

Terrazzi deposizionali sommersi nell'Arcipelago Toscano (margine orientale del Canale di Corsica)

ROVERI M.*, CORREGGIARI A.**

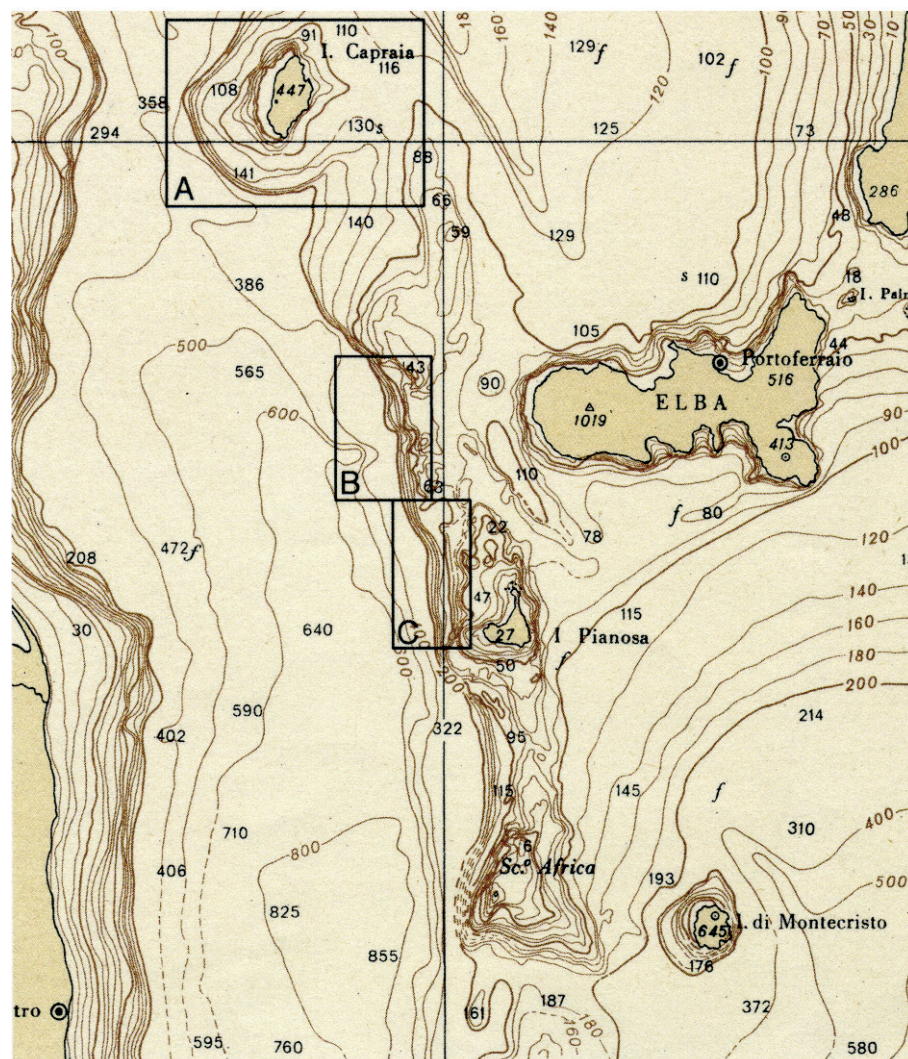


Fig. 1 - Ubicazione delle aree di studio. Scala 1: 750.000

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Terrazzi deposizionali sommersi caratterizzano lunghi tratti del margine orientale del Bacino Corso, tra Capraia e Scoglio Africa; gli esempi riportati in questo lavoro si riferiscono all'area di piattaforma compresa tra le isole di Capraia e di Pianosa (Fig. 1), per la quale è disponibile un consistente *data base* sismico e di carotaggi.

Il Bacino Corso è uno dei principali bacini sedimentari tirrenici (VIARIS DE LESENGO, 1978; BACINI SEDIMENTARI, 1979; ZITELLINI *et alii*, 1986) ed è caratterizzato da una successione post-oligocenica spessa oltre 4000 m (GABIN, 1972), deposta durante le fasi compressive oligo-mioceniche e, in maggior misura, nelle successive fasi distensive legate all'apertura del Tirreno, iniziata nel Miocene superiore (SELLI & FABBRI, 1981; ZITELLINI *et alii*, 1986; KASTENS & MASCLE, 1990; BARTOLE *et alii*, 1991).

Le intrusioni magmatiche che, a partire dal Tortoniano, accompagnano la distensione (FERRARA & TONARINI, 1985), determinano la formazione di una serie di alti strutturali paralleli (dorsali) allungati in direzione N-S e NNW-SSE, che costituiscono l'ossatura dell'Arcipelago Toscano; i piccoli bacini delimitati dalle dorsali vengono progressivamente colmati, a partire da est, durante il Plio-Pleistocene; si viene così a formare nel tardo Quaternario una complessa area di piattaforma, estesa dal litorale toscano fino al Canale di Corsica ed al Canale di Capraia (i tratti di mare che attualmente insistono sul Bacino Corso e che mettono in comunicazione, attraverso la soglia di Capraia, il Mar Tirreno con il Mar Ligure).

L'alto strutturale più esterno (Dorsale dell'Elba o di Pianosa) delimita la piattaforma e si allunga parallelamente al Bacino Corso in direzione N-S, da Scoglio Africa fino a Pianosa; da qui prosegue in direzione NNW-SSE fino a Capraia e Gorgona.

Lungo la dorsale affiorano sul fondo marino o in superficie (Pianosa) le unità mio-plioceniche sollevate dai corpi intrusivi (COLANTONI & BORSETTI, 1973; VIARIS DE LESENGO, 1978). Faglie distensive ad alto angolo di età plio-pleistocenica e con andamento NE-SW e NW-SE dislocano la dorsale tra l'Elba e Capraia e tra Capraia e Gorgona; si individuano in tal modo settori di piattaforma che presentano, durante tutto il Pliocene ed almeno fino al Pleistocene inferiore, differenti caratteristiche morfologiche e deposizionali.

*Dip. di Scienze della Terra, Università di Parma; Istituto di Geologia Marina, CNR, Bologna

** Istituto di Geologia Marina, CNR, Bologna

Il particolare assetto strutturale dell'area che si estende ad est del Bacino Corso ha giocato un ruolo determinante nel trattenere i sedimenti terrigeni provenienti dall'Appennino; di qui deriva il carattere di relativa sottoalimentazione del margine orientale del Bacino Corso rispetto a quello occidentale alimentato dal blocco sardo-corso, che si riflette nella netta asimmetria del bacino (sia della forma esterna che della geometria del riempimento) e nella progressiva migrazione verso est del suo asse (VIARIS DE LESENGO, 1978). Questa situazione è particolarmente evidente durante il Pliocene, mentre nel tardo Pleistocene, dopo il riempimento dei bacini distensivi toscani, si assiste ad una lenta inversione di tendenza.

La Dorsale dell'Elba conserva comunque il carattere di alto morfologico, oltre che strutturale; ciò condiziona il regime deposizionale del margine orientale anche durante l'ultimo *lowstand* tardo Quaternario, limitando ancora l'input di sedimenti terrigeni rispetto a quello occidentale; ciò comporta ripercussioni sulla dinamica morfo-sedimentaria di scarpata e piattaforma e quindi anche sulle caratteristiche geometriche e composizionali dei corpi sedimentari.

Il margine occidentale vede infatti durante questo intervallo di tempo lo sviluppo di vari apparati deltizi in piattaforma e di numerosi piccoli sistemi torbiditici alla base della scarpata (STANLEY *et alii*, 1980; BELLAICHE *et alii*, 1994), mentre su quello orientale si formano, sulla piattaforma o al suo margine, soltanto piccoli corpi terrazzati.

DATI E METODOLOGIE DI INDAGINE

Lo studio si basa sui profili sismici e le campionature acquisiti durante le campagne ET91 (N/O BANNOCK), ET93 ed ET95 (N/O URANIA) effettuate dall'Istituto di Geologia Marina del CNR di Bologna nell'ambito di un programma di ricerca su processi sedimentari attivi ed evoluzione morfo-sedimentaria plio-quaternaria del margine orientale del Canale di Corsica. I dati sismici sono costituiti da una griglia regolare (maglia <2 km) di profili monocanale Sparker 1 kJ a registrazione digitale; sono stati acquisiti anche profili sub-bottom 3.5 kHz (ET91) ed UNIBOOM 300 J (ET95). In totale si tratta di oltre 1000 km di profili sismici e di 50 carotaggi posizionati mediante GPS; la buona qualità del segnale ha consentito un'ottima integrazione dei dati delle tre campagne, facilitando in tal modo l'interpretazione e la taratura della sismica con i carotaggi.

I profili Sparker non sono ottimali per lo studio dettagliato di corpi sedimentari di piattaforma in quanto forma del segnale sismico e *range* di frequenza

limitano la risoluzione verticale. La buona qualità dei profili sismici acquisiti consente comunque l'individuazione e lo studio dei terrazzi deposizionali; in molti casi sono visibili anche le geometrie interne. La possibilità di elaborazione offerta dall'acquisizione digitale ha consentito poi di ottenere un notevole miglioramento del rapporto segnale/rumore e di variare a piacimento l'esagerazione verticale in fase di restituzione finale dei dati.

Il sistema di acquisizione (*hardware* e *software*) è stato messo a punto dall'IGM ed è basato su un PC 486; l'elaborazione dei dati è stata eseguita invece su base SUN utilizzando il pacchetto di elaborazione FOCUS. L'operazione più importante è risultata la deconvoluzione che ha portato ad una notevole diminuzione degli effetti di ringing legati alla forma del segnale Sparker. In questo lavoro vengono riportati esempi di profili sismici in versione originale e dopo elaborazione (Figg. 5-6 e 11-12). I carotaggi, ubicati su obiettivi mirati, sono stati effettuati con carotiere a gravità 1.2 t con tubi di lunghezza variabile da 2 a 6 m.

