

La sequenza plio-quadernaria, la cui base è correlata sismicamente al tetto della successione evaporitica messiniana (SELLI & FABBRI, 1971; FABBRI *et alii*, 1981), è costituita da tre unità depositatesi in differenti fasi di evoluzione del margine (ARGNANI & TRINCARDI, 1990, 1993).

Dopo la fase iniziale di deposizione di un prisma sedimentario di margine distensivo segue un episodio compressivo a carattere regionale che ne provoca il raccorciamento.

Il bacino di scarpata si forma in seguito allo scollamento della copertura sedimentaria dal basamento che deformandosi genera una fascia di alti morfologici lungo la scarpata.

La fase finale vede il riempimento del bacino ad opera della sedimentazione quadernaria (ARGNANI & TRINCARDI, 1990, 1993; MONGARDI *et alii*, 1994). L'analisi sismostratigrafica lungo questo tratto di piattaforma, in particolare dei depositi olocenici, è stata svolta anche da ULZEGA *et alii* (1981) e CHIOCCI *et alii* (1989).

METODOLOGIE DI ACQUISIZIONE DEI DATI

I dati considerati sono stati raccolti durante tre campagne di prospezione sismica nell'ambito di un programma esplorativo del margine tirrenico orientale svolto dall'Istituto di Geologia Marina (IGM) di Bologna a bordo della n/o Bannock. A partire dal 1974, crociera BP diretta dal Dott. G. Galignani, lo studio dei depositi tardequadernari si è basato sull'integrazione di profili sismici monocanale ad alta risoluzione (Sub-bottom profiler 3,5 kHz e Sparker 1kj), dati batimetrici, immagini side-scan sonar analogiche e digitali. Carote a gravità e a pistone sono state prelevate nelle aree scelte sulla base delle indicazioni fornite dai profili sismici delle prime campagne.

I dati delle campagne più recenti, VP 1987 e PB 1991, sono stati acquisiti con il sistema di posizionamento LORAN C calibrato con l'acquisizione contemporanea di dati GPS, riferiti all'ellissoide WGS84, quando disponibili.

Come risultato, all'interno di ogni campagna di misura i dati LORAN sono riportati alla precisione GPS a meno di scostamenti dovuti alla minore accuratezza del LORAN ed a considerazioni geometriche sull'allargamento delle iperboli.

Le carte degli orizzonti sismici considerati sono state realizzate utilizzando i dati di profondità espressi in tempi doppi (ms), in quanto non si possiedono dati reali sulla velocità di propagazione delle onde acustiche nei sedimenti incontrati.

Le profondità tradotte in metri sono state calcolate considerando una velocità di propagazione delle onde nel mezzo di 1500 ms, corrette della profondità d'acqua in cui si trovava lo strumento sotto la chiglia della nave (5 m).

CARATTERISTICHE DELLA PIATTAFORMA

Alla base dei depositi relativi all'ultimo ciclo glaciale, in piattaforma è ben correlabile una superficie erosiva caratterizzata da un andamento molto irregolare con presenza di numerosi relitti erosivi affioranti o coperti da spessori non significativi di sedimenti.

L'influenza di questi alti morfologici sullo stile deposizionale, sia durante l'ultima risalita eustatica che l'attuale stazionamento alto del livello marino, è testimoniata nelle carote prelevate in piattaforma dalla presenza di rodoliti ed alghe cementanti sopra gli alti e di accumuli clastici ai lati di questi.

Tra le numerose forme erosive terrazzate che si osservano a varie profondità alcune appaiono correlabili lateralmente, altre hanno una scarsa continuità laterale ed alcune hanno forme a "pinnacolo" (CARTER *et alii*, 1982) caratterizzate da sviluppo circolare (Fig. 3).

Il tipo e la disposizione di queste forme riflettono la complessa dinamica delle onde e delle correnti durante le varie fasi di risalita relativa del livello marino.

Le forme erosive allungate delimitavano probabilmente le vie principali d'erosione e d'afflusso delle correnti (Fig. 4).

Per quanto riguarda l'origine delle forme erosive a pinnacolo essa pare in parte legata a residui d'erosione di rilievi morfologici preesistenti, ed in parte a cementazione algale (TAVIANI & TRINCARDI, 1987).

A nord di Capo Suvero si ritrovano rare forme terrazzate caratterizzate da scarsa continuità laterale probabilmente dovuta all'incisione del margine da parte dei numerosi canali di scarpata.

La piattaforma nel Golfo di S. Eufemia, a nord del Canyon dell'Angitola, presenta rare forme terrazzate ed assume la forma di una piana a costa bassa, mentre al largo di Capo Suvero raggiunge la massima estensione e complessità.

La natura della superficie erosiva appare poligenica, in quanto questa oltre ad essersi originata per erosione subaerea durante una fase di caduta e stazionamento basso del livello marino, è stata ulteriormente modificata dai processi d'erosione costiera e marina durante la risalita successiva come osservato su altri margini quadernari (FARRAN & MALDONADO, 1990; TORRES *et alii*, 1995).

