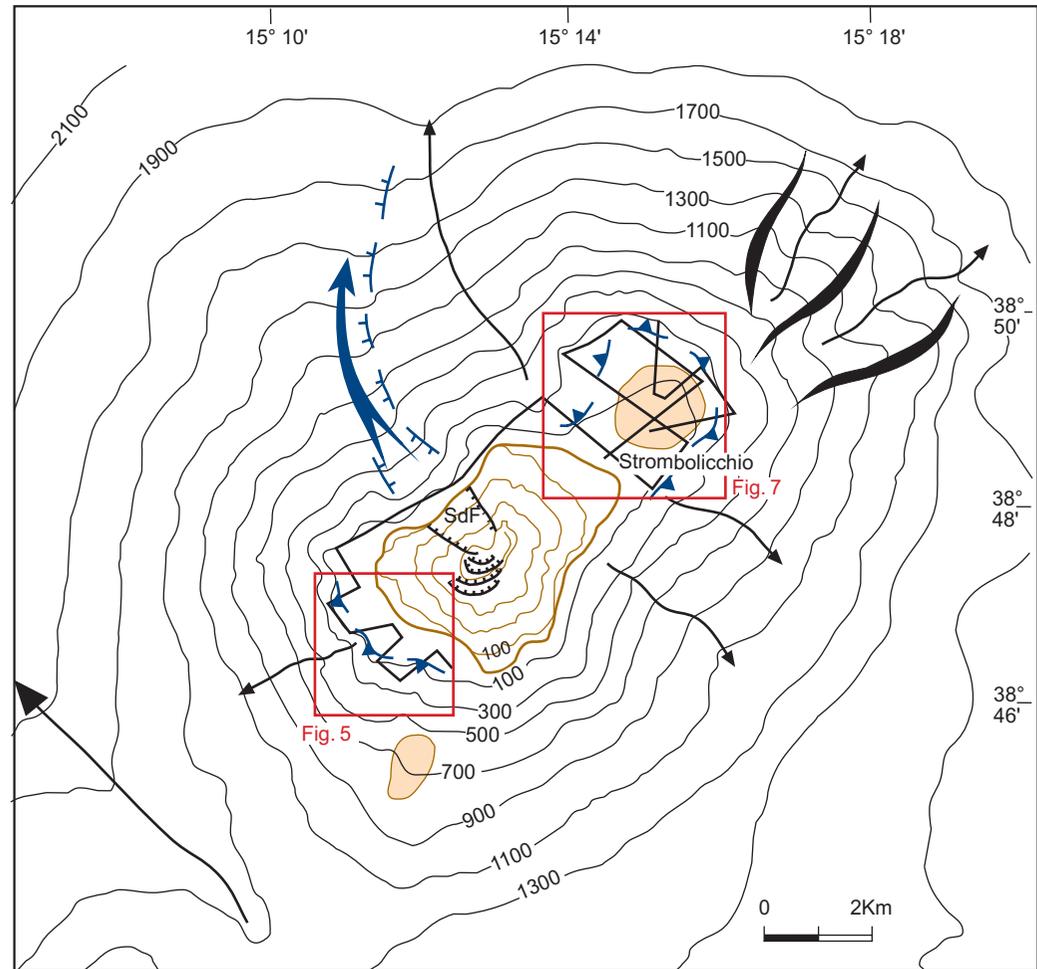
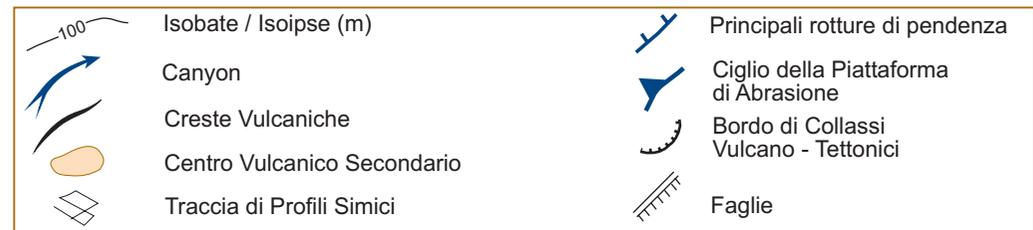


Fig. 4 - *Assetto batimetrico del complesso vulcanico di Stromboli, con i principali caratteri morfologici e vulcanologici. L'apparato vulcanico sorge da profondità variabili tra -1200 e -2200 m, con un'elevazione complessiva massima di circa 3000 m. L'allungamento secondo un asse NE-SO del complesso di Stromboli risulta particolarmente visibile dalla morfologia sommersa. I terrazzi deposizionali sommersi si sviluppano per tratti di oltre 4 km lungo le coste SO e NE. Al di fuori di queste due zone, i fianchi del complesso sono estremamente ripidi e solcati da numerosi canyon attivi, il principale dei quali si trova in corrispondenza della Sciara del Fuoco (SdF in figura) e drena i prodotti dell'attuale attività vulcanica fino a circa 3000 m di profondità (KOKELAAR & ROMAGNOLI, 1995).*

In calce è riportata la legenda dei principali caratteri morfologici e vulcanologici.



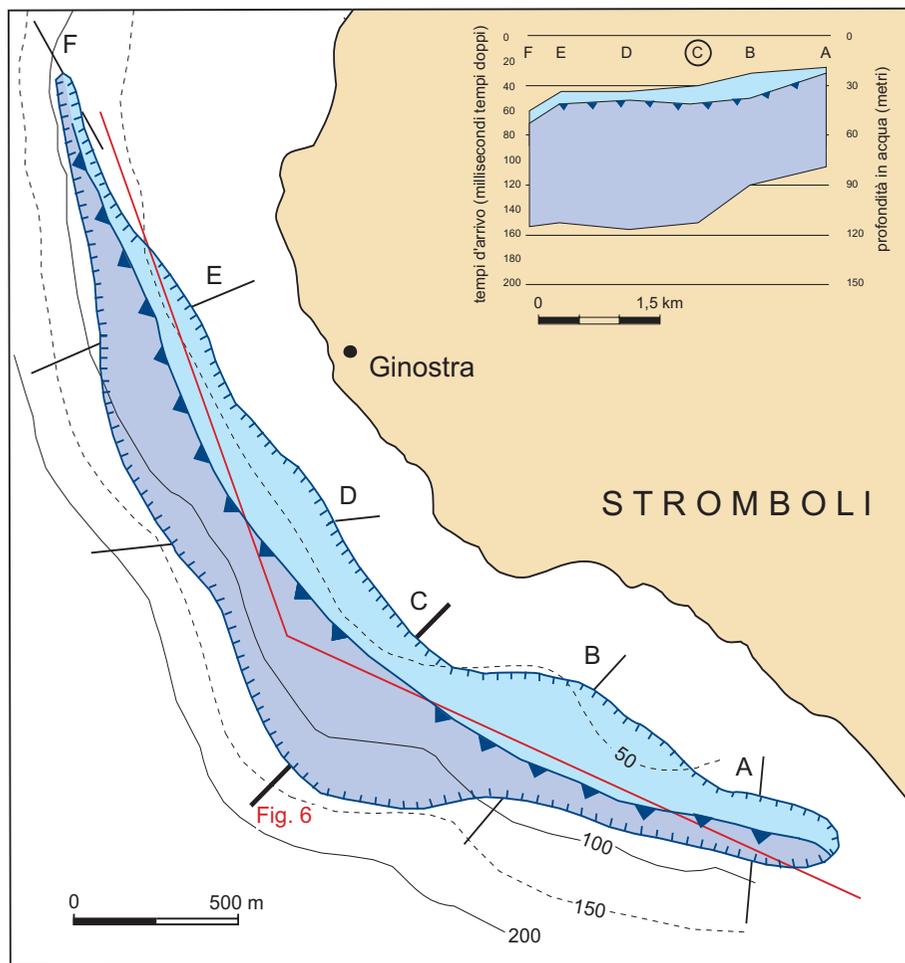


Fig. 5 - Nel settore sud occidentale dell'isola è stato possibile cartografare un TDS, morfologicamente ben evidente benché molto ripido e poco sviluppato trasversalmente a costa. Ciò ha reso difficoltoso ricostruire con dettaglio la struttura interna del terrazzo, il cui ciglio si trova mediamente a una profondità di 55 ms (circa 45 m); il limitato sviluppo della piattaforme di abrasione al piede del deposito e la forte pendenza del substrato sono probabilmente le cause dell'ampia distribuzione in profondità del terrazzo (che copre un intervallo batimetrico ampio fino a 80 m). Il deposito lateralmente chiude in corrispondenza della scomparsa della sottostante piattaforma di abrasione. Nel diagramma sono riportati i valori misurati per la profondità del ciglio e per gli altri parametri deposizionali (per questo diagramma, come per gli altri che seguiranno, si veda la simbologia in fig. 3). Si nota come la profondità del ciglio aumenti gradualmente da SE verso NO; questa tendenza è particolarmente evidente presso le chiusure laterali del terrazzo.

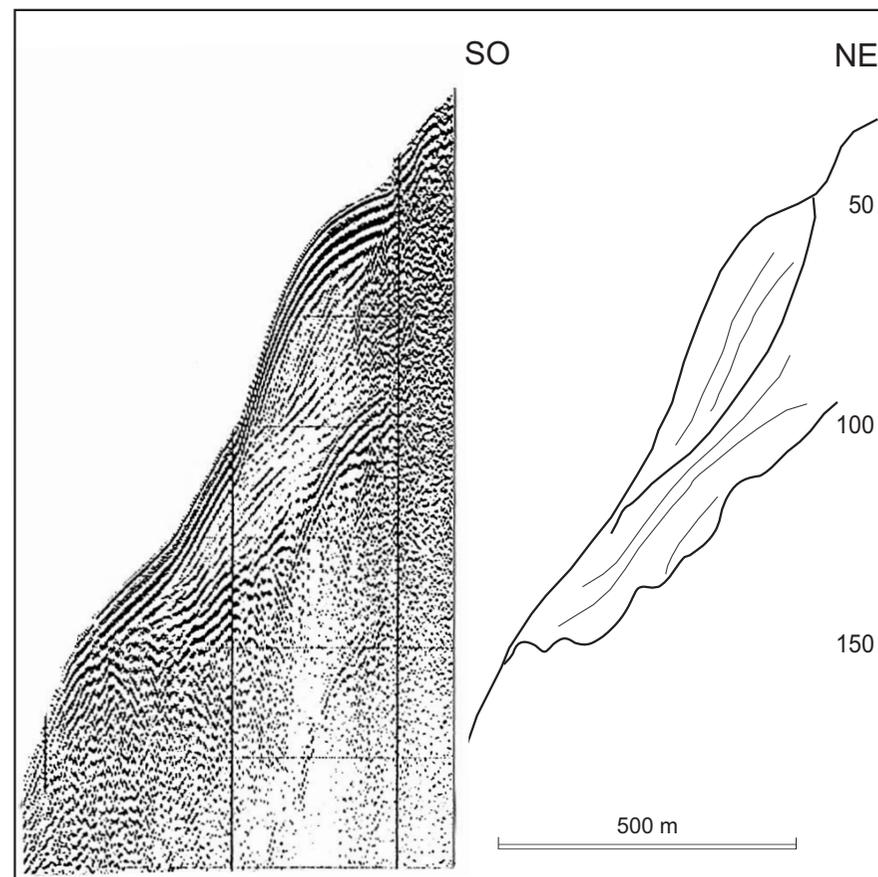


Fig. 6 - Profilo sismico Sparker sul fianco sud occidentale dell'Isola di Stromboli (linea C, ubicazione in fig. 5). Si osserva un terrazzo deposizionale sommerso internamente costituito da due corpi sedimentari, il superiore dei quali prograda al di sopra di uno più antico, non affiorante sul fondo marino, e con scarsa espressione morfologica. La pendenza dei foreset del terrazzo più recente è molto elevata, fino a 20°. Nei profili sismici questa forte pendenza conferisce a volte al deposito una trasparenza acustica apparente. Lo spessore massimo del terrazzo superiore è di 30 ms, quello complessivi del terrazzo è di circa 50 ms.

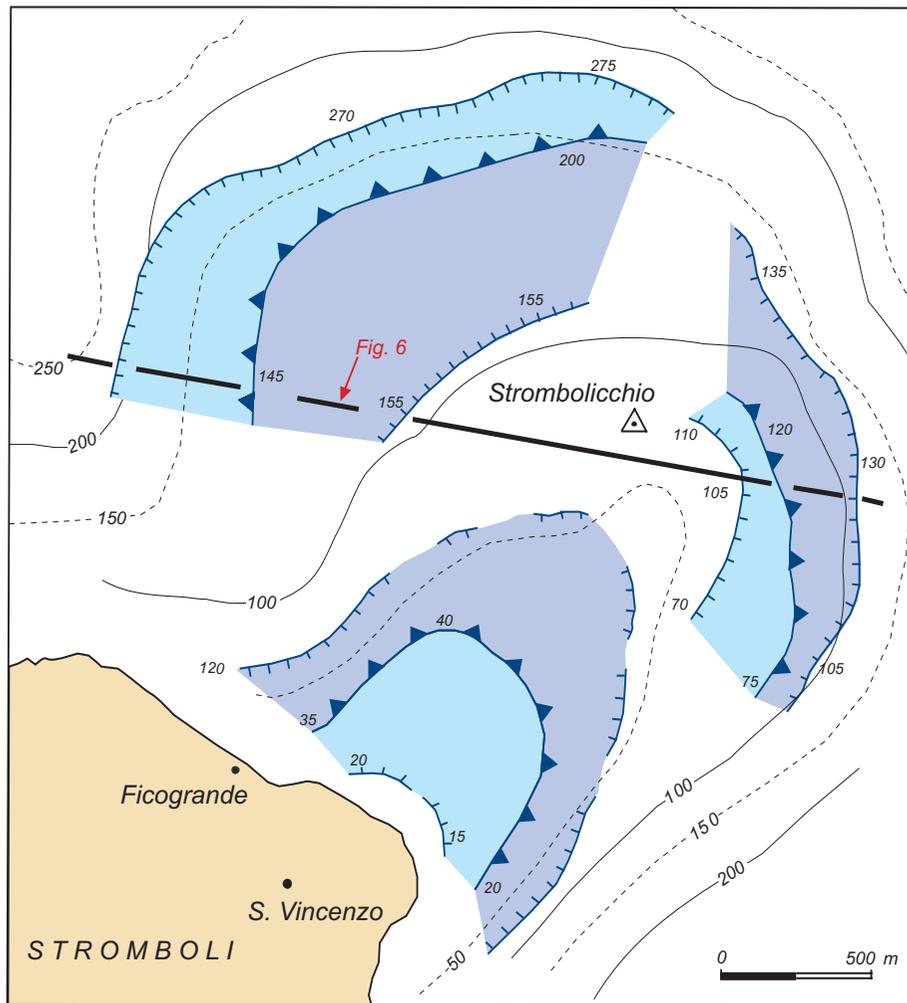


Fig. 7 - Nel settore nord orientale del complesso di Stromboli la situazione sismostratigrafica è piuttosto complessa; si rileva infatti un terrazzo superiore a piccola profondità (ciglio a 35-40 ms) davanti alla zona di Ficogrande (dove è presente una, seppur limitata, fascia alluvionale e litorale). Gli spessori del TDS raggiungono al massimo i 20 ms t.d. (circa 16 m) e il corpo giace su di un altro deposito terrazzato spesso sino a 75 ms t.d. (circa 60 m), presente nella sella tra Stromboli e Strombolicchio. Il TDS più profondo si appoggia invece su una piattaforma di abrasione (v. fig.8). A causa dell'asimmetria del substrato, i terrazzi nel versante nord-occidentale sono a grande profondità (ciglio fino a 200 ms t.d., circa 150 m) e hanno spessori fino 25 ms (circa 20 m), mentre nel versante nord orientale hanno profondità minori (120ms, circa 95 m) e spessori esigui (alcuni ms). A Est di Strombolicchio infine vi sono solo piccoli accumuli sulla morfologia erosiva. Per la variabilità delle profondità e la complessità dei differenti corpi, i TDS presenti nella costa settentrionale di Stromboli non sono stati diagrammati nel loro andamento verticale.

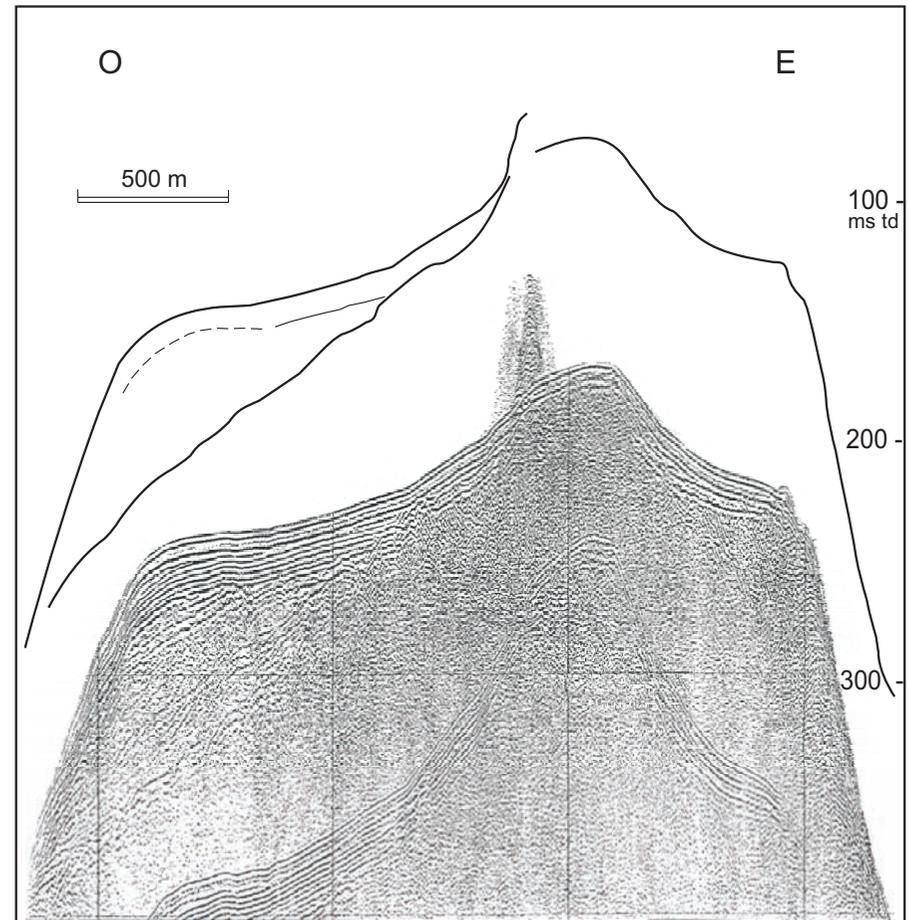


Fig. 8 - Profilo Sparker 500J in direzione circa E-O, effettuato in corrispondenza del centro eruttivo di Strombolicchio (ubicazione in fig. 7). Sul fianco occidentale è presente un cuneo sedimentario (fino a 90-100 ms di spessore, circa 70-80 m) che si può considerare come una forma terrazzata di grandi dimensioni, formata dalla sovrapposizione di più corpi sedimentari (non ben risolvibili a causa del forte effetto di ringing). Il suo accumulo è, probabilmente, in relazione ad un basculamento o ad un abbassamento di origine vulcano-tettonica, che sembra avere interessato il fianco occidentale del complesso, in analogia con quanto noto per le porzioni emerse (ROSI, 1980). Per questo motivo, i parametri deposizionali di questo corpo sono estremamente variabili e non sono stati inseriti nella discussione conclusiva. Sul fianco orientale è presente un deposito sedimentario di piccolo spessore, poggiante sopra un terrazzo erosivo.

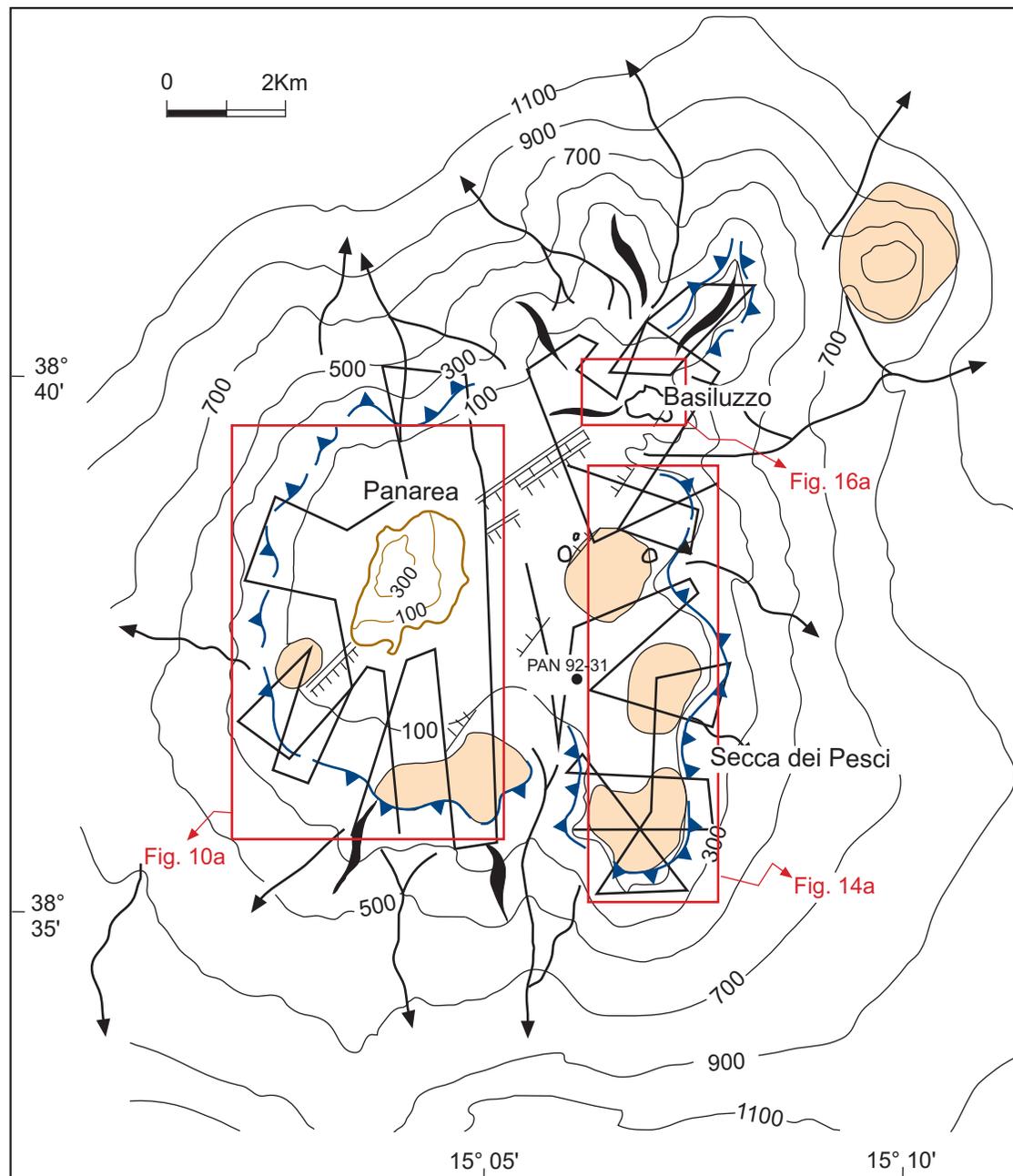
ISOLA DI PANAREA

L'isola di Panarea (di soli 3.3 km²) e gli isolotti che la circondano sono considerati ciò che rimane dello smantellamento, ad opera del mare e di una intensa attività neo- e vulcano-tettonica, di un complesso vulcanico non inferiore rispetto a quelli circostanti; attività che si pone tra le più antiche manifestazioni subaeree del vulcanismo eoliano (ROMANO, 1973).

Fig. 9 - Isola di Panarea. L'apparato, di forma tronco-conica centrata leggermente ad E dell'isola attuale, sorge da una profondità di 1000-1200 metri. I fianchi sono interessati da canyon ad andamento all'incirca radiale, spesso separati da creste vulcaniche (per questa, come per le successive carte si veda la legenda di fig.4). Le porzioni occidentali di Panarea sono costituite dal vulcanostrato "primordiale", che costituisce l'ossatura dell'isola (età 650-590 ka, GILLOT & VILLARI, 1980).

Le ampie porzioni sommitali sommerse dell'apparato (circa 50 km² ad una profondità inferiore ai 150 m) sono costituite da un'ampia piattaforma di abrasione, delimitata con continuità da un ciglio ben definito. In realtà il sottofondo è ben più articolato di quanto risulti dal solo andamento batimetrico per la presenza di numerosi centri eruttivi secondari, parzialmente sepolti, aree bacinali e discontinuità strutturali a principale orientazione NE-SO.

