



## Terrazzi deposizionali sommersi nel settore meridionale del Golfo di S. Eufemia (Calabria)

CHIOCCI F.L.\*, ORLANDO L.\*\*

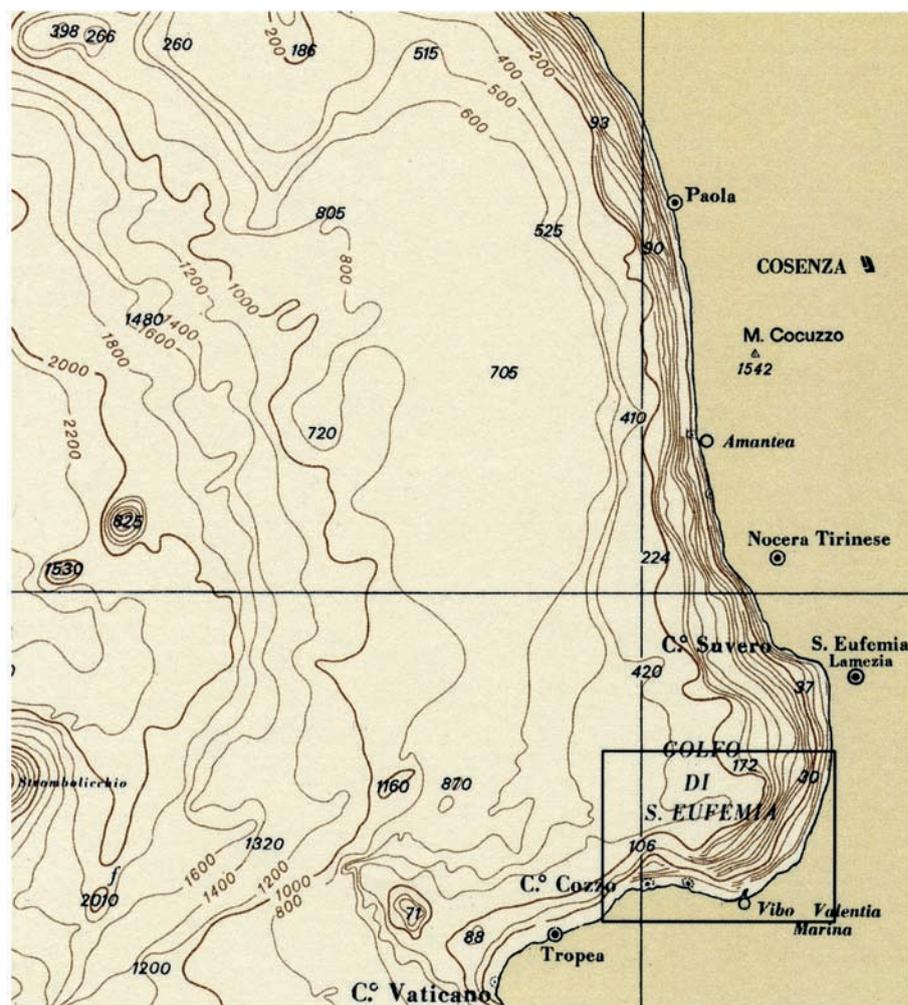


Fig. 1 - Localizzazione dell'area di studio. Scala 1:750.000.

### INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED ESPOSIZIONE DEI DATI

L'area di studio è il tratto di costa compreso tra la foce del F. Angitola e Capo Cozzo, nella parte meridionale del Golfo di S. Eufemia (Fig.1). La geologia della Calabria centro meridionale è dominata da complessi formati da scisti fillitici e gneiss. La continuità delle formazioni metamorfiche è interrotta dai graben di Catanzaro (immediatamente a nord dell'area di studio) e del Mesima, riempiti da sedimenti post-orogenici di età prevalentemente pleistocenica (OGNIBEN, 1973).

Fin dal tardo Miocene tutta l'area calabrese è stata interessata da un forte sollevamento, associato all'apertura del Tirreno iniziata nel Tortoniano (BOSQUET, 1973; PATACCA *et alii*, 1990). L'entità dei tassi di sollevamento delle aree emerse e la continuità del fenomeno sono testimoniati da terrazzi marini del Plio-calabro rinvenuti a quote di 600 m (DAMIANI & PANNUNZI, 1978) e da terrazzi di età tardo-Pleistocenica rinvenuti a quote di alcune decine di metri (COSENTINO & GLIOZZI, 1988).