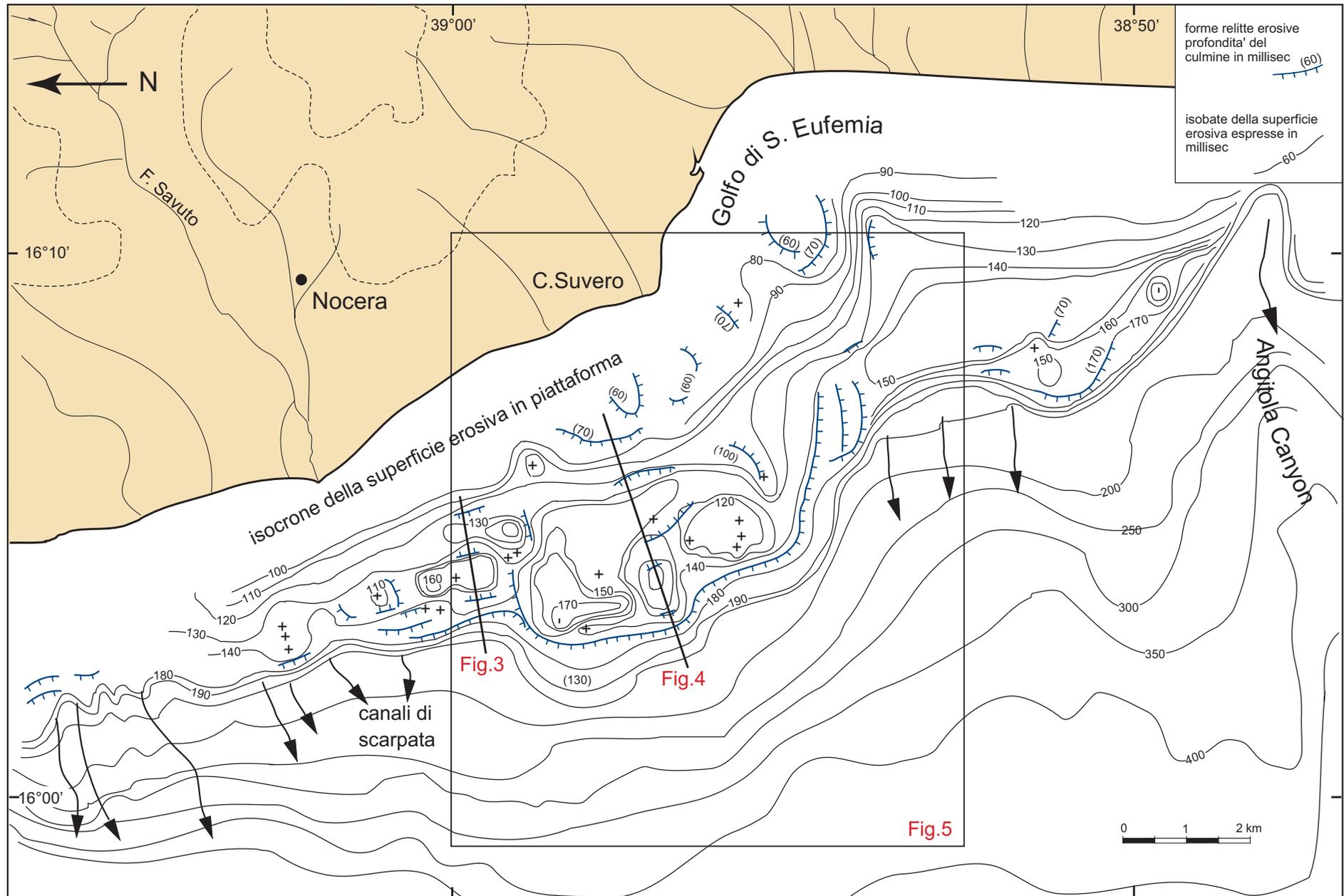


Fig. 2 - Carta della superficie erosiva (profondità in ms, in tempi doppi), alla base dei depositi trasgressivi in piattaforma. Con tratto punteggiato è indicata la batimetria in metri per la sola area di scarpata. Il riquadro in figura indica la zona dettagliata in fig. 5.

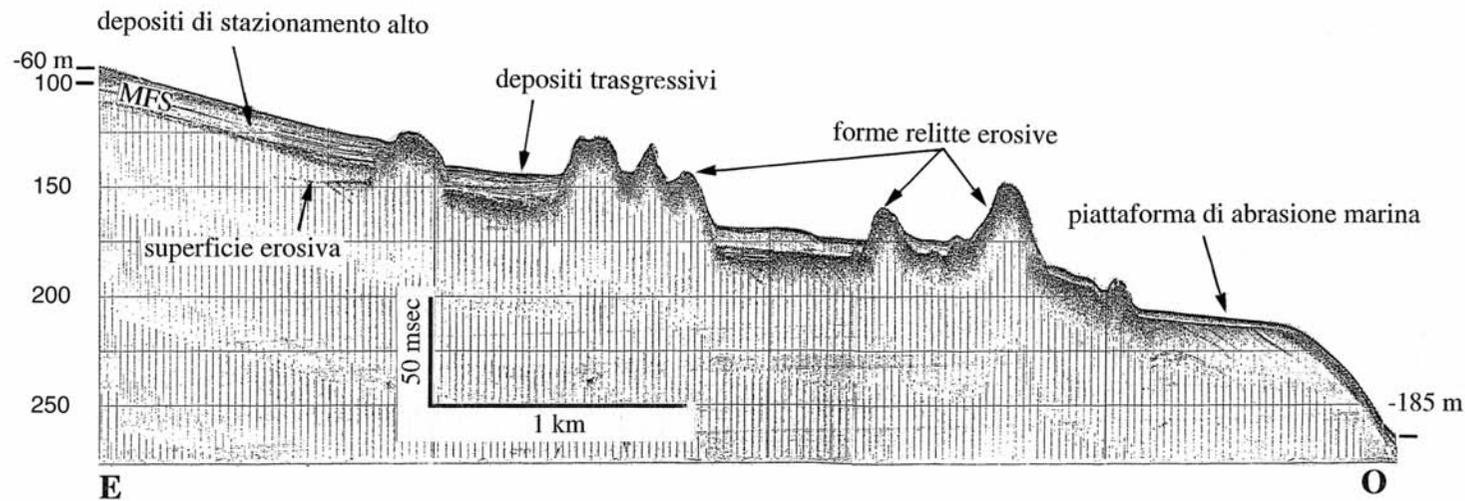


Fig. 3 - Sul profilo Sub-bottom, si osservano strutture erosive in piattaforma e la sedimentazione relativa alle fasi di risalita e stazionamento alto del livello marino. I relitti erosivi costituiscono alti morfologici che agiscono come trappole sedimentarie; le zone di basso morfologico fungono da depocentri di scarsa estensione areale. Al ciglio della piattaforma è presente una piattaforma di abrasione marina drappeggiata dai depositi trasgressivi marini. Verso terra nel cuneo sedimentario, una superficie di downlap di estensione regionale rappresenta la superficie di massima inondazione (MFS) che separa i depositi trasgressivi da quelli di stazionamento alto. Esagerazione verticale $\times 11$. Vedi fig. 2 per l'ubicazione del profilo.

