



# Distorsioni nella forma dei Tds rilevati dai profili sismici e ripristino delle corrette geometrie (migrazione)

CHIOCCI F. L.\*

## DESCRIZIONE DEL FENOMENO

Le riflessioni generate dalle prospezioni di sismica monocanale possono essere considerate come la risposta del terreno alla sollecitazione di un'onda acustica. Dato che in questi tipi di prospezione la sorgente energizzante è molto vicina ai sensori riceventi, nelle sezioni sismiche si registrano solo i raggi con incidenza normale alle superfici riflettenti e il tempo di arrivo è in rapporto con la profondità delle superfici, secondo le velocità dei mezzi attraversati. Pertanto questo tipo di prospezione dà un'immagine abbastanza corretta e dettagliata del sottofondo marino (in funzione della risoluzione verticale ed orizzontale del rilievo), specialmente nel caso di superfici orizzontali o debolmente inclinate. Tuttavia, nel caso di geometrie complesse, l'immagine acustica subisce una distorsione in quanto ogni singola riflessione viene rappresentata sotto la verticale dell'apparato ricevente, indi-

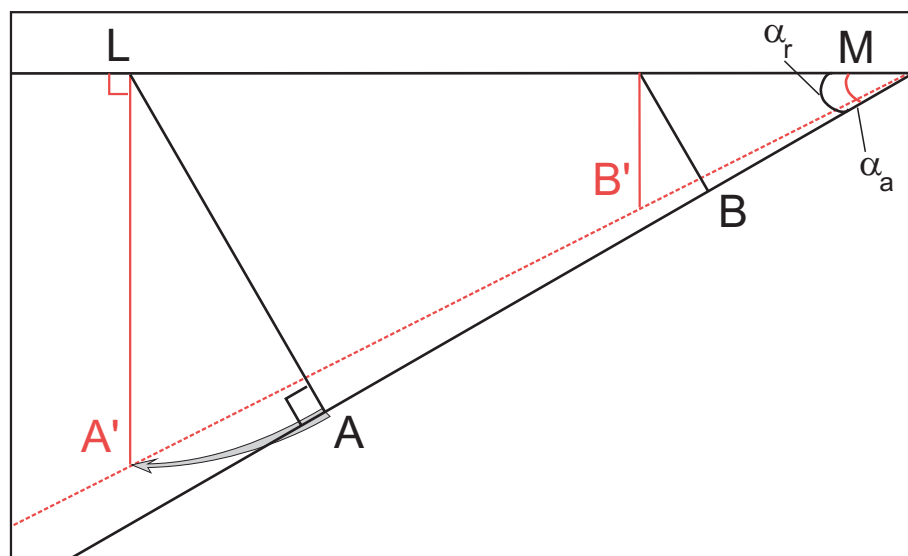


Fig.1 - Distorsione geometrica dell'immagine sismica di un riflettore inclinato. Il riflettore reale A-B produce l'immagine sismica A'-B', con una sottostima della profondità reale crescente con la profondità stessa e quindi con una diminuzione della pendenza apparente.

pendentemente dal punto di provenienza. Nel caso di riflessioni provenienti da uno strato inclinato, questo procedimento dà luogo ad una pendenza apparente del riflettore inferiore a quella reale (Fig.1).

Il fenomeno aumenta con la profondità, con la velocità del mezzo attraversato e con la pendenza del riflettore.

Nelle prospezioni a grande penetrazione, con dati acquisiti in forma digitale, le pendenze reali vengono ripristinate attraverso il procedimento della migrazione che, tramite complessi algoritmi, riporta le riflessioni nella loro "giusta" posizione sul piano del profilo; non è invece possibile correggere gli effetti dovuti ad eventi esterni al piano del profilo (YILMAZ 1987).

Nel caso delle prospezioni di sismica ad alta risoluzione monocanale di norma tale correzione non viene applicata, vuoi perché i dati vengono normalmente acquisiti in forma analogica, vuoi perché i riflettori dei depositi recenti sono abbastanza suborizzontali e le profondità investigate non sono eccessive.

Tuttavia, nel caso dei terrazzi deposizionali sommersi sono state rilevate in alcuni casi delle pendenze apparenti dei riflettori interni e della scarpata frontale anche di 20° e questo fa presumere che in questi casi si possa avere una distorsione anche sensibile delle geometrie dei riflettori.

Questa ipotesi è avvalorata dai seguenti indizi:

- a) la base della scarpata frontale si raccorda sempre in maniera estremamente brusca con l'antistante fondo marino;
- b) in alcuni casi è addirittura possibile osservare l'intersezione tra il segnale della parte inferiore della scarpata frontale e la riflessione del basamento su cui il TDS poggia (si veda ad esempio la Fig.33 in CHIOCCI & ROMAGNOLI questo volume e la Fig. 2 nella pagina successiva);
- c) le riflessioni interne ai TDS laddove di pendenza limitata, mostrano una geometria sigmoide, con un raccordo tangenziale dei *bottomset* sulla superficie di base. La superficie esterna dei TDS rilevati al contrario ha spesso una forma convessa;

d) a causa della maggior entità degli spostamenti orizzontali delle riflessioni, la distorsione dell'immagine sismica rispetto al reale si accentua per i terrazzi più profondi, come si osserva ad esempio nei due terrazzi di Fig.5 dell'articolo concernente i TDS nell'arcipelago pontino (CHIOCCI & ORLANDO questo volume).

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



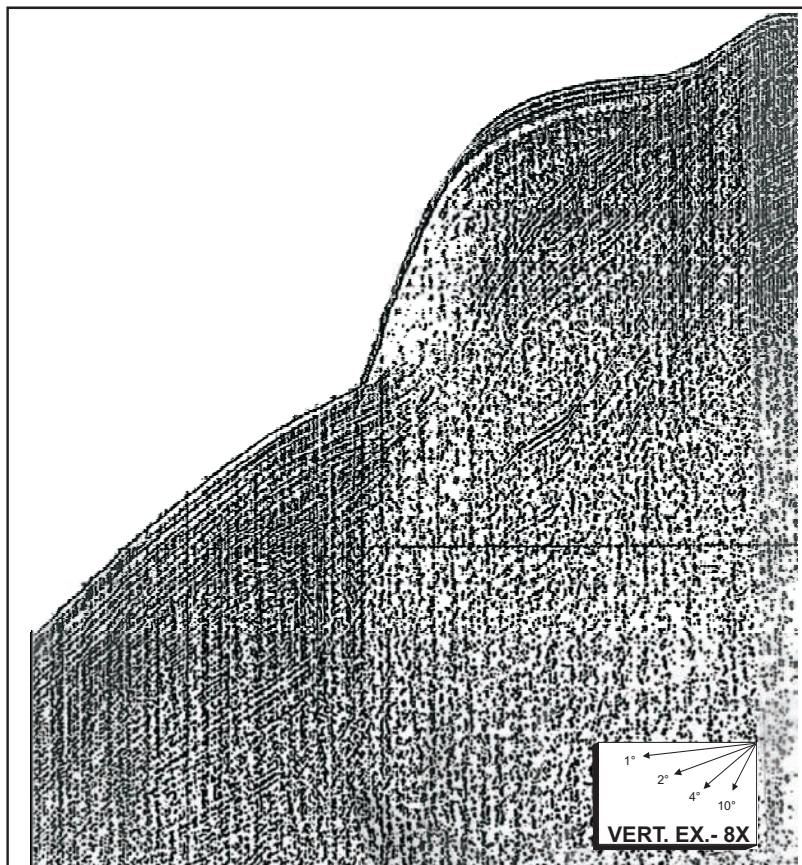


Fig. 2 - Profilo sismico ad alta risoluzione al traverso della piattaforma continentale calabra nel Golfo di S. Eufemia meridionale (da CHIOCCI & ORLANDO, questo volume).