I terrazzi si presentano dislocati da faglie trasversali che ne determinano il rinvenimento a quote diverse lungo la costa. I movimenti relativi tra l'arco Calabro in sollevamento ed il bacino tirrenico subsidente, hanno generato alti tassi di sedimentazione e una morfologia piuttosto immatura di tutto il margine continentale calabro. Nel bacino di Paola si sono depositati più di 4500 m di sedimenti sopra le evaporiti messiniane (BARONE *et alii*, 1982; TRINCARDI *et alii*, 1995).

Nell'area di studio la presenza della grossa direttrice tettonica regionale che borda a sud il graben di Catanzaro (FINETTI & MORELLI, 1972) ha impedito la formazione di una effettiva piattaforma continentale e lo sviluppo di un ben definito *shelf break* (CHIOCCI *et alii*, 1989).

Nella parte meridionale del Golfo di S. Eufemia infatti il fondo marino ha gradienti molto elevati e si raggiungono profondità di 200 m a meno di 4 km dalla costa, inoltre non si riesce ad individuare un marcato *shelf break*.

L'area è stata investigata nel 1985 con prospezioni di sismica ad alta risoluzione con impiego di una sorgente EG&G Uniboom e con acquisizione analogica. In fase di acquisizione i dati sono stati filtrati con un filtro banda passante 400-4000 Hz ed amplificati con un guadagno automatico (AGC).

L'ubicazione dei profili è stata realizzata utilizzando il sistema Loran C. A causa della vicinanza all'area di studio della stazione "Master" di Catanzaro, si sono avuti

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

\*\* Dip. Idraulica, Trasporti e Strade, Università di Roma "La Sapienza"

notevoli problemi nella corretta ubicazione dei profili che è stata recuperata solo in parte tramite un accurato controllo dei punti di intersezione tra le linee.

E' stato di norma adottato un fondo scala dei tempi di registrazione di 250 ms e, solo per brevi tratti nelle aree di scarpata, un fondo scala di 500 ms. L'area è stata investigata con 12 transetti perpendicolari a costa, tra loro distanti circa 1500 m e con alcuni profili di controllo ad essi normali. In totale sono stati acquisiti circa 100 km di profili su di un'area di 90 km<sup>2</sup>.

Nell'area sono stati individuati due terrazzi deposizionali sommersi, il primo con profondità del ciglio a 40-50 m ed il secondo intorno ai 150-170 m. Mentre il

TDS più superficiale è mal preservato ed è individuabile solo in due profili, il più profondo è ben preservato e si segue con una buona continuità per oltre 15 km.

I terrazzi si rilevano solo nell'area tra Capo Cozzo e la foce del Fiume Angitola, cioè fino a dove la morfologia del fondo marino è estremamente acclive (superiore a 2°). I terrazzi non si rilevano invece nel resto del Golfo di S. Eufemia dove, a nord del canyon dell'Angitola, si sviluppa una piattaforma continentale (sino a 7 km di ampiezza) ed il gradiente del fondo marino diviene inferiore al grado. A nord del Golfo di S. Eufemia sono stati rilevati altri TDS da MONGARDI *et alii* (stesso volume).