I lineamenti strutturali interessano la spessa copertura vulcanoclastica che, con spessori localmente sino a 200 m, ricopre i fondali del complesso e ne liscia le asperità. In particolare, un sistema di faglie ad orientazione NE-SO disseziona la sommità del complesso provocando la depressione dell'intero settore orientale e il suo successivo riempimento ad opera di depositi vulcanogenici. Una carota a gravità (PAN92-31), prelevata a circa -85 m tra l'Isola di Panarea e la secca dei Pesci è risultata costituita da materiale vulcanogenico con granulometrie grossolane, che hanno prevenuto la penetrazione del carotiere kullenberg nel deposito, oltre i 45 cm recuperati. Nel dettaglio, sotto un intervallo di circa 30 cm costituito da sabbie vulcaniche arrossate ricche in pomici e lapilli, sono state campionate scorie vulcaniche di dimensioni centimetriche di colore bruno rossastro. L'arrossamento dei materiali campionati indica il marcato grado di alterazione, probabilmente incrementato dai fenomeni di circolazione nei sedimenti di fondo di fluidi idrotermali già ampiamente segnalati nell'area. I terrazzi deposizionali sommersi presenti sui fianchi occidentale e orientale dell'isola sono stati analizzati e rappresentati separatamente in quanto riferibili a situazioni morfologiche e strutturali differenti.



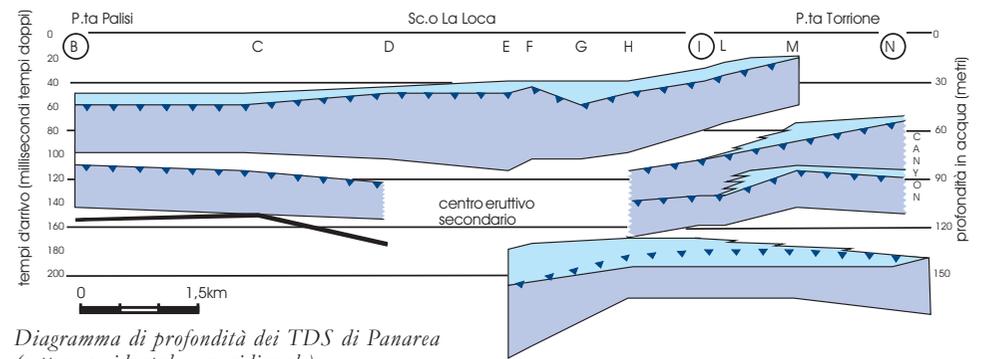
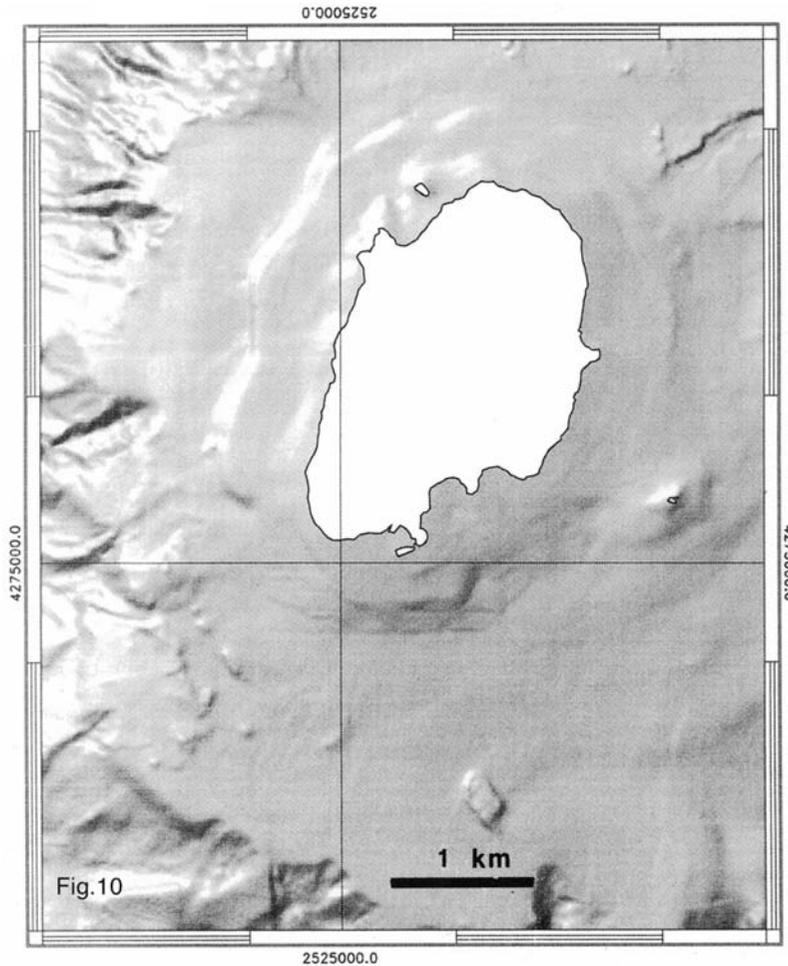
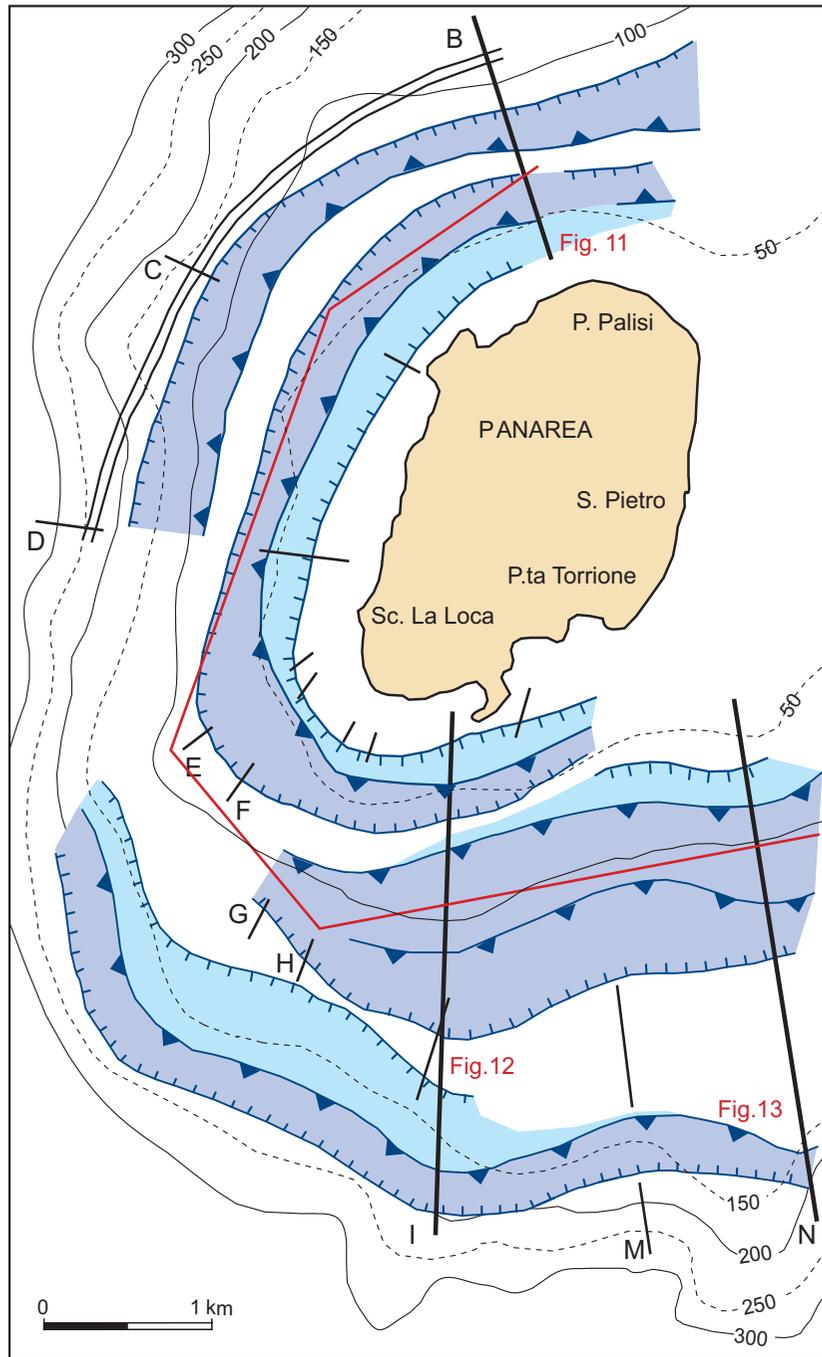


Diagramma di profondità dei TDS di Panarea (settoe occidentale e meridionale)

La continuità strutturale col vicino complesso di Stromboli ed il controllo da parte di lineamenti tettonici NE-SO a carattere regionale sono suggeriti dai principali elementi vulcanologici e strutturali identificati sia sull'isola sia sulle porzioni sommerse. Esse riflettono l'interazione di un'attività vulcanica caratterizzata dalla messa in posto di numerose strutture eruttive minori (duomi endogeni) e di attività erosiva e deposizionale, in

parte connesse all'effetto di fluttuazioni del livello relativo del mare (LANZAFAME & ROSSI, 1984; GABBIANELLI *et alii*, 1990; ROMAGNOLI, 1990). L'attività recente è collegata alla messa in posto del duomo riolitico di Basiluzzo. Un'intensa attività esalativa e idrotermale è attualmente presente sui fondali ad est dell'isola, nell'area degli isolotti minori (Lisca Bianca, Lisca Nera, Bottaro e Dattilo).

Fig. - 10 (pagina a lato): Fianco occidentale e meridionale dell'isola di Panarea. I TDS ricostruiti e mappati a sinistra risultano ben evidenti anche nell'andamento batimetrico, come si nota nelle immagini multibeam sopra (GAMBERI *et alii*, 1997). Dal diagramma di profondità risulta che in tutta l'area è presente un TDS a piccola profondità. A profondità maggiori la situazione è più articolata, con terrazzi sempre ben sviluppati e spesso sovrapposti. La situazione è relativamente semplice tra P. Palisi e Scoglio La Loca (settori settentrionale e occidentale dell'isola): lungo questo, che è il fianco più antico e relativamente indisturbato dello stratovulcano, è presente un terrazzo principale con spessore massimo di 25 ms e ciglio deposizionale a 50-60 ms, che progredisce sopra un secondo terrazzo più profondo e più antico, con spessore simile e ciglio a 110-125 ms (fig.11). Il terrazzo più antico giace su di una piattaforma di abrasione che si sviluppa parallelamente a costa con pendenze di circa 1-2°; il ciglio erosivo di questa piattaforma si trova tra 150 e 175 ms di profondità a più di 1 km dalla costa. La profondità del ciglio del terrazzo inferiore e del ciglio erosivo tende ad aumentare da N a NO a O mentre quella del terrazzo superiore resta circa costante o anzi tende a diminuire, in accordo con l'andamento nella zona meridionale.

Al traverso di Scoglio La Loca, a più di 100 ms di profondità è presente un piccolo corpo vulcanico (vedi fig. 9), che interrompe il terrazzo inferiore, mentre il terrazzo superiore continua a svilupparsi almeno sino a P.ta Torrione, in corrispondenza della quale si chiude. Quest'ultimo mostra una morfologia molto netta e costante, spessore di 25-30 ms e una profondità del ciglio che gradualmente diminuisce verso E da 50 ms fino a 25-30 ms. Nel settore a sud dell'isola si osservano molteplici corpi deposizionali in profondità, spesso tra loro sovrapposti, che costituiscono un terrazzo inferiore composito.

In fig. 12 si seguono almeno quattro di questi, con spessori individuali mediamente attorno a 20 ms. I rapporti di precedenza non sono sempre ben evidenti; in generale però sembra che i cunei progredienti aumentino di età con la profondità. La profondità dei cigli (e degli altri parametri) varia in maniera complessa. Infatti, nell'ambito di una generale diminuzione della profondità verso E, si osserva come tale tendenza sia meno marcata, sino all'inversione, per i corpi più profondi e più distanti da costa. Dallo studio dell'assetto sismostratigrafico generale di questo settore, è possibile riferire il fenomeno alla presenza di un'area bacinale subsidente nella parte esterna della piattaforma, geneticamente connessa allo sprofondamento di origine neo- o vulcano-tettonica del settore orientale dell'apparato e su cui i terrazzi progrediscono (figg.12 e 13). Il terrazzo deposizionale è delimitato verso E da un grosso canyon ad andamento N-S che incide profondamente il complesso vulcanico di Panarea e lo separa dal settore della Secca dei Pesci (vedi fig.9).

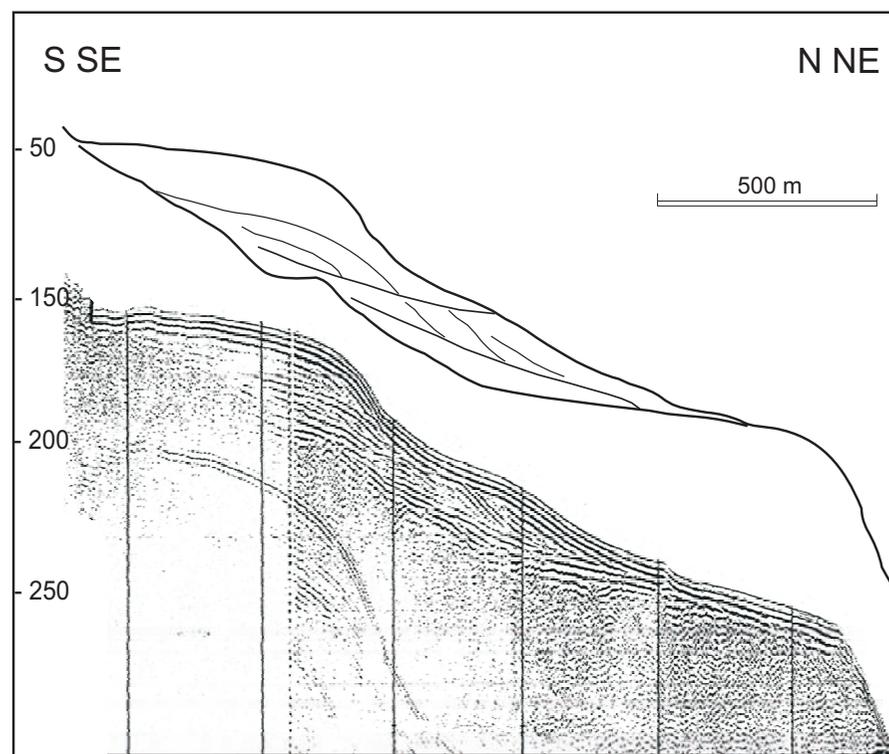


Fig. 11 - Profilo sismico nel settore settentrionale dell'isola di Panarea (linea B, ubicazione in fig. 10). Si osserva un terrazzo superiore, con ciglio profondo 60 ms, che ricopre parzialmente un corpo terrazzato più profondo, poggiante su una piattaforma di abrasione e, perciò, caratterizzato da una notevole estensione orizzontale. Nella struttura interna dei terrazzi si osservano più fasi progredienti, in possibile assetto retrogradazionale.

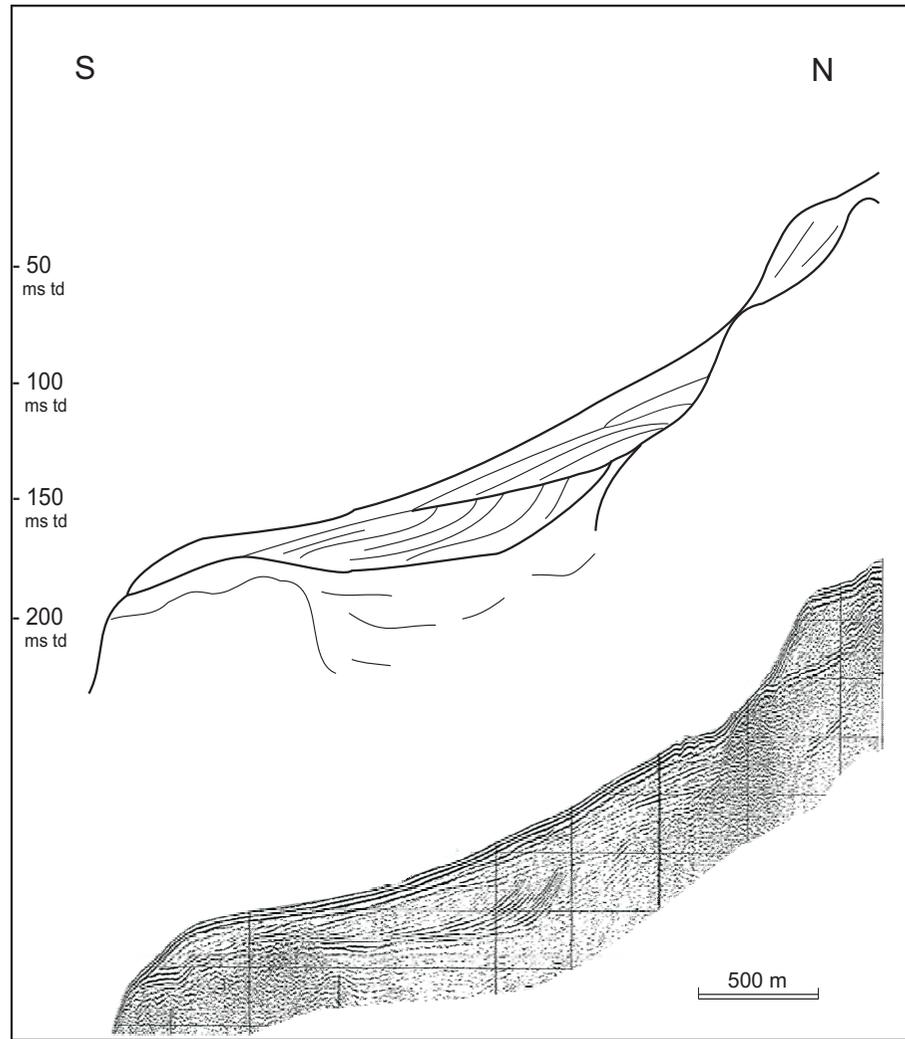


Fig. 12 - Profilo sismico nel settore meridionale dell'Isola di Panarea (linea I in Fig. 10). Sono presenti ben quattro cigli morfologici sul fondo marino corrispondenti a una situazione stratigrafica piuttosto complessa. Il terrazzo superiore è molto ben definito ma di limitata estensione e si trova a profondità minore rispetto al settore occidentale. L'espressione morfologica del terrazzo inferiore è scarsa, con due cigli mal definiti a 105 e 135 ms. Al contrario, le geometrie sepolte indicano la presenza di almeno tre cunei progradanti in assetto retrogradazionale. Il più profondo dei tre cunei mostra foreset molto ripidi (fino a 8°), con base tangenziale e pendenza che diminuisce progressivamente dalle fasi più antiche alle più recenti. E' possibile che il tetto di questo cuneo abbia una natura erosiva e che, contrariamente alla norma, il cuneo stesso sia di età più antica rispetto al terrazzo più profondo e più esterno. Nella parte più esterna del profilo si osserva un corpo vulcanico parzialmente sepolto che delimita un bacino sedimentario di grande spessore.

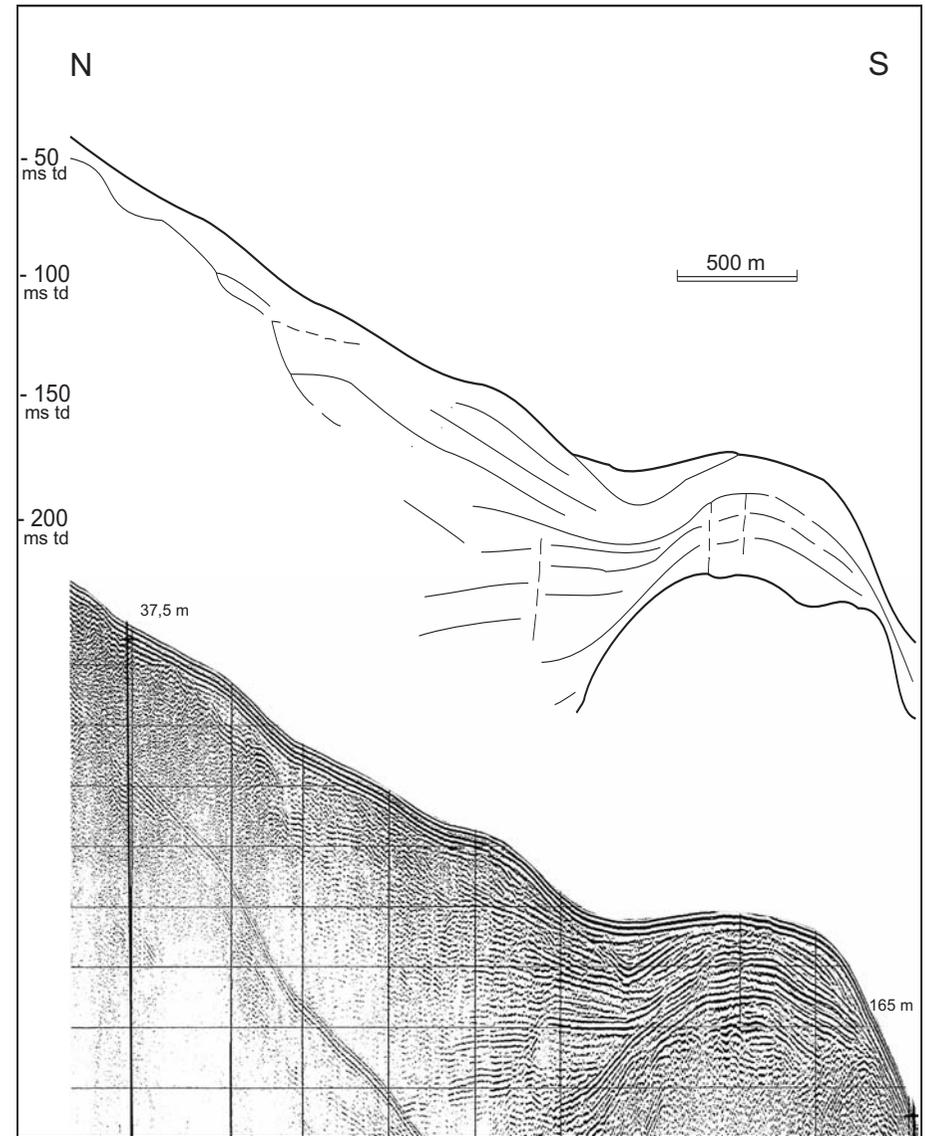


Fig. 13 - Profilo sismico nel settore sud-orientale dell'Isola di Panarea (linea N in Fig. 10). Si osservano: 1) la scomparsa del deposito terrazzato superiore; 2) la presenza di multipli cunei progradanti mal risolti sismicamente, costituenti il terrazzo inferiore; 3) i depositi di un bacino sedimentario delimitato esternamente dal centro eruttivo sepolto. Il bacino accumula sino ad oltre 200 ms di sedimento, è geneticamente connesso allo sprofondamento del settore orientale del complesso vulcanico di Panarea ed è interessato da faglie distensive che non dislocano i depositi costituenti i terrazzi.

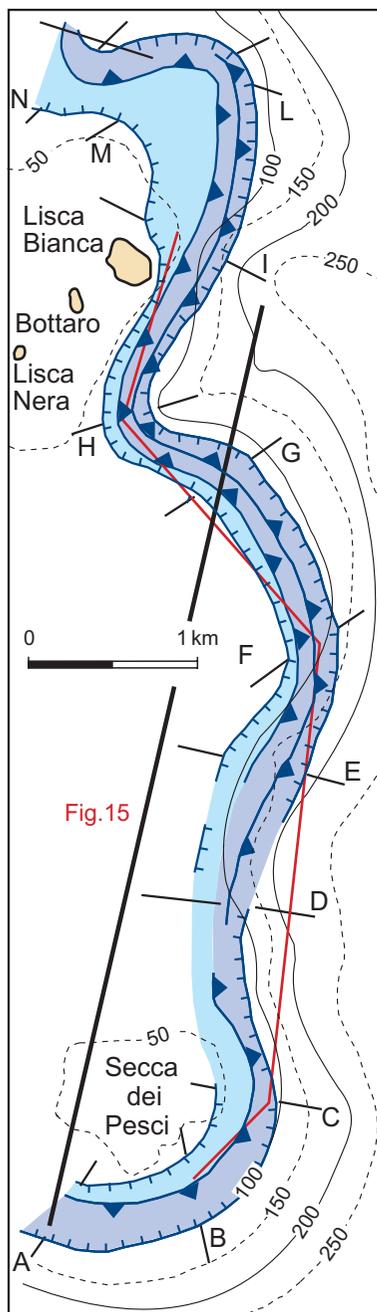


Fig. 15

Fig. 14 - In tutto il settore compreso tra la Secca dei Pesci e gli isolotti minori è presente un solo corpo deposizionale, i cui spessori sono piuttosto bassi, raramente arrivando a 20 ms, più frequentemente restando attorno a 10 ms o meno. Anche i cigli sono mal definiti e la struttura interna è genericamente progredante.

Localmente (profili D-H) sono distinguibili due cigli deposizionali, probabile espressione di due corpi deposizionali sovrapposti, non risolvibili sismicamente.

L'andamento dei principali parametri deposizionali dei terrazzi sembra indicare due settori (Secca dei Pesci e zona circostante gli isolotti minori) in corrispondenza dei quali il corpo deposizionale terrazzato è più alto rispetto alle zone contigue. Il corpo deposizionale chiude verso N in corrispondenza della testata del canyon ad andamento E-O tra Basiluzzo e gli isolotti minori (fig. 9).

