

ALTRE TECNICHE IN STRATIGRAFIA

10. - INTRODUZIONE

L'utilizzo di nuove tecniche stratigrafiche, come ad esempio l'analisi isotopica o la sismica, ha messo in luce la possibilità di individuare delle unità stratigrafiche al di là di quelle definite coi metodi classici fin qui descritti.

I capitoli che seguiranno prendono in esame alcune di queste tecniche, ormai entrate nell'utilizzo comune da parte degli stratigrafi, di comprovata utilità ai fini dello studio e dell'interpretazione delle successioni sedimentarie, ma in data odierna non ancora formalizzate e quindi non contenute nell'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994). L'ampio utilizzo di tali metodologie ha reso urgente la definizione di procedure di formalizzazione, l'individuazione e la terminologia delle unità fondamentali, per scongiurare la continua proliferazione di nuovi termini, sovente in disaccordo, e la conseguente difficoltà di comprensione e dialogo nella comunità scientifica. Per questo motivo da alcuni anni sono stati nominati nell'ambito dell'International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) degli appositi Gruppi di Lavoro di specialisti con il compito di definire procedure, metodi ed unità fondamentali nell'ambito delle nuove tecniche stratigrafiche, come la stratigrafia isotopica, la ciclostratigrafia orbitale e la dibattuta stratigrafia sequenziale.

Nonostante la situazione sia in perenne rinnovamento ed al momento non siano state ancora definite delle direttive ufficiali, si ritiene comunque utile introdurre il lettore alle maggiori problematiche in discussione ed alle tendenze fino ad ora espresse dalle commissioni specialistiche. È quindi da tener presente che la situazione contingente ci costringe ad attribuire a questi capitoli un carattere di "lavoro in divenire" ed a sottolineare il carattere informale delle unità e metodologie di seguito descritte.

Si dà avviso al lettore che i capitoli dedicati alle singole metodologie stratigrafiche avranno, per i motivi fin qui espressi, un carattere più discorsivo e saranno spesso riportati confronti tra diverse opinioni e metodi utilizzati dagli autori. Le definizioni originarie degli Autori sono riportate in carattere corsivo nella parte dedicata alla terminologia. Infine, si precisa che per la traduzione italiana della maggior parte dei termini inglesi si è fatto riferimento al testo "Rocce e Successioni Sedimentarie" (BOSELLINI, MUTTI & RICCI LUCCHI, 1989).

BIBLIOGRAFIA

- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Scienze della Terra, UTET: pp. 395.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.): pp. 214.

11. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

11.1. - INTRODUZIONE

La stratigrafia sequenziale è considerata una delle più importanti discipline di sintesi della geologia del sedimentario, poiché cerca di spiegare l'architettura deposizionale dei sedimenti a scala del bacino in base alle variazioni del livello del mare ed alla subsidenza tettonica.

Nella sua forma più semplice la stratigrafia sequenziale è un metodo stratigrafico descrittivo che utilizza le discontinuità e le superfici di continuità ad esse correlabili per dividere la successione sedimentaria in sequenze, che possono essere correlate almeno a scala regionale.

Nella prospezione petrolifera ed in particolare nell'interpretazione delle sezioni sismiche, la conoscenza dell'organizzazione generale di una sequenza può rivelarsi di grande utilità per la previsione della distribuzione dei diversi tipi di sedimenti.

La stratigrafia sequenziale, considerata una scienza relativamente nuova dalla comunità scientifica, fonda le sue radici nelle secolari controversie sull'origine della sedimentazione ciclica e sul controllo eustatico o, di contro, tettonico del livello di base. Nella sua accezione attuale, essa si è originata dalla stratigrafia sismica negli anni settanta ad opera di un limitato gruppo di ricercatori della Exxon Production Research Company, sotto la guida di PETER VAIL.

Gli sviluppi più recenti della stratigrafia sequenziale hanno riguardato il campo della stratigrafia ad alta risoluzione (VAN WAGONER *et alii*, 1990; HARDIE *et alii*, 1986; GOLDHAMMER *et alii*, 1991) con il richiamo alla teoria di Milankovitch per spiegare l'origine dei cicli ad alta frequenza, di ordine superiore alle sequenze.

Inoltre, se il modello della stratigrafia sequenziale è stato originariamente desunto dallo studio dei sistemi deposizionali marini silicoclastici (i più semplici ed i più facili da modellare), attualmente le ricerche si occupano di sistemi più complessi come quelli carbonatici marini, dove la produzione del materiale avviene *in situ*, e di sistemi deposizionali non marini (fluviali, lacustri, eolici: POSAMENTIER & WEIMER, 1993; SHANLEY & McCABE, 1994; MIAL, 1997; SACCHI *et alii*, 1999), dove lo spazio disponibile per l'accumulo sedimentario è delimitato superiormente da una superficie libera e vi è grande variabilità laterale di facies.

Nell'ambito della stratigrafia sequenziale è possibile distinguere due campi applicativi principali:

1) la stratigrafia sequenziale intesa come individuazione delle sequenze che costituiscono il riempimento di un determinato bacino sedimentario e come conseguente riconoscimento del loro significato (regionale) nell'ambito dell'evoluzione geologica dello stesso bacino;

2) la stratigrafia sequenziale intesa come conseguenza di variazioni globali del livello marino, nella quale si vuole dare un significato globale ed una connotazione cronostratigrafica alle sequenze, inserendole nel quadro delle oscillazioni eustatiche del livello marino.