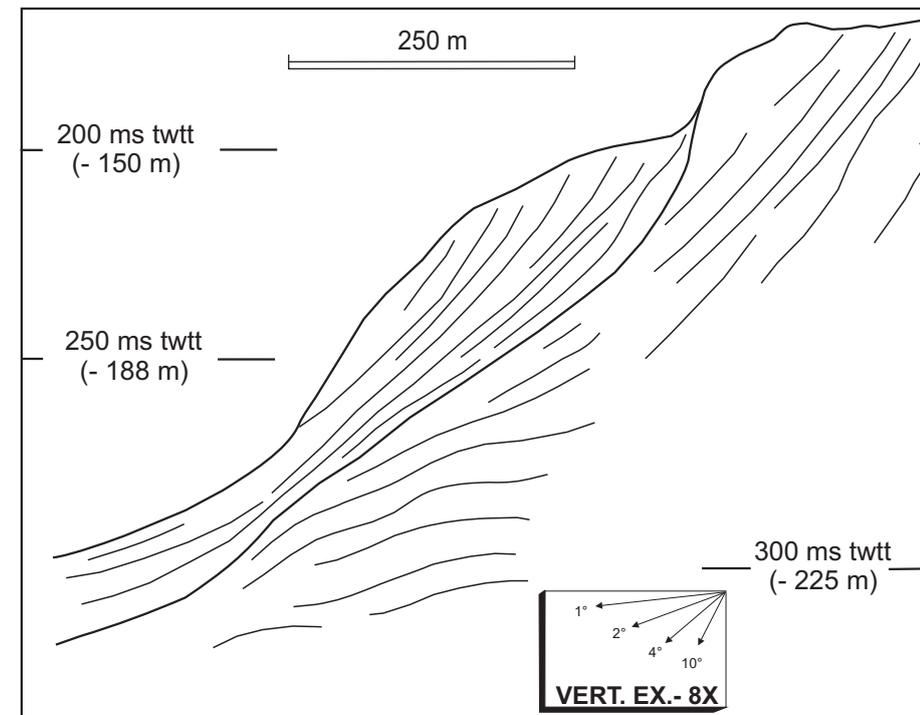
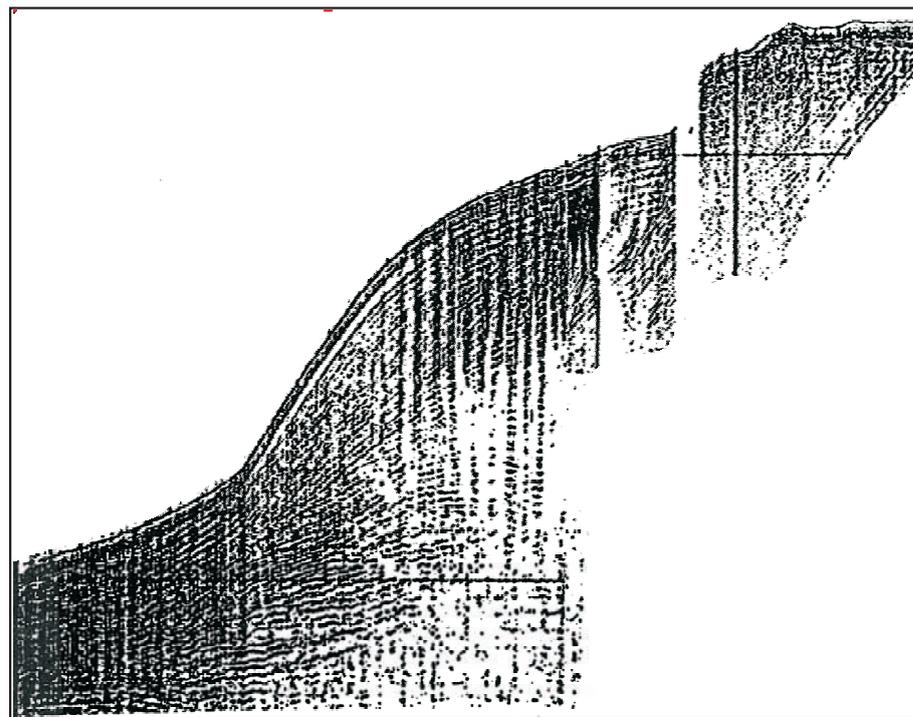


Fig. 2 - Profilo sismico Uniboom al traverso di Pizzò (per l'ubicazione vedere la fig. 5). Si osserva un terrazzo deposizionale sommerso sulla scarpata continentale superiore in prossimità di una rottura di pendio. Il basamento sedimentario su cui poggia il TDS mostra riflettori ad alta ampiezza ed alta continuità, debolmente deformati. Internamente al terrazzo sono visibili numerosi riflettori progradanti con geometria concava, base tangenziale e con una pendenza massima apparente dei foreset intorno agli 8-10°. Le terminazioni di tetto (topset) non sono ben osservabili in quanto coperte dal forte ringing prodotto dalla riflessione del fondo marino. Le terminazioni di base (bottomset) proseguono sulla scarpata continentale con assetto concordante; solo nelle ultime fasi della progradazione la configurazione dei riflettori interni diviene convessa. Ad ogni modo la struttura interna del terrazzo deposizionale indica continuità di sedimentazione e l'intero corpo sembra essersi depositato in un unico ciclo sedimentario. La rottura di pendio a monte del terrazzo, benché molto brusca, non sembra avere origini strutturali, come dimostrato dalla continuità dei sottostanti riflettori interni al basamento. Il tetto del terrazzo presenta una pendenza apparente massima di 2° ed un ciglio poco definito.