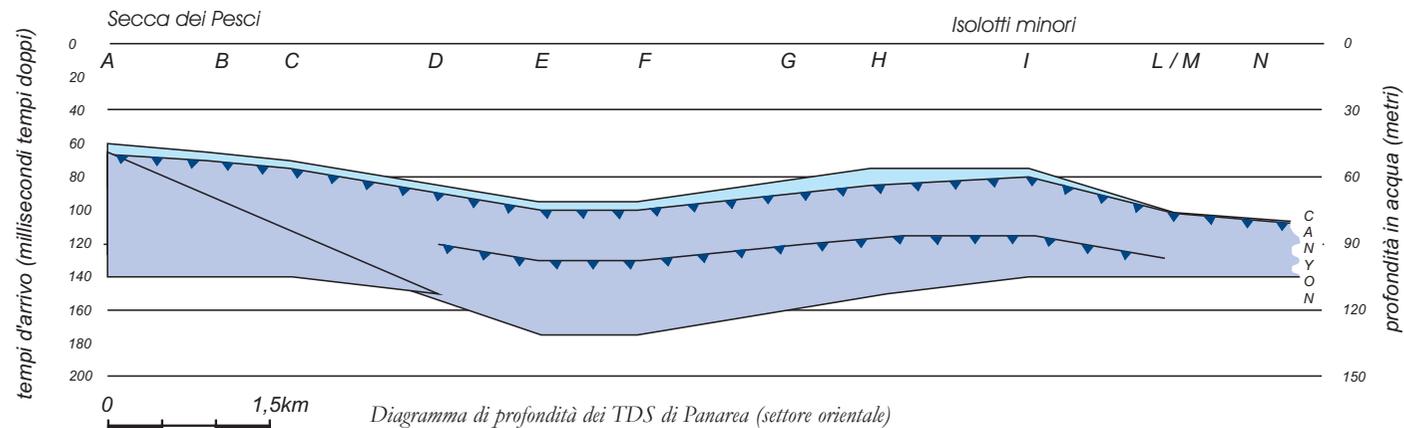


Diagramma di profondità dei TDS di Panarea (settore orientale)

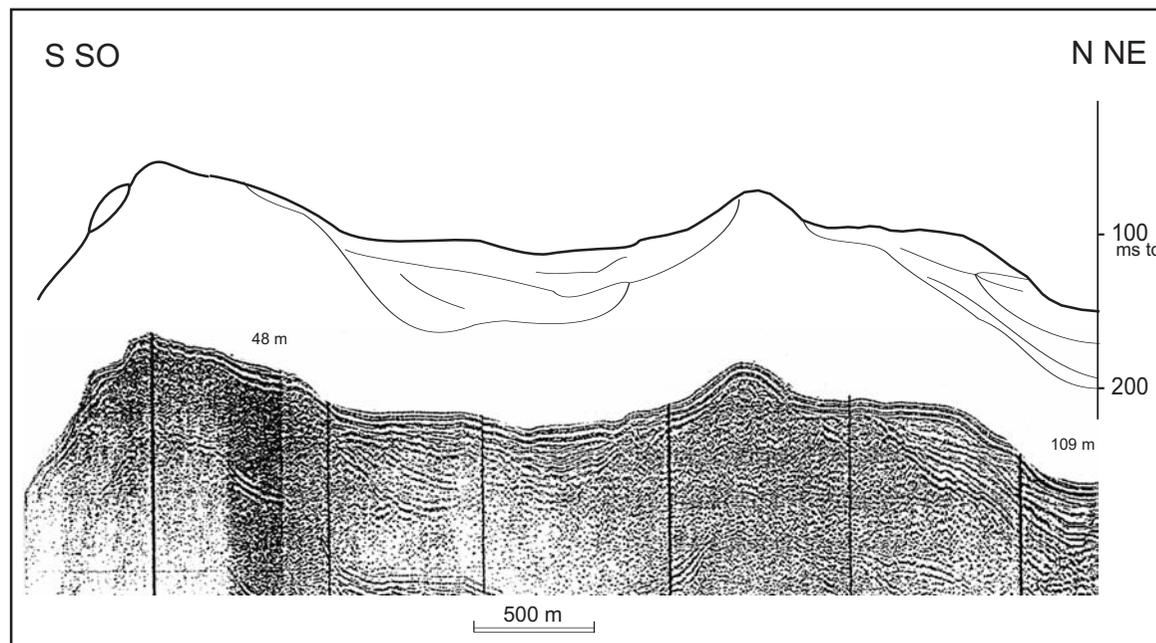


Fig. 15 - Profilo Sparker 1000 joule parallelo al bordo orientale del complesso vulcanico di Panarea. Si osserva un settore centrale depresso, compreso tra due centri eruttivi minori (quello meridionale è la Secca dei Pesci). Questo assetto è probabilmente dovuto a una subsidenza locale che ha permesso l'accumulo di un riempimento clastico con spessori superiori a 50 m e ha causato la depressione locale delle quote del terrazzo deposizionale sommerso riportato in fig. 14.

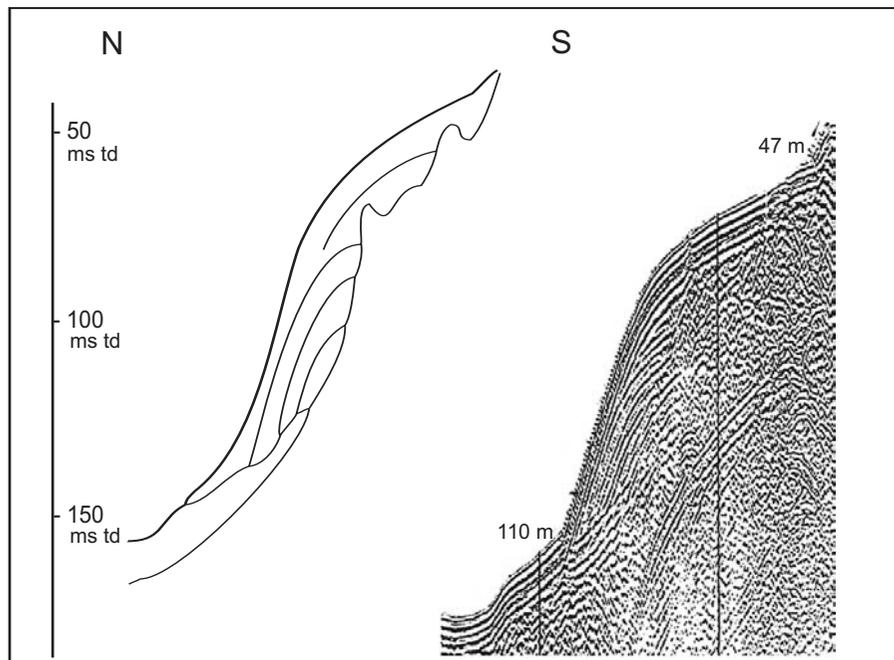
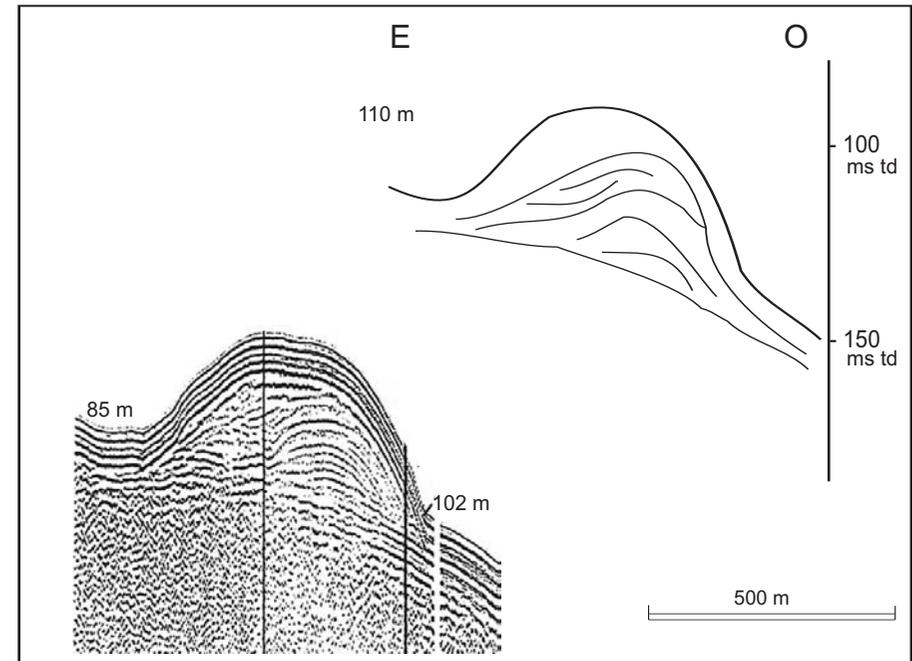
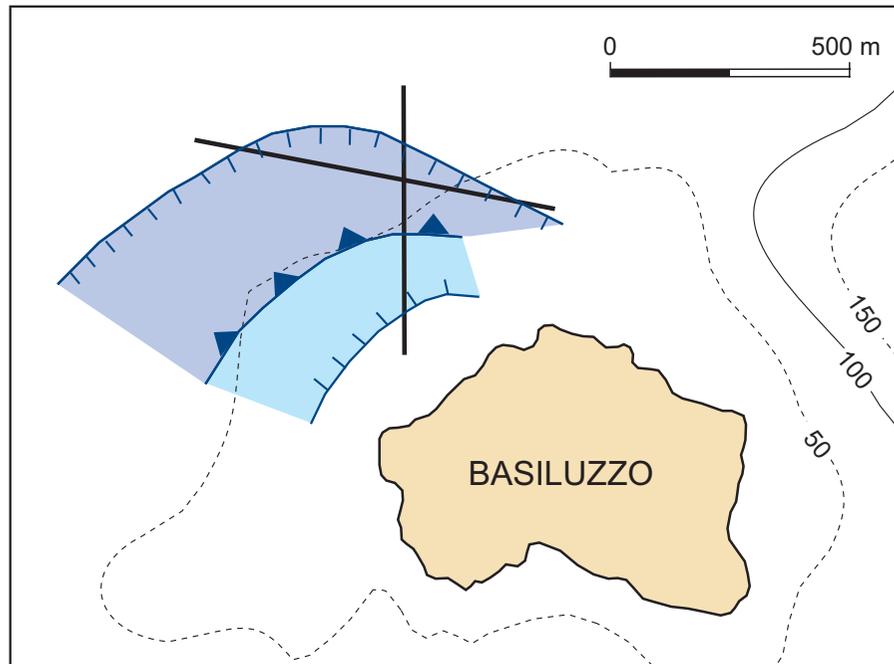


Fig. 16 - Distribuzione dei depositi del TDS in prossimità dell'isolotto di Basiluzzo e relativi profili sismici perpendicolare (a sinistra) e parallelo (sopra) a costa. Il terrazzo deposizionale sommerso è di dimensioni estremamente limitate, si estende da 50 a 130 ms di profondità, con un ciglio deposizionale attorno a 60 ms e spessori massimi di 35 ms. Nel profilo parallelo a costa si osserva come il corpo, benché di piccole dimensioni, sia comunque costituito da più fasi deposizionali. E' importante osservare come, anche attorno a un centro vulcanico di piccole dimensioni quale Basiluzzo, pur attualmente isolato dalla piattaforma principale da una sella profonda circa 70 m, si sia prodotto e accumulato detrito in quantità sufficiente per creare un sia pur piccolo deposito terrazzato sommerso. Ciò è da mettere in relazione con lo smantellamento ad opera del mare della porzione occidentale del duomo che costituisce l'isolotto, il cui centro di emissione è collocato lungo la costa NO di Basiluzzo (ROMANO, 1973).

ISOLA DI SALINA

L'isola di Salina (circa 22 km²) rappresenta la porzione emersa di un vulcano poligenetico costituito da sei edifici vulcanici in parte sovrapposti (Fig. 17). I più antichi (Capo, Rivi e Corvo; attività compresa tra circa 500 e 300 ka fa, GILLOT, 1987) sono ubicati rispettivamente nel settore NE ed O del complesso e ne costituiscono "l'ossatura"; gli edifici vulcanici sono stati profondamente intaccati dall'erosione marina e danno luogo ad alte falesie costiere. I due apparati più recenti di Fossa delle Felci e Monte dei Porri, con le loro strutture coniche ben conservate e le sommità a 762 e 860 m, danno all'isola la caratteristica forma bicuspidata. La loro attività costruzionale (ultimi 127-67 ka, GILLOT, 1987) è in parte coeva con l'evento erosivo di probabile età tirreniana che ha generato i livelli conglomeratici di abrasione marina presenti sulle coste dell'isola (KELLER, 1980b). La ripresa dell'attività nel periodo post-erosivo, ed in particolare negli ultimi 40 ka, mostra un relativo sincronismo con quella osservata su Lipari e Vulcano, oltre a collocarsi sullo stesso allineamento di origine strutturale NNO-SSE; ciò metterebbe in evidenza una notevole uniformità per tutto il settore centrale eoliano nelle principali fasi di crescita/stasi/erosione (ROMAGNOLI *et alii*, 1989). Negli ultimi 30 ka è stato attivo solo il centro di Pollara (ubicato nell'estremo NO di Salina) le cui eruzioni esplosive hanno prodotto un *tuff-ring* costituito da notevoli quantità di materiale piroclastico ora ampiamente smantellato dal mare nella sua porzione occidentale (CALANCHI *et alii*, 1987). Questo fenomeno ha generato un TDS di notevole spessore e dimensioni, che è stato studiato in dettaglio con carotaggi e analisi R.O.V. lungo un transetto rappresentativo.

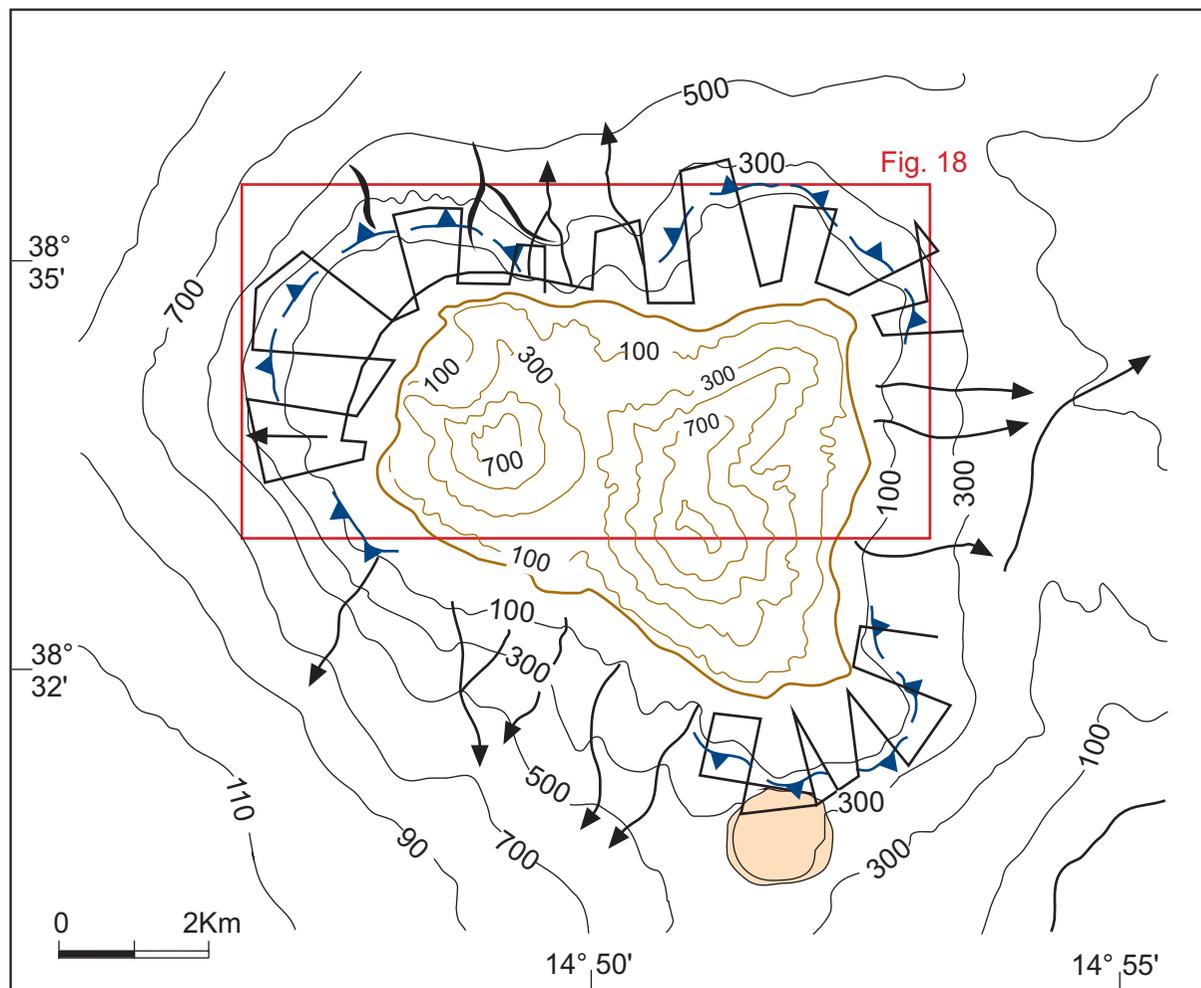


Fig. 17 - Il carattere saliente dall'assetto sommerso dell'apparato vulcanico di Salina è la presenza di ampie piattaforme di abrasione con estensione semi-circolare attorno alle porzioni a più antica attività del complesso (centri eruttivi di Corvo, M. Rivi e Serra del Capo, vedi fig. 18).

Sui versanti O e N dell'isola è presente con continuità un deposito terrazzato sommerso. Al di fuori della costa settentrionale, un'altra piattaforma di abrasione, di minore estensione, è presente solo all'estremo SE dell'isola, dove interessa la porzione basale dell'apparato di Fossa delle Felci; al di sopra di essa vi è un terrazzo deposizionale sommerso, con spessori variabili (fino a 50 ms) e ciglio molto poco definito. A causa della sua scarsa continuità laterale, tale TDS non è stato cartografato. Altrove, i versanti immergono ripidamente e sono solcati da numerosi canyon che drenano il materiale vulcanoclastico verso la base del complesso. Questa è posta a profondità non molto elevate verso i fianchi N, E e SE prossimi ad altri centri vulcanici, mentre si approfondisce verso O e S raggiungendo profondità superiori ai 1000 metri.

Fig. 18 - Lungo la costa occidentale di Salina (da Praiola a P.ta Perciato) si riconosce, al di sopra della piattaforma di abrasione, un unico terrazzo morfologico, con ciglio intorno a 50 ms, che si sviluppa con spessori notevoli (50-60 ms) per oltre 1 km trasversalmente alle isobate ed è costituito da due fasi deposizionali sovrapposte. E' verosimile che la grande quantità di sedimenti che costituisce tale deposito provenga dallo smantellamento e dalla rielaborazione del materiale che costituiva l'anello di piroclastiti ed il bacino lacustre di Pollara, la cui metà orientale è conservata sull'isola ed affiora nella falesia costiera tra Filo di Branda e Punta Perciato (CALANCI *et alii*, 1987).

Proseguendo lungo la costa settentrionale, ad E di P.ta Perciato, dopo un'area al traverso di Punta Fontanelle in cui è assente il deposito terrazzato, ma affiora il basamento, il corpo deposizionale riappare alla stessa profondità della zona occidentale, con spessori di 25-30 ms ed una struttura interna ancora riferibile a due fasi di progradazione distinte, che a volte danno luogo ad un doppio ciglio deposizionale a profondità di 40-50 e 60-70 ms. Gli spessori del TDS diminuiscono, fino quasi ad estinguersi, prima di Capo Faro. In corrispondenza del Capo, il deposito torna ad essere di spessore significativo (fino a 35 ms) per poi scomparire verso sud, con evidenze di dislocazioni gravitative.

Nella carta sono riportati i principali centri vulcanici che costituiscono l'isola (asterischi) e la localizzazione dei carotaggi a gravità effettuati nel settore antistante la costa occidentale di Salina (SAL92-22 e SAL92-24).

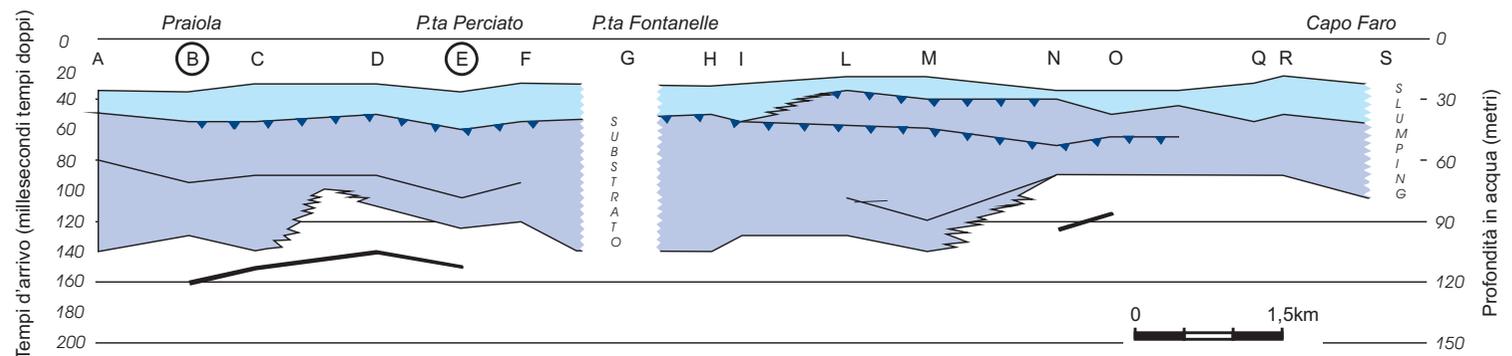
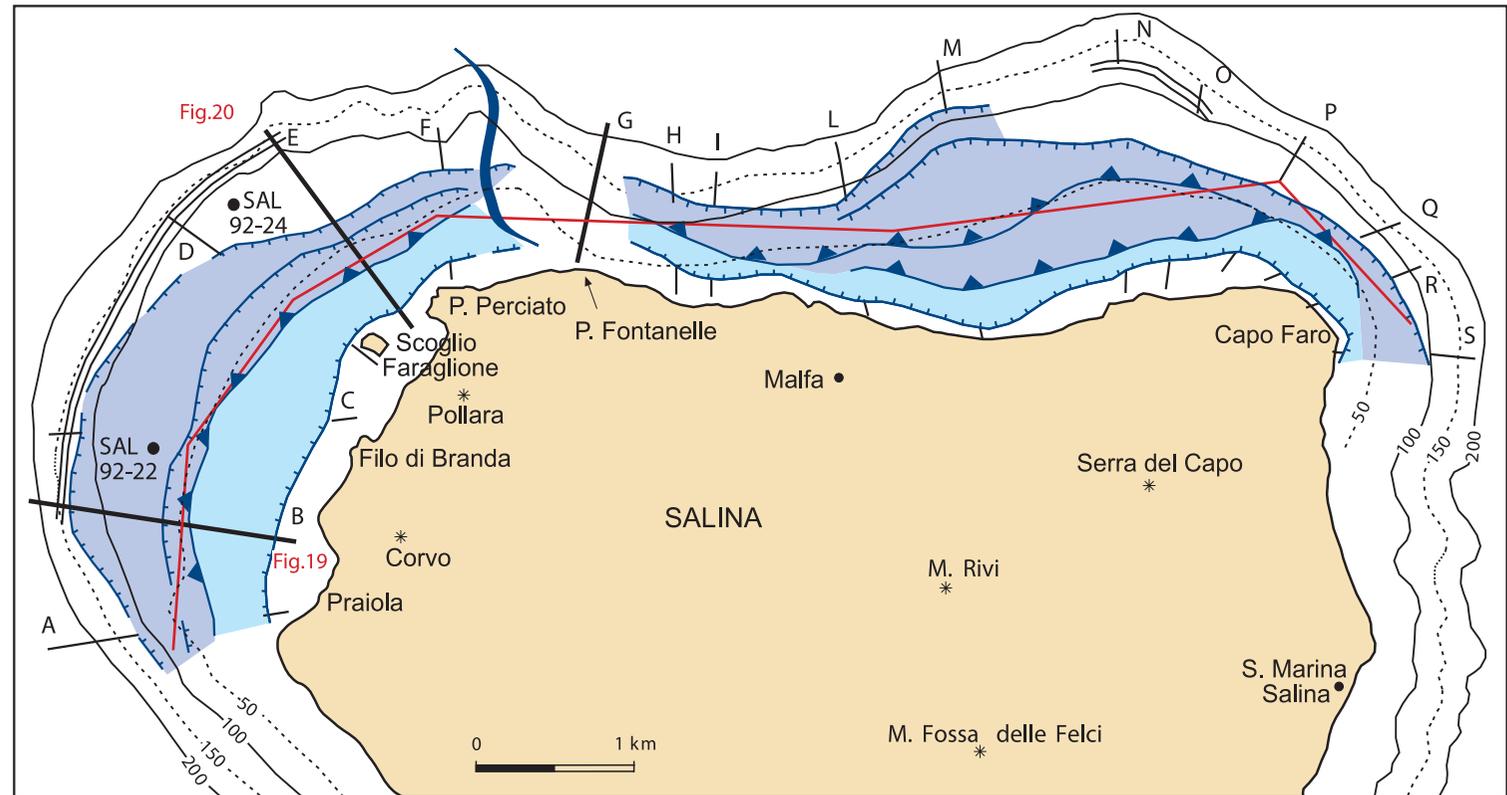