Mentre il secondo punto ("*global sea-level model*": CARTER *et alii*, 1991; CARTER, 1998) è stato ed è ancora sottoposto a molte critiche e potrebbe essere accettato solo nei pochi casi in cui il potere di risoluzione dei metodi di datazione applicabili fosse tale da essere superiore al dettaglio cronologico implicito al rango della sequenza deposizionale in esame, il primo punto ("*sequence stratigraphic model*": CARTER *et alii*, 1991; CARTER 1998) rappresenta un'importante metodologia di analisi dei bacini sedimentari, che favorirebbe una visione dinamica e tridimensionale della loro evoluzione.

11.2. - CONCETTI BASE DELLA STRATIGRAFIA SEQUENZIALE

Per ragioni di semplicità e chiarezza di esposizione, i principi di stratigrafia sequenziale vengono illustrati utilizzando i sistemi silicoclastici.

La distribuzione delle rocce sedimentarie nello spazio e nel tempo e la loro organizzazione in sequenze sono controllate da quattro fattori principali: l'eustatismo, la tettonica, l'apporto dei sedimenti ed il clima. L'eustatismo e la tettonica controllano lo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti o "accomodamento" (*accommodation*) (fig. 1); essi inoltre interagiscono con il clima per influire sugli apporti sedimentari e colmare in quantità variabile l'accomodamento.

11.2.1. - Concetti e definizioni della stratigrafia sequenziale

11.2.1.1. - Terminologia introduttiva

(In corsivo le definizioni originali ed i corrispettivi termini inglesi)

Eustatismo. Termine coniato da SUESS nel 1906; indica fluttuazioni globali del livello marino, misurate tra la superficie del mare ed un punto fisso, generalmente localizzato al centro della Terra.

I fattori principali che causano le variazioni eustatiche del livello del mare sono rappresentati da un lato da variazioni della capacità volumetrica dei bacini oceanici (ad esempio cambiamenti di volume delle dorsali oceaniche o mutamenti legati alla riorganizzazione delle placche litosferiche) e dall'altro da variazioni di volume dell'acqua oceanica (ad

esempio variazioni di volume dei ghiacci terrestri, essiccamento di bacini). Secondo PITMAN (1978) i fenomeni glaciali e le variazioni volumetriche delle dorsali sono i fattori che fanno variare più rapidamente il livello del mare. Le fluttuazioni eustatiche del livello marino causano variazioni globali del livello di base.

Variazioni relative del livello del mare. Variazioni misurate tra la superficie del mare ed una superficie di riferimento locale e mobile, come ad esempio il basamento o una superficie all'interno della successione sedimentaria. Non deve essere confuso con la profondità dell'acqua marina, quest'ultima misurata tra la superficie del mare ed il fondale in una certa località geografica in un preciso momento. Le variazioni relative del livello del mare causano variazioni delle superfici deposizionali come sinteticamente riassunto nella fig. 2. Vari fattori possono causare variazioni relative del livello del mare: subsidenza o sollevamento della superficie di riferimento, compattazione dei sedimenti, fluttuazioni eustatiche.

Livello di base. Rappresenta un fattore di controllo fondamentale nell'accumulo dei sedimenti. Da un punto di vista del significato stratigrafico, il concetto è stato formulato da BARREL (1917), il quale definisce il livello di base come "quella superficie lungo la quale le forze esterne tendono ad indebolirsi, la superficie lungo la quale non c'è erosione né deposizione" (p. 778), e da SLOSS (1962), il quale descrive il livello di base come "una superficie di equilibrio al di sopra della quale una particella sedimentaria non può trovare equilibrio ed al di sotto della quale deposizione e seppellimento sono possibili" (p. 1051). Oggi il termine "livello di base" viene usato (implicitamente o esplicitamente) per indicare una superficie ondulata di equilibrio che interseca in vario modo la superficie terrestre e che fluttua in risposta a vari fattori di controllo tra cui subsidenza tettonica, eustatismo, apporto sedimentario, ecc.

Le variazioni del livello di base esercitano un controllo sull'architettura stratigrafica alla scala delle sequenze deposizionali.

Accomodamento (*accommodation*). Spazio reso disponibile per il potenziale accumulo dei sedimenti (JERVEY, 1988). È controllato da eustatismo e tettonica, dagli apporti sedimentari e dalla profondità del mare secondo le seguenti relazioni (EMERY & MYERS, 1996):

$$\Delta\text{accomodamento} = \Delta\text{eustatismo} + \Delta\text{subsidenza} + \Delta\text{compattazione}$$

$$\Delta\text{profondità del mare} = \Delta\text{eustatismo} + \Delta\text{subsidenza} + \Delta\text{compattazione} - \text{apporti sedimentari}$$

Geometria progradazionale (*downstepping stacking pattern*). Si ha quando il tasso di apporto sedimentario è maggiore del tasso di creazione di accomodamento nel *topset* (si veda oltre per la definizione) e le facies migrano verso il bacino.

Geometria retrogradazionale (*backstepping stacking pattern*). Si ha quando gli apporti sedimentari sono minori del tasso di creazione di spazio e le facies migrano verso terra lungo il profilo della piattaforma.

Geometria aggradazionale. Si ha quando i due tassi si equilibrano e le facies si sovrappongono verticalmente, senza migrazione dell'*offlap break* (si veda oltre per la definizione).

Topset. Parte proximale nel profilo del margine di un bacino, caratterizzata da bassi gradienti topografici ($< 0.1^\circ$) (fig. 3). Generalmente comprende sistemi deposizionali fluviali, deltaici e marini di acque basse.