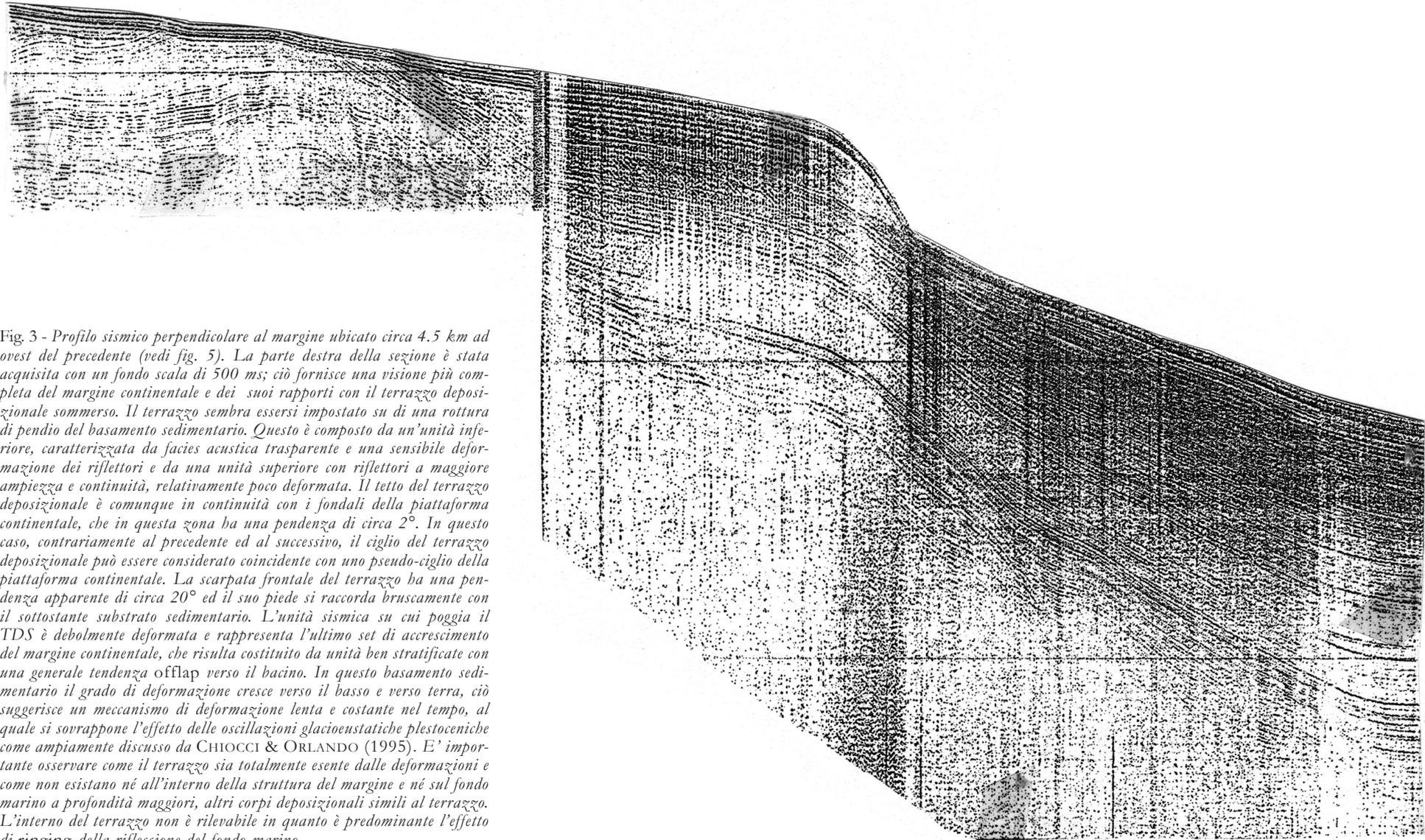


Fig. 3 - Profilo sismico perpendicolare al margine ubicato circa 4.5 km ad ovest del precedente (vedi fig. 5). La parte destra della sezione è stata acquisita con un fondo scala di 500 ms; ciò fornisce una visione più completa del margine continentale e dei suoi rapporti con il terrazzo deposizionale sommerso. Il terrazzo sembra essersi impostato su di una rottura di pendio del basamento sedimentario. Questo è composto da un'unità inferiore, caratterizzata da facies acustica trasparente e una sensibile deformazione dei riflettori e da una unità superiore con riflettori a maggiore ampiezza e continuità, relativamente poco deformata. Il tetto del terrazzo deposizionale è comunque in continuità con i fondali della piattaforma continentale, che in questa zona ha una pendenza di circa 2°. In questo caso, contrariamente al precedente ed al successivo, il ciglio del terrazzo deposizionale può essere considerato coincidente con uno pseudo-ciglio della piattaforma continentale. La scarpata frontale del terrazzo ha una pendenza apparente di circa 20° ed il suo piede si raccorda bruscamente con il sottostante substrato sedimentario. L'unità sismica su cui poggia il TDS è debolmente deformata e rappresenta l'ultimo set di accrescimento del margine continentale, che risulta costituito da unità ben stratificate con una generale tendenza offlap verso il bacino. In questo basamento sedimentario il grado di deformazione cresce verso il basso e verso terra, ciò suggerisce un meccanismo di deformazione lenta e costante nel tempo, al quale si sovrappone l'effetto delle oscillazioni glacioeustatiche pleistoceniche come ampiamente discusso da CHIOCCI & ORLANDO (1995). E' importante osservare come il terrazzo sia totalmente esente dalle deformazioni e come non esistano né all'interno della struttura del margine e né sul fondo marino a profondità maggiori, altri corpi deposizionali simili al terrazzo. L'interno del terrazzo non è rilevabile in quanto è predominante l'effetto di ringing della riflessione del fondo marino.