Diagramma di profondità dei TDS di Salina

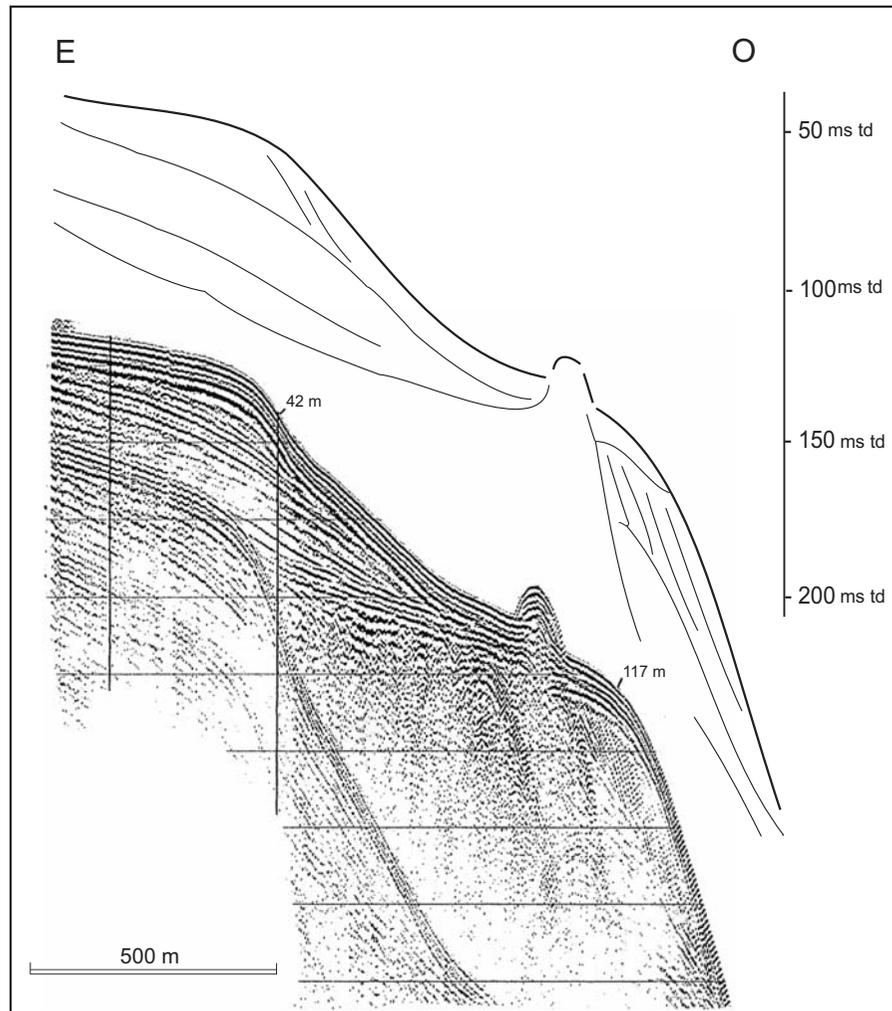


Fig. 19 - Profilo sismico trasversale a costa al largo di Praiola (linea B in fig. 18). All'interno del corpo deposizionale si riconoscono almeno due fasi di progradazione, la più recente delle quali genera un ciglio morfologico sul fondo marino ed è caratterizzata da una maggiore acclività dei foreset e, almeno in parte, da una minore estensione trasversale rispetto alla sottostante. La fase progradante inferiore poggia su un'ampia piattaforma di abrasione con ciglio tra 140 e 160 ms, che si sviluppa parallelamente a costa e che probabilmente corrisponde all'estensione dell'antico apparato di Corvo (centro eruttivo nell'area di Filo di Branda). Nella parte più esterna del profilo si osserva un'asperità morfologica del basamento vulcanico che dà luogo ad un'iperbole di diffrazione; si osserva inoltre la presenza di un ulteriore TDS esterno con foreset molto acclivi che non è stato mappato a causa della sua limitata estensione laterale.

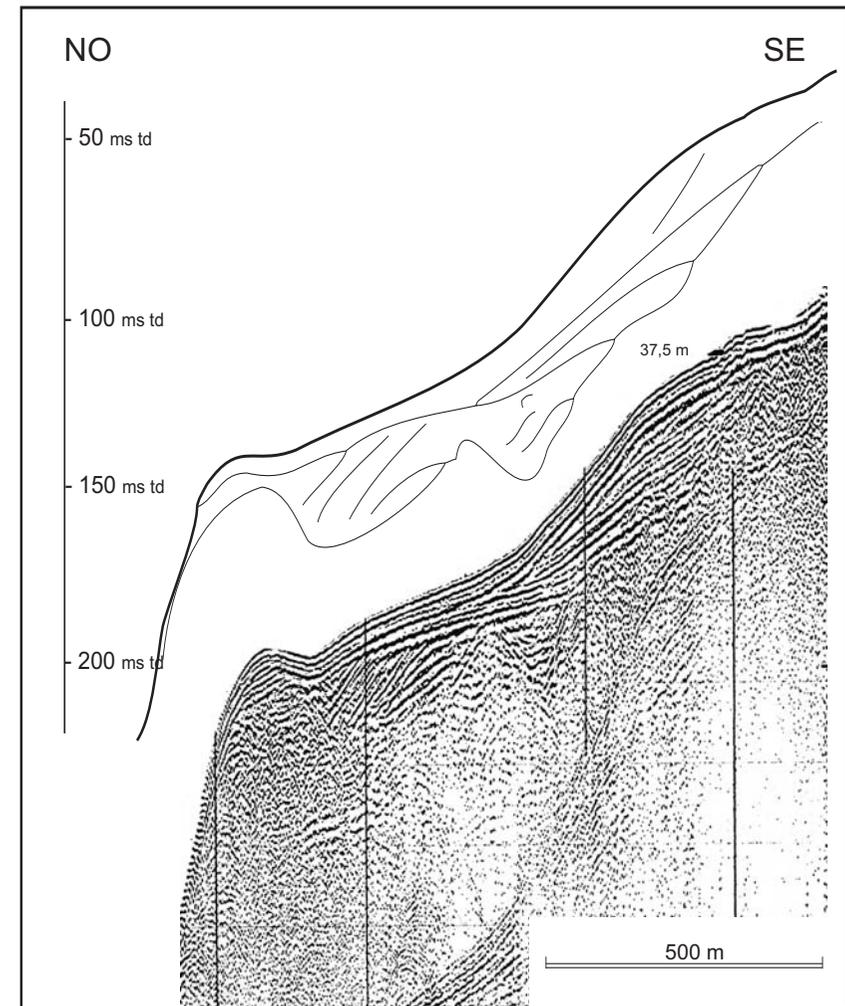


Fig. 20 - Profilo sismico trasversale a costa in corrispondenza del centro eruttivo di Pollara (linea E in fig. 18). Anche in questo caso si osservano le due fasi progradanti costituenti il deposito terrazzato con ciglio a 60 ms. In questa sezione sismica il deposito terrazzato poggia direttamente su un settore della piattaforma di abrasione interessato da dislocazioni tettoniche e tasche di depositi vulcanogenici.

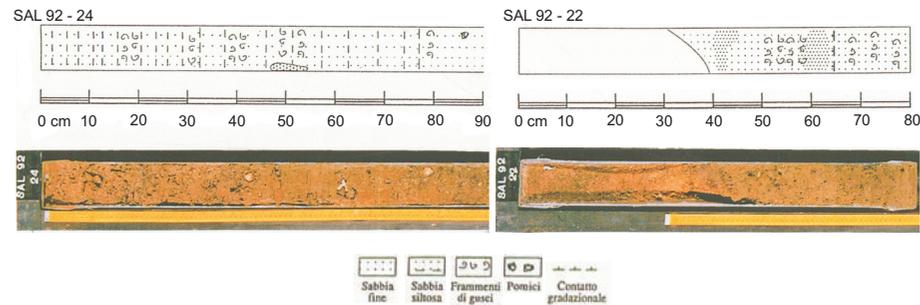
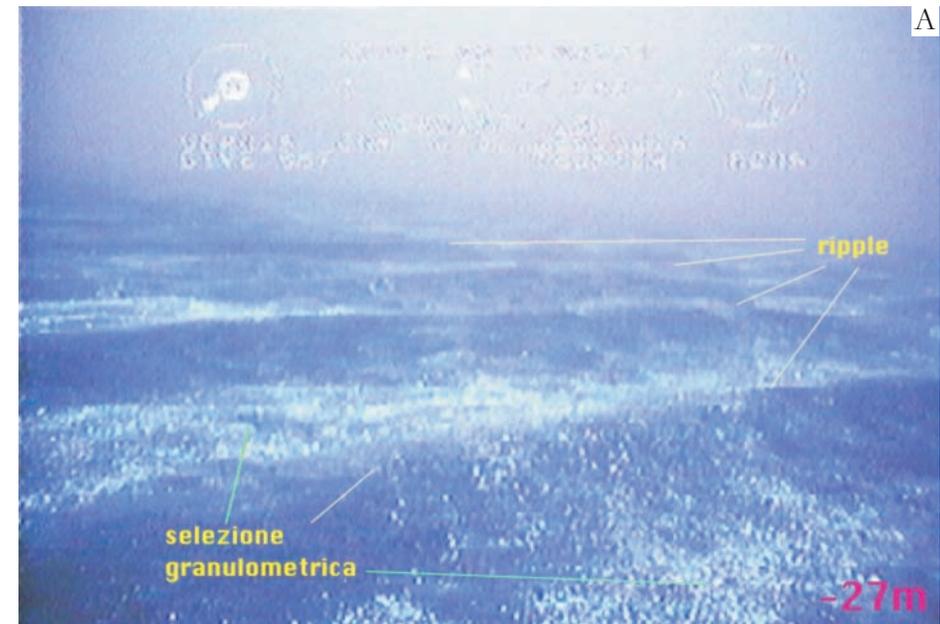
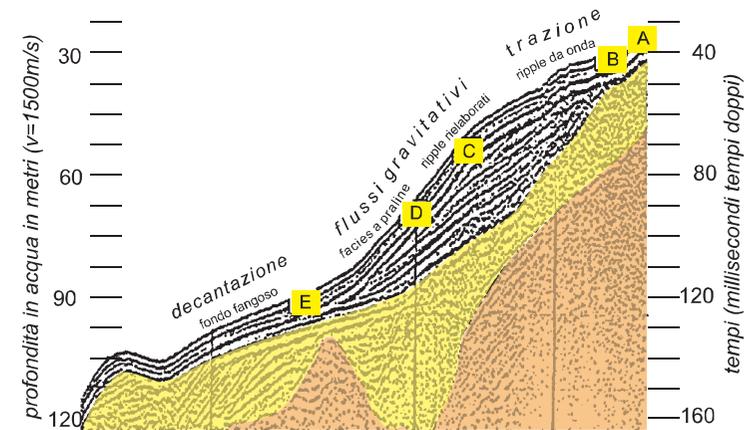


Fig. 21 - Carote SAL 92-22 e SAL 92-24 provenienti dalla scarpata frontale del TDS nel settore occidentale dell'Isola di Salina (ubicazione in fig. 18). Le carote, prelevate attorno a 90-100 m di profondità, sono lunghe rispettivamente 80 e 120 cm; esse sono costituite da sabbia vulcanica e bioclastica fine, spesso siliosa, con frequenti lag di tritume conchigliare e intervalli con gradazione diretta. Il trend evolutivo, pur difficilmente osservabile in carote di così limitata lunghezza, è alla diminuzione delle tessiture verso l'alto. Le analisi biostratigrafiche hanno messo in evidenza un elevato grado di rimaneggiamento (a volte fino al 90% delle microfane bentoniche) che quindi non permette una buona indicazione paleobiotimetrica. Associazioni di faune planctoniche riferibili all'Optimum Climatico (ultimi 4-5 ka) si trovano presso la base della carota SAL 92-22 (il cui top non si è preservato nel corso del campionamento) e tra i cm 20 e 40 nella SAL 92-24; quest'ultima contiene nella porzione basale (cm 90-118) un'associazione planctonica (caratterizzata da *G. truncatulinoides* rarissima, *G. ruber* di tipo "leggero", *G. praecalida*, *G. tenellus*) indicativa dell'intervallo di 8-9 ka fa (A. ASIOLI, comunicazione personale). Va ricordato che le carote sono ubicate su un settore di piattaforma estremamente ben alimentato durante gli ultimi 13.000 anni per lo smantellamento dell'anello di piroclastiti relativo all'attività più recente del centro di Pollara.

Fig. 22 - Sulla costa nord occidentale dell'Isola di Salina, lungo una rotta circa coincidente con il profilo sismico di fig. 20, è stato eseguito un transetto di riprese R.O.V. (Remote Operated Vehicle). Per realizzare tale transetto è stata fatta derivare la nave nella direzione voluta mentre il R.O.V. veniva fatto avanzare con la sua propria propulsione, arrestandosi in corrispondenza dei lineamenti più interessanti. In questo modo si è raccolta una documentazione visiva continua dei fondali tra le profondità di 20 e 120 m. Nel profilo sismico (in alto) è indicata la posizione approssimativa delle immagini (A-E) riprodotte qui di seguito. Sottocosta, in corrispondenza del tetto del terrazzo deposizionale sommerso, si osservano ripple da onda, biforcati con lunghezze d'onda tra 0,5 e 0,7 m ed altezze di 10-15 cm (A). Il sedimento è composto da detrito vulcanoclastico grossolano; nei ripple si osserva una forte selezione granulometrica dei sedimenti, con concentrazione nei ventri delle forme di fondo di frammenti di pomici, anche di grandi dimensioni, dal caratteristico colore chiaro. E' verosimile che le forme di fondo si formino a causa dell'azione del moto ondoso sul tetto del terrazzo, che rimuove la parte più sottile del sedimento. Le forme a più grande profondità, probabilmente generate durante gli eventi meteomarinari di maggior energia (quindi inattive al momento del rilievo), vengono disarticolate dall'attività di echinidi irregolari (*Spatangus purpureus*) a partire dalla profondità di 30 m (B); tale disarticolazione oblitera completamente le strutture sedimentarie alla profondità di 45 m, a partire dalla quale le forme di fondo sono completamente assenti (C). A parte la presenza di echinidi e di rari tunicati (*Fallusia mamillata*), impostatisi sui clasti isolati di maggiori dimensioni (decimetrici), in genere il fondale è relativamente azoico, con assenza di organismi bentonici vagili sul sedimento. Sulla scarpata frontale del terrazzo il sedimento è composto di clasti di grandi dimensioni, con frazione sottile totalmente assente. Da 65 a 80 m di profondità è presente una facies a "praline", costituita da alghe calcaree incrostanti (*Melobesia*) che incrostanto i granuli su tutta la loro superficie (immagine D). Questa particolare facies richiede un rotolamento dei granuli sul fondo per il suo sviluppo (PERES & PICARD, 1964) ed è quindi possibile che indichi processi deposizionali sulla scarpata (pendenza ~10°) essenzialmente di tipo gravitativo.



Si osservano rari tunicati (*Fallusia mamillata*), impostatisi sui clasti isolati di maggiori dimensioni (decimetri). Al piede della scarpata frontale la frazione limosa, di probabile derivazione dal materiale pomiceo sempre presente, compare prima a chiazze e poi diviene predominante; le facies a praline sono quasi completamente assenti, compaiono echinidi regolari (*Cidaris cidaris*) mentre l'attività di vermi policheti sedentari produce vulcani di fango alti fino a oltre 10 cm. Al termine del transetto R.O.V. (E) si osserva un piccolo affioramento di basalto incrostanto da alghe calcaree e verdi, probabilmente riferibile al rilievo del basamento vulcanico riconoscibile all'estremo del transetto sismico.



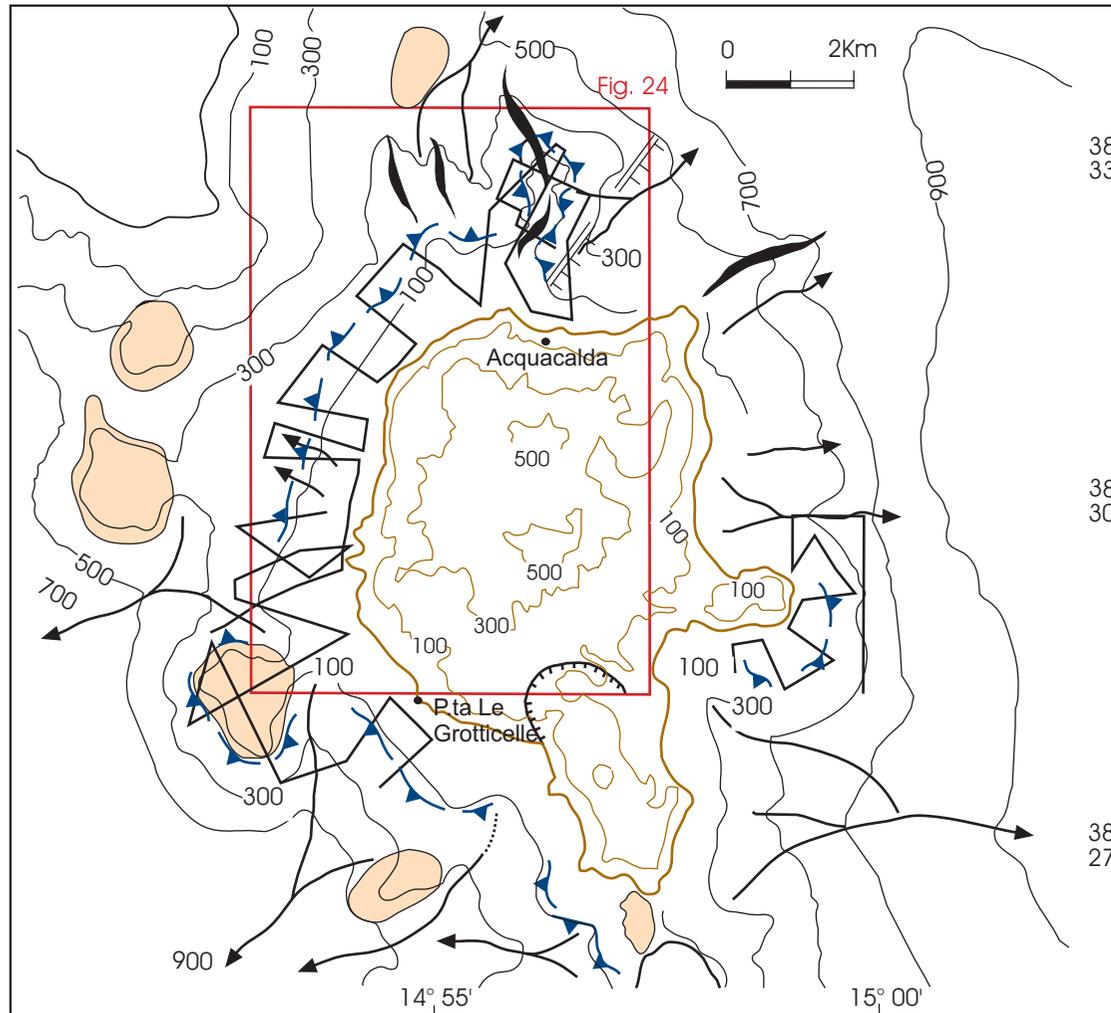


Fig. 23 - La parte sommersa dell'apparato di Lipari ha una morfologia accidentata per la presenza di profonde incisioni e dei numerosi centri eruttivi secondari, ubicati prevalentemente sul fianco O e N ed allineati lungo una fascia ad andamento circa meridiano. Nell'insieme lo sviluppo del complesso di Lipari appare essere stato sottoposto ad un forte controllo strutturale ad orientazione NNO-SSE, sin dalle prime manifestazioni vulcaniche nel settore. L'allineamento dei centri eruttivi in tale direzione è evidenziato anche dalla distribuzione di un'ampia piattaforma di abrasione, su cui giacciono terrazze deposizionali sommersi, che è presente lungo il fianco nord occidentale e occidentale dell'isola per una lunghezza di 12 km (tra Acquacalda e poco a sud di Punta le Grotticelle), all'estremo S di Lipari (area delle Bocche di Vulcano) e, seppure con limitata estensione, attorno al promontorio di M. Rosa. In corrispondenza della piattaforma di abrasione, sulla costa sono presenti in genere prodotti vulcanici del periodo "pre-irreniano" (ad eccezione del settore meridionale dell'isola). Sul fianco orientale non sono presenti TDS, in quanto il versante, la cui base è posta ad oltre 900-1000 m di profondità, è molto ripido e solcato da numerosi canyon.

ISOLA DI LIPARI

L'isola di Lipari è la maggiore dell'arcipelago eoliano (37.5 km²); la sua forma deriva da una complessa sovrapposizione di più edifici vulcanici, avvenuta in almeno quattro periodi principali di attività compresi negli ultimi 200 ka circa (PICHLER, 1980; DE ROSA *et alii*, 1985).

In particolare, i prodotti del ciclo più antico dell'attività subaerea del complesso ne costituiscono la porzione centro- e nord-occidentale e sono relativi alla costruzione di una decina di apparati vulcanici (Timponi), allineati lungo la principale direttrice tettonica del settore ad orientazione NNO-SSE.

Altri due centri costituiscono il promontorio di M. Rosa che si estende con direzione E-O, nella costa centro-orientale dell'isola.

Tutti questi prodotti sono incisi da uno o più livelli di conglomerato di abrasione marina, posti a quote comprese tra 10 e 40 metri lungo la costa O e NO di Lipari, la cui presenza ha permesso di definire i due maggiori periodi di attività vulcanica (pre- e post-erosivo), separati da almeno un evento di ingressione marina (BARGOSSO *et alii*, 1989).

L'attività seguente (ultimi 125 ka) mostra una leggera migrazione verso E e dà luogo alla costruzione del settore centro-settentrionale dell'isola; negli ultimi 35-40 ka si hanno le ultime fasi di attività, confinate entro aree soggette a collassi vulcano-tettonici e caratterizzate da alta esplosività, estrusione di duomi endogeni e composizione acida dei magmi (PICHLER, 1980; DE ROSA *et alii*, 1985).

Tale attività è ubicata nel settore NE di Lipari ed in quello meridionale, dove sembra interessare anche l'area sommersa compresa tra Lipari e Vulcano.

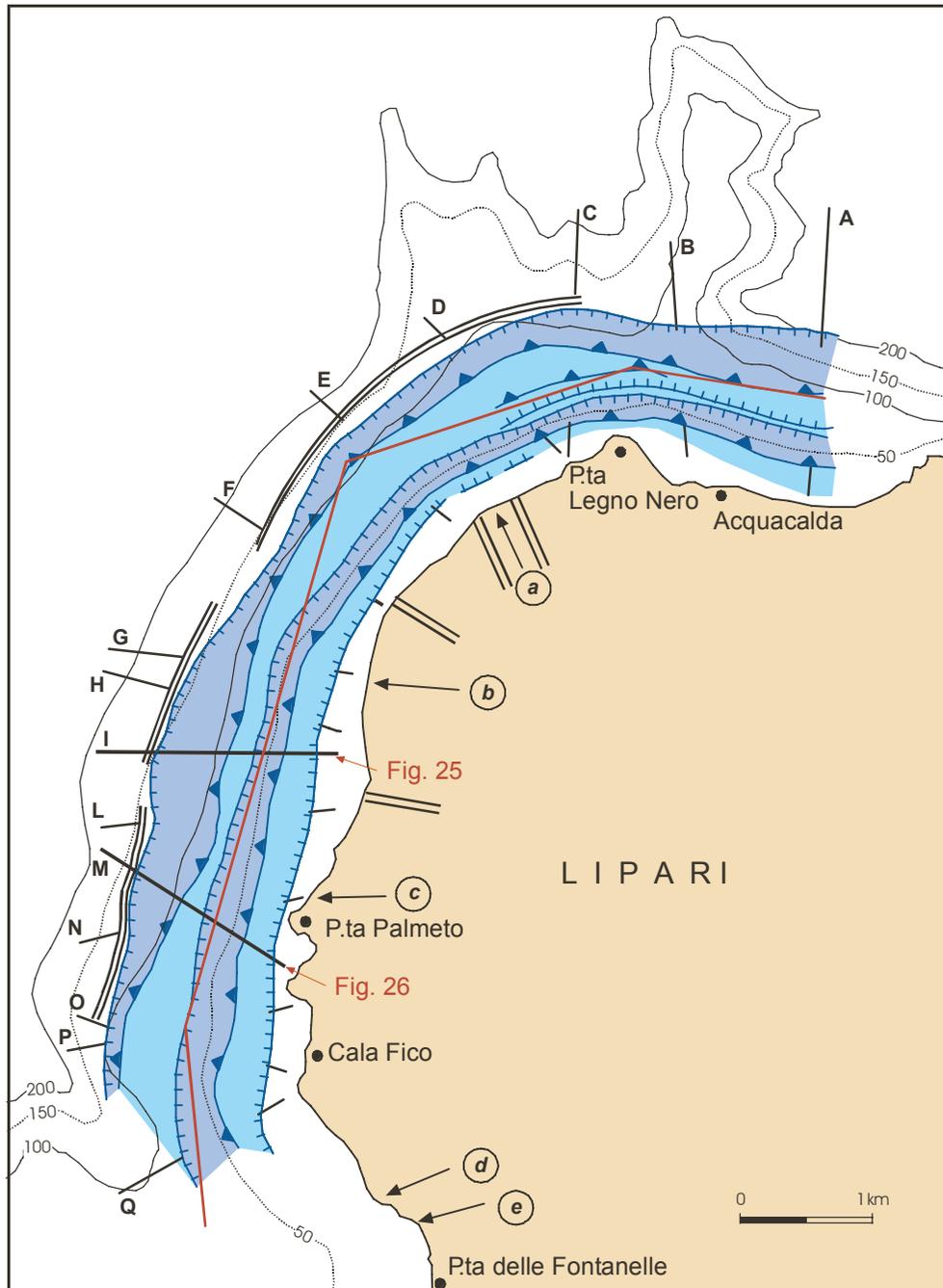


Fig. 24 - Mappa dei TDS presenti nel settore NO di Lipari. Le lettere a-e lungo la costa dell'isola ed alla base del diagramma sottostante, rappresentano l'ubicazione delle sezioni stratigrafiche costiere riportate in fig.27; i simboli che le delimitano rappresentano possibili discontinuità strutturali. Sul fianco nord-occidentale dell'isola è presente con continuità un terrazzo superiore, con spessori di 30-50ms e ciglio a profondità comprese tra 30 e 50 ms. Nel dettaglio si osserva che la profondità del ciglio aumenta in maniera graduale da P.ta del Legno Nero verso S sino a Pietra del Bagno. Anche da P.ta del Legno Nero verso E (settore di Acquacalda), la profondità del ciglio deposizionale aumenta un poco, similmente a quanto fa quella di un terrazzo più profondo, anch'esso spesso una trentina di ms e caratterizzato da un doppio ciglio deposizionale di fronte a P.ta del Legno Nero. Di questo terrazzo non si riconosce la geometria interna a causa della scarsa penetrazione del segnale sismico, che potrebbe indicare litologie grossolane e/o molto eterogenee.