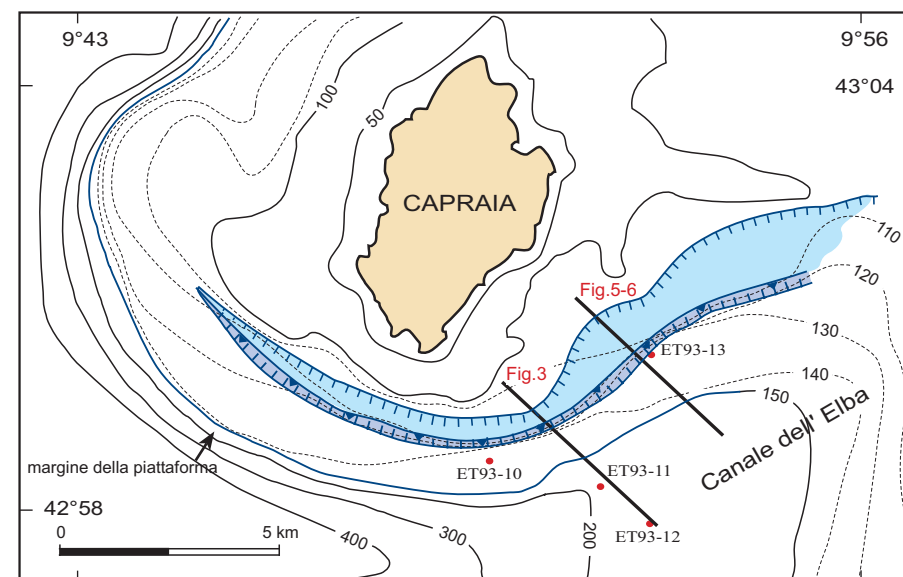


Fig. 2 - Mappa di dettaglio della piattaforma di Capraia, con l'estensione del terrazzo deposizionale dell'ultimo stazionamento basso e l'ubicazione dei carotaggi.

PIATTAFORMA DI CAPRAIA

L'isola di Capraia è circondata da una piattaforma estesa mediamente ad ovest ed a sud per ca. 5 km (Fig. 2) e saldata ad est alla piattaforma toscana.

Il margine della piattaforma è molto netto e si trova ad una profondità costante di -150 m; la scarpata è molto ripida (14°) ed il piede si trova ad una profondità di ca. 400 m. A sud la scarpata raccorda la piattaforma al Canale dell'Elba, una depressione trasversale impostata su faglie distensive di età pliocenica ad andamento NE-SO, che tagliano perpendicolarmente la Dorsale dell'Elba; il Canale presenta un profilo assiale a gradiente più elevato (2.5°) nel tratto inferiore (a sud-ovest) e nettamente più basso (0.5°) in quello superiore (a nord-est); il raccordo alla piattaforma è estremamente graduale.

La pendenza della scarpata diminuisce progressivamente verso NE lungo il Canale, così come la profondità del raccordo basale.

La Fig. 3, lo schema di Fig. 4 e le Figg. 5-6 illustrano l'assetto della piattaforma di Capraia; il margine e la scarpata coincidono con la parte frontale di un complesso progradazionale policiclico, sviluppatosi attorno al nucleo centrale dell'isola durante il Quaternario (e presumibilmente anche durante il Pliocene), dopo la formazione del Canale dell'Elba (in Fig. 3 è visibile l'appoggio in *onlap* del sistema progradazionale contro blocchi fagliati e ruotati del basamento vulcanico di Capraia). L'elevato angolo di pendio della scarpata è legato alla litologia dei *foresets*; si tratta infatti di depositi grossolani (biocalcareni e biocalciruditi).

La progressiva diminuzione della profondità del piede e dell'angolo della scarpata che si osserva lungo l'asse del Canale dell'Elba è legato a due fattori: 1) la corrispondente diminuzione di profondità della base del sistema progradazionale e 2) il concomitante progressivo aumento di spessore di depositi fini tardo-pleistocenici che si appoggiano in *onlap* contro la base della scarpata fino a ricoprire completamente il com-

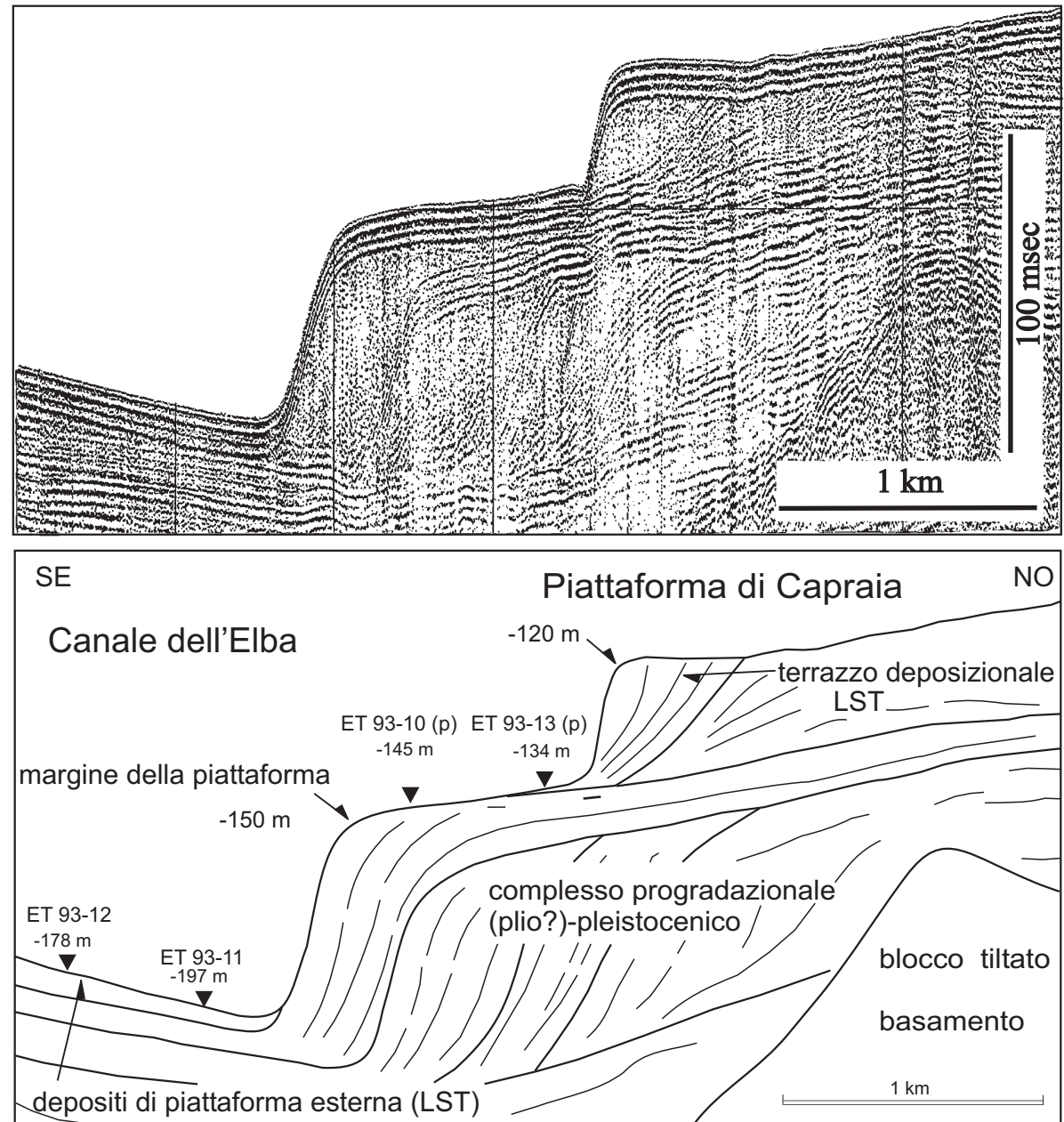


Fig. 3 - Profilo Sparke 1 kJ analogico (esag. vert. 15x); il terrazzo deposizionale tardo-quaternario progradava sulla piattaforma costituita dal complesso plio(?)-pleistocenico; entrambi vanno in *onlap* contro il basamento fagliato dell'isola.