Clinoforme o Foreset. Zona a maggior pendenza ($> 0.1^\circ$) nel profilo del margine del bacino, che si sviluppa in posizione distale rispetto al *topset*. Esso comprende sistemi deposizionali di acque via via più profonde (fig. 3).

Bottomset. Zona alla base del *foreset* caratterizzata da bassi gradienti topografici e comprendente sistemi deposizionali di acque profonde (fig. 3).

Offlap break. Punto di cambiamento di pendenza (rottura di pendio) principale nel profilo deposizionale, coincidente con il raccordo tra *topset* e *foreset*. La posizione dell'*offlap break* ha grande importanza durante gli abbassamenti relativi del livello del mare.

Toplap. Terminazione di riflettori sismici al limite superiore di una sequenza (MITCHUM *et alii*, 1977).

Baselap. Terminazione dei riflettori sismici al limite inferiore di una sequenza (MITCHUM *et alii*, 1977). Si distinguono due tipi di terminazioni di letto a diversa geometria, *onlap* e *downlap*.

Onlap. Contatto verso terra di strati originariamente orizzontali su una superficie originariamente inclinata, o di strati originariamente inclinati su una superficie originariamente più inclinata (MITCHUM *et alii*, 1977).

Downlap. Contatto distale di strati originariamente inclinati su una superficie originariamente orizzontale o inclinata (MITCHUM *et alii*, 1977).

11.2.1.2. - Sequenze

Sequenza. È l'unità fondamentale (informale) della stratigrafia sequenziale. Nell'accezione originale della stratigrafia sequenziale indica un'unità stratigrafica costituita da una successione relativamente continua di strati geneticamente

legati, delimitata alla base ed alla sommità da superfici di discontinuità o dalle superfici di continuità ad esse correlabili (MITCHUM *et alii*, 1977) (fig. 4). È spesso impropriamente usato come termine per “successione”.

Limite di sequenza (*sequence boundary*). *Superficie di discontinuità che si forma durante la fase di abbassamento relativo del livello marino* (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991).

Nella definizione iniziale (MITCHUM *et alii*, 1977), il termine discontinuità aveva un significato generale, comprendendo *hiatus* marini e intervalli condensati. Successivamente il significato del termine è stato limitato a superfici separanti strati più giovani da strati più antichi, in corrispondenza dei quali si verifica un'erosione subaerea ed, eventualmente, sottomarina ed esposizione subaerea, e vi è uno *hiatus* significativo (VAN WAGONER *et alii*, 1988).

In base all'entità dell'abbassamento del livello marino e dell'erosione ad essa associata, i limiti di sequenza vengono distinti in limiti di tipo 1 e limiti di tipo 2 (fig. 5):

limite di sequenza di tipo 1. È caratterizzato da esposizione subaerea di tutta l'area del *topset* e concomitante erosione associata a ringiovanimento dei corsi d'acqua, spostamento delle facies verso bacino, spostamento verso il basso (*downward shift*) dell'*onlap* costiero (descritto da BOSELLINI *et alii*, 1989, come riattacco degli *onlap* costieri più al largo) e *onlap* degli strati sovrastanti. Lo spostamento delle facies verso il bacino provoca la sovrapposizione di depositi continentali o parali su sedimenti di mare basso, senza che vi siano interposte facies intermedie. Secondo VAN WAGONER *et alii*, (1988) un limite di sequenza di tipo 1 si origina quando il tasso di abbassamento eustatico supera il tasso di subsidenza del bacino in corrispondenza dell'*offlap break*, causando un abbassamento relativo del livello del mare in quel punto.

limite di sequenza di tipo 2. Si origina quando il livello relativo del mare si abbassa lungo il *topset*, senza però raggiungere l'*offlap break*. Esso viene riconosciuto in base allo spostamento verso il basso dell'*onlap* costiero fino ad un punto posizionato verso terra rispetto all'*offlap break*. In corrispondenza di tale limite non si verificano quindi significativi fenomeni erosivi, spostamento delle facies verso il bacino e formazione di conoidi sottomarine (torbiditi bacinali). Secondo EMERY & MYERS (1996) tale limite è difficile da riconoscere sia in affioramento che sulle sezioni sismiche, dove la risoluzione (qualche decina di metri) non permette di distinguere il piccolo cambiamento di giacitura di un *topset* in *onlap* sul precedente *topset*.

Alcuni Autori come POSAMENTIER & ALLEN (1999) suggeriscono l'abbandono di questa distinzione ritenuta artificiale, al fine di semplificare la terminologia e di evitare cattive interpretazioni di questi concetti.

11.2.1.3. - Organizzazione interna delle sequenze

L'architettura e le geometrie deposizionali sono descrivibili in termini di unità stratigrafiche raggruppabili in vari “ordini” organizzati gerarchicamente, che comprendono i rapporti tra singoli strati e insiemi di strati (parasequenze), insiemi di parasequenze (*systems tract*), insiemi di *systems tract* (sequenze).

Parasequenze. Le parasequenze sono state definite da VAN WAGONER (1985) come *successioni relativamente continue di strati geneticamente legati, delimitate da superfici di ingressione marina (marine flooding surface) e dalle superfici ad esse correlate*. Quando occupano posizioni particolari all'interno della sequenza, le parasequenze possono essere delimitate da limiti di sequenza. VAN WAGONER *et alii* (1990) mettono in evidenza che i limiti delle parasequenze di mare basso sono intervalli sottili, relativamente condensati, che testimoniano un improvviso approfondimento e che possono essere caratterizzati da formazione di glauconite, fosfati o carbonati.