Da P.ta del Legno Nero verso S, il terrazzo inferiore diviene meglio sviluppato e si possono riconoscere più fasi deposizionali sovrapposte (fig. 25). Il ciglio del TDS inferiore aumenta gradualmente di profondità (da 115 ms a P.ta del Legno Nero sino a 145 a N di Pietra del Bagno). Nel dettaglio però si osserva come il terrazzo sia caratterizzato da un'estrema variabilità laterale, in quanto i corpi che lo compongono hanno estensione limitata e geometrie interne molto variabili, anche alla scala dell'interdistanza dei profili sismici (6-700 m).

A partire da P.ta Palmeto verso S i due TDS tendono ad entrare in coalescenza (fig. 26) e, pure se è ancora possibile definire due distinti cigli deposizionali, non sono più ben chiari i rapporti tra i relativi depositi, specie in corrispondenza del Banco del Bagno dove il deposito si distribuisce sull'ampia piattaforma di abrasione che unisce la secca alla struttura dell'isola e, verso sud, fino a Punta delle Fontanelle, dove il ciglio deposizionale si ritrova a circa 140-145 ms. Ancora più a sud, nella porzione sudoccidentale dell'isola di Lipari, oltre al solito terrazzo superiore il cui ciglio si trova a 35-40 ms di profondità, è presente un terrazzo inferiore con ciglio attorno a 100-120 ms (tale settore non è stato diagrammato per la sua estensione relativamente limitata).

Nel diagramma è stato indicato anche l'andamento del ciglio della piattaforma di abrasione. Le linee spezzate sotto tale diagramma schematizzano la suddivisione in settori costieri che, sulla base dell'osservazione dei TDS e dei terrazzi marini affioranti sull'isola, sono apparsi separati da discontinuità strutturali o di origine morfologica. I settori a e b sembrano essere ribassati rispetto ai settori adiacenti.

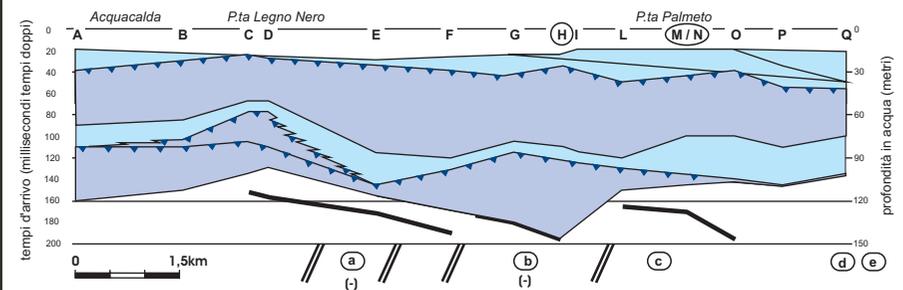


Diagramma di profondità dei TDS di Lipari

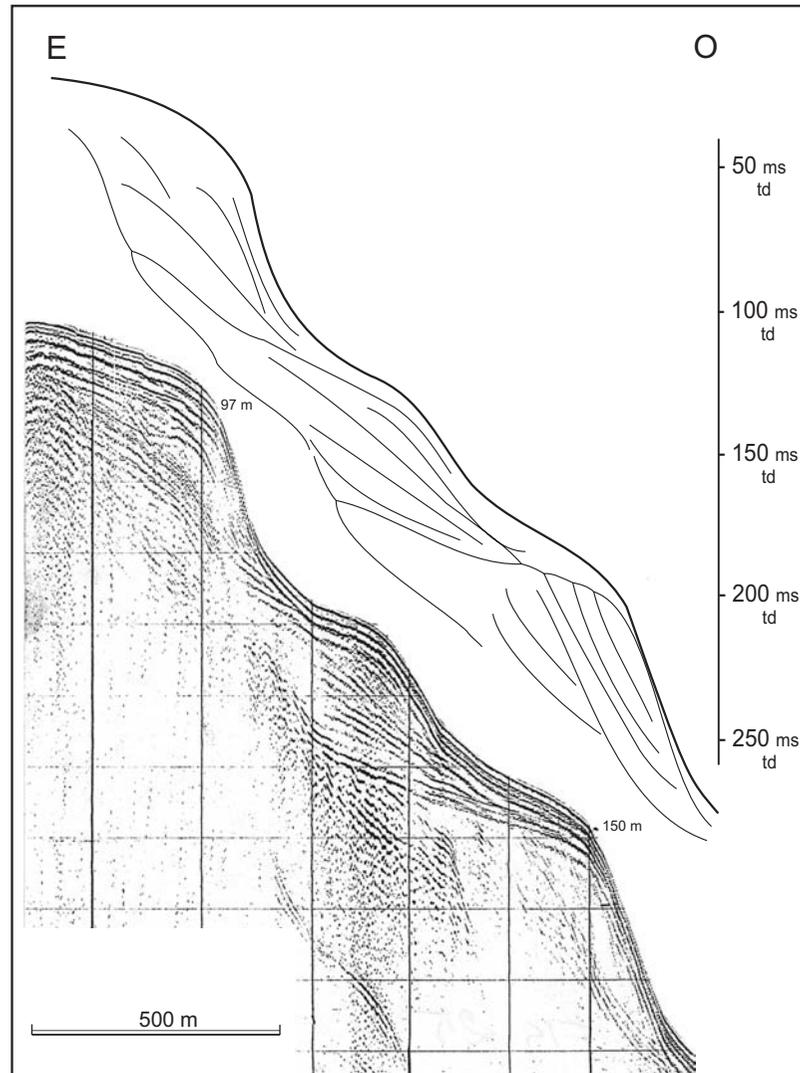


Fig. 25 - Profilo sismico perpendicolare a costa sul versante occidentale dell'Isola di Lipari (linea I in fig. 24). Si osservano almeno tre terrazzi deposizionali, composti da più corpi con struttura interna progradante (l'inferiore, per la sua limitata estensione laterale, non è stato considerato nel diagramma in fig. 24). All'interno dei corpi si osserva un generale aumento nel tempo della pendenza dei foreset. Nel terrazzo più superficiale (con ciglio a 35 ms) si osserva anche un'incisione sepolta a circa 20 m di profondità nei pressi della costa. Tali forme sono tutt'altro che infrequenti all'interno dei terrazzi deposizionali sommersi e rappresentano probabilmente strutture dovute a flussi subacquei canalizzati in corrispondenza di corsi d'acqua subacerei (in questo caso presenti nell'antistante settore costiero).

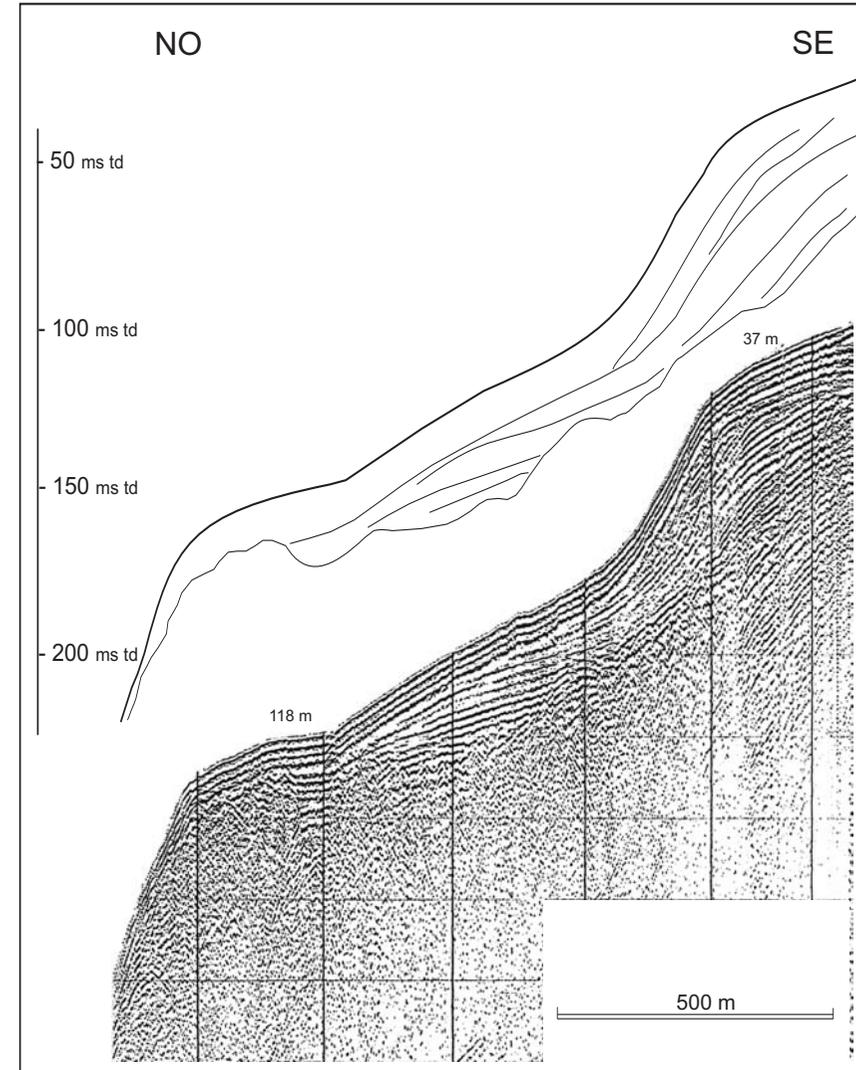


Fig. 26 - Questo profilo sismico trasversale a costa è molto prossimo al precedente (750-1500 m di distanza, vedi linea M in fig. 24). Ciò nonostante tra i due profili si osservano sostanziali differenze morfologiche e stratigrafiche. In particolare il terrazzo superiore è interessato da probabili fenomeni di instabilità gravitativa al piede, segnalati da ondulazioni del fondo marino e ricopre completamente il cuneo progradante inferiore che ha perso la sua espressione morfologica terrazzata in superficie, pur essendo ancora presente in sottosuperficie; il deposito inferiore è ancora costituito da due fasce progradanti ma con spessori notevolmente ridotti. Il terrazzo più profondo su cui progradavano i terrazzi intermedio e superiore del profilo precedente, è scomparso ed è stato sostituito dal bordo esterno della piattaforma d'abrasione, il cui ciglio erosivo qui si trova a profondità superiori a 120 m.

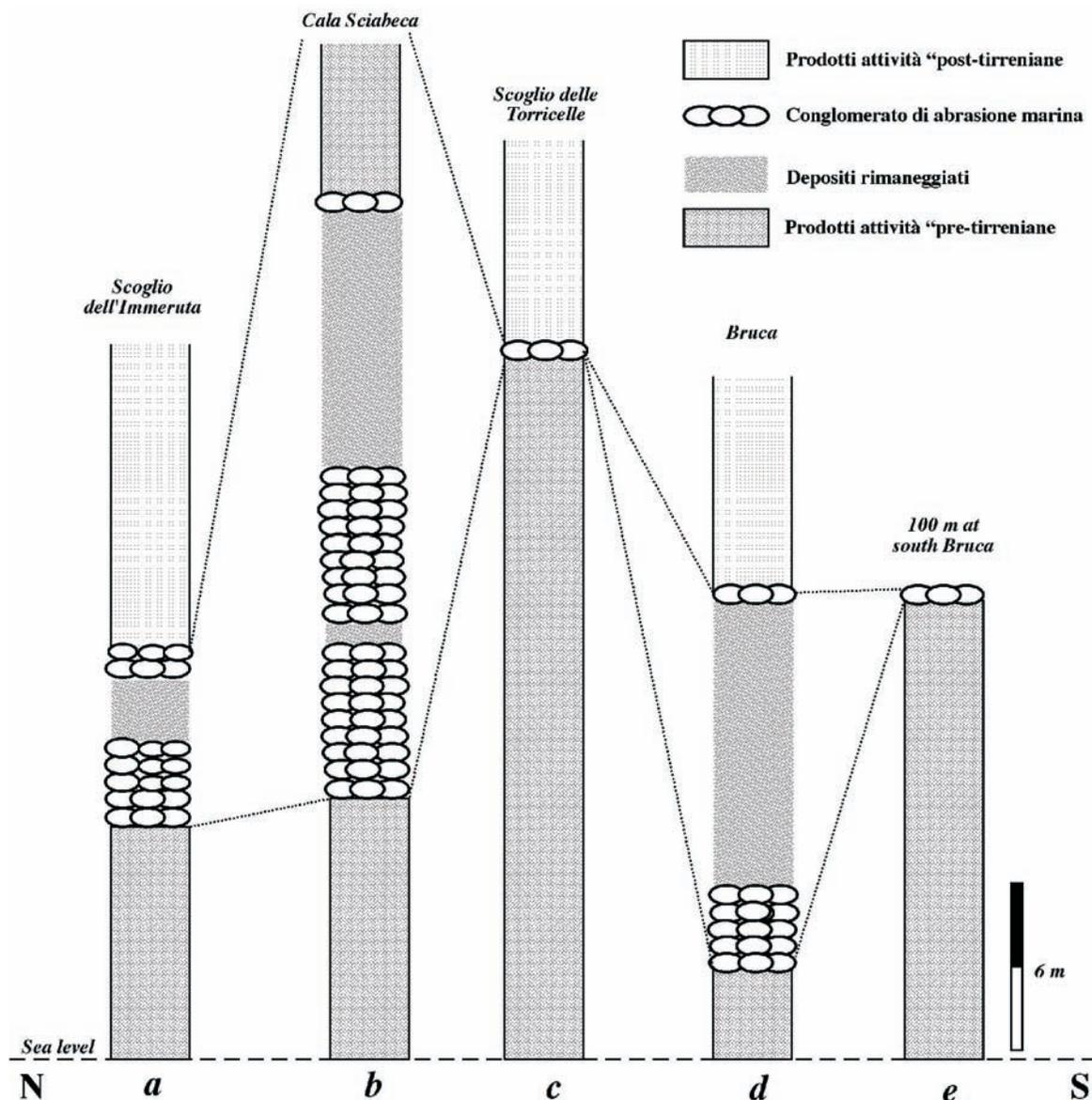


Fig. 27 - Sezioni stratigrafiche della costa NO di Lipari (ubicazione in fig. 24). E' stato effettuato, per la costa nord-occidentale di Lipari, un confronto tra i lineamenti sommersi e gli antistanti settori costieri, lungo cui sono presenti livelli conglomeratici marini a quote variabili tra 20 e 40 metri sul l.d.m. Essi sono testimoniati da morfologie e depositi di origine marina (quali livelli conglomeratici associati a biocostruzioni ricche in resti di organismi marini rappresentativi di comunità infralitorali superficiali). Sulla base della loro posizione stratigrafica, della quota e del contenuto paleontologico, analoghi livelli osservati sulle isole di Filicudi, Salina, Panarea e Lipari, sono stati generalmente associati a pulsazioni eustatiche del Tirreniano, ipotizzando per tali apparati tassi medi di sollevamento compresi tra 0.3 e 0.6 mm/a negli ultimi 125 ka (KELLER, 1980b; PICHLER, 1980; RADTKE, 1986; CORSELLI & TRAVAINI, 1989; LUCCHI, 1999, LUCCHI *et alii*, 1999).

Il rilevamento geologico di dettaglio che è stato effettuato lungo la costa nord ed ovest di Lipari, (LUCCHI, 1999) ha permesso di correlare tra loro i diversi livelli di conglomerato (rappresentati nelle sezioni stratigrafiche a lato), oltre che di individuare i principali lineamenti neotettonici del settore costiero. Questo studio è stato confrontato con l'andamento delle principali morfologie dei TDS e con i valori di profondità dei cigli erosivi, dall'andamento più marcato rispetto ai relativi lineamenti deposizionali. Si osserva una buona correlazione tra gli andamenti dei settori adiacenti lungo la costa NO di Lipari e gli antistanti settori di piattaforma, per i quali è possibile delimitare aree soggette a movimenti verticali differenti, separati da linee di discontinuità (Fig. 24). In particolare, a sud di Punta del Legno Nero si assiste ad un graduale abbassamento di quota dei principali parametri dei TDS e del ciglio erosivo della piattaforma di abrasione, che giunge sino ad oltre 190 ms di profondità (fig. 24).

Settori ribassati sono presenti in corrispondenza della sezioni stratigrafiche **a** (dove un settore dell'apparato è interessato da locale abbassamento tettonico lungo strutture orientate NO-SE) e **b** (ubicata al centro di un ampio settore entro cui passano le linee sismiche F, G, H, I di fig. 24). In quest'ultimo caso si osserva, corrispondentemente, un marcato incremento di spessore del TDS inferiore, cui fa riscontro, nella sezione costiera **b**, un deposito di palespiaggia alternato a livelli conglomeratici multipli (in parte rimaneggiati), per uno spessore complessivo fino a circa 30 metri.

Questo assetto testimonia l'ubicazione di un depocentro morfologico, che avrebbe richiamato una notevole quantità di sedimenti, depositatisi in tempi relativamente brevi e da cui sarebbe stato colmato (non risulta, infatti, particolarmente evidente negli andamenti del TDS superiore). Poco a nord di Punta Palmeto (profili I-L in fig. 24) viene evidenziata la presenza di un alto morfologico, a sud del quale i lineamenti erosivi della piattaforma subiscono un brusco innalzamento di 20-40 ms, che si riflette anche nella situazione stratigrafica dei TDS soprastanti (figg. 24 e 26). La sezione costiera corrispondente (**c**) mostra un livello conglomeratico unico e di limitato spessore, posto a quota piuttosto elevata. Procedendo verso sud, in direzione di Pietra del Bagno (sezioni sismiche P-Q di fig. 24) si assiste nuovamente alla tendenza all'abbassamento dei parametri deposizionali dei TDS e della quota del conglomerato (sezione stratigrafica **d**); si osserva anche uno sdoppiamento del livello conglomeratico con aumento di spessore dei depositi ad esso intercalati.

ISOLA DI VULCANO

Vulcano è la più meridionale delle isole Eolie ed è posta, assieme al complesso di Lipari e ad una serie di centri minori sommersi, lungo la principale direttrice tettonica dell'area, ad orientazione NNO-SSE. L'attività subaerea del

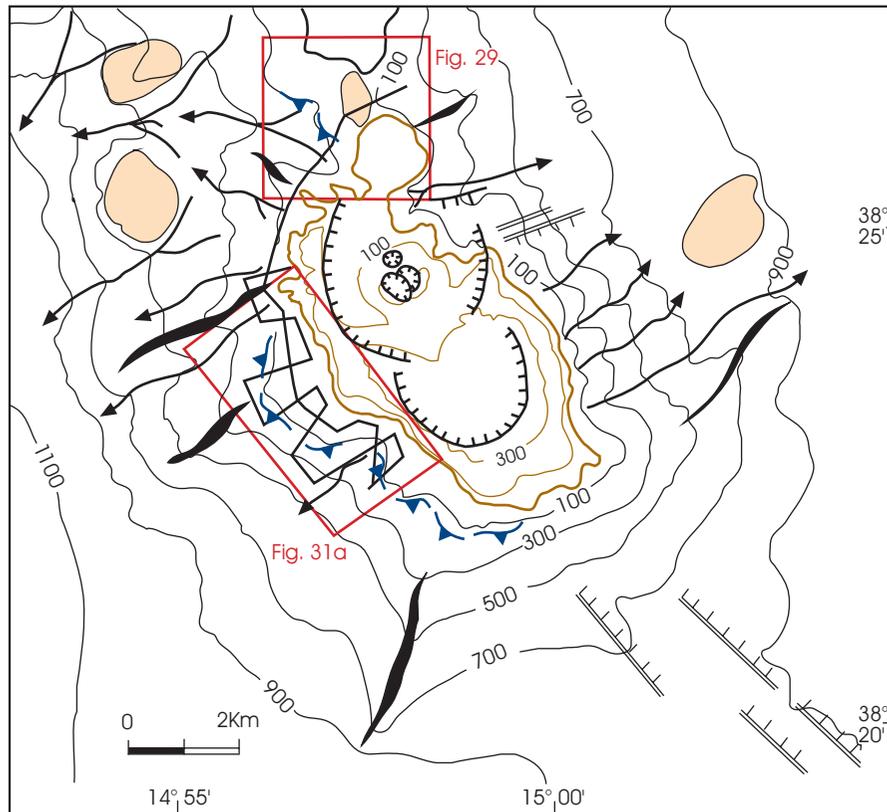


Fig. 28 - L'assetto batimetrico del complesso di Vulcano mostra fianchi ripidi ed incisi da numerosi canyon. La base del complesso, con un diametro di circa 15 km, è posta ad una profondità media di 900-1000 metri.

Nelle porzioni costiere e sommerso meno profonde è presente un'asimmetria morfologica lungo il versante occidentale, inciso da una piattaforma di abrasione nel settore centro-meridionale; tale lineamento non è riscontrabile altrove lungo i fianchi dell'isola. Questo settore corrisponde in parte all'ubicazione del centro laterale di Spiaggia Lunga, i cui resti, rappresentati da lave immergenti in discordanza rispetto al Vulcano Primordiale che le ricopre parzialmente, costituiscono l'unica evidenza di attività subaerea precedente a questo (KELLER, 1980a). Tale assetto testimonierebbe come, già dalle prime fasi dell'evoluzione degli apparati di Vulcano e Lipari, fosse presente un marcato allineamento di probabile origine strutturale (ROMAGNOLI et alii, 1989) mentre l'attività seguente, per entrambe le isole, si sarebbe spostata più ad Est. Terrazzi deposizionali sommersi si sviluppano sia sulla piattaforma di abrasione sopra citata, sia sul versante occidentale delle Bocche di Vulcano, braccio di mare che separa Vulcano da Lipari.

complesso di Vulcano è sempre stata considerata di età post-tirreniana per la mancanza di livelli conglomeratici di abrasione marina osservati su altre isole (KELLER 1980a; FRAZZETTA et alii, 1985). Essa avrebbe portato, circa 110-115 ka fa, alla costruzione del Vulcano Primordiale (GILLOT, 1987), un grande strato-vulcano composito che costituisce l'intero settore centro-meridionale dell'isola e che doveva raggiungere un'elevazione di circa 1000 m sul l.d.m. prima di subire il collasso calderico sommitale ed assumere la sua forma attuale tronco-conica. Dopo un lungo periodo di stasi, la ripresa dell'attività si è verificata con una migrazione da sud verso nord e la costruzione delle porzioni settentrionali del complesso su settori a loro volta collassati, probabilmente in analogia a quanto succedeva nell'area meridionale di Lipari. L'attività più recente (Cono della Fossa, Vulcanello) appare sempre più controllata da strutture tettoniche ad orientazione NE-SO, riconosciute anche nelle porzioni sommerso e nei settori attualmente indiziati di una ripresa dell'attività (GABBIANELLI et alii, 1991).