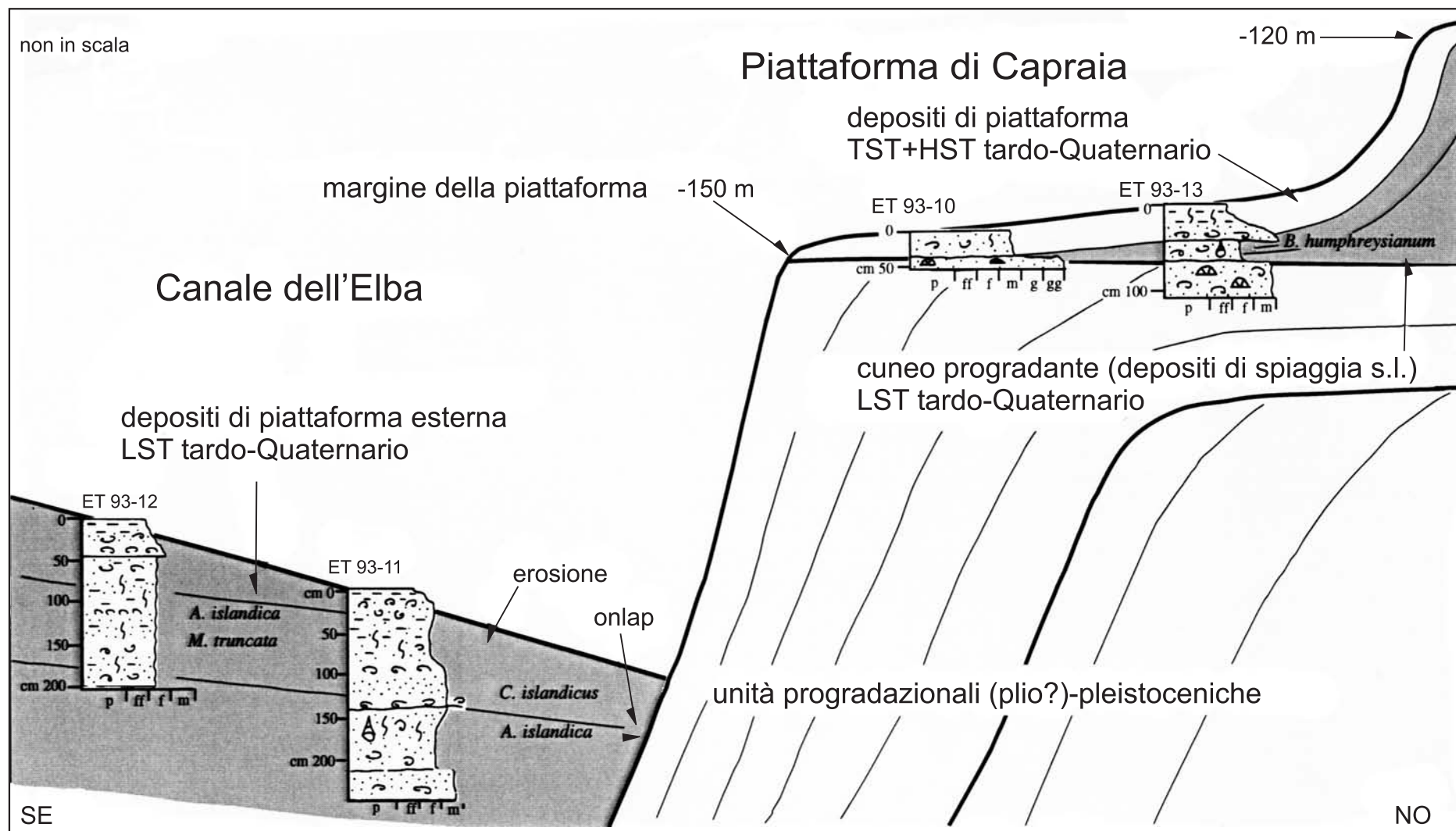


Fig. 4 - Schema di correlazione delle carote proiettato sul profilo di Fig. 3. Le scale non sono rispettate per rappresentare tutte le unità. Il topset del complesso (plio?)-pleistocenico è costituito da biocalcareni- ti ad alghe calcaree. Al piede del terrazzo deposizionale tardo-quaternario si rinven- gono sabbie fini con faune glaciali; questi depositi non raggiungono il margine della piattaforma; qui, sotto un sottile livello di depositi trasgressivi e di stazionamento alto tardo quaternario si trovano direttamente i depositi del complesso (plio?)-pleistocenico. Sul fondo erosivo del Canale dell'Elba affiorano depositi fini con faune gla- ciali correlabili con il terrazzo deposizionale ma fisicamente disgiunti in questa sezione. Verso NE questi depositi si saldano al piede del terrazzo e ricoprono completamente il complesso (plio?)-pleistocenico.

plesso progradazionale nella parte apicale del Canale dell'Elba. Questi depositi sono geneticamente connessi, come si vedrà in seguito, al terrazzo deposizionale oggetto di questo lavoro. L'assetto morfo-strutturale attuale della piattaforma

di Capraia appare quindi già delineato nelle sue linee essenziali fin dall'inizio del Quaternario e probabilmente già durante il Pliocene superiore. L'unità progra- dante più esterna del complesso presenta un topset ben sviluppato il cui tetto è

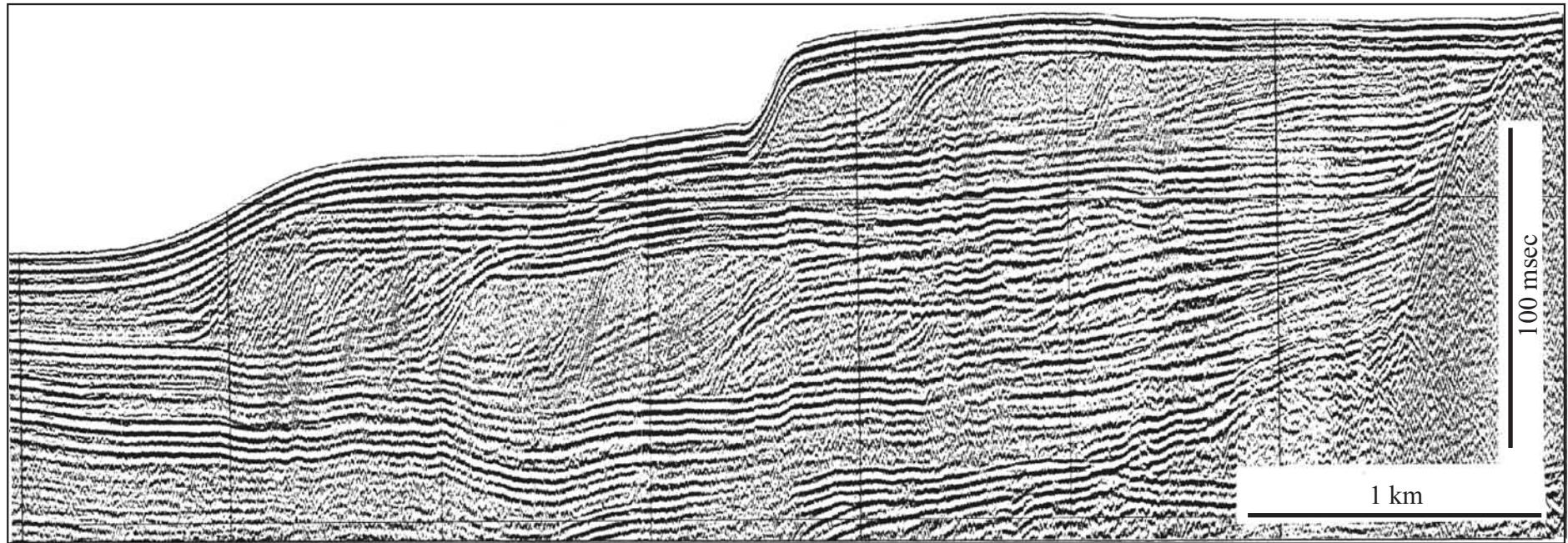


Fig. 5 - Profilo Sparker 1 kJ non elaborato (e.v. 15x). Rispetto al profilo di Fig. 3 si notano la minor altezza e ripidità della scarpata dovute essenzialmente alla diversa profondità del piede del complesso progradazionale (plio?)-pleistocenico ed all'aumento di spessore dei depositi fini alla base del terrazzo deposizionale tardo-quaternario.

costituito da una superficie piana, molto regolare e a basso gradiente, che si estende fino all'appoggio in *onlap* contro le unità che costituiscono il basamento dell'isola (rocce effusive del Miocene superiore); queste affiorano sul fondo a partire dall'isobata -100 m e danno luogo a fondali con morfologia molto accidentata.

Sul tetto del complesso progradazionale plio(?)-pleistocenico si sviluppa un corpo progradante caratterizzato da una *facies* sismica analoga a quella dell'unità sottostante. Si tratta di un terrazzo deposizionale che si estende per ca. 15 km parallelamente alla costa e per ca. 0.5-1 km perpendicolarmente ad essa; l'area di massimo sviluppo coincide con quella di maggiore espansione del complesso sottostante; verso ovest, dove la piattaforma assume gradienti via via più elevati (2°), il terrazzo si chiude; ad est, in corrispondenza dell'asse del Canale dell'Elba, dove i gradienti della piattaforma diminuiscono fino a valori molto bassi (0.5°), il terrazzo perde gradualmente le proprie caratteristiche fino a scomparire del tutto.

Il terrazzo si presenta come un corpo progradante a geometria esterna cuneiforme, con attacco a profondità variabili ma comprese tra -105 e -115 m, ciglio

costante a ca. -120 m e chiusura a profondità variabili tra -130 e -140 m (Fig. 3).

Lo spessore medio si aggira attorno ai 15 m. La *facies* sismica è generalmente sorda; in alcuni casi si nota una geometria progradazionale con *foresets* inclinati di ca. 15° ; il terrazzo è monociclico; si osservano talora superfici attraverso le quali l'inclinazione dei *foresets* cambia leggermente ma nel complesso il corpo appare generato durante un'unica fase.

I carotaggi (Fig. 4) mostrano come il *topset* del corpo più esterno del complesso progradazionale plio(?)-pleistocenico sia costituito da biocalcareni e biocalciruditi ad alghe calcaree; del terrazzo deposizionale è stata carotata la base in prossimità della chiusura; in questo caso si tratta di sabbie fini, con abbondanti bioclasti e biosomi ad affinità glaciale; sabbie fini argillose a faune glaciali (TAVIANI *et alii*, in prep.) caratterizzano anche l'unità al fondo del Canale dell'Elba. Datazioni radiometriche (^{14}C -AMS) effettuate su molluschi (ROVERI *et alii*, in prep.) permettono di attribuire questi depositi all'ultimo acme glaciale (ca. 18.000 anni BP).