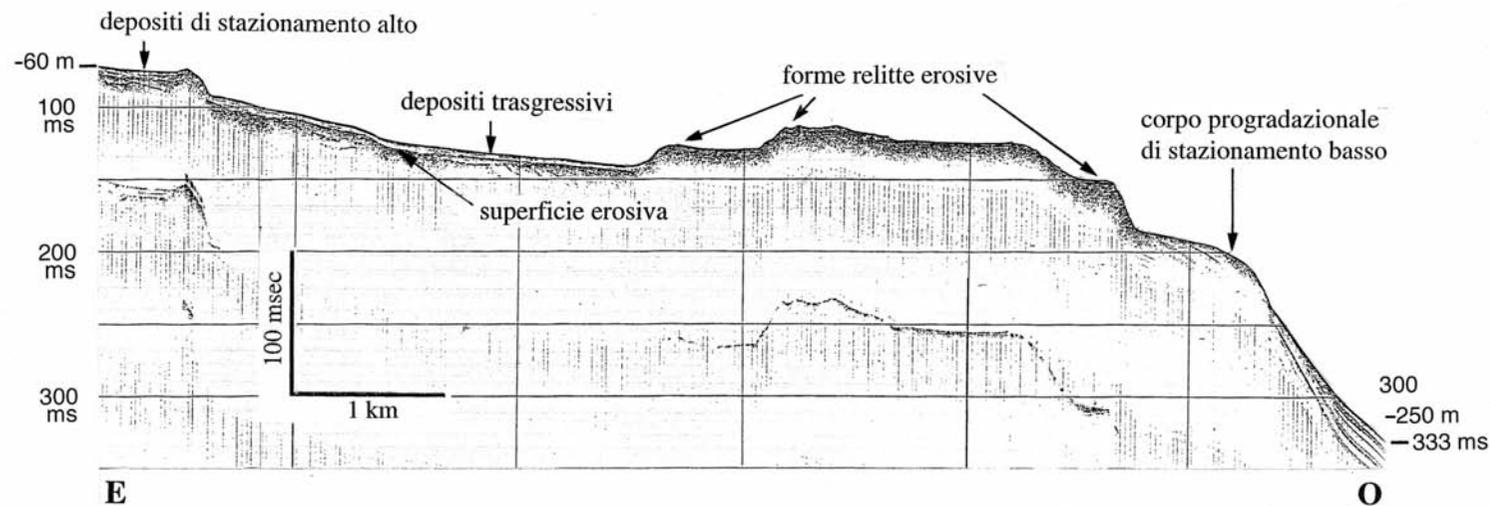


Fig. 4 - Profilo Sub-bottom su cui si osservano forme relitte erosive in piattaforma, presenti a varie profondità. La superficie di discontinuità (unconformity) alla base dei depositi trasgressivi, dall'andamento erosivo molto irregolare, costituisce una superficie di esposizione subaerea sebbene sui profili sismici non sia associata ad evidenze di incisioni fluviali. Dove in piattaforma lo spessore dei sedimenti trasgressivi al di sopra della superficie erosiva non è risolvibile, essa coincide sismicamente con quella di massima inondazione alla base dei corpi in progradazione di stazionamento alto. In quest'area, in posizione più meridionale rispetto al profilo precedente e al di sotto della superficie di abrasione marina, si osserva un corpo progradazionale associato alla falesia più esterna. Esagerazione verticale $\times 12$. Vedi fig. 2 per l'ubicazione del profilo.

TERRAZZO DEPOSIZIONALE AL LARGO DI CAPO SUVERO

Al margine esterno della piattaforma presso Capo Suvero è presente un corpo di progradazione, allungato parallelamente al margine e giacente al di sotto della superficie erosiva di trasgressione. Questo corpo clinostratificato, dello spessore medio di circa 9 m, si estende per circa 13 km parallelamente al ciglio della piattaforma, con una larghezza media di 720 m, occupando un'area di circa 10 km².

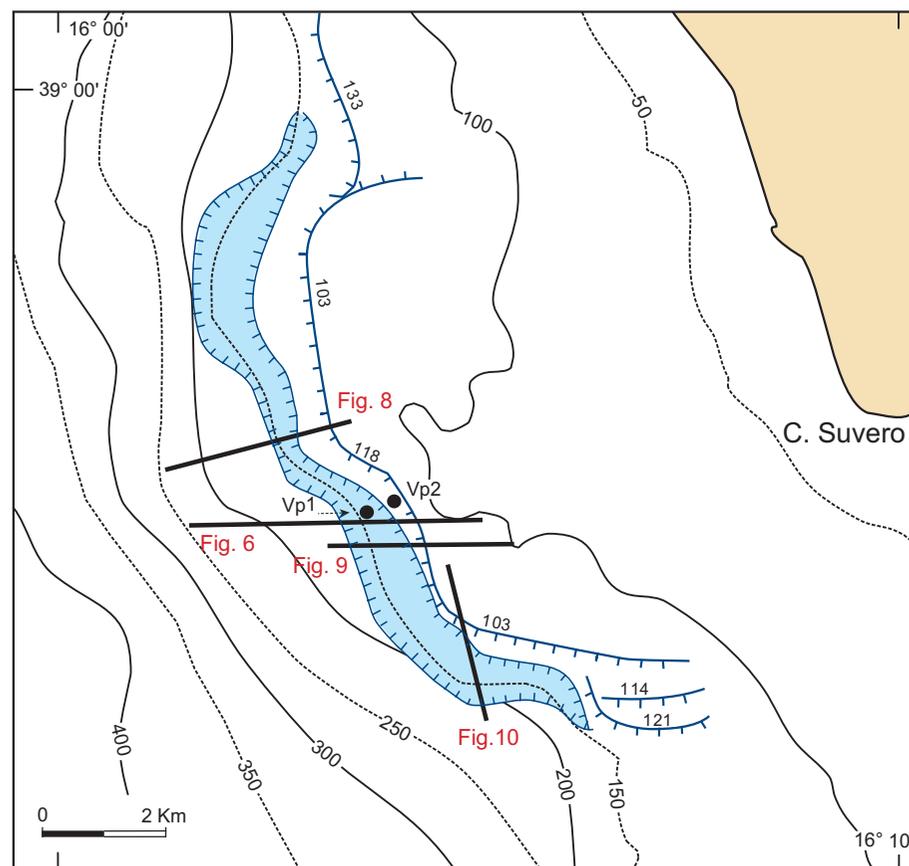


Fig. 5 - Mappa dell'estensione del terrazzo deposizionale allungato parallelamente al margine al largo di Capo Suvero. Sulla carta sono posizionati i punti corrispondenti alle carote a gravità prelevate nell'area del corpo deposizionale e le tracce dei profili sismici delle figure successive. La batimetria ed i valori del limite esterno della superficie erosiva delle sommità delle forme erosive relitte sono espressi in metri. Vedi fig. 2 per l'ubicazione dell'area.

Associato al corpo deposizionale, verso l'interno della piattaforma, si osserva una falesia (Figg. 4 e 6) che appare continua lungo il margine ma presenta base e tetto a profondità variabili. Il ciglio della falesia, caratterizzato sui profili sismici da una forte risposta acustica e una minima penetrazione del segnale, è situato a una profondità d'acqua compresa tra i -103 e i -133 m, ed ha un'altezza media di 20-30 metri.