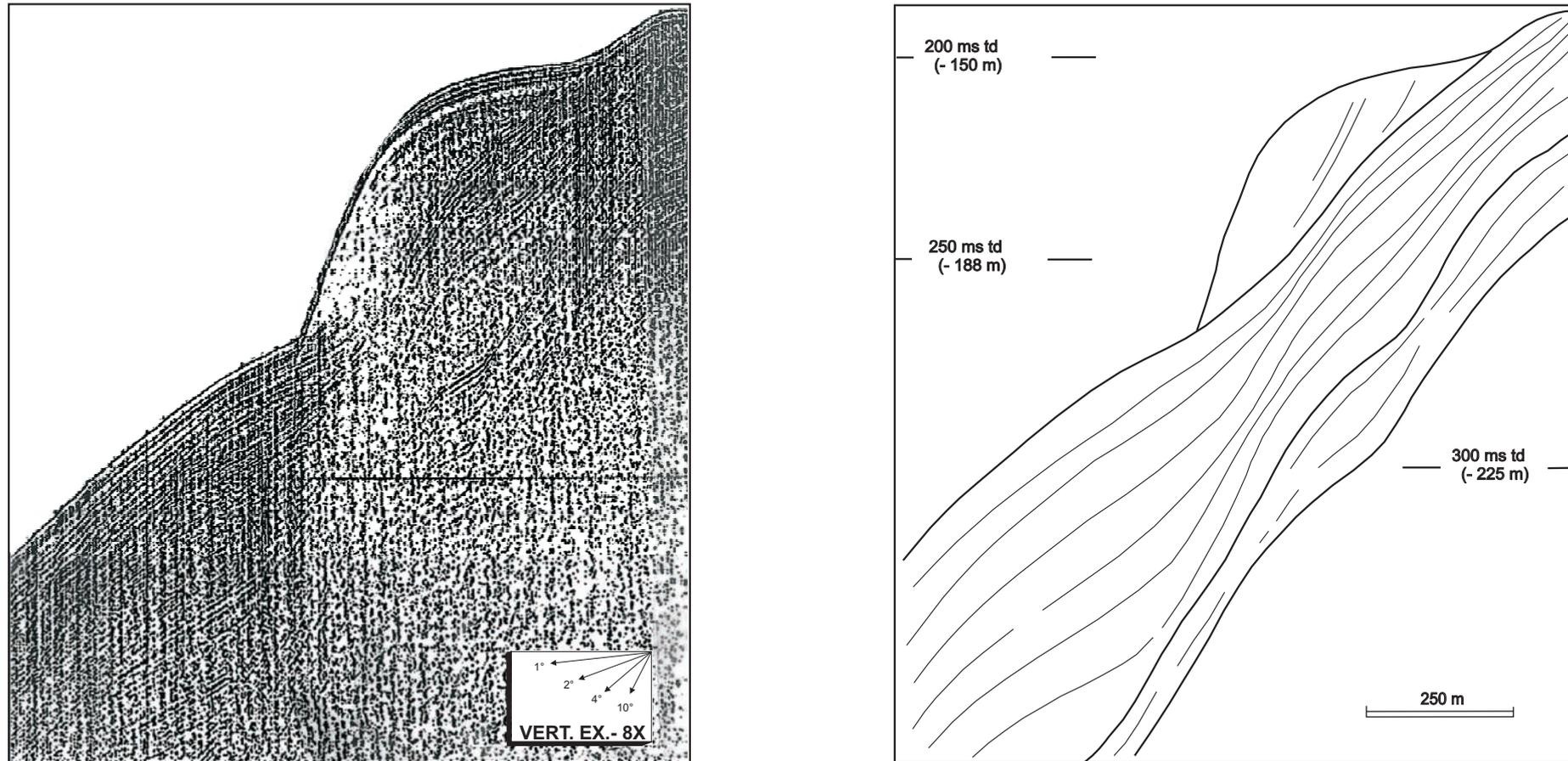


Fig. 4 - Profilo sismico al traverso di Vibo Valentia, localizzato in posizione intermedia tra i due precedenti (vedere fig. 5 per l'ubicazione). Dalla sezione si può osservare come anche in questo caso (come in quello di fig. 2) la posizione e la geometria del terrazzo deposizionale non sono condizionate dalla morfologia del fondo marino, essendo l'attacco del TDS a maggior profondità rispetto alla rottura di pendio. Si osserva come la morfologia e la facies acustica del terrazzo si differenzino nettamente dal basamento sedimentario su cui poggia. Quest'ultimo è infatti ben stratificato, con riflettori debolmente ondulati ad alta continuità, che immergono verso il bacino con pendenze intorno ai  $7^\circ$ . I depositi costituenti il substrato sedimentario sono attribuibili a sedimentazione in facies di scarpata continentale durante le fasi di basso stazionamento del livello del mare (CHIOCCI, 1993; CHIOCCI & ORLANDO, 1995). Il deposito terrazzato presenta una base piatta e tetto convesso con una facies acustica interna trasparente. Per similitudine con la situazione rilevata nel profilo di fig. 2, è possibile che in realtà all'interno del terrazzo vi siano riflettori che però non sono rilevabili nella sezione sismica a causa della loro elevata acclività. La pendenza apparente della scarpata frontale del terrazzo è infatti mediamente intorno a  $20^\circ$  e la pendenza reale dovrebbe arrivare a  $25^\circ$  (CHIOCCI, questo volume); è possibile che la pendenza dei foreset sia simile, quindi maggiore della pendenza apparente dei riflettori interni del profilo di Fig.2 (max.  $10^\circ$ ), che probabilmente non coincideva con la direzione di massima pendenza degli strati. Il tetto del terrazzo ha una pendenza apparente di poco più di un grado, confrontabile con quella della piattaforma continentale in quest'area, mentre la scarpata frontale ha una pendenza maggiore della scarpata continentale.

(NB. Il profilo in figura è stato utilizzato come esempio di applicazione delle procedure di migrazione nell'articolo "Distorsioni nella forma dei TDS rilevati dai profili sismici e ripristino delle corrette geometrie (migrazione)"; (CHIOCCI, questo volume).