Il terrazzo deposizionale si è formato dunque sulla piattaforma di Capraia durante la fase di caduta e/o stazionamento basso del livello marino tardo-

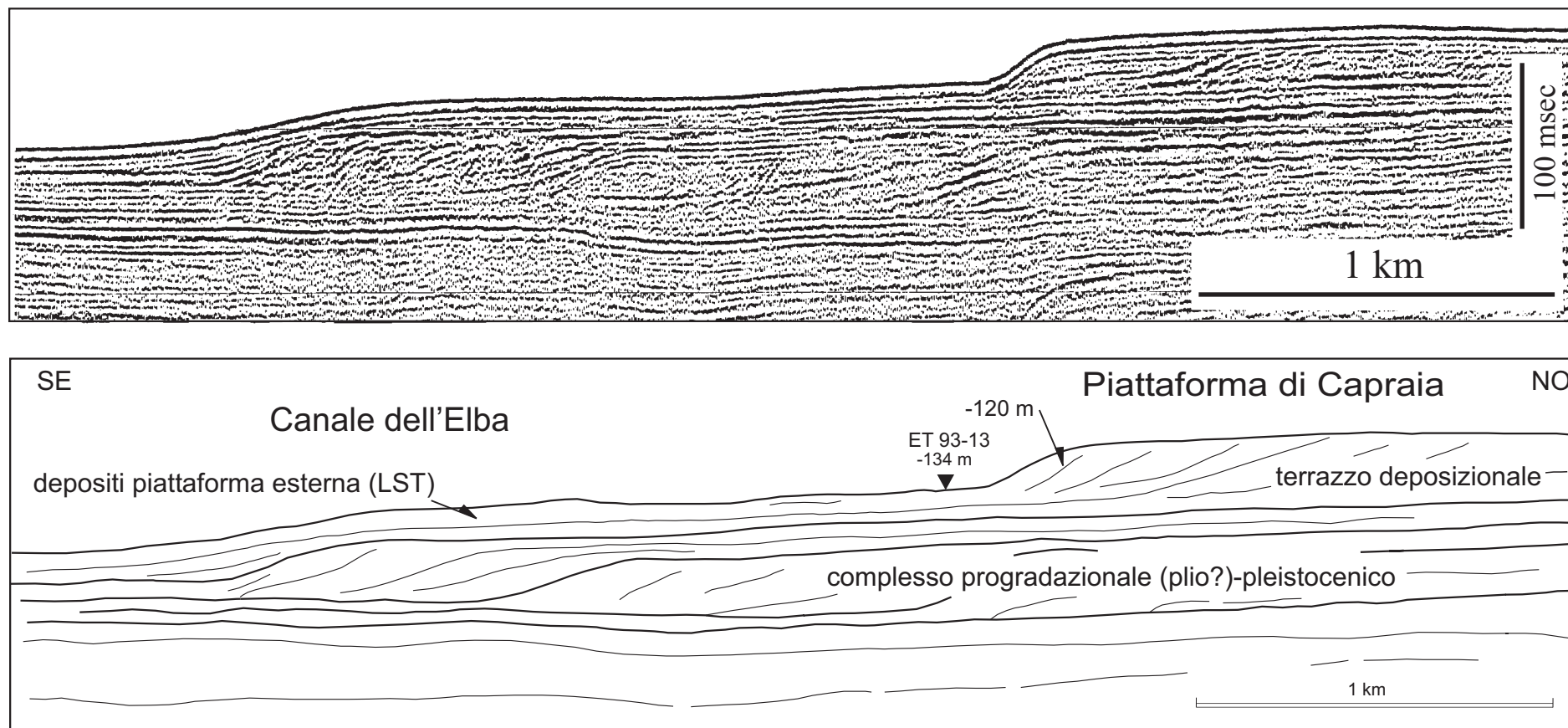


Fig. 6 - Stesso profilo Sparker 1 kJ di Fig. 5 dopo elaborazione digitale; si noti come la deconvoluzione abbia notevolmente migliorato la risoluzione verticale, evidenziando le terminazioni reali dei riflettori. L'esagerazione verticale è ridotta a 7x.

quaternario; non esistono al momento dati di osservazione diretta sulle facies rappresentate nella parte superiore dei *foresets* ed è quindi obiettivamente difficile definire i processi sedimentari ed attribuire il corpo ad uno specifico ambiente deposizionale.

Va notato però che il ciglio del terrazzo deposizionale è ad una profondità (-120 m) perfettamente compatibile con la posizione mediamente raggiunta dalla linea di riva durante l'acme glaciale tardo-quaternario sui margini continentali (FAIRBANKS, 1989); ciò suggerisce che il terrazzo deposizionale rappresenti un corpo di spiaggia s.l., formatosi in un tratto di costa ad alta energia.

PIATTAFORMA TRA ELBA E PIANOSA

L'area di piattaforma tra l'Isola d'Elba e Pianosa presenta un margine rettilineo, situato ad una profondità costante di -120 m; la piattaforma fronteggia una scarpata complessa, fortemente acclive e modellata dall'azione delle correnti di fondo (MARANI *et alii*, 1993; ROVERI *et alii*, 1994; TONI, 1995). Il piede della scarpata si trova a profondità comprese tra i -500 m a nord ed i -600 m a sud. Nella porzione mediana ed inferiore della scarpata sono presenti corpi sedimentari complessi legati all'azione delle correnti di fondo, mentre nella parte superiore

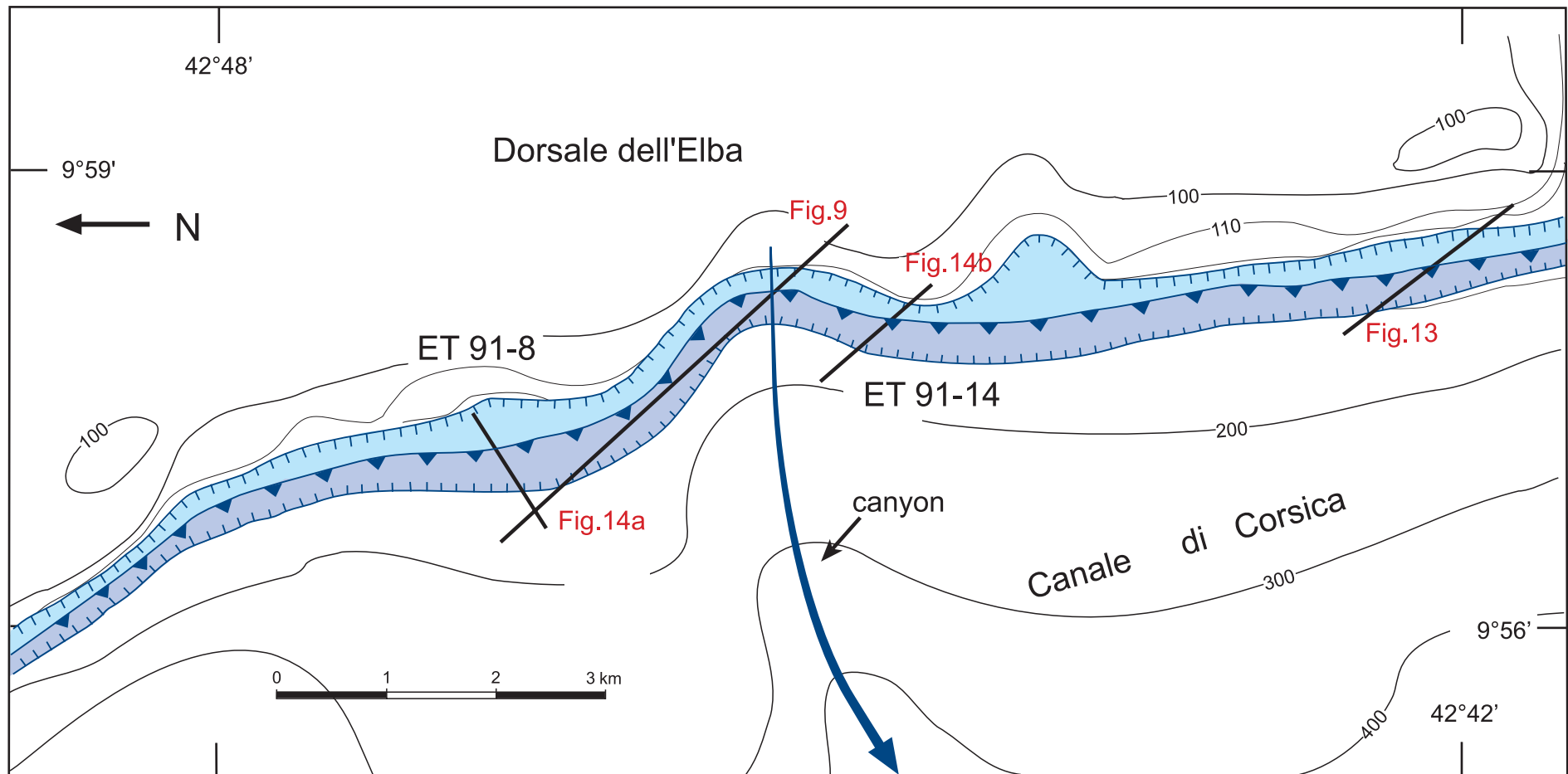


Fig. 7 - Il terrazzo deposizionale al bordo della piattaforma tra l'Isola d'Elba e Pianosa (tratto nord, vedi Fig.1). Isobate espresse in metri.

domina l'erosione, talora blanda ma più spesso estremamente forte ed evidente nei profili sismici per la troncatura dei riflettori.

I valori di pendio della scarpata superiore (da -120 m a -300 m) sono compresi tra un minimo di 2.5° ed un massimo di 14° con una moda attorno ai 5°. Un piccolo canyon ad andamento rettilineo taglia perpendicolarmente la scarpata fino al margine della piattaforma nel settore settentrionale (Figg 7, 9).

La piattaforma, impostata sulla struttura anticlinale della Dorsale dell'Elba, ha un carattere prevalentemente erosivo; il tasso di sedimentazione è praticamente nullo, non essendo raggiunta dai sedimenti fini di origine appenninica ed essendo interessata da forti correnti superficiali in grado di spazzare il fondo fino ad

80-100 m di profondità.

In corrispondenza dell'asse della Dorsale affiorano sul fondo le testate di strato dei termini mio-pliocenici della successione, che danno origine ad una fascia più rilevata e con morfologia molto accidentata rispetto ai fianchi, in particolare quello interno (orientale); il fianco esterno (occidentale), su cui è impostato il margine della piattaforma, è caratterizzato da un'alternanza di tratti a gradiente relativamente basso ed a morfologia regolare e tratti molto ripidi ed accidentati.