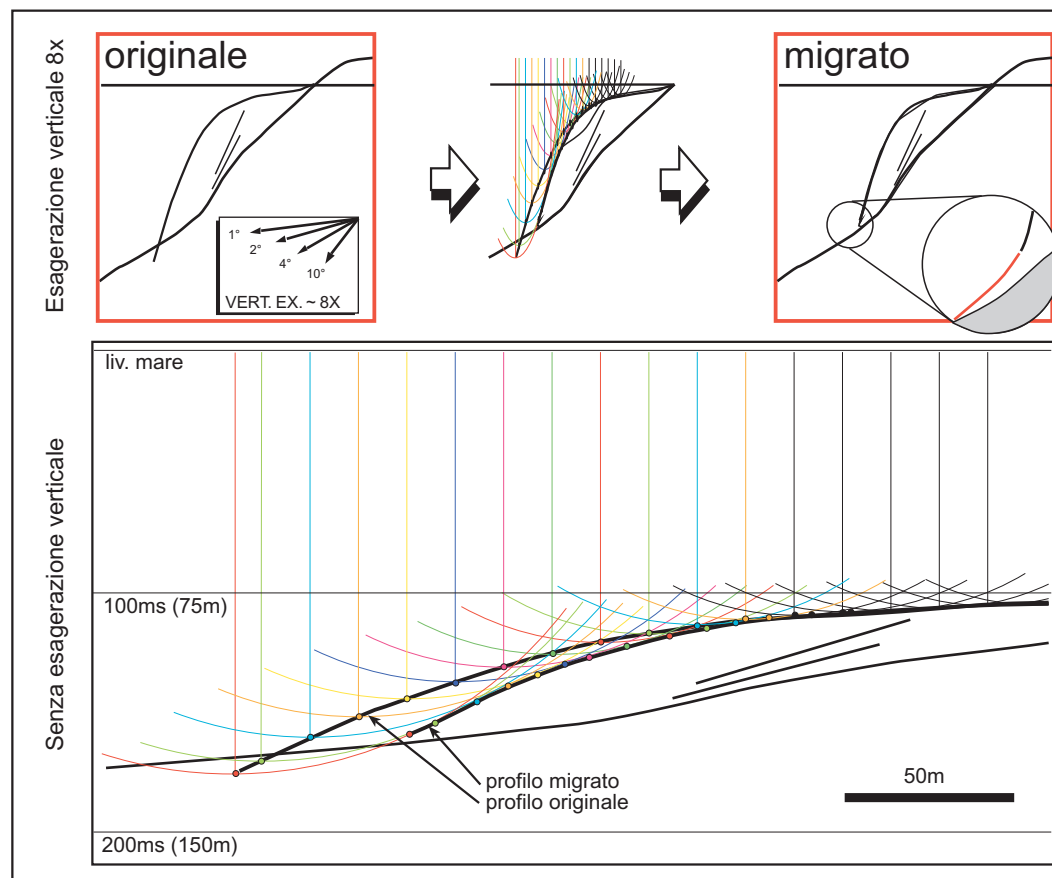


Fig. 3 - Migrazione del profilo di Fig. 2. In alto a sinistra è riportata l'interpretazione del profilo sismico originale, per le sole parti relative alla superficie batimetrica, al substrato sedimentario e ad alcune riflessioni interne. Si osservi come la coda della riflessione della scarpata frontale del TDS intersechi il fondo marino. In basso lo stesso profilo è rappresentato in sezione profondità (valori tra parentesi). Il profilo è stato rappresentato senza l'esagerazione verticale da cui sono normalmente affette le prospezioni di sismica a riflessione ad alta risoluzione, anche in maniera notevole. Ad intervalli regolari (punti in colore) è stata tracciata una semi-circonferenza centrata sul livello del mare sulla verticale del punto stesso. Ogni semicirconferenza rappresenta il luogo dei possibili punti di origine dell'onda ricevuta dai sensori. L'involuppo delle semicirconferenze così tracciate rappresenta la superficie batimetrica migrata, in cui ogni punto risulta traslato verso destra e verso il basso lungo la sua propria semicirconferenza, in maniera crescente con la profondità e con l'inclinazione della superficie riflettente. In alto al centro è riprodotta la stessa operazione, sul profilo affetto da esagerazione verticale (in questo caso le semicirconferenze appaiono come semiellissi). In alto a destra è riportato il risultato dell'operazione di migrazione.

Si osserva: 1) un aumento di pendenza della scarpata frontale (da circa 20° a circa 25°) e dei riflettori interni; 2) la scomparsa dell'intersezione tra il piede della scarpata e l'antistante fondo marino; 3) la mancata riflessione della parte più bassa della stessa scarpata, che potrebbe quindi avere una geometria tangenziale, (in rosso nell'ingrandimento) molto differente da quella apparente sulla sezione sismica; 4) una sostanziale mancanza di effetto della migrazione rispetto al tetto del terrazzo, caratterizzato da pendenze relativamente basse.

## MIGRAZIONE DEI DATI

Per quantificare la distorsione della superficie esterna del terrazzo si è applicata la migrazione ad una sezione sismica, scegliendo come esempio il terrazzo deposizionale sommerso di Fig. 2. Poiché i dati sono stati acquisiti in forma analogica, la geometria esterna del terrazzo è stata ricampionata manualmente.

Successivamente il profilo è stato riplotato con l'asse delle ordinate espresso in profondità, utilizzando per la conversione tempi distanze la velocità di 1500 m/s (velocità del suono in acqua).

Dal profilo è stata eliminata l'esagerazione verticale, in modo da poter applicare la migrazione con il metodo delle semicirconferenze (BADLEY, 1985). Il risultato è il modello sintetico riportato nella Fig. 3.

Facendo riferimento allo schema di Fig.1, si può osservare che il segmento LM rappresenta un cateto del triangolo retto A'LM ma anche l'ipotenusa di ALM. Di conseguenza il seno dell'angolo reale ( $\alpha_r$ ) è uguale alla tangente dell'angolo apparente ( $\alpha_a$ ). La funzione

$$\alpha_r = \arcsin(\tan \alpha_a)$$

è riprodotta in Fig.4.

Si osserva come la differenza tra pendenze reali e apparenti sia molto bassa per riflettori poco inclinati e divenga invece molto alta per inclinazioni di alcune decine di gradi, fino a diventare pressoché indistinguibile per riflettori inclinati più di 45° (in pendenze reali); la metà destra del quadrante in alto a destra si riferisce a riflettori pendenti oltre 90°, per cui la riflessione non è ovviamente rilevabile.

Il quadrante in basso a sinistra si riferisce infine a riflessioni provenienti da sopra il livello del mare.

E' importante osservare come il procedimento della migrazione possa essere ritenuto efficace solo nel caso di profili sismici la cui direzione coincide con l'immersione degli strati; in profili coincidenti con la direzione di strati inclinati invece la migrazione non può operare in quanto le riflessioni provengono da punti al di fuori del piano del profilo.

Ovviamente per tutti i profili intermedi tra immersione e direzione degli strati inclinati, la migrazione ha un effetto via via minore.

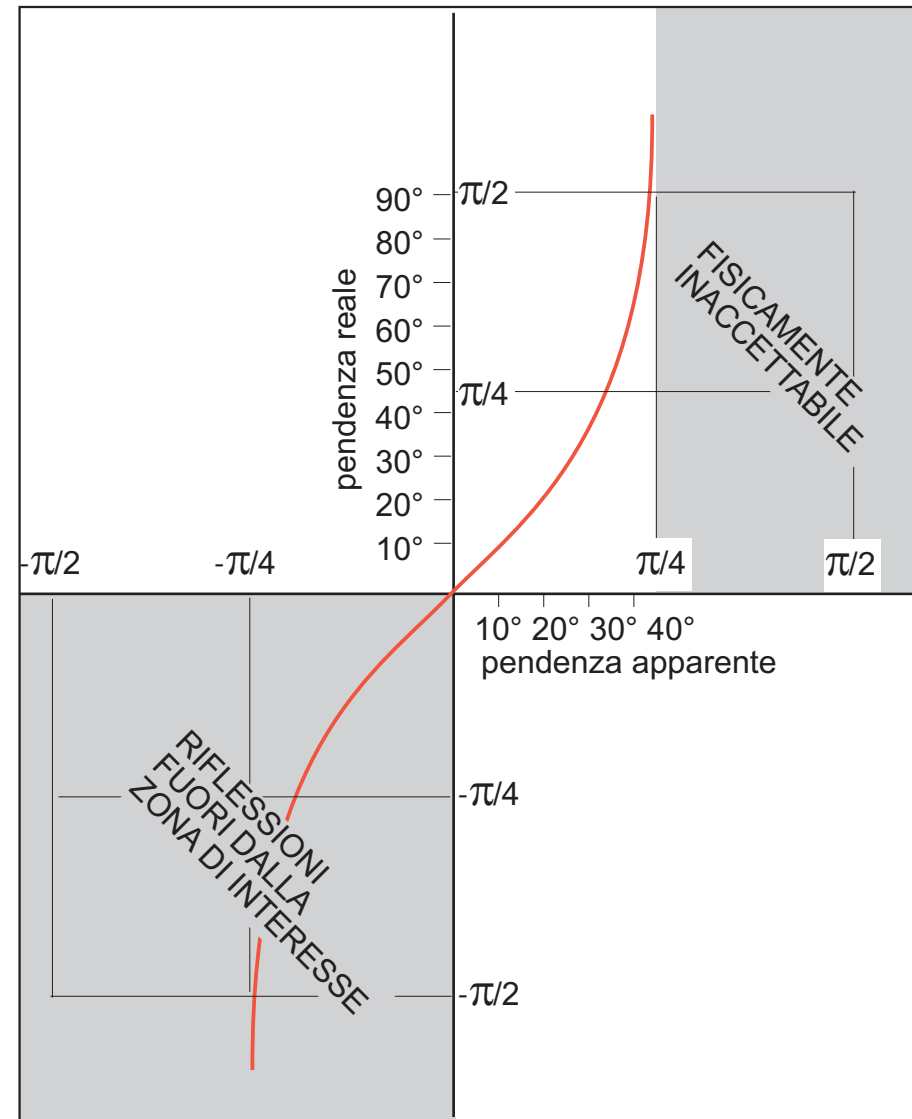


Fig. 4 - Rapporto tra pendenze apparenti e pendenze reali in profili sismici riportati in sezioni di profondità e senza esagerazione verticale.

## CONSIDERAZIONI SUGLI EFFETTI DELLE DISTORSIONI GEOMETRICHE SULL'INTERPRETAZIONE DEI TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI

Benché nel caso delle prospezioni di sismica ad alta risoluzione le distorsioni geometriche nella rappresentazione dei riflettori sia normalmente molto blanda, nel caso dei TDS occorre tener conto del fatto che le sezioni sismiche sono rappresentazioni "acustiche" del fondo e sottofondo marino. Essendo i TDS spesso caratterizzati, almeno nella scarpata frontale da valori di pendenza di 10-20 gradi, le distorsioni possono essere anche sensibili. La conoscenza di tali fenomeni è importante in un'interpretazione deposizionale "spinta" dei lineamenti osservati.

In generale si può affermare che il brusco contatto spesso osservato tra il piede della scarpata frontale e il fondo marino antistante è verosimilmente un artefatto ed è ampiamente possibile che il contatto sia molto più graduale. Questo fatto è particolarmente importante nel confronto tra TDS a profondità relativamente bassa e TDS più profondi (le distorsioni infatti diminuiscono al diminuire della profondità). Si veda a questo proposito la Fig. 5 di CHIOCCI & ORLANDO (questo volume). Terrazzi deposizionali sommersi con riflettori molto inclinati possono mostrare una trasparenza acustica del tutto apparente, non legata alle caratteristiche fisiche del corpo geologico, quanto piuttosto all'incapacità della metodologia di prospezione nel rilevare riflettori molto inclinati. Le pendenze reali dei *foreset* progradanti e della scarpata frontale possono essere anche sensibilmente maggiori di quelle rilevate (anche del 10-20%). Questo fenomeno, unito al fatto che non sempre i profili sismici coincidono esattamente con la massima pendenza delle superfici riflettenti (siano esse il fondo marino o le riflessioni interne al sottofondo), deve far considerare le pendenze rilevate nei profili sismici come sottodimensionate rispetto alle pendenze reali. Questo fatto assume una particolare importanza quando si vogliano confrontare le pendenze con le caratteristiche meccaniche del sedimento (ad es. angolo di attrito) per verificare ipotesi su meccanismi deposizionali legati a flussi gravitativi. Si veda a questo proposito la Fig. 33 di CHIOCCI & ROMAGNOLI (questo volume).