Le carote prelevate nel corpo in progradazione (Figg. 6 e 7) mostrano la presenza di sabbia bioclastica grossolana con ospiti "freddi" tipici dell'ultimo stazionamento basso del livello marino tardo-quadernario (vedi Fig. 7 *Pseudoamussium septemradiatum*, TAVIANI, com.pers.; TRINCARDI *et alii*, 1987).

Nella carota VP2 (Fig. 6) prelevata a -126 m, sulla parete dell'alto morfologico immediatamente a ridosso del terrazzo marino, si osserva limo sabbioso bioturbato per 120 cm, seguito da un aumento della frazione grossolana verso l'alto e del contenuto di bioclasti e biosomi. Al cm 107 è presente un livello di rodoliti centimetriche ed al cm 80 una biorudite con matrice pelitica. I 70 cm superficiali sono costituiti da limo bioturbato.

Maggiore complessità e sviluppo delle facies grossolane sono state riscontrate nella carota VP1 prelevata alla sommità del corpo progradazionale a -142 m di profondità (Fig. 7).

CONCLUSIONI

I sistemi costieri che si trovano sul margine del bacino di Paola riflettono il regime microtidale (variazioni tidali < 0,5 m), la presenza di una piattaforma di scarsa estensione (10 km al massimo) e la diffusione degli apporti sedimentari distribuiti in più punti di piccole dimensioni ed uguale importanza. Si tratta di una costa dominata dal moto ondoso e sottoposta al massimo sviluppo di energia durante le tempeste. Il margine attorno a Capo Suvero, caratterizzato da una piattaforma più sviluppata ed estesa verso mare mostra un terrazzo marino ben correlabile e a profondità relativamente costante per più di 10 km lungo il ciglio. Il terrazzo indica la posizione della linea di riva durante il massimo stazionamento basso del livello marino dell'Ultimo Glaciale (18-20 ka). Questa struttura può essere attribuita a processi di focalizzazione dell'energia delle onde lungo costa. Le variazioni di profondità della base del terrazzo infatti si potrebbero correlare con la variazione areale della concentrazione dell'energia erosiva lungo costa.

L'erosione ha alimentato distalmente un corpo progradazionale a granulometria grossolana, prevalentemente bioclastico, di "alta energia" e modesto

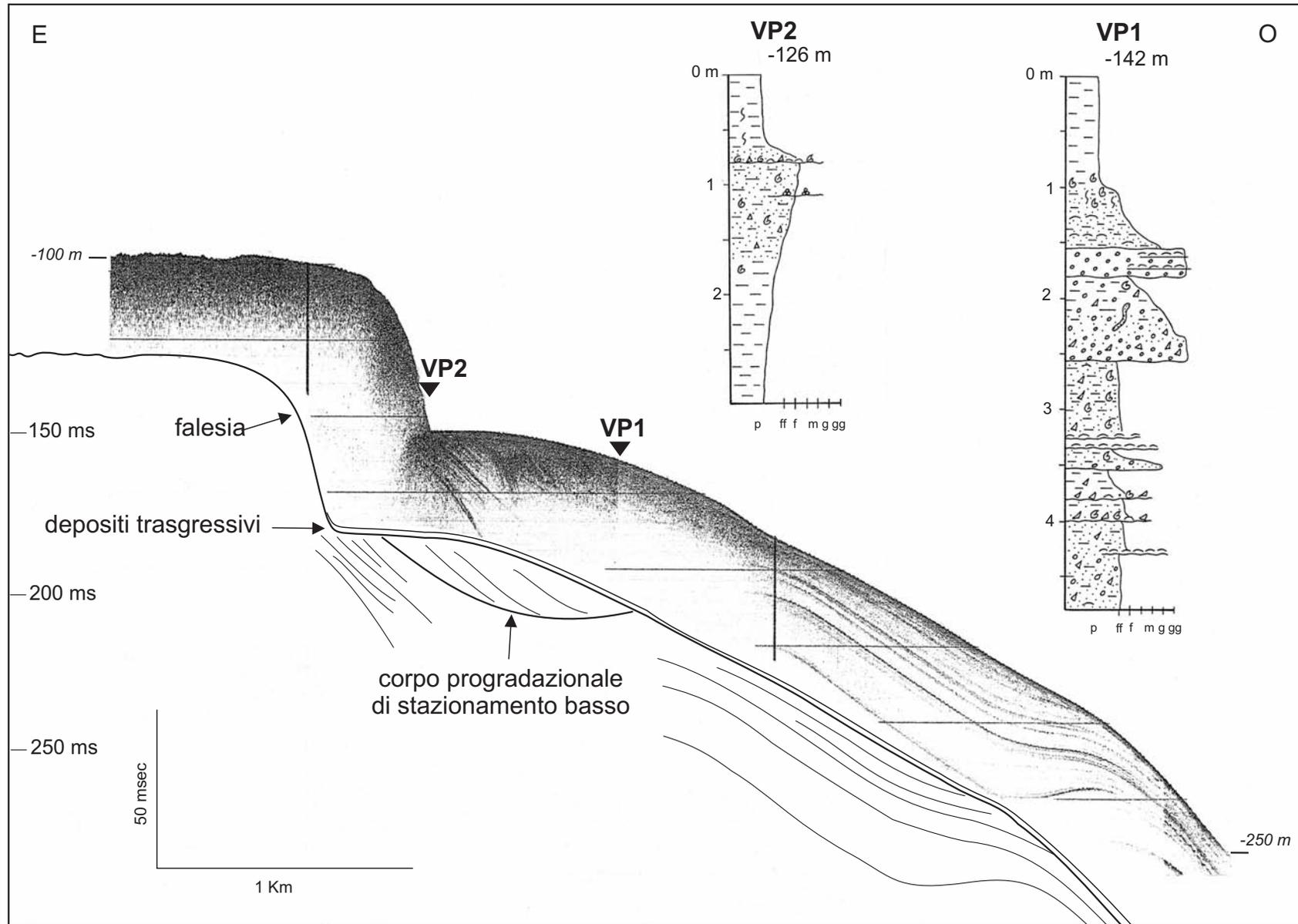
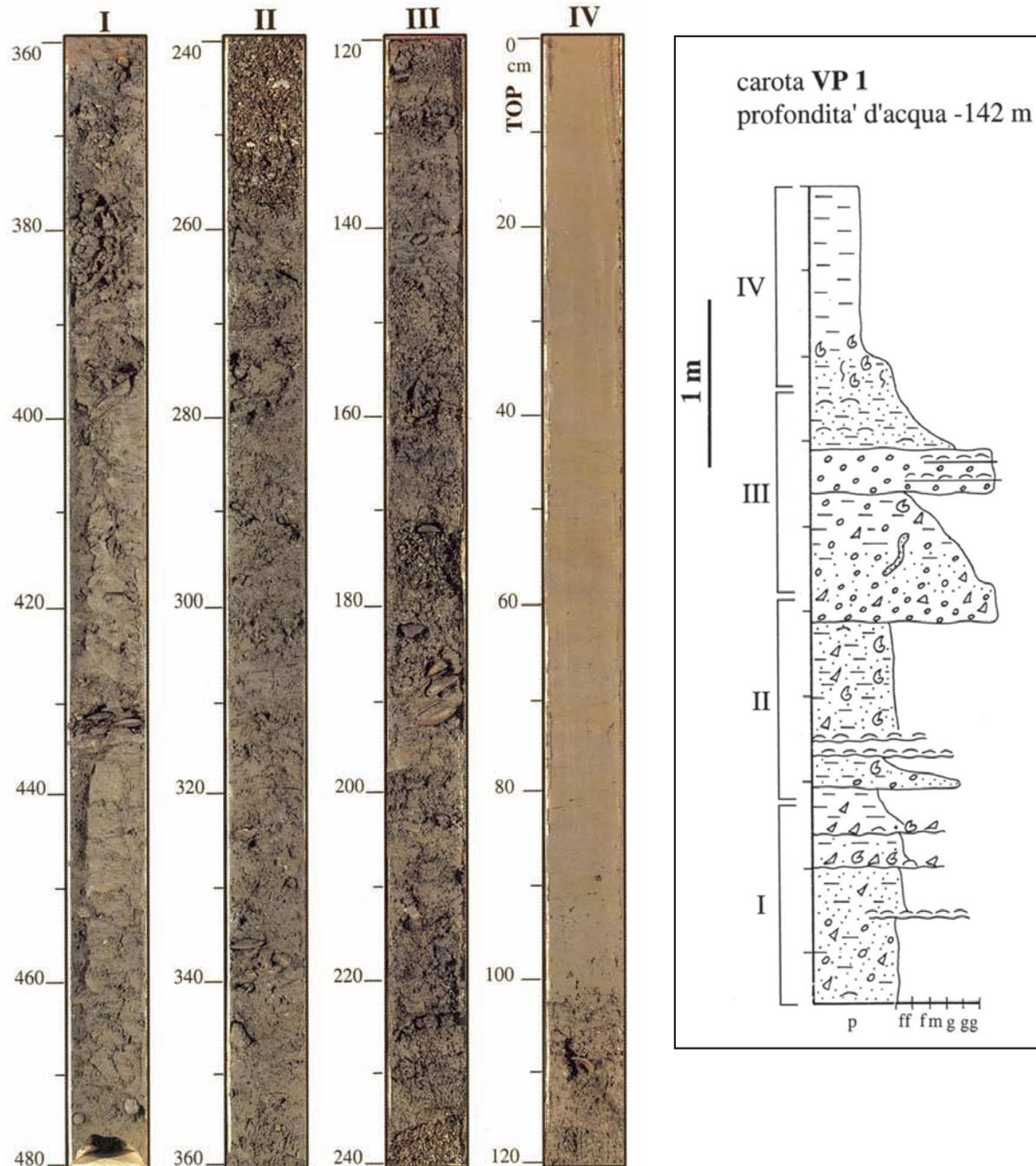