La successione di piattaforma vede dunque unità mio-plioceniche piegate e troncate da una superficie erosiva formatasi in varie fasi a partire almeno dal

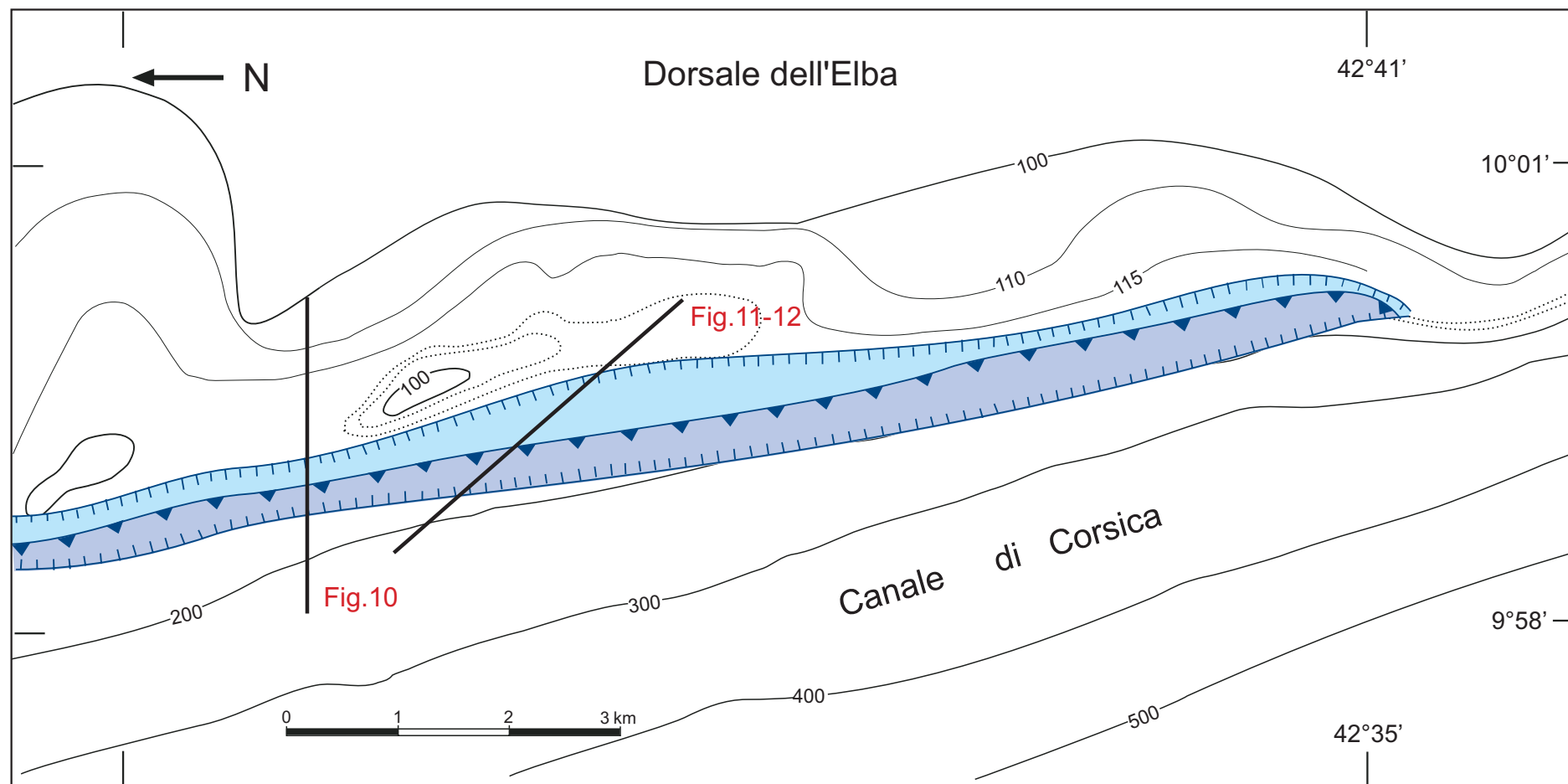


Fig. 8 - Il terrazzo deposizionale al bordo della piattaforma tra l'Isola d'Elba e Pianosa (tratto sud, vedi Fig.1). Isobate espresse in metri.

Pliocene superiore; sul fianco occidentale della Dorsale (Figg. 10-12) si ritrovano parzialmente erosi anche complessi progradazionali di età pleistocenica s.l.; la fase erosiva più recente si è verificata durante la fluttuazione del livello del mare dell'ultimo glaciale, in due momenti distinti: in ambiente subaereo durante la fase di caduta eustatica e in ambiente marino durante la successiva trasgressione (superficie di *ravinement*); si tratta quindi in realtà di due superfici che in piattaforma coincidono per la mancanza dei prodotti sedimentari relativi sia alla fase di caduta, sia alle prime fasi di risalita del l.m.; sopra questa superficie si ritrova un sottile livello (pochi cm o dm) di sabbie bioclastiche che rappresenta tutto l'intervallo di tempo comprendente le fasi trasgressive (TST) e di sta-

zionamento alto (HST) del tardo Pleistocene-Olocene (18.000 anni BP - attuale). Le due superfici in prossimità del margine della piattaforma si separano, perdendo progressivamente il loro carattere erosivo e andando a delimitare un terrazzo deposizionale, esteso per ca 25 km parallelamente alla costa e per ca 500-1000 m perpendicolarmente ad essa (Figg. 7-8).

L'attacco si trova a -110/-115 m e la chiusura a profondità variabili tra -140 m e -200 m; il ciglio è costantemente attorno ai -120 m e coincide con il margine della piattaforma.

Il terrazzo è maggiormente sviluppato in corrispondenza di un tratto di piattaforma esterna a gradiente relativamente basso (ca. 1°) e poco accidentato che

si raccorda ad una scarpata superiore avente un angolo di pendio compreso tra 3° e 5° . La chiusura del terrazzo a nord e a sud avviene per *onlap* contro tratti di piattaforma a gradiente più elevato ($>2^\circ$) che si raccordano ad una scarpata superiore molto ripida (10° - 14°). Si tratta di un corpo sabbioso progradante a geometria esterna cuneiforme (Fig. 13); la geometria interna è ben visibile nei profili sub-bottom 3.5 kHz (Figg. 13-14); si osservano *foresets* inclinati di 10° - 12° , con base tangenziale raccordata ad un *bottomset* estremamente sottile; nella parte superiore i *foresets* vanno in *toplap* sotto la superficie che delimita esternamente il corpo.

Una carota penetrata nella parte alta dei *foresets* (Fig. 14a) ha recuperato, sotto una sottile copertura di depositi fini bioturbati e ricchi in bioclasti del TST-HST, sabbie medio-grossolane litiche con forte componente organogena, pulite, non bioturbate, senza biosomi e con strutture trattive (laminazione piano-parallela o cuneiforme).

Un'altra carota, ubicata in prossimità della chiusura del terrazzo (Fig. 14b), ha recuperato, sotto la copertura fine del TST-HST, sabbie da grossolane a fini, a matrice argillosa, bioturbate, con abbondanti biosomi e bioclasti ad affinità glaciale e con rari relitti di strutture trattive.

Analogamente a quello della piattaforma di Capraia, anche la formazione di questo terrazzo deposizionale va attribuita alla fase di stazionamento basso del livello marino (LST) dell'ultima fluttuazione glacio-eustatica.

Le carote suggeriscono chiaramente in questo caso un ambiente deposizionale di spiaggia; considerando poi che la quota del ciglio (-120 m) corrisponde esattamente al livello medio raggiunto dal mare durante l'ultimo acme glaciale, si può supporre che anche in questo caso, come a Capraia, il terrazzo rappresenti un sistema di spiaggia sviluppatosi in un tratto di costa ad alta energia ed a gradiente relativamente alto.