## BIBLIOGRAFIA

- BADLEY, M.E. 1985 - *Practical seismic interpretation*, IHRDC, Boston, pp. 266.  
CHIOCCI F.L. & ORLANDO L. (questo volume) - *Terrazzi deposizionali sommersi nel Golfo di S. Eufemia meridionale (Calabria)*.  
CHIOCCI F.L. & ORLANDO L. (questo volume) - *Terrazzi deposizionali sommersi nell'Arcipelago Pontino*.  
CHIOCCI F.L. E ROMAGNOLI C. (questo volume) - *Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie*.  
YILMAZ O. 1987 - *Seismic Data Processing, Society of Exploration Geophysics*, Tulsa, pp. 526.



## I terrazzi costieri in ambiente subaereo, stato delle conoscenze

SPOSATO A.\*

Sin dall'inizio del secolo, diversi autori segnalavano depositi marini quaternari in posizione sollevata rispetto all'attuale livello del mare (DEPÉRET 1906, 1918; ISSEL, 1914; GIGNOUX, 1911; ROVERETO, 1923, 1939). SELLI (1962), nel tentativo di comprendere la relazione tra i depositi marini quaternari e le morfologie terrazzate attraverso lo studio della relazione tra la variazione del livello eustatico quaternario ed i movimenti tettonici verticali, indi-



*Linea di costa con tre ordini di terrazzi marini; l'erosione lungo la costa attuale mette in evidenza la struttura geologica del terrazzo più basso*

vidua l'importanza, per la formazione di un terrazzo, della stabilità relativa, pur momentanea, tra il movimento del livello del mare ed il movimento tettonico. Nella sua ipotesi mette in evidenza la possibilità, ad esempio, di una relativa stabilità tra una fase crescente del livello eustatico ed il sollevamento tettonico dell'area.

Gli studi sulle variazioni climatiche quaternarie e sulle conseguenti variazioni eustatiche (TOOLEY, 1993; SHACKLETON, 1987; MÖRNER, 1978; GORNITZ, 1993; AHARON & CHAPPELL, 1986; VESTAPPEN, 1980) hanno messo in evidenza che queste ultime presentano per lo più velocità molto elevate con conseguente possibilità di stazionamento relativo durante i momenti in corrispondenza o in prossimità della inversione dell'andamento della curva eustatica.

Sulla base della curva delle variazioni climatiche rappresentate dalle variazioni del  $\delta^{18}\text{O}$  (EMILIANI, 1955; SHACKLETON & OPDYKE, 1973) e sulla base delle datazioni radiometriche dei depositi marini terrazzati della penisola di Huon (Nuova Guinea), CHAPPELL (1974, 1983) ed altri (BLOOM *et alii*, 1974; OTA, 1994) hanno messo in diretta relazione la formazione dei terrazzi con i periodi interglaciali o meglio con i momenti di alto stazionamento del livello eustatico. Inoltre (Fig. 1b), sulla base della continuità del movimento di sollevamento della penisola di Huon hanno ricostruito la quota degli alti stazionamenti del livello del mare per estrapolare una prima curva eustatica di riferimento del quaternario medio superiore (CHAPPELL & SHACKLETON, 1986).

L'evoluzione geologica costiera è connessa sia direttamente con le variazioni relative del livello del mare sia con i fenomeni che direttamente o indirettamente concorrono alla quantità di apporto sedimentario presente lungo le coste, sia ai parametri ambientali connessi all'ambiente continentale/costiero ed all'ambiente marino. In Fig. 2 sono rappresentate schematicamente le relazioni tra i principali fenomeni che concorrono alle variazioni del livello eustatico.

I terrazzi marini sono la diretta conseguenza dell'evoluzione geologica costiera e delle sue periodiche variazioni nel tempo particolarmente accentuate durante il Quaternario a causa delle fluttuazioni climatiche.

La definizione morfologica dei terrazzi marino-costieri può essere presa a

\*CNR - Istituto di Ricerca sulla Tettonica Recente Roma

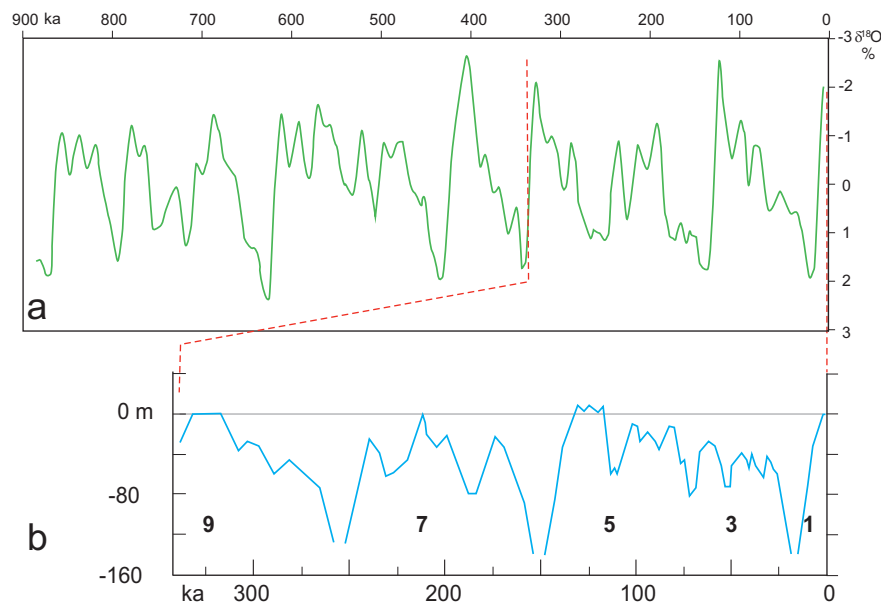


Fig. 1 - a) curva climatica di BASSINOT *et alii*, (1994), b) curva eustatica del Quaternario medio superiore (CHAPPELL & SHACKLETON, 1986).

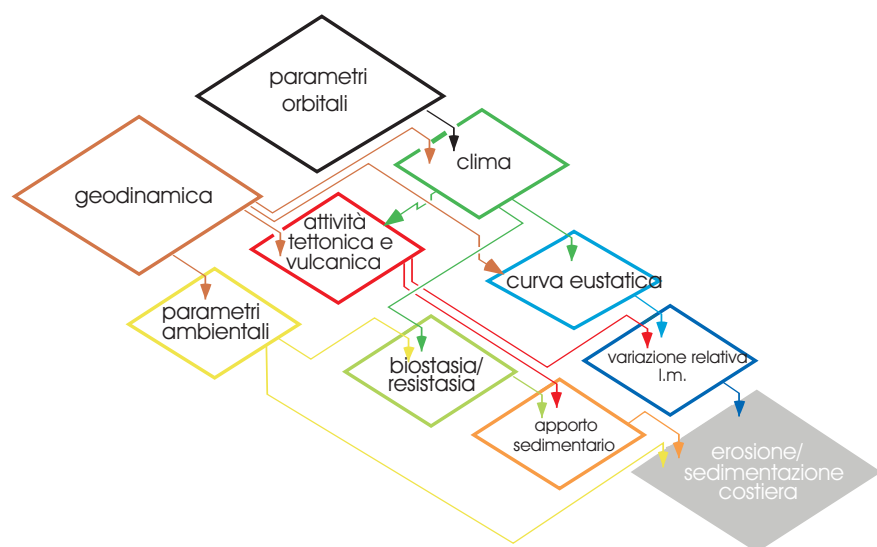


Fig. 2 - Il diagramma rappresenta schematicamente le relazioni tra i principali fenomeni che concorrono alle variazioni del livello eustatico.

prestito riprendendo quanto gli autori scrivono per definire i terrazzi in ambiente fluviale o lacustre "si dicono *terrazzi*, o *terrazze*, le superfici pianeggianti delimitate da scarpate; i T fluviali rappresentano vecchie superfici di origine fluviale e le scarpate risultano da successivo intaglio .....in un terrazzo si conserva un resto di piano alluvionale, oppure di un piano di erosione laterale... La cronologia relativa delle forme terrestri si basa spesso sulla presunta successione cronologica dei sistemi di terrazzi posti a livelli diversi. Salvo casi particolari, i terrazzi più elevati sono considerati più antichi; i più bassi, come più recenti" ricordando che, mentre la genesi dei terrazzi continentali è principalmente connessa alla rapida successione delle fasi climatiche quaternarie, la genesi dei terrazzi costieri è direttamente connessa con le variazioni del livello eustatico (CASTIGLIONI, 1979).

Da un punto di vista esclusivamente morfologico (Fig. 3), un terrazzo è definito da una superficie circa pianeggiante a bassa pendenza detta superficie terrazzata (a) ed è delimitata verso valle da una rottura di pendenza convessa detta ciglio del terrazzo o margine esterno (b) che la separa dal versante di terrazzamento o scarpata esterna (c). Il terrazzo può presentare inoltre verso monte una rottura di pendenza concava che ne definisce il margine interno (d) e che separa la superficie terrazzata dalla scarpata interna (e).

Il terrazzo rappresenta una morfologia relitta legata ad un livello di base più alto rispetto all'attuale e la scarpata di terrazzamento che coincide con la scarpata esterna risulta dal successivo intaglio causato dall'abbassamento del livello di base.

I terrazzi marino-costieri sono morfologie che si estendono per lo più con sviluppo longitudinale parallelo alla costa e sono caratterizzati da margini interni, che sulla base di indicatori morfologici di antiche linee di riva (quali solchi di battente, paleofalesie ecc.), sono riferibili a stazionamenti di livelli marini in posizione più alta dell'attuale. Alla generica morfologia del terrazzo sono associati, anche se non sempre presenti, una serie di elementi "geologi-

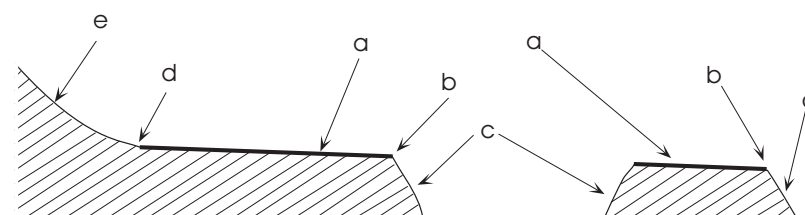


Fig. 3 - Elementi morfologici di un terrazzo.

ci" (Fig. 4) quali un corpo sedimentario terrazzato (a) delimitato da una superficie di appoggio basale (b), e da una superficie di tetto (c) (coincidente con la superficie terrazzata). Secondo BOSI *et alii*, (1990a) in assenza di indicatori morfologici marini la condizione necessaria per poter definire un terrazzo marino è che almeno uno degli elementi geologici deve essere indicativo dell'ambiente marino costiero.