Fig. 6 - Profilo Sub-bottom perpendicolare al margine al largo di Capo Suvero. Il corpo clinostratificato è evidenziato alla sommità da un forte contrasto di impedenza e da una facies acustica prevalentemente trasparente all'interno. Le superfici interne di deposizione, quando visibili, hanno un'inclinazione che aumenta spostandosi verso la scarpata e raggiunge al massimo il valore di 4° . I riflettori interni al corpo progradazionale hanno terminazioni a downlap alla base mentre al tetto sono troncati dalla superficie di trasgressione erosiva. I depositi trasgressivi giacciono in copertura del terrazzo deposizionale. Esagerazione verticale $\times 15$. Vedi fig. 5 per l'ubicazione del profilo e delle carote.



volume, in assenza di apporti clastici significativi. Il deposito grossolano clinostratificato costituisce quindi un deposito relitto a ridosso della forma terrazzata. La profondità massima di rinvenimento del tetto del terrazzo, è superiore a quella suggerita dai dati relativi all'abbassamento del livello marino durante l'ultimo glaciale in condizioni stabili (121 m in FAIRBANKS, 1989) ma consistente con altre osservazioni sul margine tirrenico orientale (TRINCARDI & FIELD, 1991).

Il corpo progradazionale appare costituito al suo interno da superfici clinostratificate progressivamente più inclinate al procedere verso mare. I risultati di due carotaggi a gravità indicano che il contenuto in sedimenti grossolani aumenta verso l'alto e verso il bacino.

Le sequenze di progradazione costiera si ritrovano infatti come successioni negative poiché la loro granulometria aumenta verso l'alto. Esse sono il prodotto della sovrapposizione di facies di alta energia, costituite prevalentemente da sabbia e localmente da depositi più grossolani, su facies distali (ELLIOTT, 1986).

L'aumento della granulometria verso mare entro il deposito osservato, si spiega anche con il fatto che l'erosione avvenuta in fase di risalita, ha preservato i depositi più recenti, alla cui sommità giacciono i sedimenti grossolani di alta energia, ed ha invece eroso i sedimenti più antichi verso costa, lasciando preservata la sola parte basale costituita da sedimenti fini distali.

Fig. 7 - Nella carota VP1, prelevata a -142 m di profondità sulla sommità del corpo deposizionale, si osserva dal basso una biorudite limosa con all'interno livelli a maggior concentrazione di biosomi (*Glycimeris*, *Chlamys*, *Turritella*, e *Pectinidi*, Taviani, *com.pers.*; Trincardi et alii, 1987) e livelli con valve di molluschi isorientate (*Pseudoamussium septemradiatum*, Taviani, *com.pers.*). A vari intervalli stratigrafici sono presenti ciottoli pomicei sparsi. Tra i cm 240-260 e tra i cm 155-180 due livelli bioruditi (ben cerniti e ricchi in litici) sono separati da livelli più limosi. Dal cm 100 la presenza di sedimento limoso fino alla sommità della carota corrisponde alla sedimentazione di stazionamento alto. Vedi fig. 5 per l'ubicazione della carota.