Le parasequenze sono dei cicli di unità regressive (*upward coarsening*) delimitate da superfici che separano strati marini più giovani da strati più antichi in corrispondenza delle quali si ha aumento della profondità di deposizione. Tale approfondimento è generalmente associato a fenomeni minori di erosione sottomarina o di non deposizione. Le parasequenze si formano quindi in seguito ad oscillazioni nell'equilibrio tra apporto sedimentario e creazione di spazio per i sedimenti (variazioni relative del livello marino, oppure fluttuazioni negli apporti sedimentari in seguito a processi autociclici come avulsioni, migrazioni laterali dei lobi deltizi, rapida compattazione dei sedimenti, ecc.). Sono lo strumento base della stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione (VAN WAGONER *et alii*, 1990).

Apparato deposizionale (*systems tract*). *Insieme di unità deposizionali contemporanee* (BROWN & FISHER, 1977), ovvero insiemi di associazioni (tridimensionali) di litofacies geneticamente legate, ovvero insiemi di parasequenze.

Durante ogni ciclo di variazione relativa del livello del mare si sviluppano diversi gruppi di sistemi deposizionali, ciascuno caratteristico di un tratto specifico del ciclo. La sovrapposizione dei diversi *systems tract* determina l'organizzazione interna delle sequenze (fig. 6).

Secondo il modello di VAIL *et alii* (1977), al di sopra di un limite di sequenza di tipo 1 si sviluppa l'apparato deposizionale di stazionamento basso (*lowstand systems tract*) alla base, seguito dall'apparato deposizionale trasgressivo (*transgressive systems tract*) e dall'apparato deposizionale di stazionamento alto (*highstand systems tract*); al di sopra di un limite di sequenza di tipo 2 si sviluppa inizialmente un apparato di margine di piattaforma (*shelf-margin systems tract*) seguito dall'apparato deposizionale trasgressivo e da quello di stazionamento alto.

Apparato deposizionale di stazionamento basso (*lowstand systems tract*) LST. Si sviluppa al di sopra di un limite di sequenza di tipo 1 durante l'intervallo di abbassamento (in corrispondenza dell'*offlap break*), stazionamento basso ed il successivo lento innalzamento relativo del livello marino (VAN WAGONER *et alii*, 1988; POSAMENTIER *et alii*, 1992). Il limite inferiore del LST è la superficie di discontinuità, quello superiore la superficie di massima progradazione (*maximum progradation surface*). I depositi sono caratterizzati da una geometria prevalentemente progradazionale. L'apparato deposizionale di stazionamento basso è costituito da due parti:

- un'unità basale di conoidi sottomarine di stazionamento basso (*lowstand submarine fan*), depositata durante l'abbassamento relativo del livello del mare. Essa può essere distinta a sua volta in tre unità, non sempre riconoscibili: un'unità inferiore, costituita da conoidi sottomarine bacinali (*basin floor fan*), un'unità intermedia con conoidi di pendio (*slope fan*) ed un'unità superiore tipicamente rappresentata da complessi di canali-argini (*channel-level complexes*). La base dell'unità di conoidi bacinali coincide con la base del LST ed è correlabile al limite di sequenza di tipo 1;

- un'unità superiore definita come cuneo progradante di stazionamento basso (*lowstand prograding wedge*), che si deposita durante le prime fasi di risalita relativa del livello marino. Tale unità risulta costituita da un sistema inizialmente progradante e poi aggradante.

Apparato deposizionale trasgressivo (*transgressive systems tract*) TST. Si sviluppa durante la fase di incremento della risalita relativa del livello del mare, nella quale il tasso di creazione di spazio per i sedimenti eccede gli apporti sedimentari. Il limite inferiore del TST è la superficie di massima progradazione, quello superiore la superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface*). Secondo BOSELLINI *et alii*, (1989) la superficie di massima ingressione è facilmente riconoscibile sul terreno poiché spesso è sottolineata dal passaggio improvviso dalle facies arenacee marginali del TST alle facies pelitiche di piattaforma o scarpata del successivo HST.

Il TST risulta costituito principalmente da *topset*, raramente associati a clinoforni e presenta geometria in genere retrogradazionale.

Apparato deposizionale di stazionamento alto (*highstand systems tract*) HST. È rappresentato da un sistema deposto dopo la massima trasgressione, che comprende la fase finale della trasgressione, lo stazionamento alto e la fase iniziale della caduta relativa del livello marino. L'apparato deposizionale di stazionamento alto è caratterizzato da un tasso di innalzamento relativo del livello marino che diminuisce nel tempo e che si traduce nella formazione di una geometria dapprima aggradazionale e successivamente progradazionale, in rapporto di *downlap* rispetto alla superficie di massima inondazione.

È delimitato inferiormente dalla superficie di massima ingressione e superiormente dal limite della sequenza soprastante.

Apparato deposizionale di margine di piattaforma (*shelf-margin systems tract*) SMST. Si sviluppa al di sopra di un limite di sequenza di tipo 2, in corrispondenza del quale si ha uno spostamento verso bacino dell'*onlap* costiero, senza che questo raggiunga l'*offlap break*. Tale gruppo risulta costituito da *topset* e clinoforni inizialmente progradanti e poi aggradanti e passa verso l'alto all'apparato deposizionale trasgressivo.

Apparato deposizionale di regressione erosiva (*forced-regression systems tract*, FRST, o *falling sea-level systems tract*, FSST). Si tratta di un *systems tract* rappresentativo della fase di caduta del livello marino relativo, che alcuni Autori (HUNT & TUCKER, 1992; HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994) hanno aggiunto ai *systems tract* proposti da VAIL *et alii*.