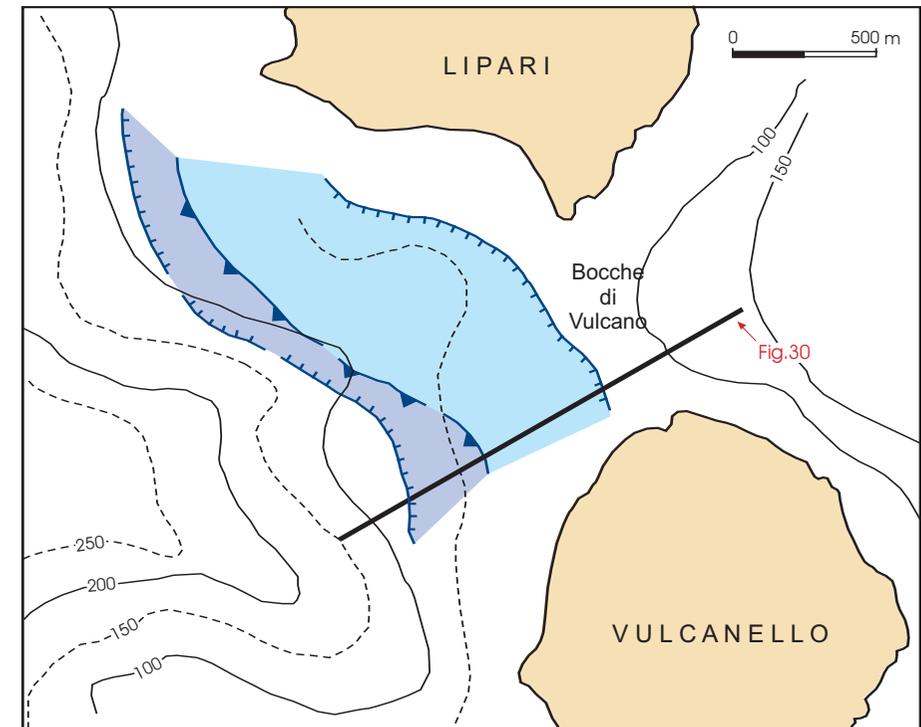


Fig. 29 - Nella parte occidentale, meno acclive, delle Bocche di Vulcano (lo stretto tra l'isola di Lipari e Vulcanello) è presente un terrazzo deposizionale sommerso, delimitato verso Sud dalla testata di un canyon (fig. 28) e appoggiantesi sui resti di un possibile centro eruttivo sepolto, a cui probabilmente sono riconducibili manifestazioni di attività freatomagmatica avvenute nell'area fra 40 e 13 ka (ROMAGNOLI et alii, 1989).

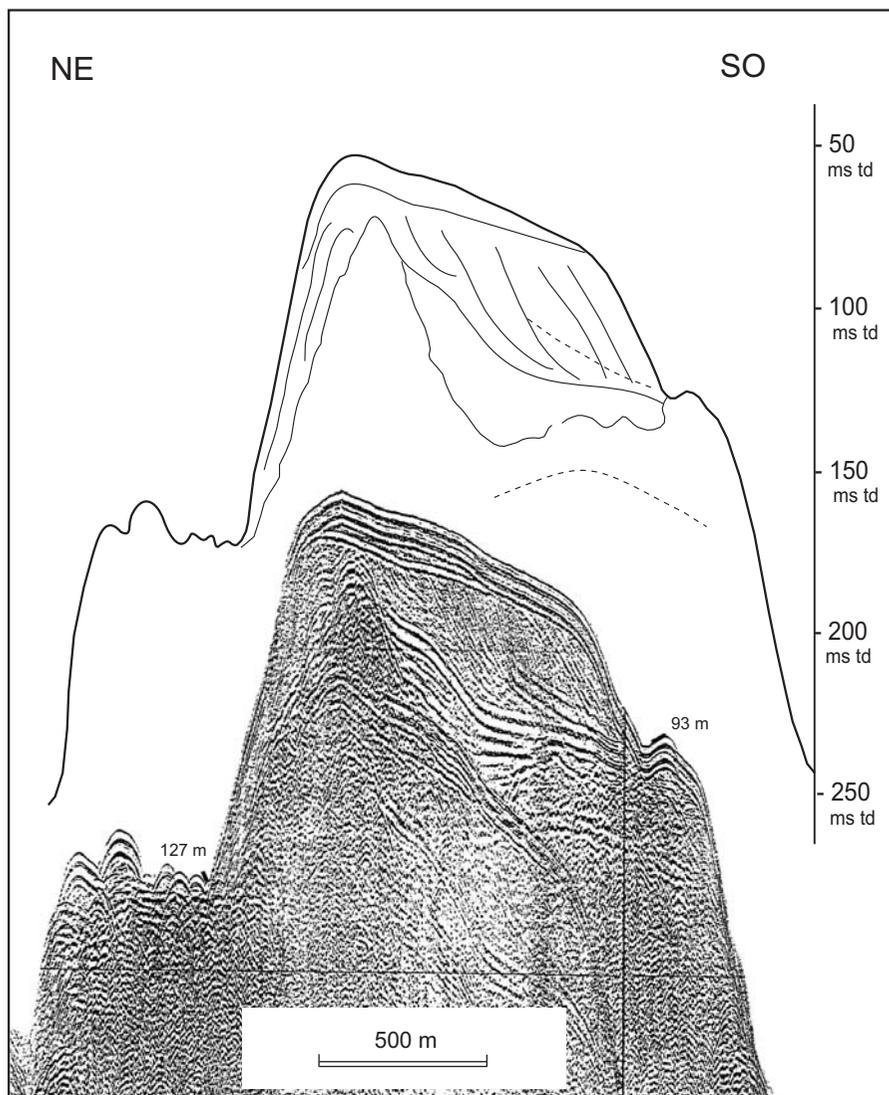


Fig. 30 - In questo profilo sparker 500J, acquisito lungo un transetto E-O passante tra le isole di Lipari e Vulcano, si osserva il terrazzo deposizionale sommerso presente nel versante occidentale dello stretto. Il deposito è molto limitato arealmente ma gli spessori sono molto alti, fino a 50 ms. La profondità del ciglio varia tra 70 e 115 ms. La forte tridimensionalità del terrazzo ed il suo andamento curvilineo generano effetti laterali nelle riflessioni interne al deposito. Il ciglio è comunque ben definito e la struttura interna è progradante con foreset concavi che terminano tangenzialmente sulla superficie di base. Anche in questo caso all'interno del terrazzo deposizionale si possono riconoscere almeno due distinte fasi progradanti. Il TDS delle Bocche di Vulcano non è stato considerato nelle elaborazioni statistiche finali per la sua scarsa estensione laterale.

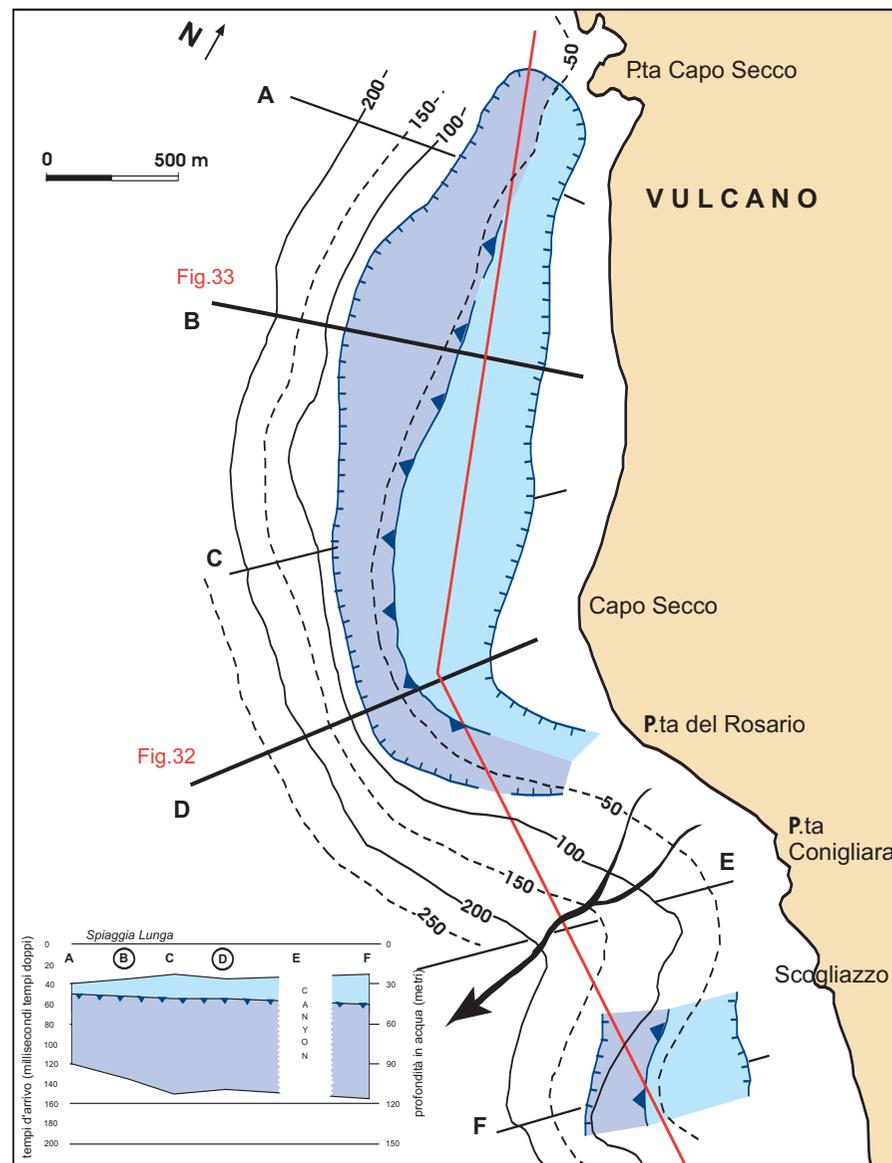


Fig. 31 - Rispetto al versante occidentale della vicina Isola di Lipari, il versante O dell'isola di Vulcano presenta un assetto stratigrafico molto più semplice. E' infatti presente un solo terrazzo deposizionale tra P.ta di Capo Secco e l'estremità meridionale dell'isola. Lo spessore del terrazzo è di circa 30-40 ms, la profondità del ciglio è pressoché costante, attorno a 50 ms. Il deposito è delimitato verso nord da un canyon la cui testata è nei pressi di Punta Capo Secco e anche all'altezza di P.ta Conigliara si interrompe per erosione, per poi riprendere in lembi di limitata estensione fino all'estremità meridionale dell'isola.

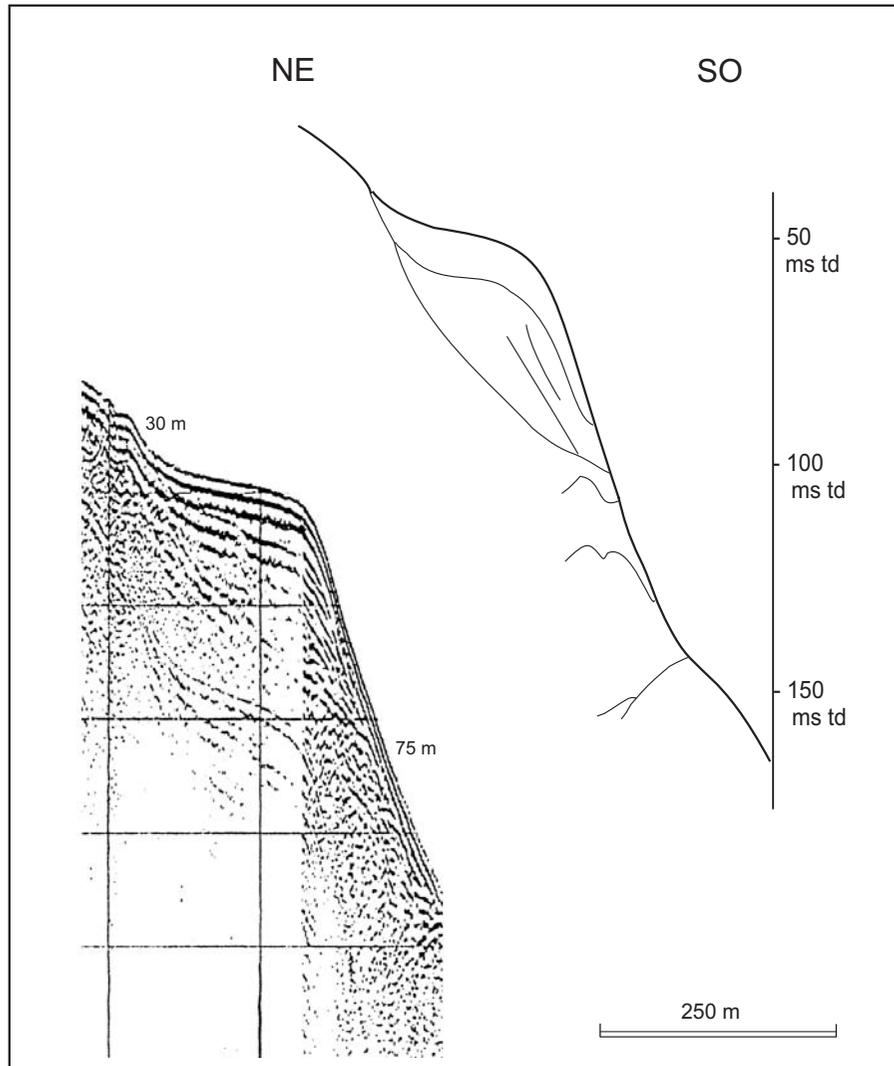


Fig. 32 - Terrazzo deposizionale sommerso sul versante occidentale dell'isola di Vulcano (linea D in fig. 31). Si osserva la struttura interna del deposito, relativamente semplice, e l'estrema acclività dei foreset e della scarpata frontale (superiore a 20°)

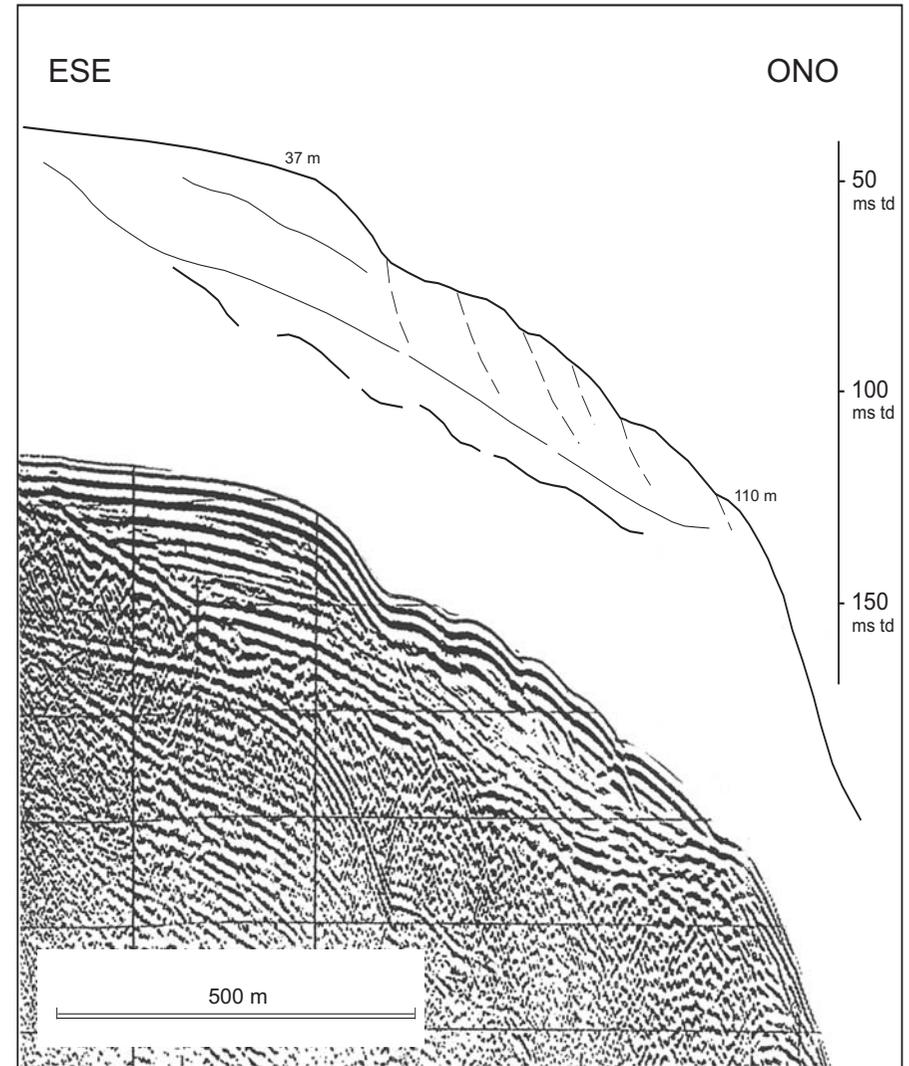


Fig. 33 - Profilo sismico perpendicolare a costa in prossimità della chiusura settentrionale del terrazzo (area antistante Spiaggia Lunga; linea B in Fig. 31). Il deposito, che in questo caso giace su un substrato meno acclive rispetto al precedente profilo, è interessato da dislocazioni gravitative che generano sul fondo del mare dislivelli anche superiori a 10 m. E' possibile che la bassa acclività della scarpata frontale (6°) sia dovuta al riequilibrio morfologico operato proprio dalle dislocazioni gravitative.

ELEMENTI DI DISCUSSIONE

UBICAZIONE DEI TDS RISPETTO AGLI APPARATI VULCANICI

L'osservazione dei TDS sui fondali del settore eoliano centro-orientale indica che terrazzi multipli e ben distinguibili in più fasce di profondità si riscontrano, in particolar modo, sulle porzioni degli apparati vulcanici a più antica attività dell'arcipelago (Panarea, Lipari Ovest, Salina Nord), mentre i due casi nei quali sono stati rilevati solo i terrazzi più superficiali (Vulcano Ovest, Stromboli Sud) corrispondono ad apparati vulcanici di età più recente. Dal confronto con le carte bati-morfologiche delle cinque isole (Figg. 4, 9, 17, 23, 28), risulta comunque evidente l'ubicazione preferenziale di tutti i TDS osservati in coincidenza con le piattaforme di abrasione sommerse che orlano buona parte degli apparati. In particolare, per quanto riguarda Lipari, Salina e Panarea, tali piattaforme incidono i prodotti vulcanici corrispondenti alle fasi di attività genericamente considerate di età "pre-tirreniana" (Fig. 34).

Per le isole più giovani (Vulcano e Stromboli, così come Alicudi; ROMAGNOLI, 1989 e 1990; questo volume) esiste una buona corrispondenza con i settori che, nel corso dell'evoluzione che ha portato gli apparati all'emersione, ne rappresentavano le porzioni apicali, prossime al livello del mare (più antiche di 100-110.000 anni fa secondo le datazioni riportate in GILLOT & VILLARI, 1980; GILLOT & KELLER, 1993).

La presenza di piattaforme di abrasione preesistenti pare, quindi, avere favorito la formazione e/o la conservazione dei TDS; si è spesso verificato, infatti, come i corpi deposizionali chiudano lateralmente in corrispondenza della scomparsa della piattaforme sottostanti, il cui gradiente ed ampiezza trasversale a costa sembrano controllarne sviluppo e geometria (es.: pendenza dei *foreset*).

I TDS con spessori particolarmente elevati (fino a 60 ms) e notevole sviluppo areale sia parallelamente che trasversalmente a costa, sono apparsi poi ubicati in coincidenza con quei settori nei quali lo smantellamento dei depositi piroclastici nelle aree costiere adiacenti ha messo in gioco una notevole quantità di depositi poco coerenti (es: Pollara, costa Ovest di Salina). Osservazioni del tutto analoghe sulla distribuzione spaziale dei TDS si sono ottenute per l'apparato vulcanico di Linosa (ROMAGNOLI, questo volume).

Dove non sono presenti piattaforme di abrasione, l'acclività dei fianchi vulcanici "primari" non favorisce la permanenza di sedimento a basse profondità ma ne causa, spesso, la rimobilizzazione gravitativa verso la base dei complessi.

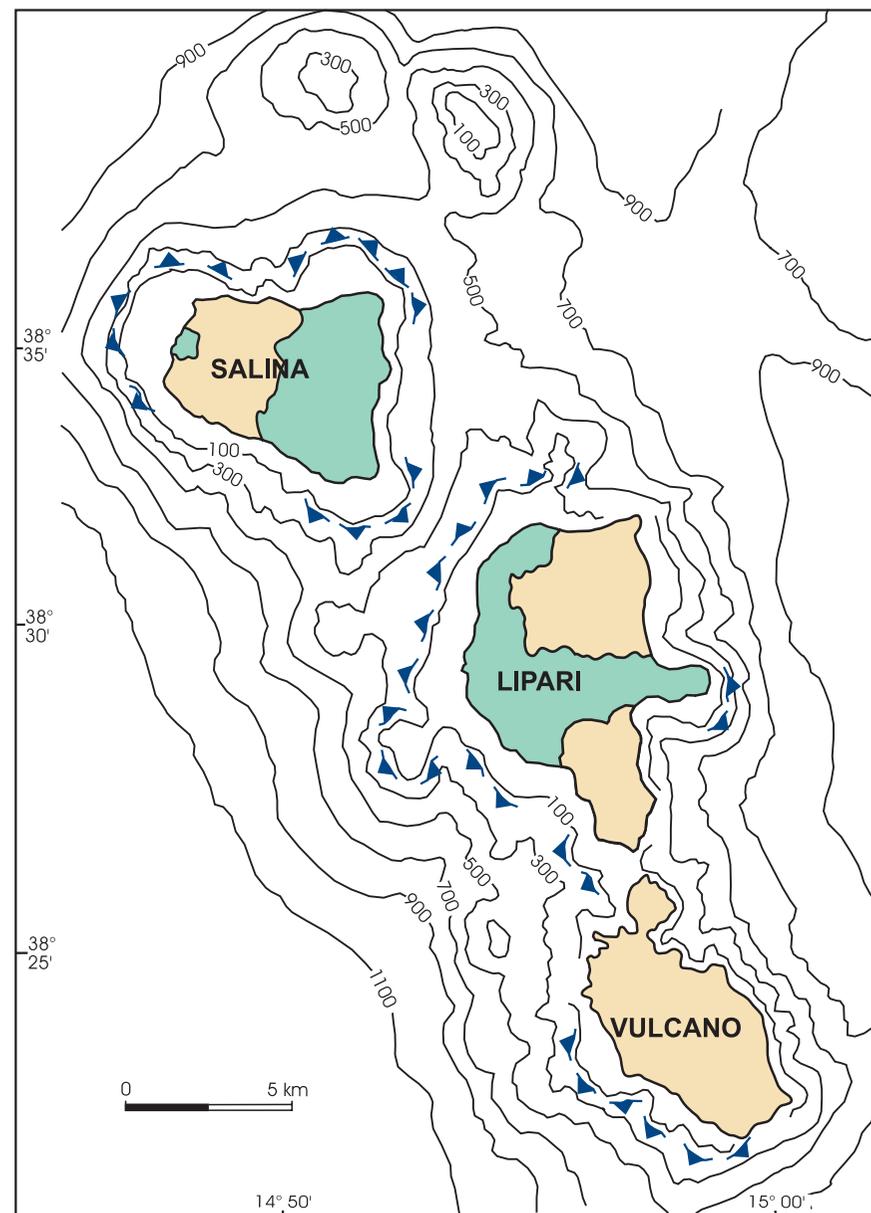


Fig. 34 - Distribuzione delle piattaforme di abrasione marina attorno alle isole del settore centrale eoliano. Si nota la corrispondenza con le porzioni dei complessi di età "pre-tirreniana" (verde) per Salina e Lipari e, per quanto riguarda Vulcano, con i prodotti della costa sud-occidentale connessi alle prime fasi di attività subaerea dell'apparato.