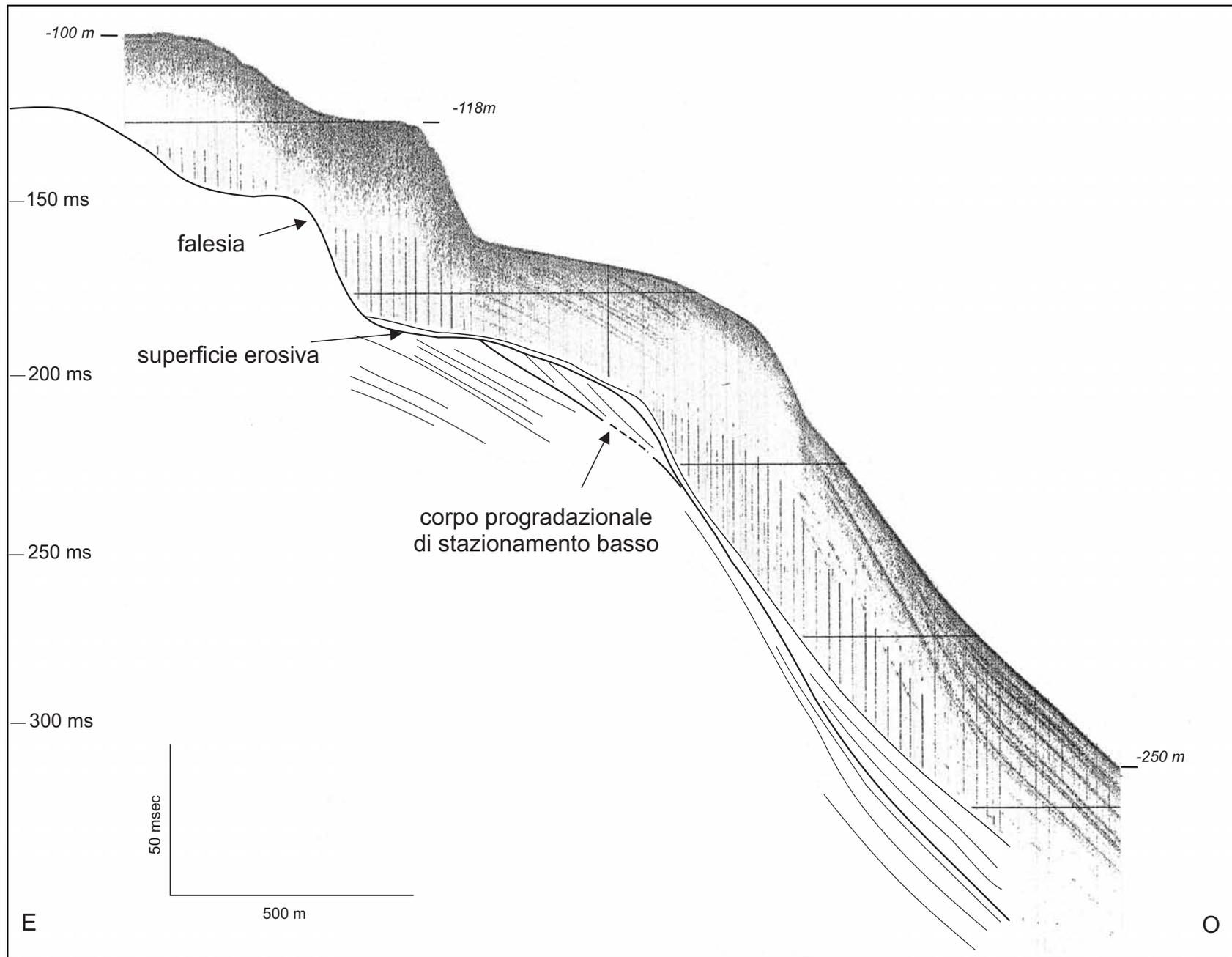


Fig. 8 - Particolare del ciglio della piattaforma sul profilo Sub-bottom mostrato in fig. 4. Esagerazione verticale $\times 10$. Vedi fig. 5 per l'ubicazione del profilo.