Comprende depositi di "regressione erosiva" ed i depositi risedimentati nella parte distale del bacino (HUNT & TUCKER, 1992). Vengono definiti di "regressione erosiva" i sedimenti trasgressivi associati ad un abbassamento relativo del livello del mare (PLINT, 1991; POSAMENTIER *et alii*, 1992; CURRAY, 1964), in contrapposizione ai depositi di "regressione normale", che avviene quando la regressione è concomitante ad una risalita relativa del livello del mare, a causa degli alti tassi deposizionali (POSAMENTIER *et alii*, 1992; = "regressione deposizionale" di CURRAY, 1964; BOSELLINI *et alii*, 1989; = "regressione stabile" di MUTO & STELLE, 1997).

Possono trovare un equivalente nel *basin-floor fan* dell'LST dello schema classico della stratigrafia sequenziale, nell'*early LST* di POSAMENTIER *et alii*, 1992, e nell'*attached* e *detached LST* di AINSWORTH & PATTISON, 1994. Questo complesso si deposita durante le diverse fasi della caduta relativa del livello del mare; pertanto, risulta superata l'idea che l'abbassamento avvenga in maniera pressoché istantanea, come originariamente definito da VAIL *et alii*, 1977. Rimane in discussione il fatto se questi depositi siano da mettere in relazione alle fasi di stasi durante un intervallo di abbassamento e l'altro (depositi di "regressione erosiva" tipo 1) (POSAMENTIER *et alii*, 1992; TESSON *et alii*, 1993; AINSWORTH & PATTISON, 1994; KOLLA *et alii*, 1995; GENSOUS & TESSON, 1996), oppure agli intervalli stessi di caduta (depositi di "regressione erosiva" tipo 2) (PLINT, 1991, 1996; HUNT & TUCKER, 1992; HELLAND-HANSEN & GJELBERG, 1994).

Apparato deposizionale regressivo (*regressive systems tract*, RST). Definito da NAISH & KAMP, 1997, come *systems tract* aggiuntivo ai tre dello schema classico di VAIL *et alii* della stratigrafia sequenziale, per rappresentare

i depositi relativi alla fase di caduta del livello marino. Sono distinti dai depositi di “regressione erosiva” FRST di HUNT & TUCKER, 1992, caratterizzati da contatti basali erosivi (*sharp based deposits*) e facenti parte, secondo NAISH & KAMP, 1997, dell’HST. I loro caratteri distintivi sono invece la continuità deposizionale, passaggi di facies graduali e prevalenza di contatti gradazionali su quelli erosivi.

Tale gruppo è delimitato alla base da una superficie di massima ingressione, in quanto risulta in continuità con i depositi di stazionamento alto, e alla sommità da una superficie trasgressiva.

Un punto molto discusso della stratigrafia sequenziale è quale superficie guida scegliere come limite di sequenza; questa scelta risulta particolarmente importante in quanto da essa dipendono molte applicazioni della stratigrafia sequenziale stessa. Le opinioni a riguardo sono riassumibili nelle seguenti posizioni:

1) modello tradizionale (VAIL *et alii*, 1977; MICHUM *et alii*, 1977). La sequenza si deposita, secondo VAIL e coautori, durante un ciclo di variazione eustatica, che inizia e termina in vicinanza di due successivi punti di flesso situati in corrispondenza dei tratti in discesa della curva del livello marino.

2) stratigrafia genetica. Introducendo il concetto di stratigrafia genetica, GALLOWAY, 1989, individua delle sequenze delimitate dalla superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface*), che presenta il vantaggio di essere una superficie di facile riconoscimento (in particolare nel caso di limiti di sequenza tipo 2). Rappresenta infatti una successione continua, caratterizzata da una ricca fauna ed è comunemente associata a concentrazioni di minerali radioattivi. In ogni caso, anche se la potenzialità di correlazione delle superfici di massima ingressione deve essere enfatizzata, si sconsiglia l'utilizzo delle sequenze stratigrafico-genetiche poiché il termine sequenza in tale accezione crea ulteriore confusione.

3) Diverse opinioni sulla posizione del limite di sequenza derivano dall’interpretazione che viene data ai depositi di “regressione erosiva”, ovvero se vengono considerati come parte del sovrastante LST, parte del sottostante HST, oppure un *systems tract* a sé stante. Inserire i depositi di “regressione erosiva” nello schema della stratigrafia sequenziale classica, comporta la necessità di riconoscere all’interno dell’LST o dell’HST un meccanismo deposizionale a sé stante per questi depositi, che ne spieghi l’espressione sedimentaria risultante. Da qui le espressioni *early LST* e *late LST* (POSAMENTIER *et alii*, 1992), oppure *attached* e *detached HST* (AINSWORTH & PATTISON, 1994). Un’importante conseguenza riguarda l’interpretazione data nei diversi casi al limite di sequenza.

Nel caso i depositi di “regressione erosiva” siano considerati parte dell’LST, è inevitabile posizionare il limite alla base dei depositi di “regressione erosiva”, in corrispondenza di una superficie erosiva di regressione marina (*regressive surface of marine erosion*) (POSAMENTIER *et alii*, 1992; AINSWORTH & PATTISON, 1994; MORTON & SUTER, 1996). Questa soluzione in pratica è riconducibile al caso 1, ovvero al caso della stratigrafia sequenziale classica e deriva dall’interpretazione dei depositi di “regressione erosiva” come depositi di tipo 1.