Il corpo sedimentario del terrazzo è troncato verso mare da una superficie di erosione che taglia la superficie di tetto e parte del deposito terrazzato (versante di terrazzamento) e che coincide con la scarpata esterna; nelle successioni di terrazzi, tali superfici costituiscono la scarpata interna del terrazzo successivo.

La superficie di appoggio basale del deposito terrazzato è costituita da una superficie erosiva, caratterizzata da una direzione circa parallela alla paleolinea di costa e con pendenza verso mare. Frequentemente tale superficie può rappresentare, in prossimità della sua culminazione di monte, una forma di abrasione marina legata al moto ondoso lungo la costa. Localmente tale superficie presenta forme di incisione lineare relative a paleolinee di drenaggio (d) con eventuali depositi associati.

I depositi dei terrazzi marini sono per lo più costituiti da sedimenti marino costieri (a1) a volte seguiti da sedimenti di piana costiera (a2); localmente sono presenti depositi in facies fluviale, depositi dunari e di laguna con importanti evidenze di pedogenesi, anche se in genere incompleta si osserva una successione trasgressivo/regressiva delle facies. Trasversalmente alla linea di costa, il terrazzo può essere interrotto da incisioni lineari relative al reticolo idrografico.

Normalmente i terrazzi marini si sviluppano in successioni circa parallele alla costa, nelle quali i più antichi sono i più alti in quota ed i più giovani sono via via più in basso con un rapporto di incassamento reciproco; in Fig. 5 è rappresentata una successione di terrazzi di cui t2, t3 e t5 presentano corpi sedimentari terrazzati (cs2, cs3 e cs5) con diversi rapporti reciproci, mentre t1 e t4 sono terrazzi di erosione in cui non sono presenti corpi sedimentari.

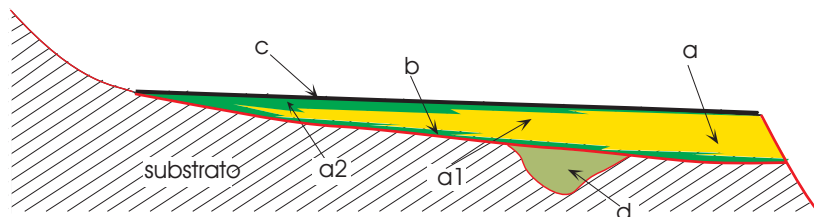


Fig. 4 - Elementi geologici di un terrazzo marino. (vedi testo per la spiegazione delle sigle)

I terrazzi marini presentano forme e dimensioni molto variabili tra di loro; le superfici di erosione possono infatti presentare pendenze che variano da alcuni decimi di grado fino a pendenze di alcuni gradi. La superficie di tetto, dove è conservata nelle sue porzioni più distanti dal versante della scarpata interna, presenta pendenze molto basse e localmente nulle. Anche la superficie di terrazzamento presenta pendenze molto variabili tra pochi gradi fino a prossimi alla verticale in funzione dei parametri ambientali locali. Lo spessore del corpo sedimentario terrazzato, dove non è inciso dalle successive fasi trasgressive o regressive e dove è preservato dalla attività dei fattori pedogenetici superficiali, presenta spessori via via crescenti verso mare in funzione della pendenza della sua superficie di letto; gli spessori variano dai pochi centimetri di *remnans* di erosione ad alcune decine di metri nei casi più conservativi e nei casi di maggiore accumulo sedimentario.

L'area lungo la quale sono presenti i terrazzi costieri è la fascia lungo la costa in cui il livello del mare ha oscillato durante il Quaternario con stazionamenti relativamente brevi. L'intervallo di quote è compreso tra i massimi eustatici avvenuti a quote prossime al livello attuale (massima quota raggiunta intorno ai 6 m dello stadio isotopico 5e) ed i minimi eustatici a profondità maggiori di -100 m rispetto all'attuale livello del mare (minima quota raggiunta a circa -120 m durante lo stadio 2). La fascia costiera interessata da queste oscillazioni, se in aree a mobilità verticale quaternaria, diviene una fascia i cui limiti altimetrici sono definiti dalle stesse quote di massimo e minimo livello eustatico a cui vanno sommate le variazioni altimetriche indotte dalla velocità del movimento tettonico.

In Fig. 6a si osservano in basso la ipotetica morfologia terrazzata in funzione della curva eustatica degli ultimi 350.000 anni ed in alto la successione di morfologie terrazzate in funzione della stessa curva eustatica deformata per effetto di un sollevamento costante di 0,5 mm/anno. Sulla base di quanto detto è evidente che il principale agente responsabile della formazione dei terrazzi marini subaerei è costituito dalla curva di variazione del livello del mare locale che risulta dalla deformazione della curva glacioeustatica per inte-

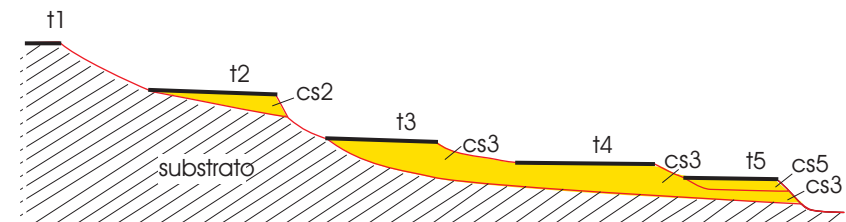


Fig. 5 - Successione di terrazzi costieri.



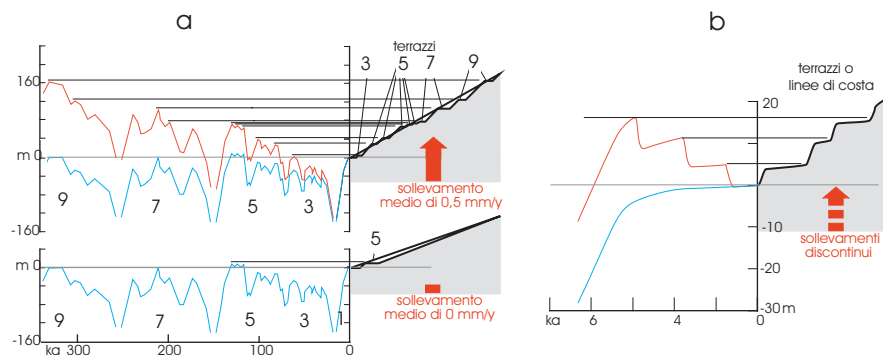


Fig. 6 - Formazione di possibili terrazzi costieri marini in relazione a sollevamenti tettonici continui (a) o discontinui (b).

razione con il sollevamento tettonico (Fig. 6). In casi particolari di forte attività tettonica (Fig. 6b), esistono esempi di terrazzi costieri olocenici la cui formazione è legata a importanti episodi di sollevamento tettonico discontinui (LAJOLE, 1986 mod.) che causando variazioni nella curva eustatica locale (abbassamenti relativi del livello eustatico) crea una successione di terrazzi le cui forme di incassamento sono legate ai momenti di rapido sollevamento.

Vista la attuale posizione del livello del mare in prossimità delle quote massime degli alti stazionamenti quaternari, la presenza dei terrazzi marini si verifica esclusivamente in aree stabili o caratterizzate da sollevamento tettonico durante il Quaternario.

Le forme di erosione costiera quali spianate di abrasione, solchi di battente sono ampiamente descritte; in Fig. 7, in a, è indicato il modello di base della evoluzione lungo una falesia in roccia (SUNAMURA, 1992), in b, attraverso lo studio di modelli simulati si mettono in evidenza le caratteristiche della

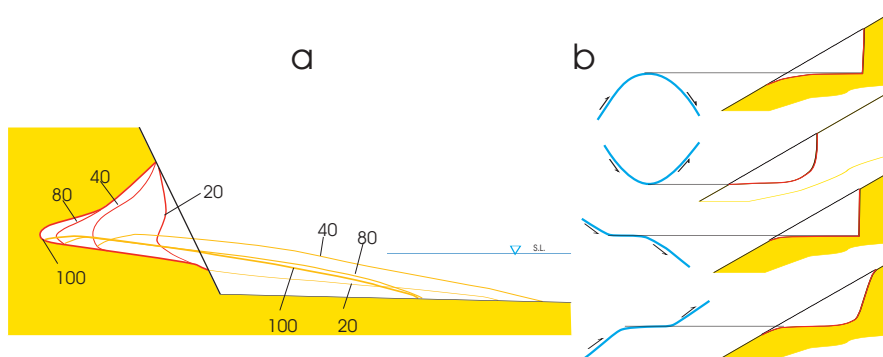


Fig. 7 - Modelli di erosione costiera in funzione del tempo (SUNAMURA, 1992) (a) ed in funzione delle variazioni eustatiche locali (CINQUE et alii, 1995) (b).

erosione costiera in funzione dei movimenti relativi della curva eustatica locale (CINQUE *et alii*, 1995). La conformazione geologica dei singoli terrazzi e della successione dei terrazzi è funzione di parametri diversi e variabili nel tempo; oltre alla fisiografia costiera ed ai parametri mareografici locali, risulta di notevole importanza l'apporto sedimentario che può fortemente influenzare l'evoluzione geologica fino al caso estremo di regressione sedimentaria durante la risalita del livello eustatico. In Fig. 8 la dinamica costiera è indicata in maniera schematica in funzione della variazione eustatica e dell'apporto sedimentario (CURRAY, 1964). Con colore diverso sono state distinte le condizioni di prevalente regressione deposizionale o erosiva dalle condizioni di trasgressione.