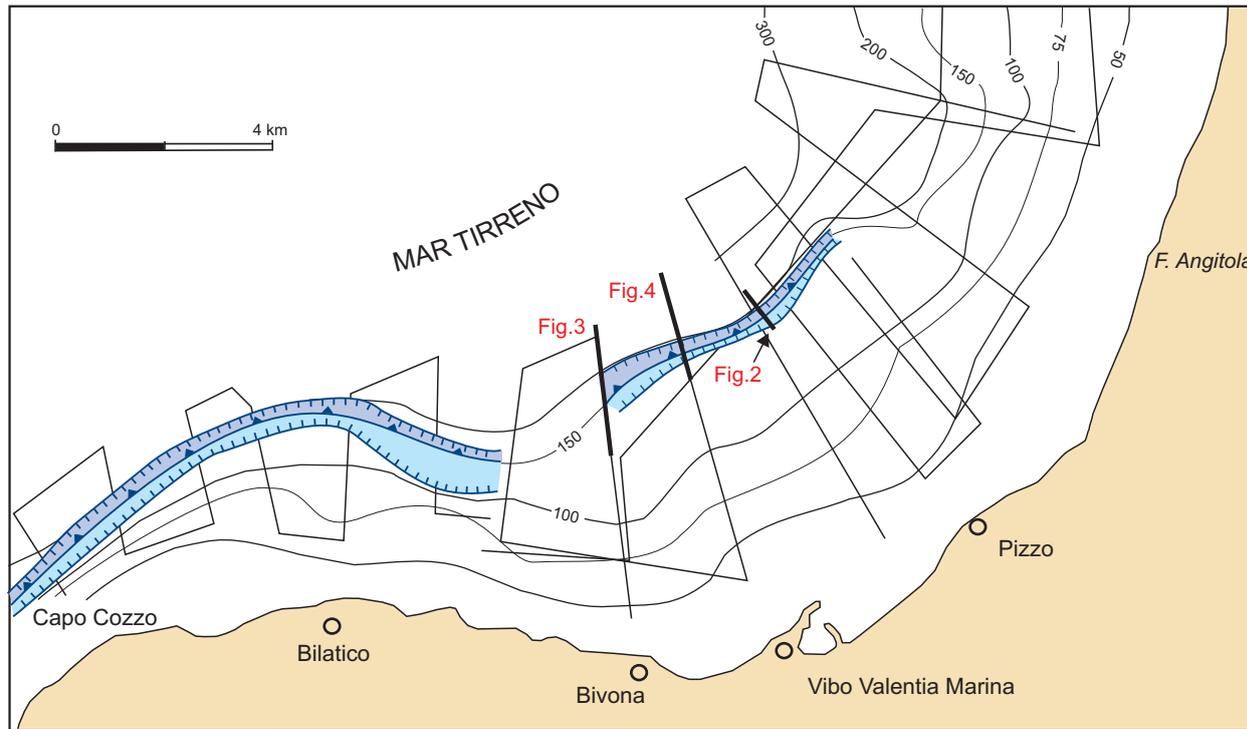


Fig. 5 - Distribuzione del terrazzo deposizionale sommerso nel Golfo di S. Eufemia meridionale. L'estensione trasversale a costa del terrazzo varia da 300 a 800m (da 100 a 500 quella del solo tetto), mentre parallelamente alla costa il terrazzo deposizionale si sviluppa per 10 km tra Capo Cozzo e Punta Safo e per 5 km tra Bivona ed il fianco meridionale del canyon dell'Angitola. Tra il traverso di P.ta Safo e di Bivona non si è ritenuto opportuno rappresentare il TDS in quanto in questo settore si ha: a) un brusco cambiamento di profondità di tutti i parametri deposizionali, (attacco, ciglio, chiusura); b) una significativa variazione nella distanza dalla linea di riva e nell'orientazione dello sviluppo planimetrico del TDS; c) una differenza nella struttura stessa del TDS, con un corpo più sviluppato ed omogeneo a est e un deposito meno spesso e più articolato a ovest. A ovest di Bivona l'andamento dei parametri deposizionali sembra essere abbastanza costante. Con il tratto spesso è indicata l'ubicazione delle linee sismiche riportate nelle figure 2, 3 e 4.