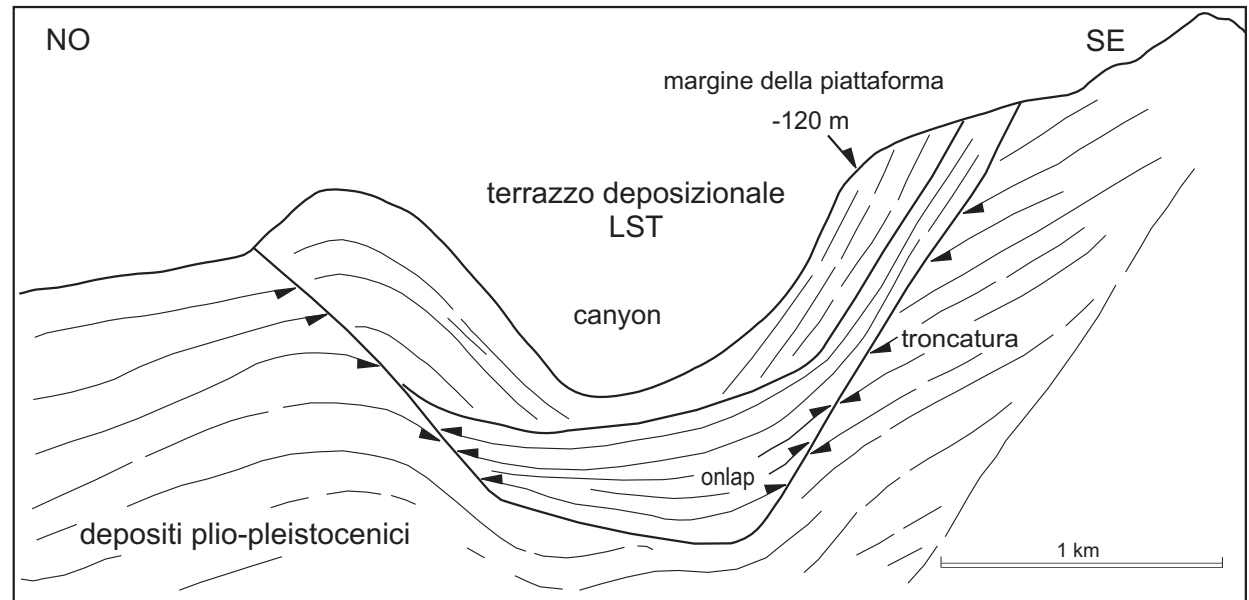
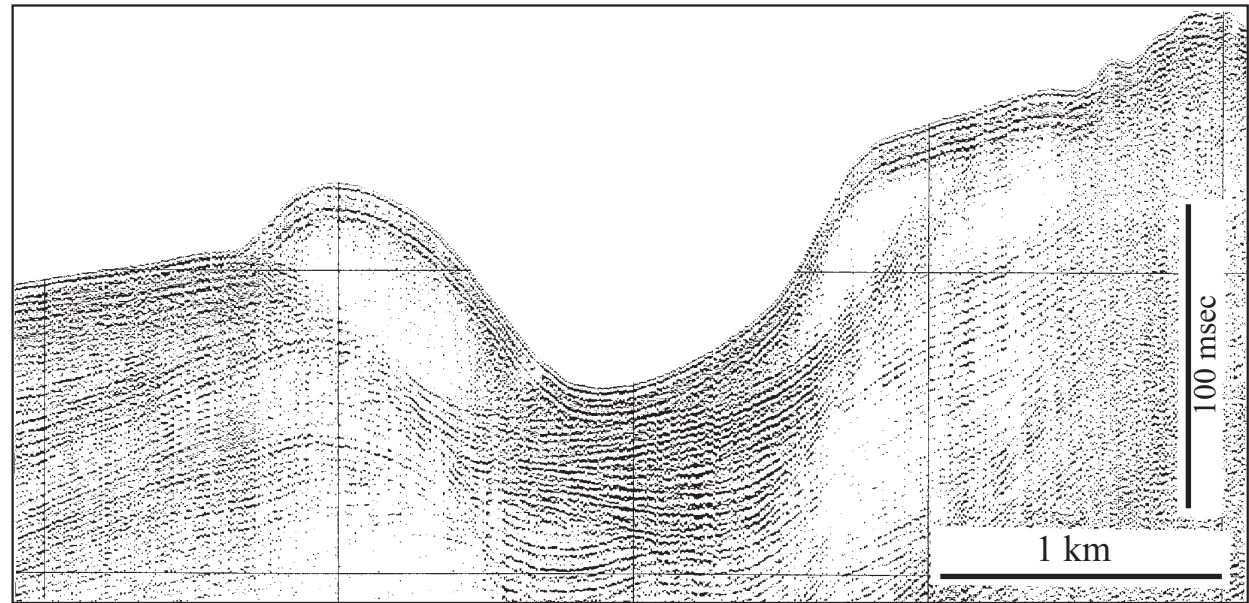
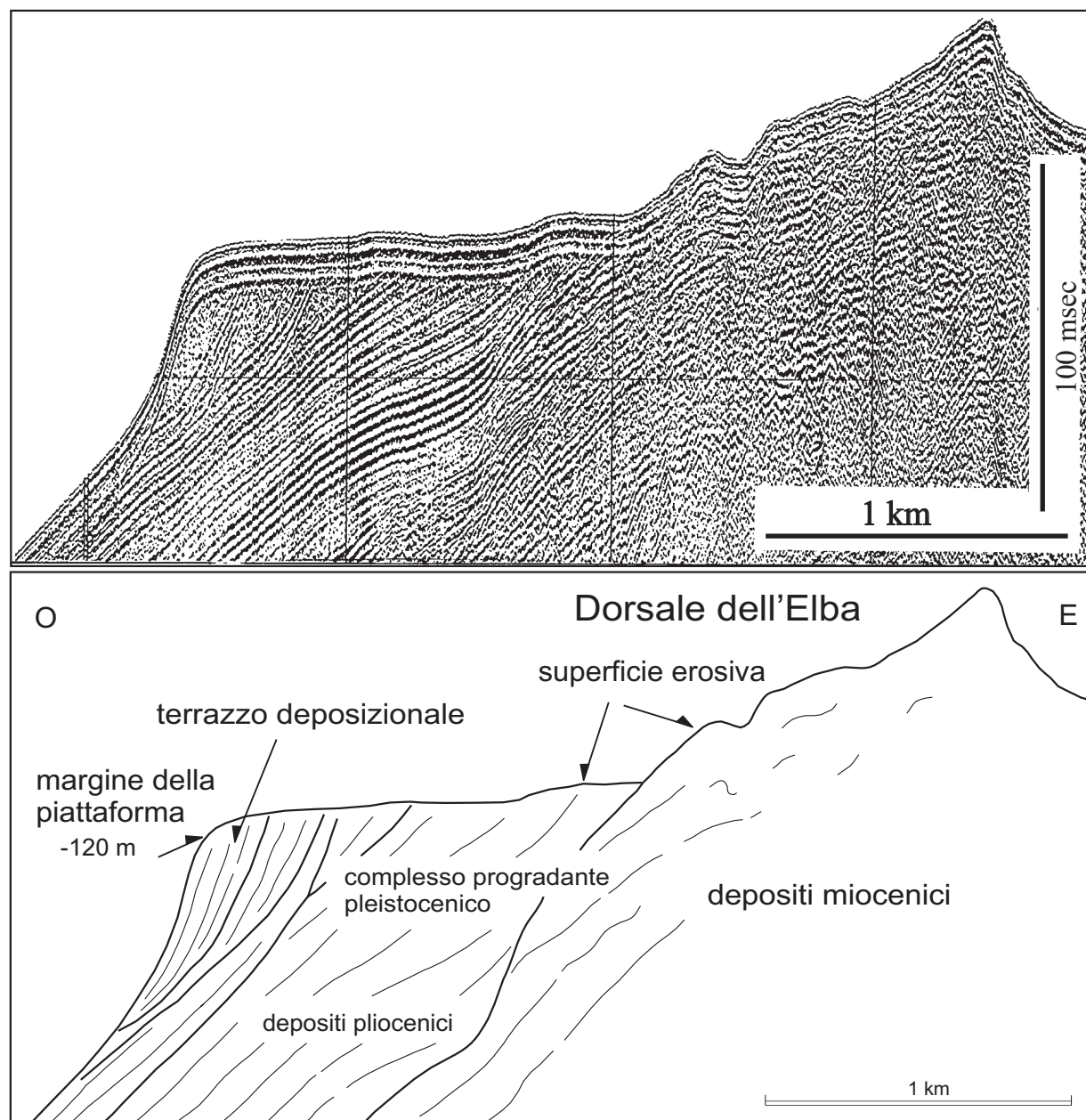


Fig. 9 - Profilo Sparker 1 kJ e sua interpretazione (e.v. 16x). Il terrazzo deposizionale prograda all'interno dalla testata di un piccolo canyon che raggiunge il margine della piattaforma; sono evidenti le fasi di erosione e deposizione nel riempimento del canyon.



CONCLUSIONI

La piattaforma impostata sulla Dorsale dell'Elba presenta settori a caratteristiche morfologiche differenziate che riflettono una diversa evoluzione sedimentaria a livello della successione plio-pleistocenica; ciò risulta particolarmente evidente, ad esempio, confrontando il tratto di piattaforma attorno all'Isola di Capraia e quello compreso tra l'Elba e Pianosa. Nonostante queste differenze, in entrambe le aree alla medesima profondità si osserva lo sviluppo di un terrazzo deposizionale con caratteristiche geometriche interne ed esterne e litologiche omogenee; questo corpo sedimentario appare condizionato nella sua estensione areale solamente dal gradiente del tratto di piattaforma su cui si imposta (valori compresi tra 0.5° e 1.5°).

I caratteri sedimentologici e paleontologici osservati in carota, unitamente a datazioni radiometriche effettuate, suggeriscono che i terrazzi deposizionali presenti in quest'area rappresentino corpi di spiaggia ad alta energia formati durante lo stazionamento basso del livello del mare dell'ultima fase glaciale (18.000 anni BP); il ciglio del terrazzo si trova ad una quota costante di -120 m, in accordo con il livello medio raggiunto dal mare durante l'acme glaciale; ne consegue che almeno a partire dal tardo Pleistocene l'area è stabile ed omogenea, sia dal punto di vista morfo-deposizionale che della subsidenza.

Fig. 10 - Profilo Sparker 1 kJ non elaborato (e.v. 15x) attraverso il fianco occidentale della Dorsale dell'Elba che evidenzia il carattere erosivo della piattaforma; in questa sezione la successione ha un assetto monoclinale; verso est, nella zona più accidentata e a maggior rilievo, affiorano i termini miocenici della successione; ad ovest, nel tratto pianeggiante, affiorano depositi plio-pleistocenici; questi ultimi costituiscono una unità progradazionale complessa al cui fronte si trova il terrazzo deposizionale tardo-quadernario.