RAGGRUPPAMENTO DEI TDS ATTORNO A PROFONDITÀ SIGNIFICATIVE

Negli istogrammi di Fig. 35 sono diagrammati i valori di profondità dei parametri morfologici più importanti per la descrizione dei TDS (apertura e ciglio deposizionale). Come si vede i valori mostrano distribuzioni significative che definiscono almeno tre raggruppamenti principali. Il raggruppamento più consistente (una cinquantina di casi censiti, con valori misurati sui fondali di tutte e cinque le isole) è molto ben definito, ha il ciglio attorno alla profondità di 30-40m (40-55 ms) e l'attacco circa 15 m più in alto. Un secondo raggruppamento intermedio (36 casi, osservati principalmente a Lipari e Panarea) ha il ciglio a 75-100 m (100-130 ms); anche per questi terrazzi l'attacco si trova circa 15 m più in alto. E' interessante notare come per quest'ultimo raggruppamento i valori

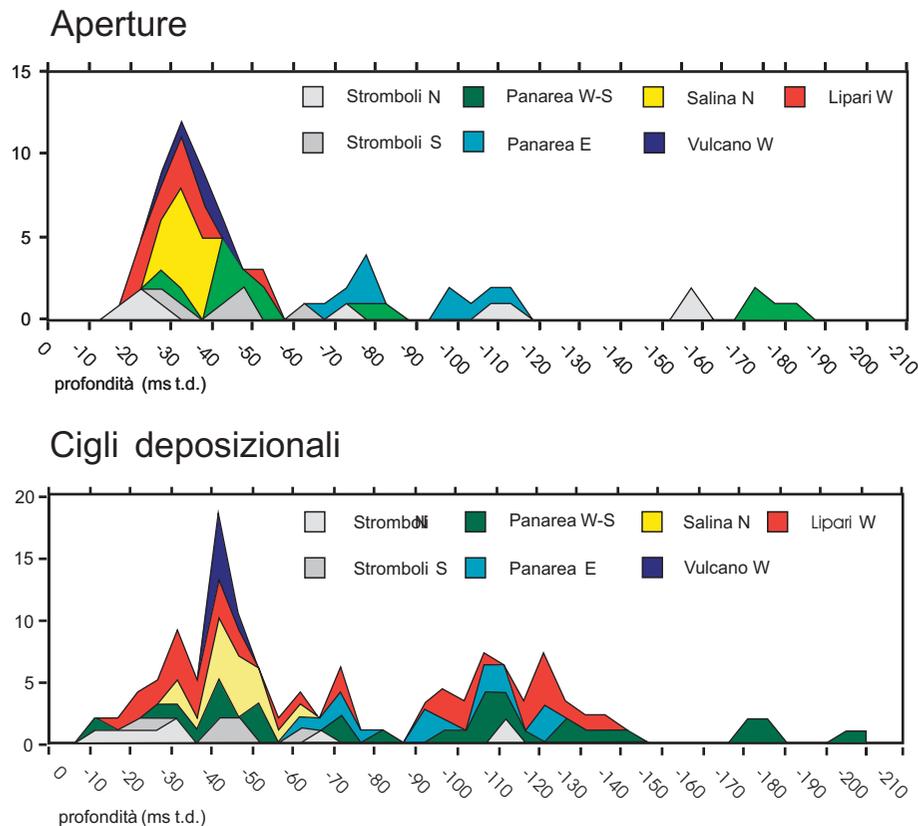


Fig. 35 – Istogrammi delle profondità misurate per l'apertura ed il ciglio deposizionale dei TDS osservati sui fondali delle cinque isole Eolie centro-orientali.

censiti siano molto più dispersi rispetto al raggruppamento più superficiale; ciò appare come la conseguenza dell'attività neo- o vulcano-tettonica presente sugli apparati vulcanici e responsabile di movimenti dislocativi verticali, spesso limitati ad alcuni settori, come è stato documentato, ad esempio, per Panarea, Lipari e Stromboli (Figg. 8, 9, 10, 24 e 27). I valori del ciglio deposizionale di alcuni TDS osservati nel settore meridionale sommerso di Panarea, interessato da marcate dislocazioni, costituiscono un raggruppamento attorno a 128-155 m di profondità (170-210 ms).

Anche la sovrapposizione dei TDS ad aree bacinali presenti sui fianchi sommersi dei apparati vulcanici e nelle quali può verificarsi una subsidenza locale, dovuta al costipamento dei materiali vulcanoclastici, è apparsa responsabile dell'incremento di profondità (e spessore) dei TDS; un esempio di ciò è stato osservato a Panarea Sud ed Ovest (Figg. 10, 15).

Non sono stati rilevati TDS a profondità maggiori di 155 m o, comunque al di sotto del ciglio erosivo delle piattaforme di abrasione ad essi associati. In alcuni casi si sono osservate disconformità erosive particolarmente estese che troncano depositi progradanti e/o riempimenti bacinali più antichi.

Anche queste superfici di disconformità sono ricoperte dai TDS più recenti e si trovano a profondità comparabili a quelle del ciglio erosivo delle piattaforme di abrasione, che, benché non riportate negli istogrammi, mostrano valori abbastanza costanti, compresi tra 105 e 120 m (140 e 160 ms) nella maggior parte dei casi.

POSSIBILE MECCANISMO DI FORMAZIONE DEI TDS PIÙ SUPERFICIALI

Si è osservato come in tutte le isole sia sempre presente un TDS a piccola profondità, (apertura a 15-25 m, ciglio a 30-40 m) con caratteristiche sismiche e geometriche del tutto confrontabili con i TDS più profondi. Anche considerando la piccola dispersione dei valori di profondità dei parametri deposizionali (fig. 35), è possibile ricondurre i TDS a minore profondità ai meccanismi deposizionali agenti attualmente (Fig.36), ipotizzando un'età relativamente recente per questi depositi che possono verosimilmente essere ascritti alla presente fase di alto stazionamento eustatico, iniziata circa 6.000 anni fa.

E' interessante osservare come i depositi terrazzati non siano in relazione con i depositi di spiaggia attuali presenti alle Isole Eolie. Questi infatti sono limitati a rare *pocket beach* generalmente ghiaiose, dello spessore di pochi metri e molto poco estese trasversalmente alla costa. I TDS al contrario sono spessi alcune decine di metri, hanno una continuità laterale di molti chilometri ed uno sviluppo trasversale anche di parecchie centinaia di metri. Non sono rari i casi di TDS presenti in settori costieri caratterizzati da alte falesie o senza depositi di

spiaggia. E' possibile ipotizzare una formazione interamente subacquea dei corpi deposizionali terrazzati, con un "attacco" prossimo al livello del mare ed un ciglio profondo alcune decine di metri. Si può immaginare una mobilitazione durante gli eventi di massima energia dei sedimenti detritici prodotti dall'erosione litorale o dall'attività biogenica, un loro trasporto verso mare guidato dalle correnti unidirezionali offshore che si creano in risposta al wave-surge di tempesta ed una sedimentazione al di sotto del livello di base del moto ondoso, con pendenze che approssimano l'angolo di riposo dei materiali. E' importante ricordare come la forte esagerazione verticale delle sezioni simiche ad alta risoluzione amplifichi grandemente la pendenza dei lineamenti deposizionali (si veda l'esempio nella parte destra della figura). Questa interpretazione giustificerebbe: a) la mancanza di collegamento con i depositi litorali attuali, b) la forte pendenza dei *foreset*, c) la presenza dei TDS superficiali attorno a tutte le isole e la discreta costanza della loro profondità. Una simile interpretazione, per TDS poco profondi nell'Isola di Palmarola (Arcipelago Pontino) è stata proposta da CHIOCCI & ORLANDO (1996). E' verosimile, quindi, che il tetto del TDS e la profondità del ciglio siano controllati dal livello di base del moto ondoso degli eventi meteorologici a maggiore energia, la cui definizione teorica presenta però notevoli difficoltà. Nel caso del delta del Tevere (oltre 400 km distante) il livello di base del moto ondoso efficace nella redistribuzione dei sedimenti può considerarsi circa coincidente con il ciglio del fronte deltizio, che si trova a -25 m (BELLOTTI & TORTORA, 1985). Se, conformemente ad ELLIOT (1986), si assume

che tale livello (D) corrisponda al limite della *shoaling zone*, la lunghezza d'onda (L) corrispondente dovrebbe essere di 100-150 m ($D=L/4-6$). Applicando la teoria delle onde di Airy (BRETSCHNEIDER, 1969) e la relazione empirica di Swamp (1984) $H=0,06T^2$ confermata dai dati sperimentali di GRANCINI *et alii* (1979), si ottiene un periodo di 8-11 s e un'altezza d'onda di 4-7 m. Il valore di 7 m corrisponde ad un'onda che ha il 30% di possibilità di verificarsi in un periodo di 10 anni, secondo le tabelle di CAVALERI *et alii* (1985) per il Tirreno centrale (in cui non è riportata la probabilità per onde inferiori ai 5 m). Trasferendo in prima approssimazione l'analisi dal Tirreno centrale alle Isole Eolie e applicando le stesse procedure, tabelle e relazioni, si ottengono, per il Tirreno sud-orientale, altezze di 5-8,7 m, periodi di 9-12 s, lunghezze d'onda di 110-180 m e infine un livello di base efficace di 27,5-30,5 m. Tale valore è abbastanza prossimo a quello del ciglio deposizionale dei TDS superficiali.

POSSIBILE RUOLO DEL FETCH E DELL'ESPOSIZIONE DEL PARAGGIO NEL CONTROLLO DELLA PROFONDITÀ DI FORMAZIONE DEI TDS PIÙ SUPERFICIALI.

Partendo dall'ipotesi di una genesi dei TDS superficiali dovuta alla redistribuzione del materiale detritico durante gli eventi di massima energia, si è provato a verificare la corrispondenza tra le quote dei TDS a piccola profondità e l'e-

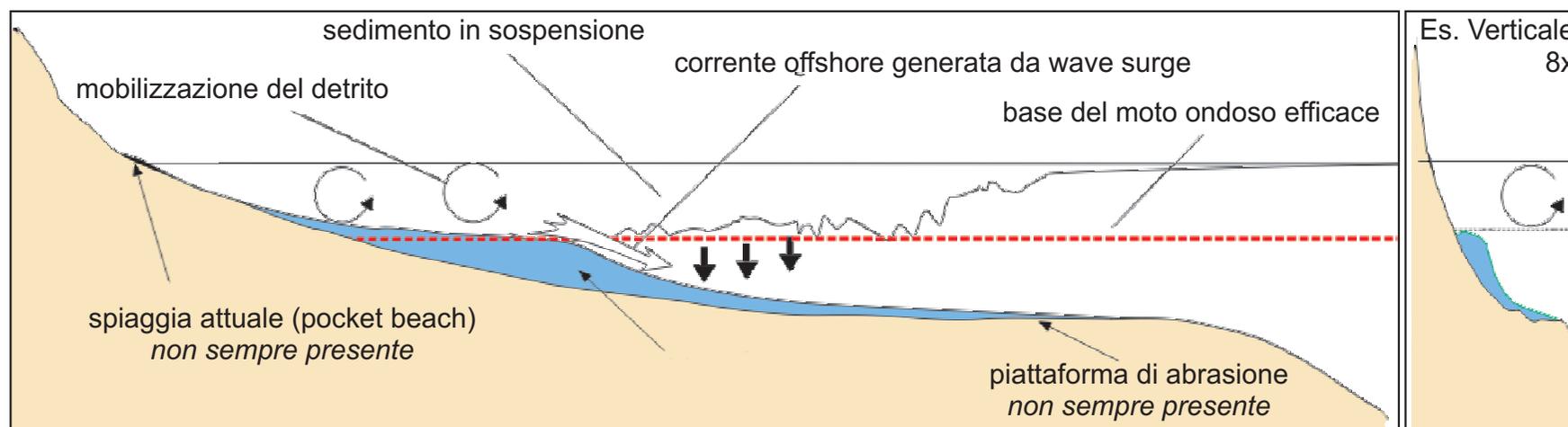


Fig. 36 - Schema genetico dei terrazzi deposizionali sommersi.

sposizione del paraggio (cui potrebbe corrispondere in maniera più o meno diretta il livello di base del moto ondoso); l'esposizione del paraggio è stata calcolata in maniera semplificata e speditiva, stimando il *fetch* trasversale alla costa nei diversi settori costieri delle isole (Fig. 37). La struttura stessa dell'arcipelago genera la contiguità tra settori più esposti e settori riparati per la presenza di altre isole. Nei casi in cui in questi settori erano presenti dei TDS, i risultati sono stati consistenti nella maggior parte dei casi.

Nel caso della costa meridionale di Stromboli, il TDS superiore si trova a profondità più basse (ciglio 20 m) verso SE, dove la costa è riparata dalla presenza delle altre isole dell'arcipelago e in particolare da Panarea, mentre la profondità aumenta sino a 40 m verso O, dove tale riparo manca (v. Fig. 5). Nel caso del versante occidentale di Panarea la situazione è simile: verso O e NO la profondità del ciglio del TDS superiore è di 40 m e decresce gradualmente verso sud (sino a 20 m) dove il *fetch* è limitato dall'allineamento Salina-Lipari-Vulcano (Fig. 10). Nel versante orientale di Panarea, non si risentono gli effetti delle altre isole; piuttosto la presenza di numerosi bassifondi in alcuni settori (Secca dei Pesci a sud e Isolotti minori a nord) potrebbe in parte spiegare la differenza di una trentina di metri tra la profondità del ciglio del terrazzo superiore al traverso dei bassifondi rispetto alla zona compresa tra di essi (Fig. 14). A Salina tutta la costa settentrionale è esposta a *fetch* di centinaia di km (e non si osservano trend significativi nell'andamento batimetrico del terrazzo superiore); a Lipari il terrazzo superiore raggiunge le minime profondità (ciglio a -22 m) in corrispondenza di Punta Legno (settore riparato dall'Isola di Salina), mentre all'aumentare del *fetch* il ciglio del TDS raggiunge -30m verso est e -38m verso sud (Fig. 24).

Ovviamente queste evidenze rappresentano solo una prima indicazione sul ruolo che l'energia del moto ondoso potrebbe avere sulla formazione dei TDS. Per una più accurata analisi occorrerebbe prendere in considerazione fenomeni di rifrazione del moto ondoso, variazioni a piccola distanza di tutti i parametri deposizionali dei TDS e la frequenza dei venti dominanti nell'arcipelago (da NO e, secondariamente, da SE e Ovest, I.I.M., 1980).

MOVIMENTI VERTICALI NEI SETTORI COSTIERI DELL'ARCIPELAGO

Le aree vulcaniche rappresentano margini tipicamente instabili, soggetti a movimenti verticali frequenti, con andamento spesso irregolare e alternato, soprattutto in concomitanza con fasi vulcano-tettoniche o crisi sismiche. Nell'arcipelago eoliano, morfologie e depositi di origine marina (attribuiti a paleo-linee di riva essenzialmente tirreniane) sono stati riconosciuti su diverse

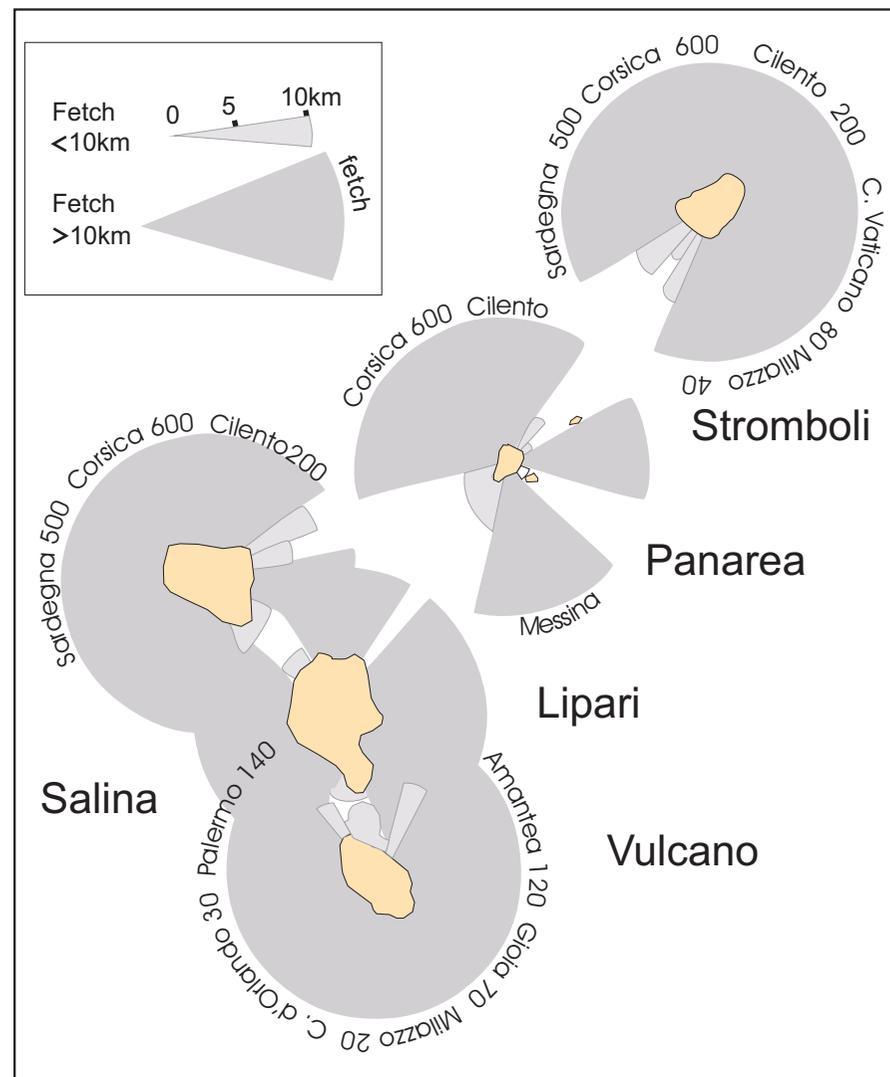


Fig. 37 - Schema di distribuzione del fetch nei diversi settori costieri delle isole.

isole a quote poste fino ad oltre 100 metri sul l.d.m. attuale, testimoniando una tendenza al sollevamento per gli ultimi 125.000 anni circa (PICHLER, 1980; RADKE, 1986; CORSELLI & TRAVAINI, 1989; LUCCHI *et alii* 1999). Tali valori, oltre ad evidenziare un andamento comune nella mobilità verticale per le tre isole, sono del tutto comparabili con tassi di sollevamento crostale a carattere regionale riportati per i settori interni dell'Arco Calabro nello stesso intervallo di tempo (COSENTINO & GLIOZZI, 1988; WESTWAY, 1993). L'isola di Panarea è risultata, invece, interessata da un processo di sollevamento più intenso ed a tassi non costanti, stimati con un valore medio di 0.69 m/ka nell'intervallo 125-100 ka fa (in corrispondenza del quale l'apparato era interessato da un'intensa attività vulcanica (LUCCHI *et alii*, 1999).

Osservazioni su resti archeologici di età romana e strutture di epoca storica parzialmente sommerse (BERNABÒ BREA, 1947; ROMAGNOLI *et alii*, 1995) hanno evidenziato, peraltro, come in alcuni settori costieri degli apparati di Lipari e Panarea sia presente una marcata subsidenza localizzata, di probabile origine vulcano-tettonica e a breve termine, che si sovrappone al trend di sollevamento presente a più ampia scala ed è responsabile del rapido annegamento di tali strutture antropiche (Fig. 38).

Per quanto riguarda le osservazioni compiute sui TDS, la presenza di discontinuità strutturali o morfologiche è apparsa responsabile delle più marcate variazioni laterali osservate nella distribuzione di profondità dei parametri deposizionali dei TDS.

La concentrazione dei valori misurati per tali parametri in alcune classi di frequenza (Fig. 35) suggerisce tuttavia che, a parte una variabilità locale limitata ad alcuni settori dislocati, gli apparati vulcanici dell'arcipelago eoliano nelle ultime migliaia di anni non abbiano subito maggiori movimenti verticali differenziali gli uni rispetto agli altri.

POSSIBILE SIGNIFICATO DEI TDS PIÙ PROFONDI

Se ipotizziamo anche per i TDS più profondi (costituiti essenzialmente dal raggruppamento con profondità del ciglio deposizionale a -75/100 m) lo stesso meccanismo deposizionale proposto per la formazione dei TDS più superficiali (Fig.36) e condizioni oceanografiche simili alle attuali, dovremmo ipotizzare, al momento della loro formazione, livelli del mare circa 45-65 metri più in basso rispetto all'attuale. È ipotizzabile, inoltre, che anche la deposizione dei TDS più profondi abbia richiesto fasi di stazionamento del livello marino di alcune migliaia di anni di durata, in base all'osservazione che il loro spessore e caratteristiche sismo-stratigrafiche sono del tutto comparabili con quelli dei TDS

superficiali, verosimilmente formati negli ultimi 6.000 anni circa, a partire dalla stabilizzazione del livello del mare a quote prossime all'attuale dopo la risalita eustatica versiliana. Un limitato gruppo di terrazzi ancora più profondi (ciglio deposizionale a circa 130-150 m, osservati ad esempio sui fondali di Panarea e Stromboli) può ritenersi poco indicativo in termini di profondità in quanto, come già detto, essi sono ubicati in settori subsidenti degli apparati vulcanici. Per quanto riguarda le superfici di abrasione marina ed alcune più evidenti discontinuità erosive riconosciute al di sotto dei TDS più recenti, esse si sono osservate mediamente sino ad una profondità di circa 120 metri (senza considerare i settori che sono apparsi interessati da dislocazioni a carattere locale); il paleo-livello del mare corrispondente alla loro formazione potrebbe trovarsi 90-110 m al di sotto dell'attuale livello marino.

La durata del processo di erosione costiera responsabile della creazione di



Fig. 38 - Isola di Lipari: banchina di ormeggio costruita all'inizio del XVII secolo (NEGRO & VENTIMIGLIA, in ARICÒ, 1998) e attualmente soggetta a periodica sommersione, come indicato dalla presenza di alghe verdi intertidali sulla banchina, e da colonizzazione di balanidi alla base delle bitte. (Foto: C. Romagnoli).

piattaforme di abrasione incise su lave (Fig. 39) non è di facile quantificazione: esso dovrebbe richiedere intervalli temporali dell'ordine delle migliaia o decine di migliaia di anni se assumiamo i tassi medi di arretramento suggeriti in letteratura (HEALY, 1981; ROWLAND *et alii*, 1994; LEBESBYE & VORREN, 1996). Un esempio attuale di erosione sommitale di un edificio vulcanico sottomarino ad attività recente è, peraltro, riportata in KOKELAR & DURANT (1983), per i centri satelliti del complesso di Surtsey (Islanda), dove si è potuta osservare la tempestiva degradazione dei prodotti vulcanici (probabilmente poco coerenti) sotto l'azione di onde di tempesta o correnti e la successiva rapida formazione di piattaforme di abrasione ben sviluppate, a profondità di 28-44 metri.

In Fig. 40 sono stati confrontati l'andamento della curva eustatica globale per gli ultimi 140.000 anni (secondo CHAPPELL *et alii*, 1996) e le quote/profondità a cui attualmente si trovano i TDS ed altri importanti elementi morfologici delle isole Eolie.

Assumendo per i TDS superficiali il livello del mare attuale come livello di formazione, per i TDS profondi (ciglio a -75/100 m) occorrerebbero stazionamenti del paleo-livello marino nella fascia di profondità attualmente compresa tra -45 e -65 m, di migliaia di anni di durata. Ciò porterebbe ad immaginarne la formazione durante periodi nei quali i tassi di variazione del livello del mare siano stati particolarmente bassi.

In realtà occorre considerare che alle fluttuazioni del livello marino medio

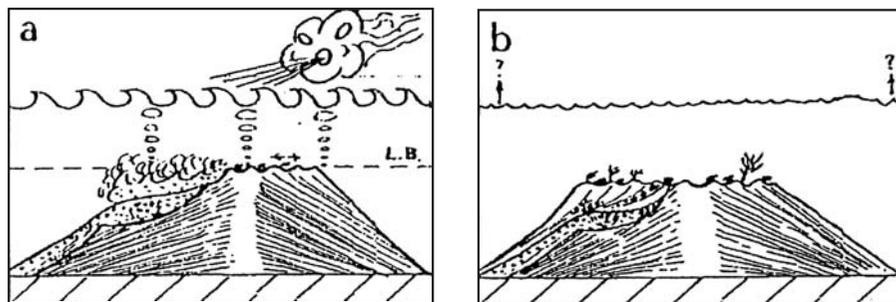


Fig. 39 - Evoluzione schematica di un edificio vulcanico sommerso nello stadio post-eruttivo (da CAS *et alii*, 1989, modif.): a) la sommità del vulcano è ampiamente erosa dal moto ondoso (probabilmente nel corso di eventi di tempesta); l.b. = livello di base del moto ondoso) fino allo sviluppo di una piattaforma marina, al cui bordo si ha una periodica rideposizione di detrito principalmente per flussi gravitativi; b) la piattaforma ha raggiunto una forma "stabile" o, per risalita del livello del mare, non è più interessata dal moto ondoso; i depositi sulla superficie di erosione vengono rielaborati occasionalmente (per eventi ad alta energia) e vanno a costituire cunei progredienti parzialmente sovrapposti alla piattaforma, la cui sommità viene colonizzata da organismi marini.

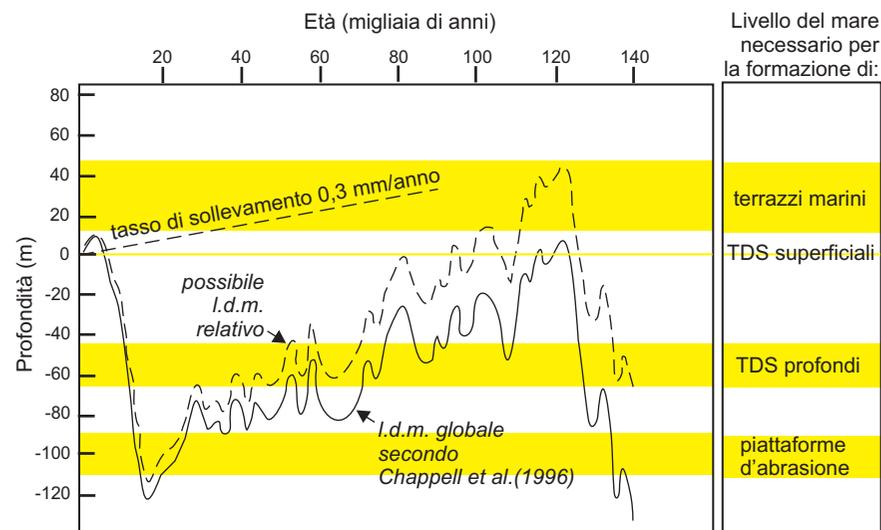


Fig. 40 - Curva del livello marino (l.d.m.) per gli ultimi 140 ka (da CHAPPELL *et alii*, 1996) e, in tratteggio, andamento del livello relativo del mare ottenuto considerando un tasso medio di sollevamento di circa 0,3 mm/a. Le fasce orizzontali rappresentano l'intervallo del livello relativo del mare che corrisponderebbe alla formazione dei due gruppi di TDS osservati, delle piattaforme di abrasione marina e dei terrazzi marini sollevati (l'esempio si riferisce alle quote dei terrazzi marini osservati su Lipari; LUCCHI, 1999).

di origine eustatica si sovrappongono movimenti verticali di natura regionale/locale (tettonica e/o vulcanotettonica), ampiamente documentati nel settore.