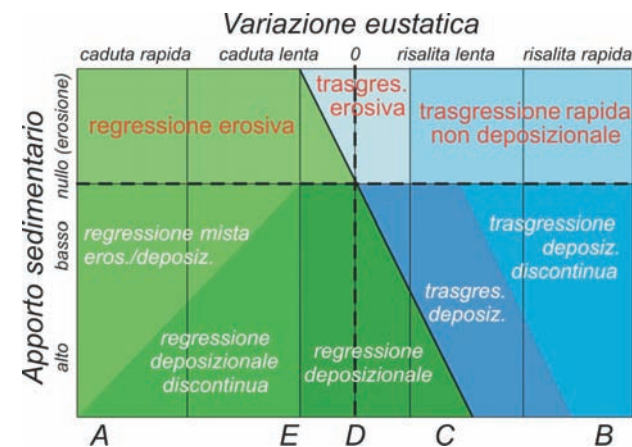


Fig. 8 - Evoluzione costiera in funzione delle variazioni eustatiche e dell'apporto sedimentario.

## PRINCIPALI MOMENTI DI FORMAZIONE DI UN GENERICO TERRAZZO MARINO

Di seguito vengono illustrati i principali momenti di formazione di un generico terrazzo (Fig. 9) sulla base degli studi effettuati lungo la costa settentrionale del Lazio in cui, grazie ad un importante apporto sedimentario fornito dall'attività dei vicini complessi vulcanici di Vico e di Bolsena, i corpi deposizionali sono ben sviluppati (BOSI *et alii*, 1990b); è rappresentata inoltre l'interazione del corpo costiero terrazzato con i depositi di un paleoalveo in prossimità della costa (MESSINA *et alii*, 1990). La curva delle variazioni del livello del mare locale è estremamente semplificata e rappresenta il periodo di tempo (da Fig.9.1 a 9.7) relativo alla formazione di tutti gli elementi del terrazzo riferibile allo stadio isotopico 7.

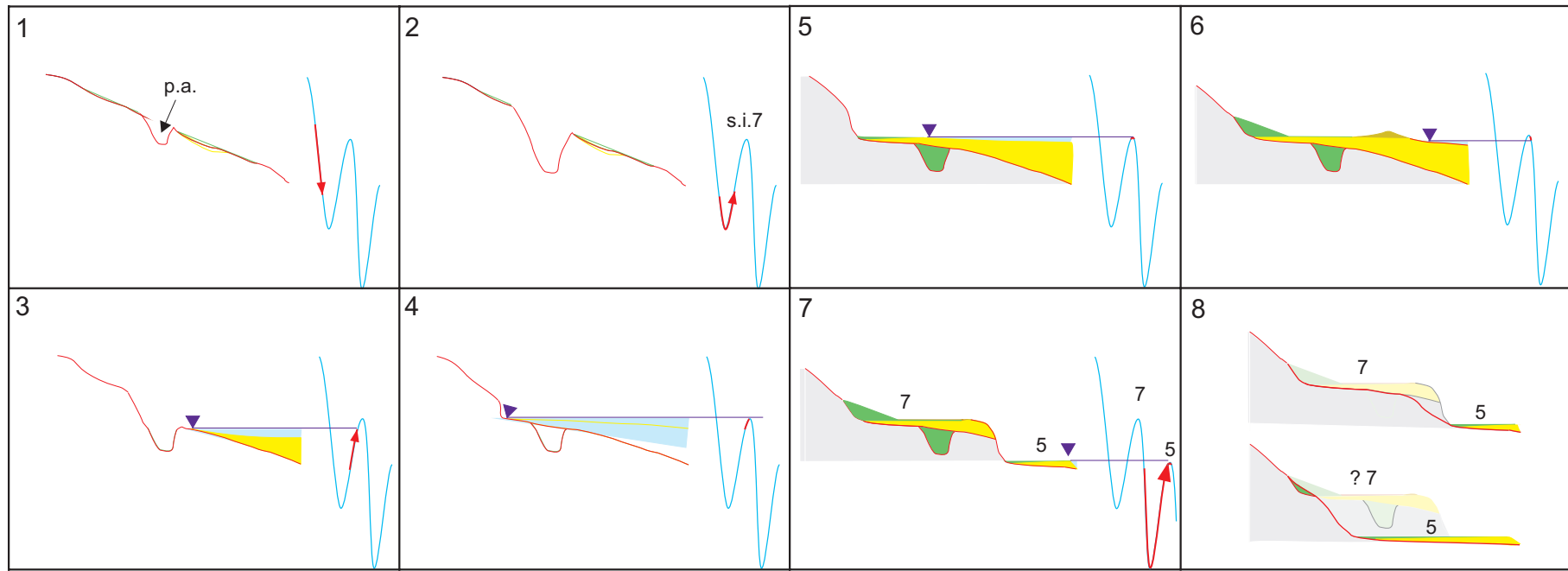


Fig 9 - Momenti di formazione di un terrazzo marino costiero con abbondante apporto sedimentario (da 1 a 7); terrazzi marini in ambiente prevalentemente erosivo. Negli schemi i depositi marini o costieri sono rappresentati in giallo mentre i depositi continentali (alluvionali o colluviali) sono rappresentati in verde; le superfici in rosso sono superfici di prevalente erosione.

1 - caduta eustatica rapida (A di fig. 8) / raffreddamento climatico. Ritiro del mare per abbassamento eustatico con inizio di evoluzione subaerea lungo un versante più o meno acclive e rielaborazione parziale o totale in ambiente subaereo delle morfologie o dei depositi del ciclo precedentemente deposto.

2 - emersione / clima freddo (resistasia). Il livello eustatico cala e risale mantenendosi a quote più basse del terrazzo in analisi. Il versante subisce una evoluzione in ambiente subaereo con erosione areale diffusa e con profonde incisioni del reticolo idrografico, si sviluppano locali accumuli detritici o colluviali e locale formazione di suoli.

3 - sollevamento eustatico rapido (B di fig. 8) / miglioramento climatico. Sul versante appena formato la rapida risalita del livello del mare causa forme di erosione costiera tempotrasgressive ed eventuali depositi costieri aggradanti, l'approfondimento della erosione costiera a causa della velocità di trasgressione eustatica è ridotta, l'ampia creazione di spazio disponibile per la deposizione lungo la costa e negli alvei fluviali permette abbondante accumulo dei materiali provenienti dall'entroterra.

4 - sollevamento eustatico lento (C di fig. 8) / miglioramento climatico. La diminuzione della velocità della risalita eustatica causa l'aumento delle possibilità di approfondimento della erosione costiera; al tempo stesso l'abbondante apporto sedimentario localmente crea potenti corpi deposizionali che da tempotrasgressivi passano a temporegressivi con la formazione di una ben sviluppata piana costiera e con locali depositi di palude di retrospiaggia. I riempimenti vallivi vengono localmente trasgrediti dai depositi costieri.

5 - alto stazionamento eustatico (D di fig. 8) / optimum climatico (biostasia). La stabilità del livello eustatico provoca localmente l'approfondimento della erosione costiera o la regressione deposizionale causata dagli importanti apporti sedimentari; la mancata creazione di spazio deposizionale provoca ancora rapida progradazione dei sedimenti con formazione di ampie piane costiere e locali lagune di retrospiaggia.

6 - caduta eustatica lenta (E di fig. 8) / peggioramento climatico. L'inizio della caduta del livello del mare provoca la regressione forzata con abbandono di aree emerse e conseguente evoluzione in ambiente subaereo con approfondimento del reticolo, pedogenesi e dune eoliche.

7 - caduta eustatica rapida, emersione (stadio 6), sollevamento eustatico, alto stazionamento (stadio 5) Il nuovo ciclo eustatico che arriva a quote più basse per effetto combinato della curva eustatica e del sollevamento dell'area, erode gran parte del corpo sedimentario formando la superficie di terrazzamento e lasciando come remnans in affioramento esclusivamente la parte più alta in quota del ciclo precedentemente descritto. (Parte dei depositi più bassi in quota possono essere localmente conservati nel sottosuolo alla base delle nuove superfici di letto del deposito relativo allo stadio 5). Durante questo periodo e tutto il tempo successivo la evoluzione del terrazzo avviene esclusivamente in ambiente subaereo con prevalente erosione sia lineare che areale e formazione di suoli.

8 - E' importante ricordare che nelle aree contigue a quella descritta in figura, ma in situazioni fisiografiche diverse in cui variano notevolmente i parametri ambientali o l'apporto sedimentario, i terrazzi marini riferibili allo stesso ciclo eustatico sono rappresentati da terrazzi di erosione. Questi sono rappresentati esclusivamente dalla successione delle sole forme di erosione per lo più indistinguibili tra di loro. Solo la locale presenza di pochi dm di spessore di sedimenti marino-costieri permette la correlazione con la successione degli eventi geologici descritti.

In caso di una prevalenza di attività erosionale dei cicli successivi sia la forma che il deposito del terrazzo costiero possono essere completamente oblitterati.

## CONCLUSIONI

In conclusione un terrazzo marino rappresenta, pur in maniera incompleta un ciclo trasgressivo/regressivo di breve durata. La sua formazione è dovuta alle caratteristiche variazioni della curva glacioeustatica quaternaria particolarmente se deformata da movimenti tettonici verticali; la sua conservazione è dovuta al sollevamento tettonico successivo alla sua storia evolutiva in quanto viene sottratto alle successive dinamiche costiere e al tempo stesso ne causa la parziale erosione; proprio perché sollevato, il terrazzo marino è spesso fortemente eroso. A parte l'esempio illustrato in Fig. 9.1-9.7 in cui il terrazzo è ben rappresentato grazie all'abbondanza di sedimenti provenienti dall'attività degli apparati vulcanici, la prevalenza di terrazzi incompleti o caratterizzati esclusivamente da un bassissimo spessore di depositi, è probabilmente da imputare al fatto che essi sono il prodotto di un breve lasso di tempo legato agli intervalli di clima caldo della curva climatica in cui l'ambiente continentale è caratterizzato da biostasia, con un conseguente basso apporto sedimentario verso le coste a regime silico-clastico prevalente.