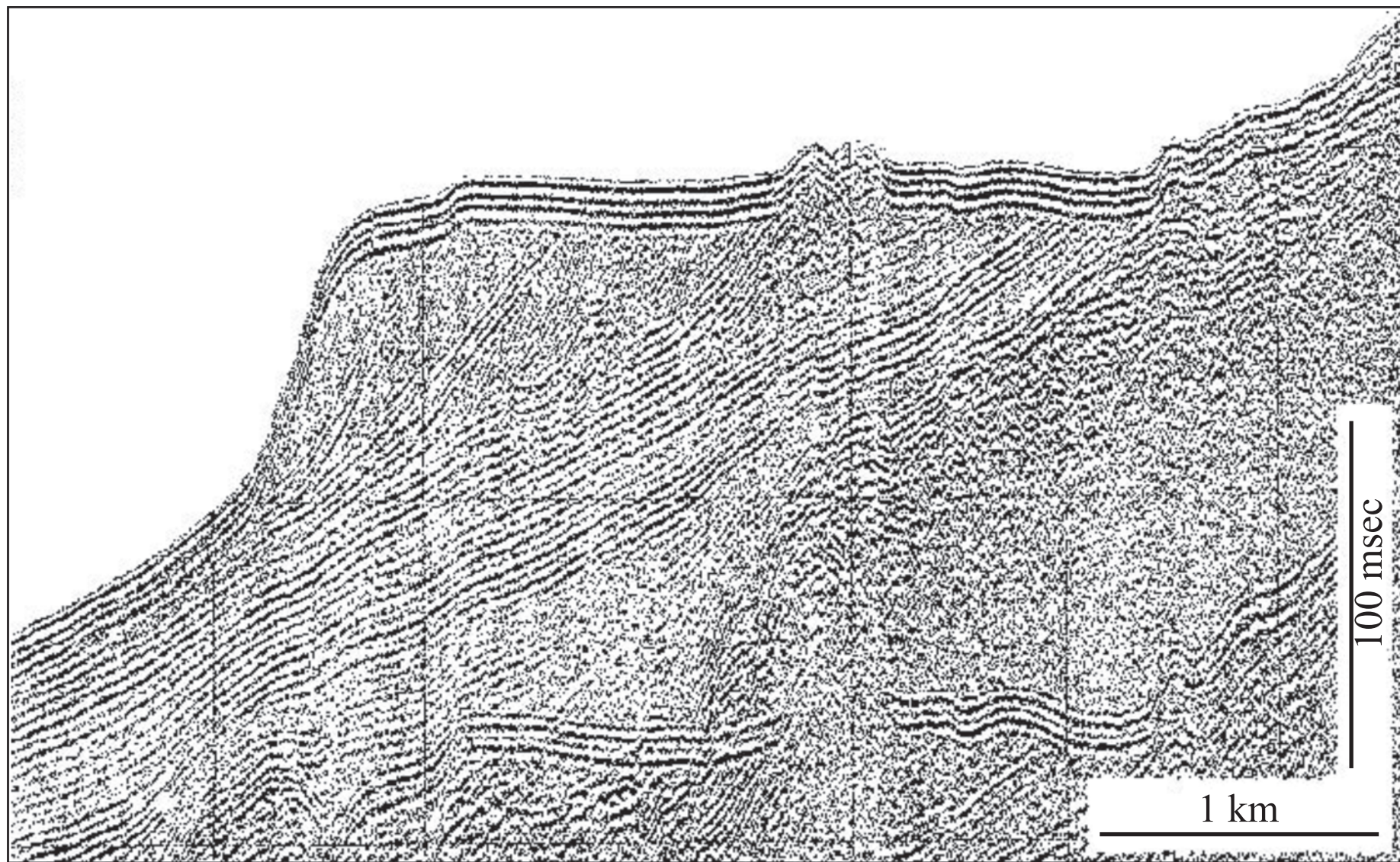


Fig. 11 - Profilo Sparker 1 kJ non elaborato (e.v. 15x) attraverso la Dorsale dell'Elba. Come in Fig. 10 si nota la successione mio-pliocenica in assetto monoclinale affiorare sul fondo erosivo della piattaforma; il complesso progradazionale pleistocenico è in questa sezione ben sviluppato; al fronte, sul margine della piattaforma si nota, leggermente più profondo di quelli adiacenti, il cuneo progradante che costituisce il terrazzo deposizionale tardo-Quaternario.

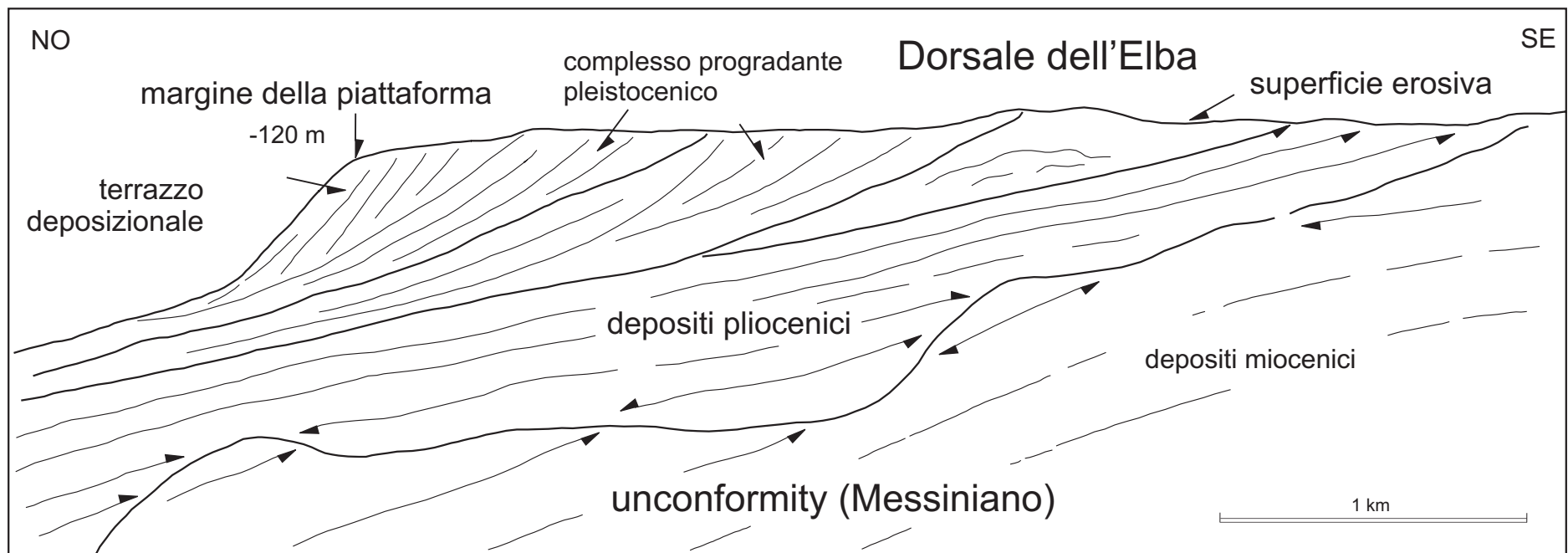
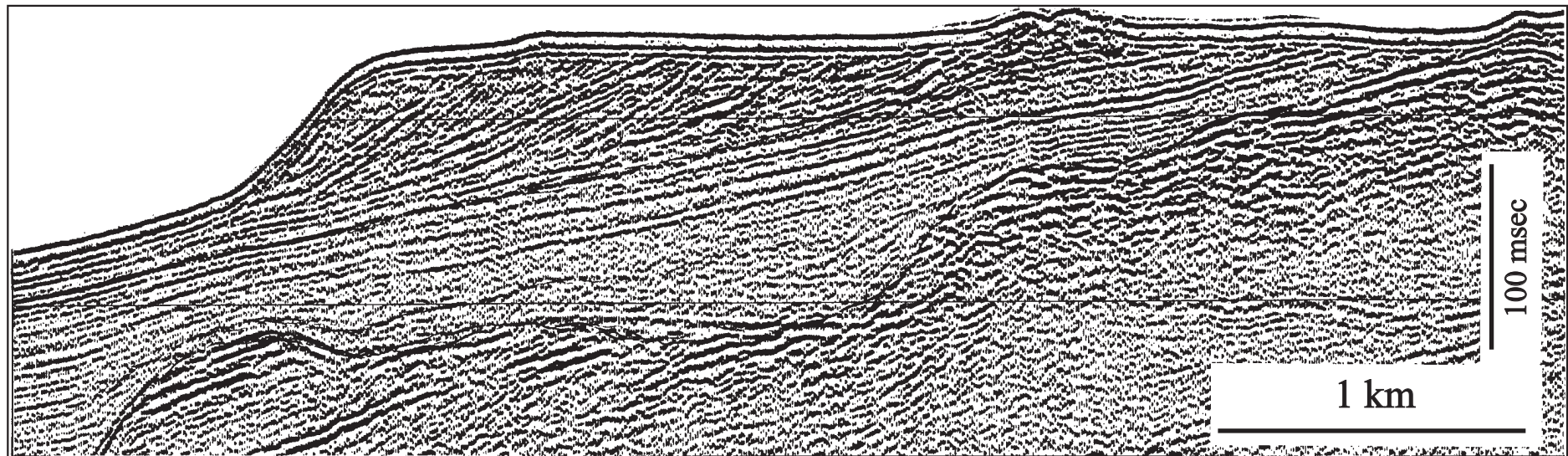


Fig. 12. – Stesso profilo di Fig. 11 dopo l'elaborazione; l'esagerazione verticale è ridotta a 7x e si nota come le terminazioni dei riflettori dopo la deconvoluzione appaiano molto più chiaramente.