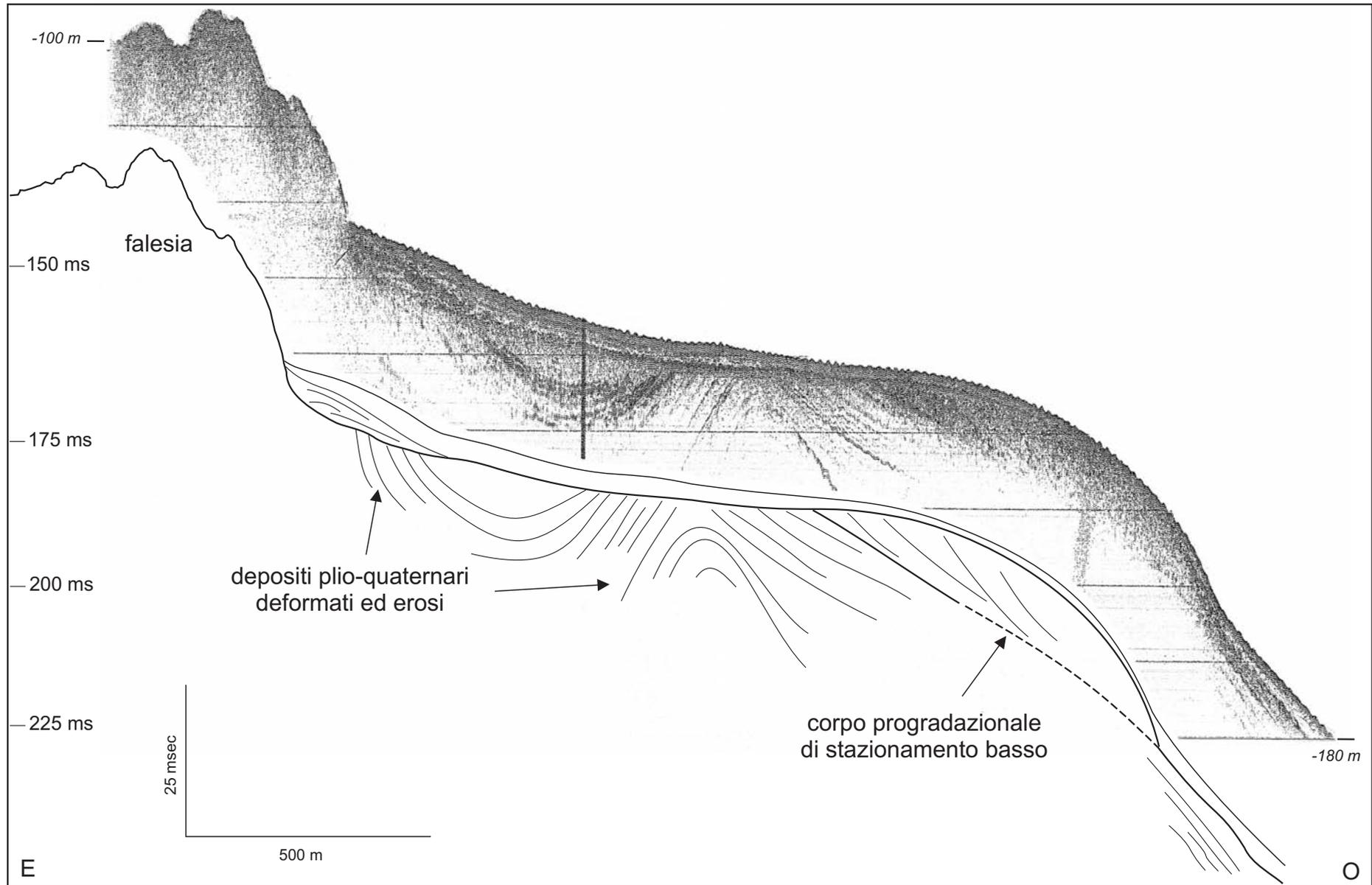


Fig. 9 - Sul profilo Sub-bottom si osserva che la superficie erosiva alla sommità delle forme terrazzate tronca i riflettori sottostanti e costituisce la base dei depositi trasgressivi. Al di sotto di questa superficie si osservano strati tettonizzati, blandamente piegati e tiltati verso il bacino. Più al largo è invece presente il corpo progradazionale di stazionamento basso. Esagerazione verticale $\times 23$. Vedi fig. 5 per l'ubicazione del profilo.

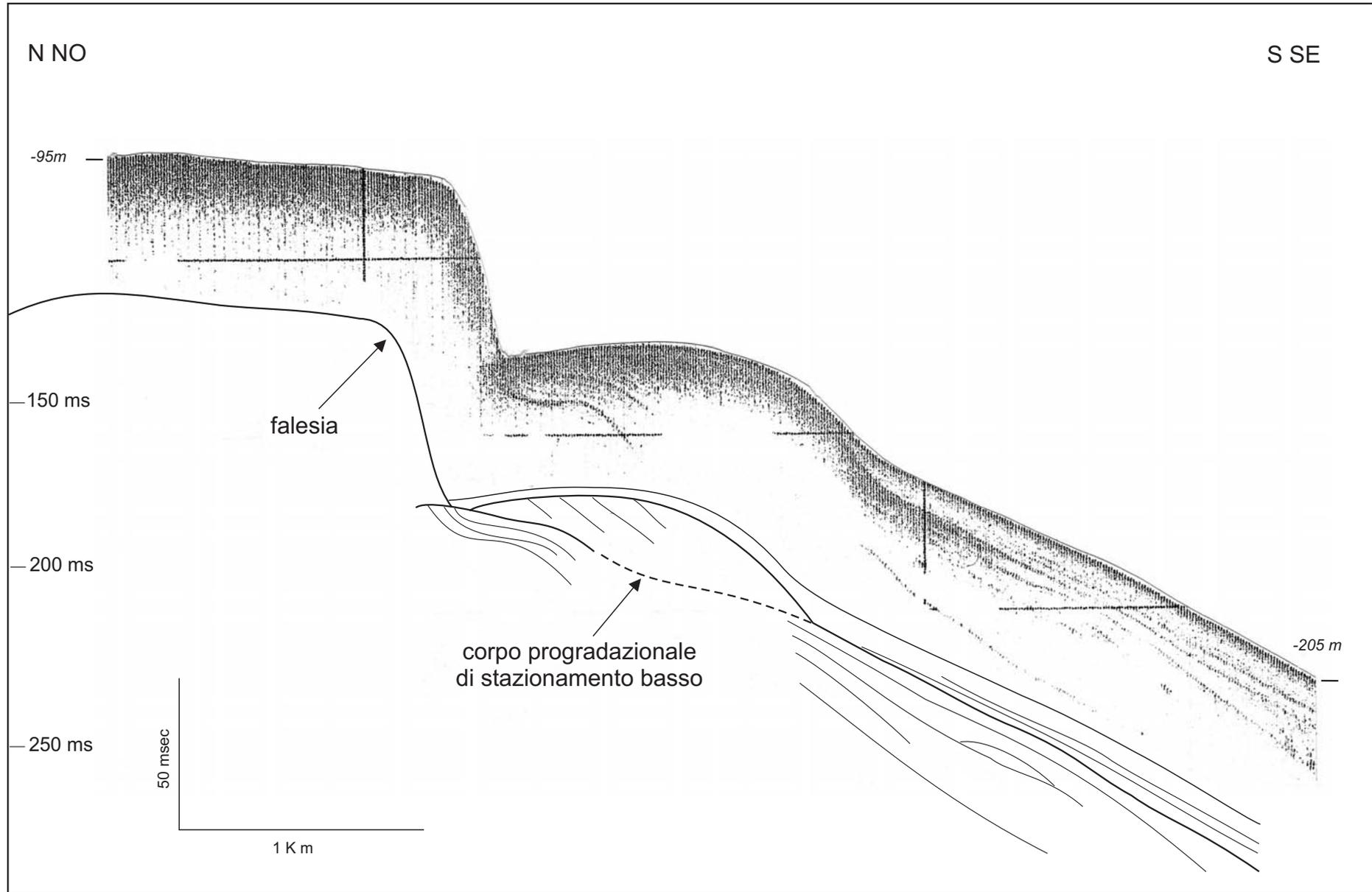


Fig. 10 - Sul profilo Sub-bottom più meridionale si nota la chiusura ad onlap dei sedimenti trasgressivi sulla scarpata superiore contro il corpo deposizionale di stazionamento basso e la forma convessa di quest'ultimo. Esagerazione verticale $\times 15$. Vedi fig. 5 per l'ubicazione del profilo.

Come osservato in altri margini (CARTER *et alii*, 1982), i sedimenti che costituiscono questi corpi in progradazione sono prevalentemente “cannibalizzati” dall’erosione di alti morfologici in piattaforma e solo in minor parte riflettono l’apporto fluviale diretto. Probabilmente il carico fluviale, durante lo stazionamento basso della linea di riva, veniva catturato dai canali di scarpata e non riusciva a raggiungere il margine della piattaforma nell’area di Capo Suvero.