## BIBLIOGRAFIA

- AHARON P. & CHAPPELL J. (1986) - *Oxygen isotopes, sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 105 years*. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec.*, **56** (3/4), 337-379, 13 ff.
- BASSINOT F.C., LEBEYRIE L.D., VINCENT E., QUIDELLEUR X., SCHACKLETON N.J. & LANCELO Y. (1994) - *The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **126**, 91-108.
- BOSI C., CAROBENE L., CARRARO F. & SPOSATO A. (1990a) - *Considerazioni introduttive su terrazzi marini e linee di costa*. Abstracts: *Convegno AIQUA "Terrazzi Marini e Linee di costa pleistoceniche"*. Roma 1990.
- BOSI C., PALIERI L. & SPOSATO A. (1990b) - *Guida all'escursione sui terrazzi e linee di costa del litorale del Lazio settentrionale. Convegno AIQUA "Terrazzi Marini e Linee di costa pleistoceniche"*. Roma 1990, 30
- BOSI C., CAROBENE L. & SPOSATO A. (1996) - *Il ruolo dell'eustatismo nella evoluzione geologica nell'area mediterranea*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**, 363-382.
- CHAPPELL J. (1974) - *Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**(4), 553-570, 20 ff.
- CHAPPELL J. (1983) - *A revised sea level record for the last 300,000 years from Papua New Guinea*. *Search* **14**, 99-101.
- CHAPPELL J. & SCHACKLETON N.J. (1986) - *Oxygen isotopes and sea level*. *Nature*, **324**, 13 nov., 137-140, 3 ff., 2 Tab.
- CINQUE A., DE PIPPO T. & ROMANO P. (1995) - *Coastal slope terracing and relative sea-level changes: deductions based on computer simulations*. *Earth Surf. Processes and Landforms*, **20**, 87-103
- CURRAY J.R. (1964) - *Transgression and regression*. *Papers in Marine Geology*, R. L. Miller (Ed.), Macmillan, N.Y., 175-203.
- DEMANGEOT J. (1992) - *Les milieux "naturels" du globe*. 85-93 (cap.8), Masson.
- DEPERET C. (1906) - *Les anciennes lignes de rivages de la côte française de la Méditerranée*. *Bull. Soc. Geol. France*, **6**, s.4, 207-230.
- DEPERET C. (1918) - *Essai de coordination chronologique des temps quaternaires*. *C.R. Acc. Sc.*, **166**, 480-486.
- EMILIANI C. (1955) - *Pleistocene temperatures*. *Jour. Geology*, **63**, 538-578.
- GIGNOUX M. (1911) - *Résultats généraux d'une étude des anciens rivages dans la Méditerranée occidentale*. *Ann. Univ. Grenoble*, **23**(1), 1-21.
- GORNITZ V. (1993) - *Mean sea level changes in the recent past*. In: WARRICK R.A., BARROW E.M. & WIGLEY M.L.: *"Climate and sea level change: observations, projections and implications"*, 25-44, Cambridge University Press.
- HAQ B.U., HARDENBOL Y. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. *Science*, **235**, 1156-1167.
- ISSEL A. (1914) - *Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nella Sardegna meridionale*. *Rend. R. Acad. Lincei*, s.5, **23**, 759-770, Roma.
- LAJOIE K.R. (1986) - *Coastal Tectonics*. *Studies in Geophysics*, 95-124, National Academy Press, Washington.
- MESSINA P., PALIERI L. & SPOSATO A. (1990) - *La diversione del F. Fiora (Lazio settentrionale) in relazione agli eventi eustatici del Pleistocene medio-superiore*. *Il Quaternario*, **3** (2), 119-130
- MÖRNER N.A. (1978) - *Eustasy and geoid changes*. *J. Geol.*, **84**, 123-151, 17 ff.
- OTA Y. (1994) - *Study on coral reef terraces of the Huon Peninsula*, Papua New Guinea. 429 pp., Yokohama National University, Japan.
- ROVERETO G. (1923) - *"Forme della Terra"*. Trattato di Geologia morfologica. 1° vol., 364 pp., 250 ff., 16 tavv., Hoepli Ed., Milano.
- ROVERETO G. (1939) - *Liguria Geologica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **2**, 1-743, 195 ff., 13 tav.
- SANNAMURA T. (1992) - *Geomorphology of Rocky coasts*. John Wiley and Sons, Chichester, 278
- SELLI R. (1962) - *Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Jonien de la péninsule Italienne*. *Quaternaria*, **6**, 391-413.
- SCHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1973) - *Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10 5 year and 106 year scale*. *Quat. Res.*, **3**, 39-55.
- SCHACKLETON N.J. (1987) - *Oxygen isotopes, ice volume and sea level*. *Quater. Sc. Rev.*, **6**(3/4), 183-190, 5 ff.
- TOOLEY M. J. (1993) - *Long term changes in eustatic sea level*. In: WARRICK R.A., BARROW E.M. & WIGLEY M.L.: *"Climate and sea level change: observations, projections and implications"*, 81-107, Cambridge University Press.
- VESTAPPEN H. (1980) - *Quaternary climatic changes and natural environments in SE Asia*. *Geojournal*, **4**, 45-54.



# Studio in affioramento di depositi costieri progradanti pleistocenici in Italia meridionale: un equivalente dei terrazzi deposizionali sommersi?

MASSARI F\*, SGAVETTI M.\*\*, RIO D.\*

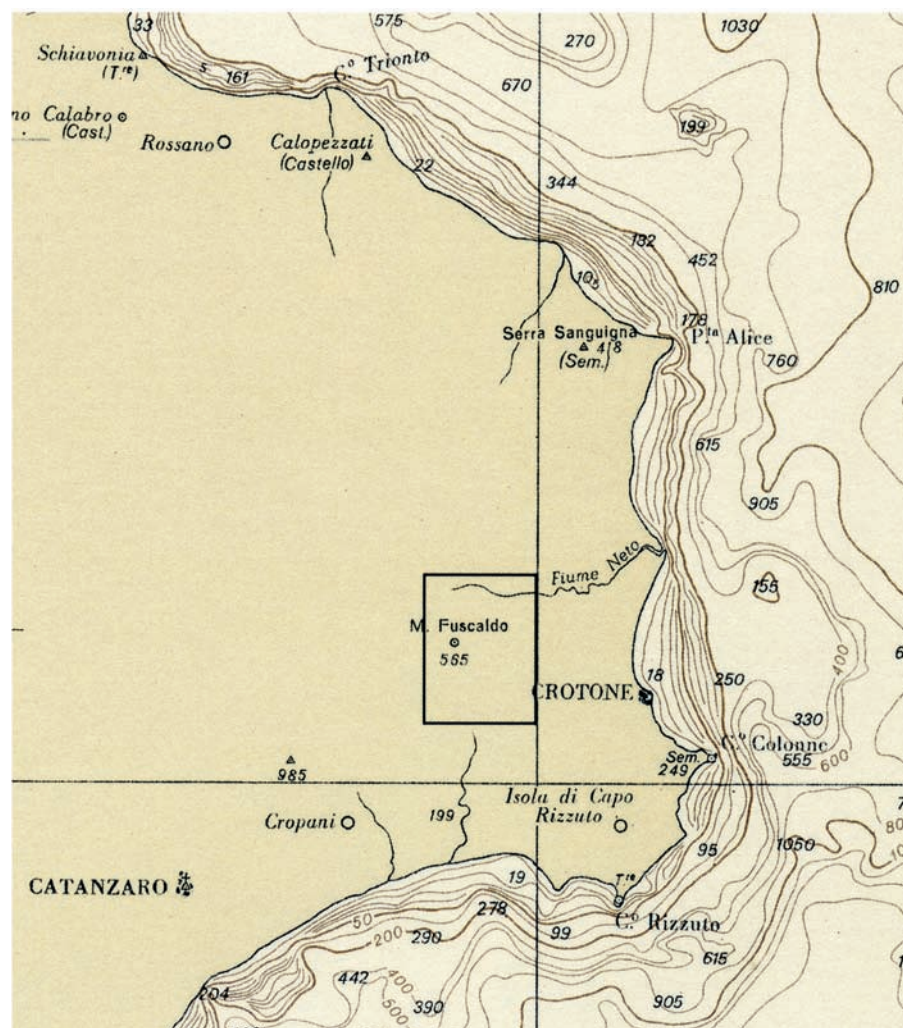


Fig. 1- Ubicazione dell'area di studio. Scala 1:750000

\*Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova

\*\*Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma

Scopo di questo contributo è quello di delineare le caratteristiche di alcuni corpi progradazionali osservabili in terraferma in alcuni bacini dell'Italia meridionale, in particolare nel Crotonese, i quali potrebbero rappresentare gli equivalenti in affioramento dei terrazzi sommersi quali appaiono nella sismica ad alta risoluzione delle aree marginali dei mari italiani.

Sollevamenti molto recenti hanno portato in affioramento in alcune aree dell'Italia meridionale dei corpi progradazionali di piattaforma di età pliocenica e pleistocenica, che appaiono sovente impilati verticalmente all'interno di successioni anche potenti che hanno avuto origine in bacini ad alto tasso di subsidenza. Questo contesto ha fatto sì che si preservasse un record stratigrafico relativamente continuo, pur con evidenti discontinuità legate da un lato ad una tettonica molto attiva, dall'altro alle oscillazioni glacioeustatiche che, come è noto, sono di notevole ampiezza specie nel Pleistocene medio e superiore.

In generale, gli ambienti costieri e di piattaforma sono particolarmente sensibili alle oscillazioni relative del livello del mare; tuttavia, la definizione cronostratigrafica dei relativi depositi è spesso fortemente limitata da imprecisioni e da lacune. Da questo punto di vista l'analisi della successione medio-pleistocenica del bacino di S. Mauro Marchesato nel Crotonese (Fig. 1) ha avuto notevole successo, dal momento che l'integrazione di dati magnetostratigrafici con dati biostratigrafici (basati sulle associazioni a nannofossili calcarei) ha fornito un quadro cronostratigrafico sorprendentemente preciso, consentendo di documentare la ciclicità nell'intervallo tra gli stages isotopici 33 e 19 (Fig. 2; RIO *et alii*, 1996).

Come si nota nella figura 2(a), la successione del Bacino di S. Mauro cade essenzialmente nel Pleistocene medio ed è caratterizzata da una spiccata ciclicità, con un'alternanza di corpi progradanti sabbiosi (Fig. 3) e talora abbondantemente bioclastici, potenti fino a 45 metri, che costituiscono il maggior volume dei depositi, ed intervalli a carattere trasgressivo di spessore ben più limitato. La diminuzione progressiva del tasso di subsidenza nella parte superiore della successione è documentata dal fatto che i cicli diventano progressivamente più sottili e discontinui e inglobano volumi crescenti di depositi alluvionali e marino-marginali.