Nel caso invece che i depositi di “regressione erosiva” siano considerati parte dell’HST, il limite di sequenza è posizionato in corrispondenza della superficie erosiva più evidente, al di sotto della quale tutti i depositi vengono attribuiti al ciclo precedente. Se, infine, questi depositi vengono considerati un *systems tract* diverso (HUNT & TUCKER, 1992), viene riconosciuto valore di limite di sequenza alla superficie poligenica che si forma alla sommità dei depositi di “regressione erosiva”, i quali hanno un’espressione quasi interamente erosiva in piattaforma e sono pertanto delimitati superiormente da una superficie di *bypass* (componente *slope*) che diviene deposizionale solo alla fine della caduta (componente *basin floor*). In questo caso la superficie d’erosione corrisponderebbe, al centro di bacino, ad una superficie di continuità che non si trova alla base dei depositi torbiditici, ma al tetto. Questa superficie, molto estesa arealmente e facilmente identificabile, viene utilizzata da alcuni autori (HUNT & TUCKER, 1992) come limite di sequenza; i depositi di “regressione erosiva” in questo caso sono intesi di tipo 2. In questa accezione, una sequenza si svilupperebbe tra due minimi successivi della curva di oscillazione del livello marino relativo.

4) Gli Autori che riconoscono l’esistenza dell’RST (NAISH & KAMP, 1997), posizionano il limite di sequenza tra le sequenze cicliche al di sopra dei depositi di caduta.

11.2.1.4. - Successioni di sequenze

Sequenze composite. *Successione di strati delimitato da superfici di discontinuità, ma interamente composto da sequenze a più alta frequenza* (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991). Ogni sequenza è caratterizzata da una durata temporale, misurabile in base alla distanza (tempo) tra le superfici di continuità correlabili alle discontinuità che la delimitano. Si distinguono pertanto:

- cicli di primo ordine (>50 Ma), cicli di ingressione continentale (*continental encroachment*) che durano un Periodo o più e sono controllati da tettono-eustatismo, ovvero da variazioni nel volume dei bacini oceanici in relazione ai cicli della tettonica delle placche (PITMAN, 1978);

- cicli di secondo ordine (3-50 Ma), causati da variazioni nel tasso di subsidenza tettonica del bacino o nel tasso di sollevamento dell’area di provenienza degli apporti sedimentari, o in relazione alla riorganizzazione delle placche;

- cicli di terzo ordine (0.5-3 Ma), che rappresentano la base della stratigrafia sequenziale poiché sono risolvibili alla scala delle sezioni sismiche. Secondo VAIL *et alii* (1991) sono controllati da glacio-eustatismo, anche se possono essere influenzati dalla tettonica (CLOETINGH, 1988);

-cicli di quarto ordine (0.1-0.5 Ma), ben riconoscibili alla scala degli affioramenti, possono essere legati in parte a fattori astronomici (ad esempio, ai cicli astronomici di MILANKOVITCH) ed a complesse interazioni tra il clima, la tettonica e la sedimentazione. L'effetto dei fattori climatici, fluviali e fisiografici è stata riconosciuta da molti Autori (TRINCARDI *et alii*, 1996; CATTANEO *et alii*, 1997) e si è mostrata particolarmente utile per l'interpretazione di depositi recenti (plio-pleistocenici). Ciò ha permesso di apprezzare e stimare l'importanza di eventi deposizionali più strettamente legati a fattori ambientali, piuttosto che alle variazioni relative del livello marino.

11.3. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI CARBONATICI MARINI

11.3.1. - *Introduzione*

Le assunzioni derivate dal modello della stratigrafia sequenziale classica, basata su rocce silicoclastiche, non si adattano alle rocce carbonatiche, poiché il sedimento non è di origine extrabacinale, ma è prodotto *in situ* nel bacino. La produttività dei carbonati è influenzata da vari fattori, tra i quali risultano determinanti la luce, necessaria per l'azione fotosintetica, la temperatura, la quantità dei nutrienti.

Un'ulteriore differenza tra il sistema silicoclastico e quello carbonatico è dovuta al fatto che nel primo l'aggradazione è governata essenzialmente dalla quantità di sedimento introdotto, che si può deporre fino al livello del mare partendo da qualsiasi profondità. Al contrario, i sedimenti carbonatici, essendo di origine prevalentemente biogena, possono raggiungere il livello del mare solo se il margine della piattaforma carbonatica (*shelf margin*) rimane all'interno della zona fotica. Inoltre, il potenziale di crescita è differente nelle varie zone della piattaforma, essendo più elevato in corrispondenza del margine biocostruito e minore nella laguna o in altre zone.

Infine, se il sistema silicoclastico è governato da processi fisici costanti, estendibili a tutto il passato geologico, i sistemi deposizionali carbonatici risultano profondamente influenzati dall'evoluzione dagli organismi biocostruttori.

11.3.2. - *Organizzazione delle sequenze dei depositi carbonatici*

Apparato deposizionale di stazionamento basso (*lowstand systems tract*). Nelle piattaforme carbonatiche con margine (*rimmed shelf*), tale gruppo risulta caratterizzato da una fase di produttività drasticamente ridotta. Durante la formazione di un limite di sequenza di tipo 1, si ha infatti esposizione subaerea della piattaforma carbonatica (*shelf*) e della parte superiore del pendio e la produzione di carbonato viene arrestata. Poiché nei carbonati tendono a predominare i processi di dissoluzione chimica rispetto a quelli di erosione meccanica, possono formarsi solo limitati depositi gravitativi di materiale franato dal margine della piattaforma carbonatica.