Le forme terrazzate ed i corpi in progradazione associati a queste si sono probabilmente formati in periodi di relativa stasi del livello marino e sono stati parzialmente erosi dal passaggio della linea di riva mentre contemporaneamente la sedimentazione si spostava più verso terra. All’interno della piattaforma non si osservano chiare evidenze di incisioni fluviali. Le forme erosive visibili all’interno della piattaforma sono riconducibili invece a stazionamenti relativi del livello marino durante l’ultima risalita. Esistono infatti evidenze che l’ultima risalita del livello marino non sia stata monotonica ma caratterizzata da episodi di stasi relativa alternati a fasi di rapido annegamento (CARTER *et alii*, 1986; ANDERSON & THOMAS, 1991). Poiché non tutte le variazioni della linea di riva sono registrate da gradini batimetrici (CARTER *et alii*, 1986), la morfologia degli alti erosivi in piattaforma non è direttamente collegabile con le variazioni della linea di riva nel tempo in mancanza di studi di dettaglio e di datazioni dirette dei depositi.

L’annegamento degli alti morfologici relitti provoca la cementazione di questi da parte dell’azione di alghe calcaree, come testimoniato dalla presenza di rodoliti ed incrostazioni algali di tipo laminato nelle carote prelevate sugli alti o in prossimità di questi. La copertura sedimentaria relativa allo stazionamento alto del livello marino, ben correlabile nella parte sommitale delle carote studiate, è costituita da sedimenti fini, argillosi, bioturbati, che presentano qualche traccia di sostanza organica.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON J.B. & THOMAS M.A. (1991) - *Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea level change: the record of such events and their influence on sedimentation*. *Sedimentary Geology*, **70**: 87-104.
- ARGNANI A. & TRINCARDI F. (1990) - *Paola slope basin: evidence of regional contraction on the Eastern Tyrrhenian Margin*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **44**: 93-105.
- ARGNANI A. & TRINCARDI F. (1993) - *Growth of a slope ridge and its control on sedimentation: Paola Slope Basin (eastern Tyrrhenian margin)*. *Sedimentation and Tectonics in Extensional, Oblique-slip and Compressional Settings*, Nemeč and Steel Eds., IAS Special Publ., **20**: 467-480.
- CANU M. & TRINCARDI F. (1989) - *Controllo eustatico e tettonico sui sistemi deposizionali del Bacino di Paola (Plio-Quaternario), margine tirrenico orientale*. *Giornale di Geologia*, **51** (2): 41-61.
- CARTER L., CARTER R.M. & GRIGGS G.B. (1982) - *Sedimentation in the Conway Trough, a deep near-shore marine basin at the junction of the Alpine transform and Hikurangi subduction plate boundary, New Zealand*. *Sedimentology*, **29**: 475-497.
- CARTER R.M., CARTER L. & JOHNSON D.P. (1986) - *Submergent shorelines in the SW Pacific: evidence for an episodic post-glacial transgression*. *Sedimentology*, **33**: 629-649.
- CHIOCCI F., D’ANGELO S., ORLANDO L., & PANTALEONE A. (1989) - *Evolution of the Holocene shelf sedimentation defined by high-resolution seismic stratigraphy and sequence analysis (Calabro-Tyrrhenian C.S.)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **48**: 359-380.
- ELLIOTT T. (1986) - *Siliciclastic shorelines. Sedimentary Environments and Facies*, H.G. Reading ed., 2° ed., Blackwell Sci. Publ.: 155-188.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. F.C. WEZEL Ed., Tecnoprint, Bologna, *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins*: 101-127.
- FAIRBANKS R.G. (1989) - *A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation*. *Nature*, **342**: 637-642.
- FARRAN M. & MALDONADO A. (1990) - *THE EBRO CONTINENTAL SHELF: QUATERNARY SEISMIC STRATIGRAPHY AND GROWTH PATTERNS*. *Marine Geology*, **95**: 289-312.
- GALLIGNANI P. (1982) - *Recent sedimentation processes on the Calabrian Continental Shelf and Slope (Tyrrhenian Sea, Italy)*. *Oceanologica Acta*, **5** (4): 493-500.
- KASTENS K.A. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP LEG 107*. KASTENS, K.A., MASCLE, J., *et alii*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **107**: 3-22.
- MONGARDI S., CAPOTONDI L., CORREGGIARI A. & TRINCARDI F. (1994) - *Basin wide mass transport during the late-Quaternary sea level rise, Paola slope basin*. Abstracts IAS 15th Regional Meeting 13-15 April 1994, Naples: 294-295.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: A Pliocene deep-sea*. *Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Cl. Sci. fis. mat. e nat.*, ser. 8, **50** (5): 104-116.
- TAVIANI M. & TRINCARDI F. (1987) - *Postglacial buildups on the Eastern Tyrrhenian shelf - attempt of interpretation*. *Coll. Intern. Oceanol., Perpignan, CIESM*: 30.
- TORRES J., SAVOYE B. & COCHONAT P. (1995) - *The effects of late quaternary sea-level changes on the Rhone slope sedimentation (northwestern Mediterranean), as indicated by seismic stratigraphy*. *Journal of Sedimentary Research*, **B65** (3): 368-387.
- TRINCARDI F., CIPOLLI M., FERRETTI P., LA MORGIA J., LIGI M., MAROZZI G., PALUMBO V., TAVIANI M. & ZITELLINI N. (1987) - *Slope basin evolution on the Eastern Tyrrhenian Margin: preliminary report*. *Giornale di Geologia*, **49** (2): 1-9.
- 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*, **B65** (4): 469-483.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variability, and preservation of downlapped regressive shelf deposits: eastern Tyrrhenian margin, Italy*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 75-90.
- ULZEGA, LECCA L., LEONE F. & SECCHI F. (1981) - *Morfologia e struttura della piattaforma continentale del Golfo di S. Eufemia (Calabria)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **4**: 3-6.

ZONA	CAPO SUVERO
Estensione parallela alla costa	13 km
Estensione perpendicolare alla costa	720 m
Spessore medio	9 m
Profondità di attacco	da 136 m a 150 m
Profondità del ciglio	da 140 m a 155 m
Profondità della chiusura	da 163 m a 181 m
Litologia dei depositi	biorudite limosa con ciottoli e rodoliti
Facies acustica	trasparente, con segnale a forte contrasto d'impedenza alla sommità
Max pendenza dei <i>foreset</i>	4°
Monociclo o evidenza di più cicli	monociclico