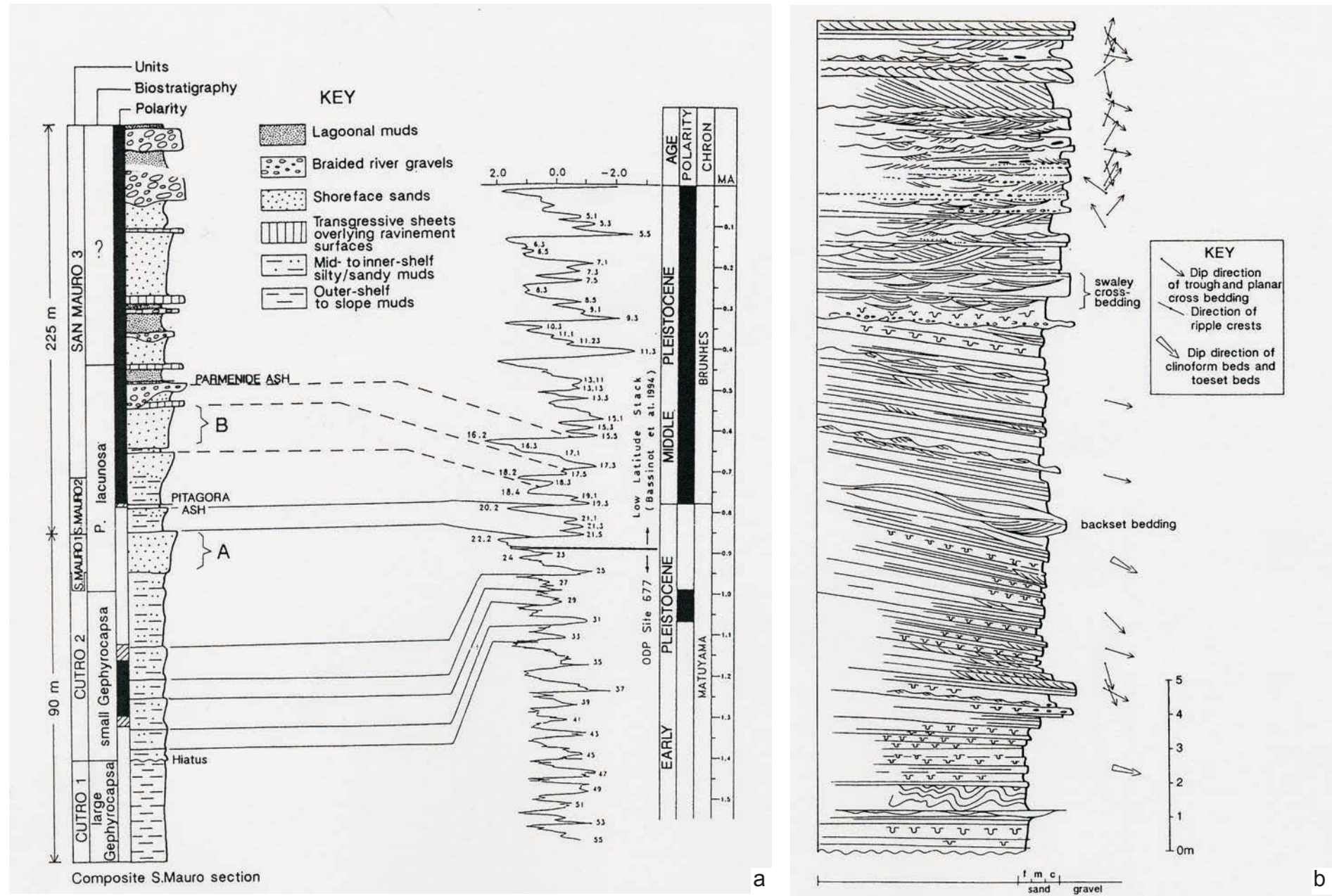
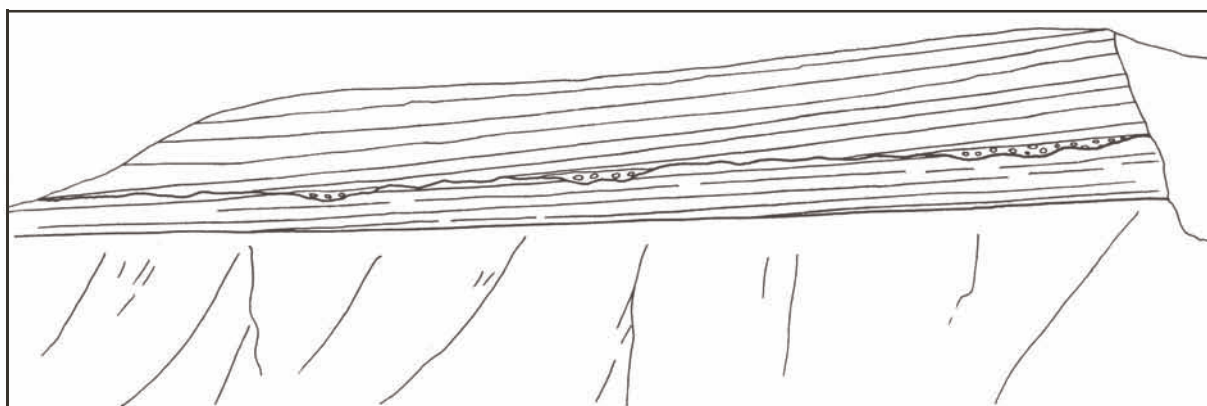


Fig. 2 -a) Colonna stratigrafica schematica della successione del Bacino di S. Mauro e correlazioni effettuate con la scala isotopica (da MASSARI et alii, in corso di accettazione). A e B: corpi composti; b) Sezione di un'unità progradante (pressi di Marcedusa, bacino di Crotone), con indicazione delle strutture sedimentarie e delle geometrie stratali presenti.





Fig. 3 - In questo esempio è raffigurato un segmento del corpo composito A in Fig. 2a, all'interno del quale due delle unità componenti sono separate da una superficie di discontinuità ricoperta da depositi grossolani riccamente fossiliferi e interpretata come superficie di ravinement (vedi la figura successiva per una descrizione dell'architettura dei corpi compositi).



I corpi sabbiosi progradanti presenti nella successione di S. Mauro sono di tipo semplice o composito, questi ultimi costituiti da un certo numero di cicli minori con disposizione embricata (Fig. 3). I corpi compositi sono particolarmente interessanti perché rappresentano la risposta articolata a due diverse scale di fluttuazioni relative del livello del mare. Infatti la progradazione appare discontinua, cioè interrotta ripetutamente da superfici a geometria sigmoidale che troncano a basso angolo i clinoformi, assumendo poi una giacitura conforme verso il basso (schema stratigrafico di Fig. 4). Queste superfici sono ricoperte da sottili spessori di depositi grossolani di *shoreface*, passanti verso il basso a peliti *offshore* e sono interpretate come superfici di *ravinement* passanti a superfici di *flooding* (Fig. 5). Perciò le superfici e i depositi relativi documentano eventi minori di innalzamento relativo del livello del mare. Alla ripresa della progradazione, dopo ogni singolo evento trasgressivo, i clinoformi assumono dapprima per breve tratto una geometria sigmoidale e poi una geometria obliqua.

Due corpi compositi particolarmente articolati sono presenti nella parte inferiore della successione di S. Mauro (A e B in Fig. 2a).

Il primo di essi segna nel bacino di S. Mauro un cambiamento drastico da una sedimentazione essenzialmente pelitica ad una sedimentazione dominata dalle sabbie. La presenza di ospiti freddi come *Arctica islandica*, il carattere in gran prevalenza obliquo dei clinoformi di progradazione e l'abbondanza nei corpi riccamente bioclastici di una componente faunistica residuale derivante da cannibalizzazione dei depositi precedenti, sono tutti fattori che indicano come la progradazione nel complesso abbia avuto luogo come risultato di una regressione forzata durante una fase articolata di abbassamento glacioeustatico del livello del mare. Dati bio- e magnetostratigrafici indicano che questo corpo si è sviluppato durante la fase di abbassamento glacioeustatico



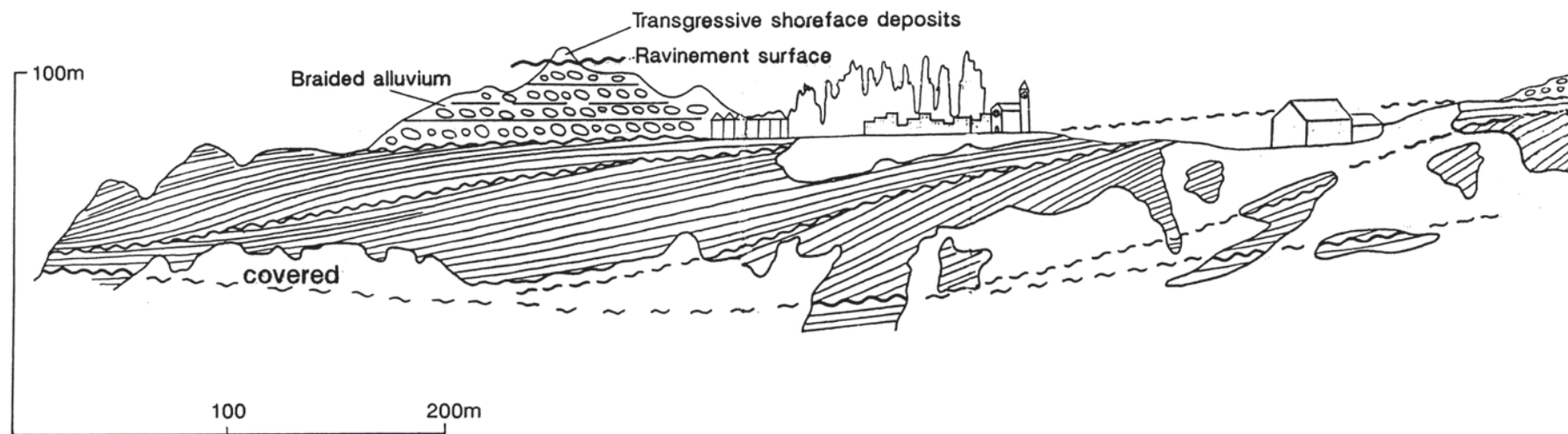


Fig. 4 – Schema stratigrafico della successione di S. Mauro.