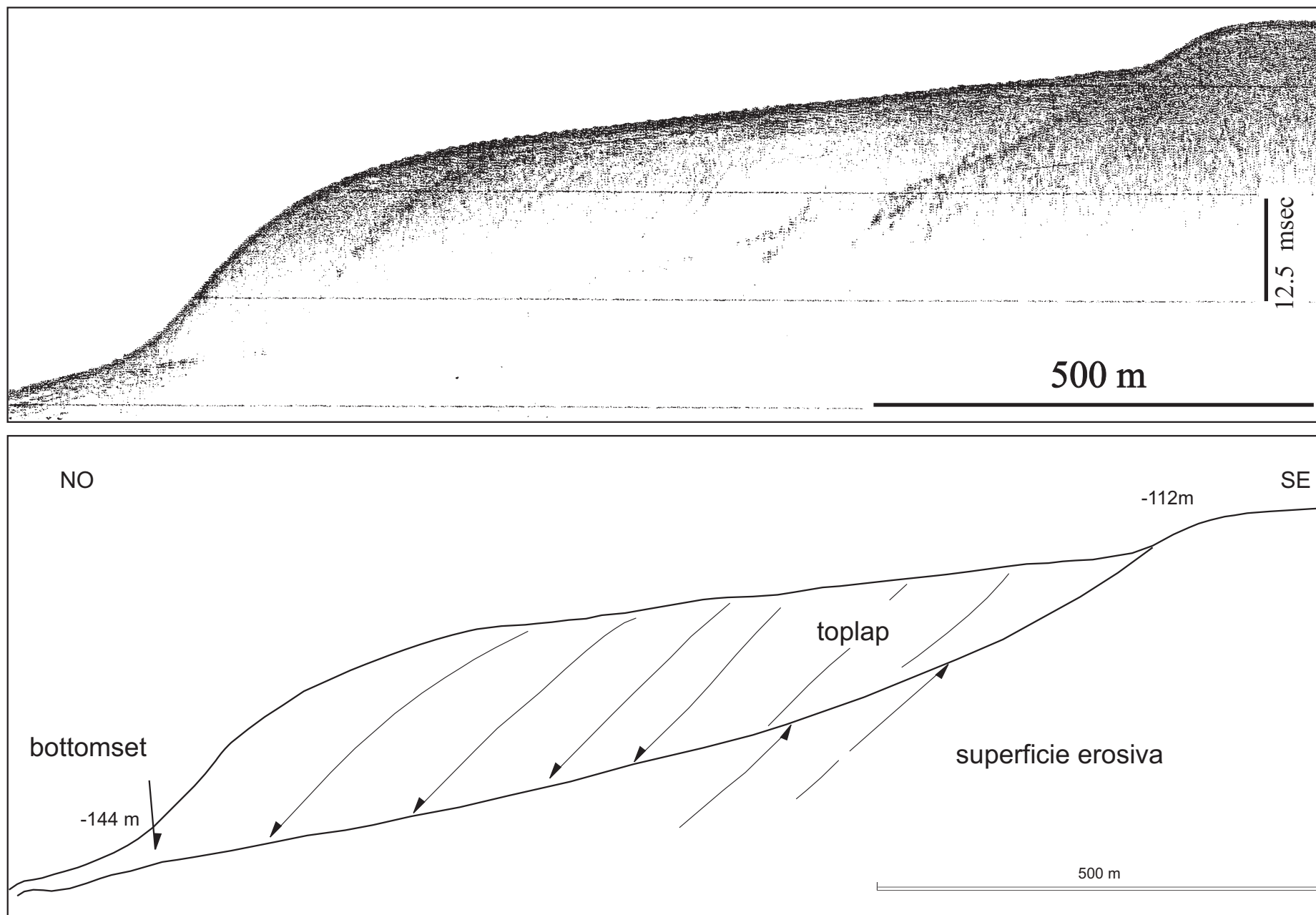


Fig. 13 - Profilo sub-bottom 3.5 kHz attraverso il terrazzo deposizionale (e.v. 12x); ubicazione in Fig. 7. È evidente la geometria a foreset con base tangenziale.

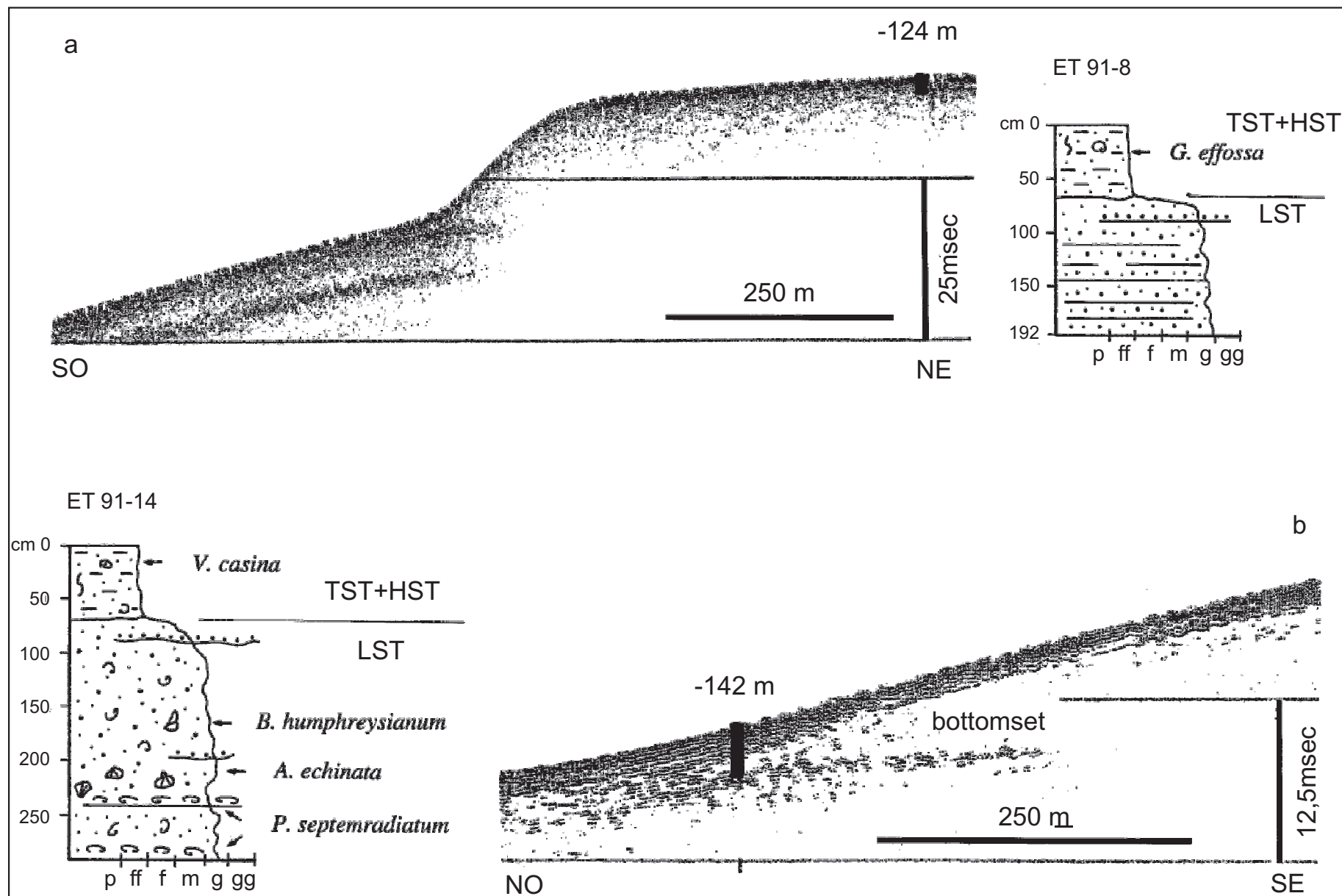


Fig. 14 - a) Profilo sub-bottom 3.5 kHz attraverso il terrazzo deposizionale con ubicazione e log sedimentologico della carota ET91-8: sotto i depositi fini del TST e HST la carota penetra nella parte alta dei foresets, costituiti da sabbie pulite a laminazione piano-parallela e/o debolmente inclinata; b) profilo sub-bottom 3.5 kHz che mostra un dettaglio della chiusura del terrazzo con l'ubicazione ed il log sedimentologico della carota ET91-14: si nota come il bottomset del terrazzo sia costituito da sabbie argillose bioturbate con abbondanti bioclasti e biosomi ad affinità glaciale.



Fig.15- Fotografia della carote di fig. 14.

BIBLIOGRAFIA

- BACINI SEDIMENTARI (1979) - *Primi dati geologici sul Bacino della Corsica (Mar Tirreno)*. Atti Convegno Scientifico Nazionale, P.F. Oceanografia e Fondi Marini, 713-727.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D. & BRANCOLINI G. (1991) - *Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte*. Studi Geologici Camerti, vol. spec. 1991/1: 115-140.
- BELLAICHE G., DROZ L., GAULLIER V. & PAUTOT G. (1994) - *Small submarine fans on the eastern margin of Corsica: Sedimentary significance and tectonic implications*. Marine Geology, **117**: 177-185.
- COLANTONI P. & BORSETTI A.M. (1973) - *Geologia e Stratigrafia dell'Isola Pianosa (Arcipelago toscano - Mar Tirreno)*. Giornale di Geologia, **39**: 287-302.
- 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.
- FERRARA G. & TONARINI S. (1985) - *Radiometric geochronology in Tuscany: results and problems*. Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrografia, **40**: 11-124.
- GABIN R. (1972) - *Resultats d'une etude de sismique reflexion dans le Canal de Corse, et de sondeur de vase dans le Bassin Toscan*. Marine Geology, **13**: 267-286.
- KASTENS K.A. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107*. In: K.A. KASTENS & J. MASCLE (Eds): "Proc. ODP, Sci. Results, 107", College Station, TX (Ocean Drilling Program), 3-26.
- MARANI M., ARGNANI A., ROVERI M. & TRINCARDI F. (1993) - *Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean: seismic evidence of bottom-current activity*. Sedimentary Geology, **82**: 207-220.
- ROVERI M., BOSCHETTI A. & PENITENTI D. (1994) - *Sedimentary features of a bottom current-dominated slope: the eastern margin of the Corsican Trough*. IAS 15th Reg. Mtg. Ischia, Abs. Vol., 356-357.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: a Pliocene deep-sea*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Classe Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **50**, 5: 104-166.
- STANLEY D.J., REHAULT J.P. & STUCKENRATH R. (1980) - *Turbid layer bypassing model: the Corsican Trough, northwestern Mediterranean Sea*. Marine Geology, **37**: 19-40.
- TONI S. (1995) - *Evoluzione morfologica e processi sedimentari nella scarpata orientale del Canale di Corsica (Tirreno settentrionale)*. Tesi di Laurea inedita, Università di Bologna, pp. 84.
- VIARIS DE LESENGO L. (1978) - *Etude structurale de la Mer Tyrrhenienne Septentrionale*. These de IIIeme cycle, Univ. de Paris, pp. 170.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. & FABBRI A. (1986) - *Neogene tectonics of the Northern Tyrrhenian sea*. Giornale di Geologia, **48**: 25-40.

ZONA	ISOLA DI CAPRAIA	ELBA OVEST
Estensione parallela alla costa	15 km	25 km
Estensione perpendicolare alla costa	500-1000 m	500-750 m
Spessore medio	15 m	20 m
Profondità di attacco	da 105 m a 115 m	da 110 m a 115 m
Profondità del ciglio	120 m	da 120 m a 130 m
Profondità della chiusura	da 130 m a 140 m	da 140 m a 200 m
Litologia dei depositi	sabbie medio-grossolane bioclastiche	sabbie grossolane bioclastiche
Facies acustica	trasparente, con evidenze sparse di <i>foreset</i>	trasparente, con rare evidenze di <i>foreset</i>
Max pendenza dei <i>foreset</i>	15° (su piattaforma)	15° (margine di piattaforma)
Monociclo o evidenza di più cicli	monociclico	monociclico