In corrispondenza di un limite di sequenza di tipo 2, solo la piattaforma carbonatica esterna (*outer shelf*) subisce esposizione subaerea e la produzione di carbonato è fortemente ridotta, ma non interrotta.

Apparato deposizionale trasgressivo (*transgressive systems tract*). Questo gruppo è caratterizzato da geometrie retrogradazionali e da sequenze di facies di approfondimento. Spesso la fase trasgressiva è caratterizzata da sottoalimentazione e dalla deposizione di successioni condensate di emipelagiti, anche se la superficie di massima ingressione non risulta evidente come nei depositi silicoclastici (VINCENT *et alii*, 1998).

Quando il tasso di innalzamento relativo del livello marino è elevato si può assistere a retrogradazione (*backstepping*) del margine oppure, in casi limite, all'annegamento della piattaforma. Se, infatti, il potenziale di crescita della piattaforma carbonatica non riesce a bilanciare l'innalzamento relativo del livello del mare, la zona di produzione scende sotto la zona fotica e la piattaforma "annega" (SCHLAGER, 1981, 1989).

L'annegamento della piattaforma avviene in corrispondenza di una superficie detta *drowning unconformity* (SCHLAGER, 1989), facilmente riconoscibile sulle sezioni sismiche. Tale annegamento non è sempre legato a fasi eustatiche, ma può essere condizionato da particolari fattori chimici-fisico-atmosferici-oceanografici (DRZIEWIECKI & SIMO, 1997; HALLOCK & SCHLAGER, 1986; SANTANTONIO *et alii*, 1996).

Recentemente è stato proposto di usare il termine limite di sequenza di tipo 3 per le *drowning unconformity*. Esse però, pur mostrando alcune caratteristiche geometriche tipiche dei limiti di sequenza, non sono legate ad esposizione subaerea e contrastano pertanto con la definizione di limite di sequenza di VAN WAGONER *et alii*, (1988). Inoltre, secondo EMERY & MYERS (1996), le *drowning unconformity* sono principalmente controllate da fattori ambientali (variazioni di salinità ed ossigenazione, apporto silicoclastico, quantità di nutrienti, organismi predatori).

Esempi italiani di *drowning unconformity* sono stati descritti, tra gli altri, nel Cretacico del Gargano (BOSELLINI & MORSILLI, 1997) e nel Ladinico di Monte Cenera (BLENDINGER, 1986).

Apparato deposizionale di stazionamento alto (*highstand systems tract*). Questo gruppo presenta geometrie progradazionali e aggradazionali e sequenze di facies regressive (*shoaling-upward*).

I sistemi carbonatici sono caratterizzati da una massima produttività durante le fasi di stazionamento alto, dovuta alla maggiore estensione della fascia superficiale di massima produttività [fase di *highstand shedding* (DROXLER *et alii*, 1983)]. Durante tale fase quindi la piattaforma carbonatica produce materiale in eccesso rispetto a subsidenza e innalzamento eustatico, eccesso che si traduce in geometrie di aggradazione e progradazione.

Il modello di *highstand shedding* non risulta applicabile alle rampe, che sono prive di una parte superiore piatta (*flat top*), poiché in queste non si individua una zona a più elevata produttività, che decresce progressivamente con la minore penetrazione della luce.

Il sistema carbonatico lavora quindi in opposizione di fase rispetto al sistema deposizionale silicoclastico: durante la fase di stazionamento basso la produttività di materiale carbonatico è interrotta e l'erosione della piattaforma carbonatica è comunque molto limitata (per il prevalere dei processi di dissoluzione chimica e di cementazione), mentre nella fase di stazionamento alto domina il processo di *highstand shedding* che dà luogo a geometrie progradazionali ed aggradazionali, con trasporto di carbonati in acque profonde. I massimi tassi di sedimentazione bacinale vengono registrati dal sistema silicoclastico durante le glaciazioni, quando il livello del mare è basso, mentre vengono raggiunti dal sistema carbonatico nelle fasi interglaciali, quando il livello del mare è alto.

Infine, si vuole sottolineare l'importanza che riveste l'analisi biostratigrafica nel discriminare e definire le sequenze nei depositi carbonatici.

11.4. - STRATIGRAFIA SEQUENZIALE DEI DEPOSITI CONTINENTALI

La stratigrafia sequenziale è stata utilizzata in prevalenza nello studio degli ambienti marini, ed in particolare per descrivere l'assetto stratigrafico dei margini continentali passivi. Negli ultimi anni si è registrato un crescente interesse dei ricercatori intorno alla possibilità di applicare i moderni concetti della stratigrafia sequenziale ai depositi continentali. Tuttavia, esempi ben documentati di sequenze deposizionali di ambiente continentale sono, a tutt'oggi, relativamente pochi (SHANLEY & McCABE, 1994).