Come visto nel paragrafo precedente, per il settore centrale dell'arcipelago eoliano è stimato un tasso medio di sollevamento di circa 0,3 mm/anno negli ultimi 125 ka, pur riconoscendo che tale valore può essere soggetto a marcati incrementi in concomitanza con l'intensificarsi, per esempio, dell'attività vulcanica (come verificato per Panarea tra 100 e 125 ka fa, LUCCHI *et alii*, 1999).

Deformando la curva eustatica degli ultimi 140 ka per un tasso medio di sollevamento di 0,3 mm/a (ed ottenendo così una curva rappresentativa delle probabili variazioni del livello del mare relativo), l'intervallo di profondità supposto per il paleo-livello del mare durante la formazione dei TDS profondi incontra questa curva in corrispondenza del penultimo massimo glaciale (circa 140 ka fa), dell'intervallo 75 -40 ka fa e, di nuovo, durante l'ultima risalita eustatica, attorno a 12-15 ka fa. E' da tenere in considerazione il fatto che corpi deposizionali come i TDS difficilmente si possono conservare durante l'emersione quasi completa delle piattaforme di abrasione su cui giac-

cione, come avvenuto nel corso dell'ultimo acme glaciale (circa 18 ka fa).

Diversamente, per le piattaforme di abrasione attualmente sommerse, l'età generalmente "pre-tirreniana" dei prodotti vulcanici su cui sono preferenzialmente incise e la loro natura erosiva suggeriscono una formazione policiclica, dovuta al ripetuto passaggio della linea di riva. D'altronde, la curva del livello relativo del mare di Fig. 40 non incontra la fascia batimetrica attualmente compresa tra circa -90 e -110 metri, che dovrebbe corrispondere al paleo-livello del mare durante la formazione delle superfici di abrasione marina e delle maggiori disconformità erosive, se non in corrispondenza del basso stazionamento di 18 ka fa, a meno di ammettere il ruolo di movimenti verticali più complessi, o di diverso senso, per il periodo precedente gli ultimi 125 ka. In ogni caso si può presumere un "ringiovanimento" delle piattaforme di abrasione attualmente sommerse in corrispondenza dell'ultimo minimo eustatico e, dati i rapporti geometrici e stratigrafici tra le superfici di abrasione ed i TDS profondi (generalmente ad esse sovrapposti e, quindi, più recenti), la formazione di questi ultimi verrebbe da attribuirsi a deposizione durante l'ultimo stadio climatico post-glaciale.

In definitiva, l'attribuzione cronologica alla deposizione dei TDS più profondi rimane per ora ipotetica, mancando dati più precisi sui movimenti verticali del settore nel passato e sull'entità e la durata dei processi riguardanti lo sviluppo di morfologie erosivo-deposizionali sommerse.

CONCLUSIONI

E' stato possibile definire in dettaglio la presenza e le caratteristiche dei terrazzi deposizionali sommersi presenti attorno alle isole di Stromboli, Panarea, Salina, Lipari e Vulcano, grazie ad un rilievo finalizzato, eseguito con una barca di limitato pescaggio, che ha consentito di effettuare transetti ravvicinati, sempre perpendicolari a costa e portati fino a basse profondità.

L'alta risoluzione ottenuta dai profili sismici permette di rilevare bene i TDS e la loro struttura interna anche se il *ringing* del fondo (fino ad una decina di ms, circa 7 metri) può nascondere la parte superficiale e renderne difficile la caratterizzazione, specie nel caso di depositi di ridotto spessore. Tuttavia, anche in queste situazioni, la morfologia dei fondali (rottture di pendio, limiti di zone con fondo irregolare) ha permesso il riconoscimento e la mappatura dei TDS. Data l'estrema variabilità laterale dei TDS alle Isole Eolie, si è verificato come l'interdistanza usata (inferiore ai 1000 m) non sia sempre sufficiente a operare correlazioni sicure tra profili contigui e che, quindi, tali correlazioni si debbano basare sempre su un'interpretazione

attenta dell'assetto sismostratigrafico.

Attraverso il controllo sistematico dei vari parametri morfologici/deposizionali che definiscono i TDS, si è cercato di verificare quali fattori ne controllassero la distribuzione, la profondità e lo sviluppo. La profondità di apertura dei corpi deposizionali è risultata la più semplice da definire, benché essa possa essere condizionata dalla morfologia del substrato su cui poggia il terrazzo.

Al contrario, il ciglio deposizionale è molto significativo e in genere ben definito, salvo il caso di depositi di ridotto spessore o interessati da deformazioni gravitative in cui può risultare di incerta individuazione.

L'ubicazione dei TDS ed il loro spessore sono favoriti in quei settori di costa nei quali sono presenti porzioni di apparati vulcanici ricchi di depositi piroclastici (il cui smantellamento ha fornito il materiale per la loro costruzione); inoltre appaiono controllati dalla presenza di piattaforme di abrasione sub-orizzontali incise sui fianchi degli edifici vulcanici. La conservazione di corpi progradanti è favorita, infatti, in quei settori degli apparati nei quali il profilo morfologico primario è stato già modificato e, con esso, la pendenza del substrato. Un ulteriore fattore di controllo sulla profondità dei TDS sembra costituito dall'esposizione del paraggio e dal *fetch*.

In generale, a parte limitati casi (Salina Sud, Stromboli Nord e alcuni settori di Lipari Nord-Ovest) si è osservato come i cigli dei terrazzi (e anche gli altri parametri deposizionali) variano in modo graduale, con *trend* ben definiti su distanze anche di molti chilometri, testimoniando così la natura non "accidentale" della quota a cui si rinvengono questi depositi. Questa osservazione viene ulteriormente confermata dalla distribuzione dei valori di profondità in alcune classi di frequenza.

Anche le caratteristiche deposizionali dei TDS sono abbastanza costanti su tutte le isole (si confrontino, ad esempio, i profili di Figg. 20 e 26): laddove riconoscibile, la struttura interna è sempre progradante verso il bacino, con geometrie sia oblique sia con *bottomset* tangenziale; la stratificazione è molto fitta, giungendo sino ai limiti della risoluzione sismica, gli spessori, pur variabili, sono mediamente intorno a 20 m.

L'intervallo batimetrico su cui i TDS si sviluppano è piuttosto ampio (compreso tra 15 e 140 m); appaiono più variabili la forma del terrazzo (presenza di uno o più cigli, pendenza del tetto) ed alcune geometrie interne (presenza di una o più fasi progradanti, presenza di superfici di riattivazione interne alla progradazione, aumento della pendenza dei *foreset* all'interno di ogni fase di accrescimento del deposito). In generale, si osserva sempre la presenza di un terrazzo superiore, con attacco non sempre rilevabile perché posto a piccole profondità ed in prossimità della riva e ciglio compreso tra 30 e 40 m.

Questo terrazzo ha struttura interna progradante e di solito appare composto da un solo corpo deposizionale. A profondità maggiori sono invece presenti più corpi deposizionali terrazzati, spesso con struttura interna molto complessa che ne testimonia una natura policiclica.

Anche i rapporti stratigrafici tra i diversi depositi sono variabili pur riconoscendo, nella maggior parte dei casi, un'antecedenza dei depositi più profondi rispetto ai più superficiali e vicini a costa; è spesso presente un assetto retrogradazionale dei cunei sedimentari, testimoniato dalle terminazioni *down-lap* di ogni cuneo rispetto al tetto del deposito sottostante.

Lateralmente i terrazzi chiudono in maniera graduale riducendosi via via di spessore o in maniera brusca in corrispondenza di canyon, nel qual caso si osservano frequentemente evidenze di fenomeni di instabilità gravitativa.

Alla luce di quanto esposto, si può sintetizzare che nelle Isole Eolie:

1) i terrazzi deposizionali si formano solo (o prevalentemente) se l'acclività del substrato non è eccessiva e/o se l'erosione mette a disposizione sufficienti quantità di materiale vulcanoclastico, del quale i TDS sono costituiti.

2) sono presenti piattaforme di abrasione e disconformità erosive, con cigli attorno a 140-160 ms (105-120 m). Entrambe queste morfologie sono sede preferenziale per lo sviluppo dei TDS e ne permettono un notevole sviluppo orizzontale.

3) i TDS sono presenti nell'intervallo batimetrico 20-150 m (profondità dei cigli). In particolare si osservano picchi di frequenza attorno alle quote di 30-40 m e 75-100 m.; TDS posti a profondità più elevate sono spiegabili con processi dislocativi verticali del substrato su cui poggiano.

4) la struttura interna dei TDS è sempre progradante, il ciglio si trova in media 15 m più in basso dell'attacco, lo spessore medio è attorno ai 20 m, la pendenza dei riflettori interni (e della scarpata frontale) varia da pochi gradi sino a una quindicina di gradi. In genere i terrazzi superiori hanno una struttura interna semplice mentre i più profondi mostrano una struttura policiclica.

5) la profondità del TDS pare essere controllata in qualche modo dal livello del mare in quanto essa varia in modo molto graduale su distanze di molti chilometri. La presenza di locali discontinuità strutturali o vulcano-tettoniche sugli apparati vulcanici è apparsa responsabile delle più marcate variazioni laterali osservate nella profondità e nella struttura interna dei TDS in settori costieri adiacenti.

6) i TDS posti a maggiore profondità debbono essere riferiti ad un livello relativo del mare notevolmente più basso dell'attuale. Oltre a fattori puramente eustatici, ciò è da attribuirsi al fatto che tutta l'area non è stabile dal punto di vista tettonico ma è soggetta a movimenti crostali verticali a carattere sia locale che regionale e ad andamento non necessariamente regolare e

costante. L'assetto retrogradazionale dei cunei progradanti costituenti i TDS potrebbe indicare, in tal senso, una deposizione durante una risalita discontinua del livello del mare.

RINGRAZIAMENTI

La campagna di raccolta dati alle Isole Eolie è stata resa possibile dalla piacevole, affettuosa e efficiente collaborazione di tutto l'equipaggio dell'Incaurina Marianna (Elena, Gennaro, Gianni e Amilcare) e del suo romanzesco comandante Doi Malingri.

Si ringraziano anche l'equipaggio e il comandante Lubrano della N/O Urania, A.M.

Borsetti e A. Asiole per le informazioni sulla biostratigrafia delle carote, L. Argenti per l'analisi delle immagini R.O.V., M. Ligi per il plottaggio delle carte di posizionamento dei profili sismici, M. Marani e l'TGM/CNR per la disponibilità delle immagini multibeam di Panarea.

La ricerca si è avvalsa di finanziamenti erogati dalla UE (progr. Environment\SELF I) e dal CNR (G.N.V. e C.S. Quaternario e Ev. Ambientale).

BIBLIOGRAFIA

- ARICÒ N. (1998) – *Atlante di città e fortezze nel Regno di Sicilia*. Edizioni Sirania (Messina), 179 pp.
- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G., KELLER J. & VILLARI L. (1974) - *Evolution of the Aeolian arc volcanism (southern Tyrrhenian Sea)*. Earth Plan. Sci. Letts., **21**: 269-276.
- BARBERI, F., GAUDISIO A., GIONCADA A., LA TORRE P., SBRANA A. & ZENUCCHINI C. (1994) - *The deep structure of the Aeolian Arc (Filicudi - Panarea - Vulcano sector) in light of gravity, magnetic and volcanological data*. Journal Volc. Geoth. Res., **61**: 189-206.
- BARGOSI G.M., CAMPOS VENUTI M., GASPAROTTO G. & ROSSI P.L. (1989) - *Petrologia e stratigrafia delle successioni andesitiche l.s. di Lipari, Isole Eolie, Italia*. Miner. Petr. Acta, **32**: 295-326.
- BELLOTTI, P. & TORTORA, P. (1985) - *Il delta del Tevere: lineamenti batimetrici, morfologici e tessituriali della conoide sommersa e delle aree limitrofe*. Bollettino Società Geologica Italiana, **104**: 65-80.
- BERNABO' BREA L. (1947) - *Basiluzzo e scogli vicini*. NSA, 238-239.
- BRETSCHNEIDER C. L. (1969) - *Oater Loads on fixed, rigid marine structures*. in: MYERS J.J., HOLM, C.H.

- & McALLISTER R.F. (Eds) *Handbook of Ocean and Underwater Engineering*. Mc GraO-Hill Book Comp., NeO York. 12.24-12.56
- CALANCHI N., DE ROSA R., MAZZUOLI R., RICCI LUCCHI F., ROSSI P.L. & SANTACROCE R. (1987) - *L'attività esplosiva del centro di Pollara (Salina, Isole Eolie)*. Boll. G.N.V., (1987): 187-213.
- 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)*. Mar. Geology, **123**: 215-238.
- CAS R.A.F., LANDIS C.A. & FORDYCE R.E. (1989) - *A monogenetic, Surtla-type, Surtseyan volcano from the Eocene-Oligocene Oaiareka-Deborah volcanics, Otago, NeO Zealand: a model*. Bull. Volcanol., **51**, 281-298.
- CAVALERI L., GRANCINI G., IOVENITTI L. & TOSI R. (1985) - *Statistica delle onde estreme Mare Tirreno*. CNR P.F. Oceanografia e Fondi Marini, Sottoprogetto utilizzazione e gestione della piattaforma continentale - Rapporto Tecnico Finale: 229-314
- CHAPPEL J., OMURA A., ESAT T., MCCULLOCK M., PANDOLFI J., OTA Y., PILLANS B. (1996) - *Reconciliation of Late Quaternary sea levels derived from coral Terraces at Huan Peninsula with deep sea oxygen isotope records Earth Plan. Sci. Letts.*, **141**, 227-236.
- CHIOCCI F.L. & L. ORLANDO (1996) - *Lowstand Terraces on Steep Continental Slopes, Tyrrhenian Sea* Marine Geology, **134**, 127-143.
- CORSELLI C. & TRAVAINI D. (1989) - *Il "Tirreniano" dell'isola di Panarea (Messina)*. Riv. It. Paleon. Strat., **95** (1): 75-88.
- COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1988) - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eolirreniani dell'Italia Meridionale e della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 653-665.
- DE ROSA R., GILLOT P.Y., LANZAFAME G. & MAZZUOLI R. (1985) - *The Island of Lipari*. IAVCEI Scient. Assembly, Excursion Guidebook, 114-124.
- DE ROSA R., MAZZUOLI R., ROSSI P.L., SANTACROCE R. & VENTURA G. (1989) - *Nuovi dati per la ricostruzione dell'attività eruttiva dell'Isola di Salina (Isole Eolie)*. Boll. G.N.V., 1989 (2): 809-825.
- DEL PEZZO E., MARESCA R., MARTINI M. & SCARPA R. (1984) - *Seismicity of the Aeolian Islands, Southern Italy*. Ann. Geoph., **2** (2): 173-180.
- ELLIOT, T. (1986) - *Deltas*. In: H.G.READING (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. 113-154. Blackwell, Oxford.
- FABRI A., GHISETTI F. & VEZZANI L. (1980) - *The Peloritani-Calabria Range and the Gioia Basin in the Calabrian Arc (Southern Italy): relationships between land and marine data*. Geol. Romana, **19**, 131-150.
- FRAZZETTA G., GILLOT P.Y., LA VOLPE L. (1985) - *The Island of Vulcano*. IAVCEI Scient. Assembly, Excursion Guidebook, 125-140.
- GABBIANELLI G., GILLOT P.Y., LANZAFAME G., ROMAGNOLI C. & ROSSI P.L. (1990) - *Tectonic and volcanic evolution of Panarea (Aeolian Islands, Italy)*. Mar. Geology, **92**: 313-326.
- GABBIANELLI G., ROMAGNOLI C., ROSSI P.L. & CALANCHI N. (1993) - *Marine geology of the Panarea-Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian sea)*. Acta Vulc., **3**: 11-20.
- GABBIANELLI G., ROMAGNOLI C., ROSSI P.L., CALANCHI N. & LUCCHINI F. (1991) - *Submarine morphology and tectonics of Vulcano (Aeolian Islands, Southeastern Tyrrhenian Sea)*. Acta Vulc., **1**: 135-141.
- GAMBERI F., SAVELLI C., MARANI M., LIGI M., BORTOLUZZI G., LANDUZZI V., LUPPI A., BADALINI M. & COSTA M. (1997) - *Carta morfo-batimetrica e dei depositi idrotermali di una porzione sommersa del Parco Eoliano*. Scala 1:50.000. CNR-IGM, Boll.Soc. Geol.It., **116**.
- GILLOT P.Y. & KELLER J. (1993) - *Radiochronological dating of Stromboli*. Acta Vulc., **3**: 69-77.
- GILLOT P.Y. & VILLARI L. (1980) - *K/Ar geochronological data on the Aeolian arc volcanism. A preliminary report*. CNR - IIV Open File Report, 145, 13 pp.
- GILLOT P.Y. (1987) - *Histoire volcanique des îles Eoliennes: arc insulaire ou complexe orogénique annulaire?* Doc. et Trav. IGAL, **11**: 35-42.
- GRANCINI G.F., IOVENITTI L. & DE FILIPPI G.L. (1979) - *Studio del moto ondoso nei mari italiani; taratura dei modelli di moto ondoso e di vento*, Snamprogetti, Fano.
- HEALY T. (1981) - *Submarine terraces and morphology in the Kieler Bucht, Oestern Baltic, and their relation to late Quaternary events*. Boreas, **10**, 209-217.
- KELLER (1967) - *P.S.Alter und Abfolge der vulkanischen Ereignisse auf den Aolischen Inseln*. Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **57**, 33-67.
- KELLER J. (1980a) - *The island of Vulcano*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **36** (1): 369-414.
- KELLER J. (1980b) - *The island of Salina*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **36** (1): 489-524.
- KOKELAAR B.P. & DURANT G. P. (1983) - *The submarine eruption and erosion of Surtla (Surtsey), Iceland*. J. Volc. Geoth. Res., **19**, 239-246.
- KOKELAAR P. & ROMAGNOLI C. (1995) - *Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy*. Bull. Volcanol., **57**: 240-262.
- LANZAFAME G. & ROSSI P.L. (1974) - *Evidenze di attività tettonica recente a Panarea: implicazioni vulcanologiche*. Geol. Romana, **23**: 131-139.
- LEBESBYE E. & VORREN T.O. (1996) - *Submerged terraces in the southeastern Barents Sea: origin and implications for the Late Cenozoic geological history*. Marine Geology, **130**, 265-280.
- LUCCHI F., CALANCHI N., CAROBENE L. & TRANNE C. A. (1999) - *I terrazzi marini dell'Isola di Panarea (Isole Eolie): loro utilizzo nella definizione dell' eustatismo e del sollevamento tardo-Pleistocenico*. Boll. Soc. Geol. It., **118**, 545-562.
- NERI G., CACCAMO D., COCINA O. & MONTALTO A. (1991) - *Shallow earthquake features in the S Tyrrhenian region: geostructural and tectonic implications*. Boll. Geof. Teor. Appl., **33**, 129: 47-60.
- PASQUARE' G., FRANCALANCI L., GARDUNO V.H. & TIBALDI A. (1993) - *Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy*. Acta Vul., **3**: 79-89.
- PERES J. M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau Manuel de bionomie bentique de la mer Méditerranée*. Rec. Trav. St. M. Endoume, **31**, 47,137 pp.
- PICHLER H. (1980) - *The island of Lipari*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **36** (1): 415-440.
- RADTKE U. (1986) - *Value and risks of radiometric dating of shorelines. Geomorphological and geochronological investigations in Central Italy, Eolian Islands and Ustica (Sicily)*. Zeit. Geom., Suppl., **62**: 167-181.
- RADTKE U. (1986) - *Value and risks of radiometric dating of shorelines. Geomorphological and geochronological investigations in central Italy, Eolian Islands and Ustica (Sicily)*. Zeit. Geom., Suppl., **62**, 167-181.
- ROMAGNOLI C. (1990) - *Caratterizzazione morfostrutturale e vulcanologica sottomarina delle Isole Eolie (Tirreno meridionale): ipotesi di stadi evolutivi dei apparati*. Tesi Dottorato in Scienze della Terra, Univ. di Bologna, 141 pp.
- ROMAGNOLI C. - *Terrazzi deposizionali sommersi nell'isola di Linosa*. Questo volume.
- ROMAGNOLI C., CALANCHI N., GABBIANELLI G., LANZAFAME G. & ROSSI P.L. (1989) - *Contributi delle ricerche di geologia marina alla caratterizzazione morfostrutturale ed evolutiva dei apparati vulcanici di Salina, Lipari e Vulcano (Isole Eolie)*. Boll. G.N.V. (1989-2): 971-975.
- ROMAGNOLI C., KOKELAAR P., ROSSI P.L. & SODI A. (1993) - *The submarine extension of Sciara del Fuoco feature (Stromboli isl.): morphologic characterization*. Acta Vulc., **3**: 91-98.
- ROMAGNOLI C. & TIBALDI A. (1994) - *Volcanic collapse in different tectonic settings: an example from the Aeolian Arc, Italy*. Meeting on "Volcano Instability on the Earth and Other Planets", Geological Society, London, 16-17 May, 1994, Abstr. Volume.
- ROMAGNOLI C., TRANNE C.A., LUCCHI F., SILVAGNI P. & PIRAZZOLI P. A. (1995) - *Relative sea-level fluctuations and vertical crustal movements at Lipari Island (Aeolian Volcanic Arc) in the Late Quaternary and Recent times*. Meeting on "Volcanoes in Quaternary", Geological Society, London, 3-4 May, 1995, Abstr. Volume.
- ROMANO P. (1973) - *Le isole di Panarea e Basiluzzo*. Riv. Min. Siciliana, 139-141: 49-85.
- ROSI M. (1980) - *The island of Stromboli*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., **36** (1): 345-368.
- ROWLAND S.K., MUNRO D.C. & PEREZ-OVIEDO V. (1994) - *Volcan Ecuador, Galapagos Islands: erosion as possible mechanism for the generation of steep-sided basaltic volcanoes*. Bull. Volcanol., **56**, 271-283.
- SANTO A.P., CHEN Y., CLARK A.H., FARRAR E. & TSEGAYE A. (1995) - *Ar40/Ar39 ages of the Filicudi Island volcanics: implications for the volcanological history of the Aeolian Arc, Italy*. Acta Vulc. **7** (1): 13-18.
- SWAMP-GROUP (1984) - *The sea wave modelling project. An intercomparison study of wind wave prediction models. Part.1. Principal results and conclusions*. Proc. Symp. of wave Dynamics and Radio Probing of the Ocean Surface, Miami, Fla.
- WESTWAY R. (1993) - *Quaternary uplift of Southern Italy*. Journ.Geoph. Res., **98**, B12, 21,741- 21,772.

ZONA	Stromboli SO	Stromboli NE sup.	Panarea O superiore	Panarea O inferiore	Panarea E	Salina N	Lipari NO superiore	Lipari NO inferiore	Bocche di Vulcano	Vulcano O
Estensione parallela alla costa	3500 m	1500 m	7000 m	4000 m	8500 m	11000 m	9000 m	9000 m	1500 m	5000 m
Estensione perpendicolare alla costa	400 m	600 m	600 m	>500 m	250-750 m	500-1200 m	500 m	>500 m	750 m	600 m
Spessore medio	25 m	15 m	20 m	15 m	10 m	35 (O) 20 (E)	30 m	25 m	30 m	25 m
Profondità di attacco	20-35 m	12-15 m	15-35 m	_	45-70 m	18-27 m	15-25 m	_	30-40 m	23-30 m
Profondità ciglio	38-40 m	26-30 m	20-45 m	83-94 m	50-80 m	30-45 m	22-38 m	75-110 m	52-87 m	38-40 m
Profondità chiusura	90-120 m	90 m	50-80 m	105-115 m	105-130 m	70-105 m	65-90 m	100-140 m	90-110 m	90-110 m
Litologia dei depositi	?	?	?	?	scorie sabbie vulcaniche	sabbie vulcaniche e bioclastiche	?	?	?	?
Facies acustica	progradante obliqua trasparente x pend. <i>foreset</i>	manca per ringing	trasparente	progradante obliqua	Progradante a volte sorda	Progredante ben stratificato	progradante alto angolo	progradante obliquo	progradante sigm., ben stratificato	progradante obl., ben stratificato
Max pendenza <i>foreset</i>	20°	<10°	?	15°	10°	8°	20°	10°	12°	20°
Monociclo o evidenza di più cicli	2	1	1	3	2	2	2	3	2	1