Fig. 5 – Dettaglio della successione di S. Mauro con una superficie di erosione trasgressiva (ravinement) caratterizzata dalla sovrapposizione di depositi di shoreface su peliti di piattaforma.

compresa tra lo stage isotopico 25 e gli stages 24-22 cioè durante la crisi climatica che segna l'avvento del cosiddetto Pleistocene glaciale, caratterizzato cioè da oscillazioni di grande ampiezza.

Il secondo corpo composito non ha una datazione precisa, ma considerati i rapporti stratigrafici viene tentativamente correlato con la fase di transizione tra lo stage 18.3 e lo stage 18.2. Malgrado l'incertezza di inquadramento cronostatigrafico, il significato di questo corpo viene ritenuto del tutto simile a quello del corpo più antico.

Ognuno dei due corpi compositi viene interpretato come la testimonianza di una regressione forzata generale, come indicato dalla prevalenza volumetrica dei tratti caratterizzati da clinoforni obliqui, interrotta da risalite minori relative del livello del mare. Queste determinano la formazione di superfici erosive di *ravinement*, seguite da brevi periodi di stazionamento alto relativo durante i quali hanno potuto formarsi i tratti caratterizzati da clinoforni sigmoidali. Perciò l'architettura interna discontinua viene interpretata come il prodotto di lunghe fasi di abbassamento eustatico interrotte da innalzamenti minori del livello del mare. Questa interpretazione è in accordo con la tipica forma a denti di sega dei tratti in discesa delle oscillazioni glacioeustati



che del Pleistocene medio, come indicato dalla curva degli isotopi dell'ossigeno (Fig. 2a). Le strutture sedimentarie e le geometrie stratali forniscono molte informazioni utili sui processi in gioco e sulle caratteristiche dell'ambiente di deposizione (vedi Fig. 2b).

La parte più interessante di questi corpi, che getta luce sui meccanismi di accrezione, è quella di tetto, preservata ovviamente solo alla sommità dei set di clinoformi sigmoidali. Nel caso più comune gli strati di tetto mostrano strutture sedimentarie tipiche della *shoreface* inferiore con prevalenza di *swaley cross-stratification*. Solo raramente, al di sopra di questo intervallo, appare preservato un intervallo sommitale dominato da strutture tipiche della *shoreface* superiore quali stratificazione incrociata concava, laminazione planare, e localmente *megaripples* e *ripples* da onda. Qui le paleocorrenti sono molto variabili e indicano trasporto sia lungo costa, sia verso il largo (Fig. 2b). Il quadro complessivo delle strutture denota in definitiva un ambiente dominato dalle onde e dalle tempeste. Un'elaborazione dei sedimenti al di sopra del livello di base delle onde normali è indicata dal frequente frammentazione e arrotondamento dei bioclasti nelle facies più riccamente bioclastiche. Tuttavia non è stata rinvenuta mai una testi-

monianza delle facies di *foreshore*, con ogni probabilità a causa dell'erosione associata alle superfici di *ravinement*.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Sulla base delle principali caratteristiche che sono state illustrate, i corpi progradazionali osservati nel Bacino di S. Mauro Marchesato potrebbero rappresentare, dal punto di vista dei processi genetici, gli equivalenti in affioramento dei terrazzi deposizionali sommersi affioranti nei pressi di ampi tratti delle coste italiane ed illustrati in questo volume. Il possibile meccanismo di progradazione di questi terrazzi deposizionali è stato appropriatamente descritto, per alcuni dei casi osservati, da CHIOCCI & ORLANDO (1996) e CHIOCCI & ROMAGNOLI (questo volume), i quali hanno fatto riferimento all'attività di flussi periodici generati durante le tempeste. Tali flussi sarebbero in grado di metter in sospensione una notevole quantità di sedimento sulla piattaforma interna e di trasportarlo poi



Fig. 6 - L'inclinazione dei clinoformi varia da alcuni gradi fino ad un massimo di circa  $10^\circ$  per i corpi costituiti prevalentemente da sabbie fini e di  $16^\circ$  per i corpi ad alta componente bioclastica che sono più grossolani.



Fig. 7 - Dettaglio della successione di S. Mauro, con stratificazione incrociata di tipo *swaley*.

verso il largo, in modo da accumularlo poi gravitativamente sul fronte dei corpi in progradazione. Nel caso dei corpi studiati in affioramento, la crescita ritmica del fronte in progradazione è indicata chiaramente dalle alternanze ritmiche di *event-beds* e intervalli bioturbati.

Nel Bacino di S. Mauro la tettonica intrabacinala ha senza dubbio influito sulle geometrie stratali, particolarmente sui valori localmente elevati dell'inclinazione dei clinoformi e sulle direzioni di progradazione, sulla localizzazione dei fenomeni di distacco gravitativo e degli episodi di cannibalizzazione a spese dei depositi precedenti. Tutti questi aspetti si presentano, infatti, amplificati in prossimità di strutture tettoniche in crescita (soprattutto sinclinali localizzate in prossimità delle faglie listriche delimitanti il bacino), in grado quindi di determinare gradienti anomali della piattaforma. Tuttavia, almeno nella parte della successione di S. Mauro la cui cronostratigrafia è controllata da dati bio- e magnetostratigrafici, è stato possibile dimostrare che il motore della ciclicità è essenzialmente di natura glacio-eustatica e che la tettonica sinsedimentaria non è stata in grado di oscurare il segnale glacio-eustatico (RIO *et al.*, 1996).

Corpi analoghi a quelli descritti sono stati osservati in altri bacini dell'Italia meridionale in successioni sia pleistoceniche, sia del Pliocene superiore. Un esempio molto noto è quello dei corpi bioclastici pliocenici di Capodarso nel bacino di Caltanissetta in Sicilia (CATALANO *et al.*, 1992; VITALE, 1996; LIKORISH & BUTLER, 1996), che registrano, assieme alle peliti interposte, oscillazioni ad alta frequenza all'interno di una fase di *lowstand* di una sequenza di terzo ordine. La struttura interna di questi cicli, interpretati come cicli di obliquità (circa 40.000 anni), è molto simile a quella dei cicli sopra descritti, con analoghe geometrie e superfici di "riattivazione", denotanti momenti minori di risalita relativa del livello del mare.



Fig. 8 – Dettaglio dei corpi progredanti troncati alla sommità da superfici di ravinement nella successione di S. Mauro.

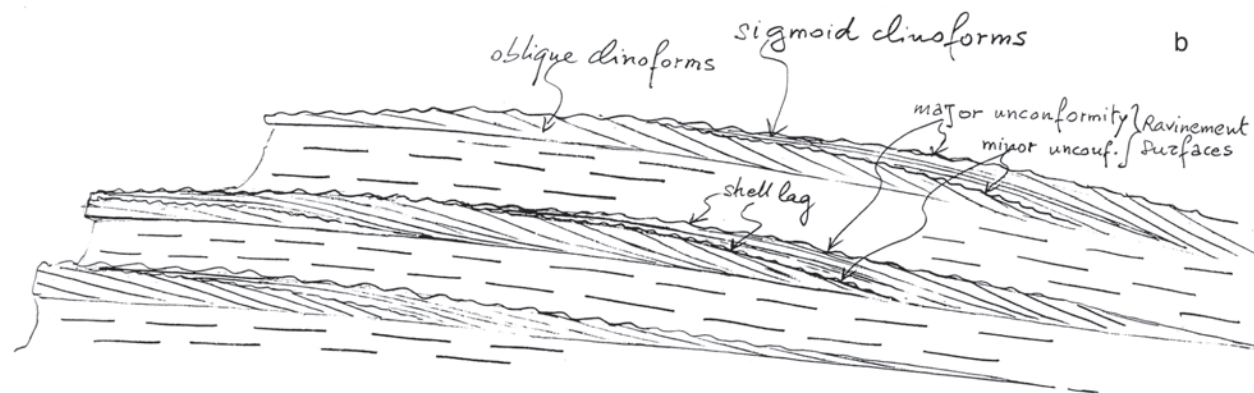


Fig. 9 – Schema stratigrafico della successione di S. Mauro. Le superfici di riattivazione (ravinement) sono sormontate da peliti di piattaforma passanti verso l'alto a corpi clinostratificati.



## BIBLIOGRAFIA

- CATALANO R., DI STEFANO E., LO CICERO G., VAIL P.R. & VITALE F.P. (1992) - *Pliocene sequence stratigraphy of the Caltanissetta Basin (Capodarso section, Sicily)*. Sequence Stratigraphy of European Basins, Int. Congr., Dijon, Abstr. Volume, p. 438.
- CHIOCCI F. L. & ORLANDO L. - *Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes*. Mar. Geol., **134** : 127-143.
- CHIOCCI F. L. & ROMAGNOLI C. (1999) - *Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie*. In: *Atlante dei terrazzi deposizionali sommersi lungo le coste italiane*. Questo volume.
- LIKORISH W.H. & BUTLER R.W.H. (1996) - *Fold amplification and parasequence stacking patterns in syntectonic shoreface carbonates*. Geol. Soc. Am. Bull., **108** : 966-977.
- MASSARI F., SGAVETTI M., RIO D., D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. - *Composite sedimentary record of falling stages of Pleistocene glacio-eustatic cycles in a shelf setting (Crotone Basin, south Italy)*. Sedimentary Geology, in corso di accettazione.
- RIO D., CHANNELL J.E.T., MASSARI F., POLI M.S., SGAVETTI M., D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. (1996) - *Reading Pleistocene eustasy in a tectonically active siliciclastic shelf setting (Crotone peninsula, southern Italy)*. Geology, **24**: 743-746.
- VITALE F. (1996) - *I bacini Plio-Pleistocenici della Sicilia : un laboratorio naturale per lo studio delle interazioni tra tettonica e glacio-eustatismo*. In : A. COLELLA (Editor), *Riunione Gruppo Sedim. del CNR, Catania, 10-14 October 1996, Guida alle escursioni*, Catania, pp. 59-116.