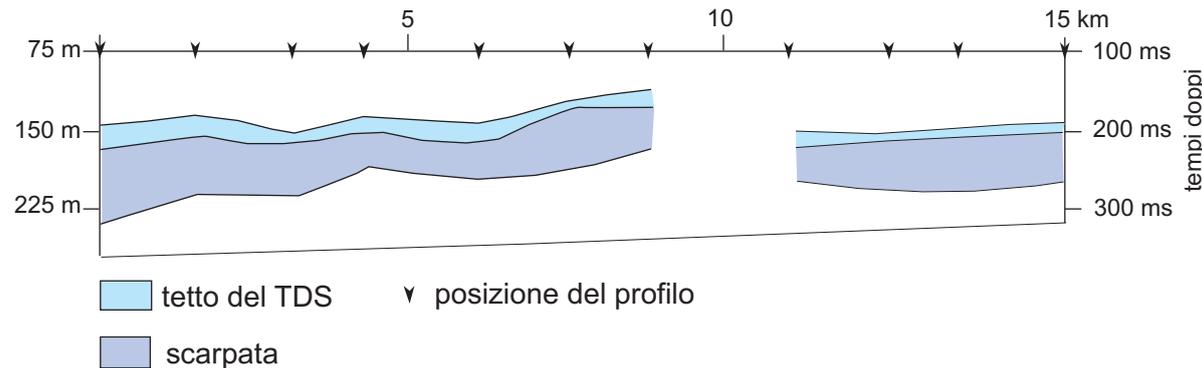


Fig. 6 - Diagramma di profondità del terrazzo deposizionale sommerso nel Golfo di S. Eufemia meridionale. Il deposito si trova in una ristretta fascia batimetrica compresa tra 135-150 metri e 180-200 m. In particolare il ciglio si trova tra -130 e -160 m di profondità. Da Capo Cozzo verso est si ha una graduale diminuzione della profondità del terrazzo sino a circa il traverso di Punta Safo. Come già detto, tra Punta Safo e Bivona si ha un brusco aumento di profondità di tutti i parametri deposizionali e una variazione delle caratteristiche del TDS (cfr. precedente didascalia) per cui le due aree non sono state correlate.

## CONCLUSIONI

Nel Golfo di S. Eufemia meridionale è presente, lungo un tratto di costa di oltre 15 km, un terrazzo deposizionale sommerso che presenta geometrie e facies acustiche abbastanza simili in tutta l'area. Il terrazzo poggia su un substrato sedimentario costituito da stratificazioni sottili debolmente deformate, probabilmente messe in posto durante i periodi glaciali altopleistocenici (CHIOCCI & ORLANDO, 1996).

Il terrazzo si trova ad una profondità compresa tra -110 e -230 m (tra -125 e -160 m il ciglio deposizionale); tali profondità sono sensibilmente maggiori di quelle raggiunte durante il minimo eustatico wurmiano. Il terrazzo si trova sulla scarpata superiore, a volte in corrispondenza del margine della piattaforma, più spesso al piede di una rottura di pendio che costituisce il limite esterno della piattaforma continentale. La facies acustica del TDS è molto differente da quella del basamento sedimentario su cui poggia: solo a volte è possibile rilevare riflettori progradanti all'interno del terrazzo, mal risolti sismicamente probabilmente a causa della loro elevata pendenza.

Lo spessore e la distribuzione batimetrica del TDS è abbastanza costante in tutta l'area. E' possibile ipotizzare una discontinuità strutturale in corrispondenza di Punta Safo sulla base di un cambiamento nella tendenza all'approfondimento verso ovest che si osserva

costantemente nel settore occidentale del TDS. Tale cambiamento coincide con un allontanamento del TDS dalla linea di costa di oltre 1000 m. La profondità (pur variabile nel senso predetto dei parametri deposizionali) del TDS è compatibile con i minimi livelli eustatici (intorno ai 100 m) raggiunti nell'ultimo pleniglaciale. Mancano invece evidenze di fasi di basso stazionamento più antiche dell'ultima essendo il TDS costituito da un'unica fase deposizionale e non essendo mai stati osservati TDS sepolti o affioranti a quote più basse del TDS (120-150 m).

Il particolare assetto geodinamico dell'arco Calabro potrebbe giustificare i caratteri sopra descritti: il costante sollevamento cui l'area è stata soggetta durante tutto il Pliocene dovrebbe infatti aver portato a profondità più basse gli eventuali terrazzi formati durante i minimi eustatici. L'emersione e l'erosione cui gli ambienti di piattaforma sono stati sottoposti ciclicamente (sempre a causa delle oscillazioni glacioeustatiche) avrebbero quindi provveduto a rimuovere completamente i TDS più antichi dell'ultimo ciclo.

## BIBLIOGRAFIA

- BARONE, A., A. FABBRI, S. ROSSI & R. SARTORI (1982) - *Geological Structure and Evolution of Marine Areas Adjacent to the Calabrian Arc*. Earth Evolution Sciences, **3**, 207-221.
- BOSQUET, J.C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Rom., **12**, 1-104.
- CHIOCCI, F.L. (1994) - *Very High-resolution seismics as a tool to apply sequence stratigraphy at an outcrop scale*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **78**, n.3, 378-395.
- CHIOCCI, F.L., S. D'ANGELO, L. ORLANDO & A. PANTELONE (1989) - *Evolution of the Holocene shelf sedimentation defined by high-resolution seismic stratigraphy and sequence analysis (calabro-tyrrhenian continental shelf)*. Memorie Società Geologica Italiana, **48**, 359-380.
- CHIOCCI, F.L. & L. ORLANDO (1995) - *Effects of Pleistocene sea-level changes on a highly deforming continental margin, Calabrian shelf, Italy*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **37**, n. 145, 39-58.
- COSENTINO D. E. GLIOZZI (1988) - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. Ital., **41**, 653-665.
- DAMIANI, A.V., L. PANNUNZI (1978) - *Terrazzi marini e neotettonica pleistocenica della costa tirrenica calabro-lucana tra Matera e Cetraro*. Mem. Soc. Geol. Ital., **19**, 597-604.
- FINETTI, I., C. MORELLI (1972) - *Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **14**, 291-342.
- OGNIBEN L. (1973) - *Recent sedimentation processes on the Calabria continental shelf and slope (Tyrrhenian sea, Italy)*. Oceanologica Acta, **5**(4), 493-500.
- PATACCA, E., R. SARTORI, P. SCANDONE (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: tectonic relations since Late Tortonian time*. Mem. Soc. Geol. Ital., **45**, 425-451.
- TRINCARDI F., CORREGGIARI A., FIELD M.E., NORMARK W.R. (1995) - *Turbidite deposition from multiple sources: quaternary Paola basin (Eastern Tyrrhenian sea)*. Journal of Sedimentary Research, n. **B65** (4): 469-483.

ZONA	GOLFO DI S. EUFEMIA
Estensione parallela alla costa	13 km
Estensione perpendicolare alla costa	da 1,5 km a 2,5 km
Spessore medio	35 m
Profondità di attacco	da 90 m a 115 m
Profondità del ciglio	da 100 m a 120 m
Profondità della chiusura	150 m
Litologia dei depositi	sabbie pelitiche
Facies acustica	trasparente
Max pendenza dei <i>foreset</i>	5°
Monociclo o evidenza di più cicli	policiclico