La possibilità di applicare con successo la stratigrafia sequenziale ai depositi continentali, richiede un'attenta valutazione dei fattori di controllo determinati, quali il livello di base e l'apporto sedimentario. Va inoltre ricordato che è necessaria grande cautela quando si utilizza la terminologia coniata per i *systems tract* marini nella descrizione di fasi o eventi deposizionali riconoscibili in ambiente continentale (MIALL, 1997). Nei sistemi continentali, il livello di base sembra rappresentare il principale fattore che controlla lo spazio di accomodamento disponibile per i sedimenti. Il livello di base nei domini continentali può assumere aspetti diversi, quali il profilo di equilibrio di un corso d'acqua per gli ambienti fluviali, la superficie libera della falda freatica per alcune successioni eoliche, o il livello della superficie dell'acqua per molti depositi lacustri, costieri o intermontani. Anche l'apporto sedimentario costituisce un fattore generalmente di non facile valutazione a causa della relativa vicinanza dell'area sorgente dei sedimenti. L'influenza del clima e della tettonica sull'apporto sedimentario sono chiaramente osservabili in molte successioni continentali. Inoltre, nei depositi continentali risulta particolarmente evidente il fatto che clima, tettonica ed eustatismo interagiscono e che ciascuno di questi fattori influenza a sua volta gli altri (MIALL, 1997). Anche se nelle fasi iniziali, i concetti della stratigrafia sequenziale sono stati applicati ad un'ampia varietà di ambienti continentali per cercare di spiegare le variazioni nella disposizione delle facies. Particolarmente interessanti sono quegli studi che hanno collegato le strutture e le geometrie fluviali di piana costiera alle variazioni relative del livello del mare registrate da successioni marine coeve. Ad esempio, alcuni Autori suggeriscono che di norma negli ambienti fluviali l'effetto di una variazione del livello di base diminuisce rapidamente procedendo dalla foce verso monte (MIALL, 1997; SHANLEY & McCABE, 1994). Ad esempio, le evidenze del record geologico del Quaternario superiore, nel caso di grandi corsi d'acqua come il Fiume Mississippi, sembra indicare che le variazioni del livello del mare influenzano processi deposizionali ed erosivi fino all'incirca 220 km a monte della foce attuale (AUTIN *et alii*, 1991). In aree più a monte assumono probabilmente maggiore importanza altri fattori legati all'area sorgente dei sedimenti, come variazioni del volume delle acque di ruscellamento superficiale e l'apporto sedimentario che sono a loro volta controllati da movimenti tettonici e variazioni climatiche (fig. 7) (BLUM, 1994; MIALL, 1997).

Altri studi in ambienti lacustri hanno mostrato che esistono significative variazioni nella geometria delle facies tra depositi di stazionamento basso e di stazionamento alto (SHANLEY & McCABE, 1994).

11.5. - CONCLUSIONI

L'indagine stratigrafico-sequenziale si è dimostrata di importanza fondamentale nello studio delle successioni sedimentarie, soprattutto perché permette di considerare i bacini come sistemi dinamici.

È stato altresì dimostrato che questa metodologia stratigrafica sfugge ancora ad una rigida formalizzazione, in quanto necessita di continui adattamenti ai diversi contesti geologici. Molti fattori complicano, infatti, i semplici schemi

originari della stratigrafia sequenziale, come la presenza di importanti depositi anche durante le fasi di caduta del livello marino, l'esistenza di fenomeni di trasferimento e ridistribuzione dei sedimenti che implicano una "tridimensionalizzazione" dell'originale modello bidimensionale, o ancora la complicazione degli eventi deposizionali quando si passa da un contesto di deposizione su margine passivo ad un margine attivo.

La forza interpretativa della stratigrafia sequenziale si rivela quindi nell'analisi di bacini a livello regionale; si deve ricordare, però, che questo metodo ha bisogno di un solido supporto geologico di base (analisi di facies e biostratigrafiche; stratigrafia sismica, analisi di dati di pozzo, di carota e delle successioni affioranti), che permetta di riconoscere gli effetti dei diversi eventi in tutte le parti del bacino, anche quando lo stesso evento si manifesta in modo differente. Si pensi, ad esempio, alla diversa risposta che può avere una variazione del livello marino al centro del bacino oppure nelle aree costiere; in caso di eventi tettonici particolari (per esempio basculamento) si potrebbero avere addirittura degli effetti in opposizione di fase.

Un altro aspetto sul quale si vuole richiamare l'attenzione è la necessità di utilizzare limiti di sequenza che siano riconoscibili sul terreno e di descrivere sempre il metodo scelto per il tracciamento dei limiti stessi.

È di importanza fondamentale, qualunque sia la superficie che si vuole considerare come limite di sequenza, essere in grado di riconoscerne l'evidenza in tutta l'area bacinale, all'interno dei profili verticali che si stanno studiando.

Si raccomanda quindi di eseguire le analisi a livello di bacino, e non su sezioni singole e di avvalersi di una notevole mole di dati geologici di base, che costituiscano i capisaldi sui quali basare l'interpretazione stratigrafica.

Pure grandissima attenzione deve venir posta, qualora si lavori su sequenze di terzo ordine, alla correttezza delle correlazioni tra sezioni non contigue. In questo caso è necessaria una forma di controllo indipendente, come, ad esempio, la biostratigrafia. Se il potere di risoluzione di quest'ultima, nel caso specifico, è inferiore alla durata della sequenza, possono sorgere gravi dubbi sulla bontà delle correlazioni e quindi sulla bontà dello schema sequenziale proposto.

La natura spiccatamente interpretativa e quindi soggettiva delle sequenze comporta una intrinseca difficoltà di usare in maniera formale (cioè standardizzata in maniera uniforme e quindi descrittiva per tutti gli operatori) questo tipo di unità.

11.6. - ESEMPI ITALIANI

Tra le numerose applicazioni dei metodi della stratigrafia sequenziale all'analisi del territorio italiano, ricordiamo l'esempio della successione triassico-giurassica inferiore delle Alpi Meridionali, nella quale vengono distinte da GAETANI *et alii* (1998) 3 megasequenze principali, soggette a controllo tettonico, che hanno una durata variabile tra i cicli di primo ordine (cicli di ingressione continentale), e quelli di secondo ordine (cicli trasgressivo-regressivi). Per quanto riguarda in particolare la successione triassica, GAETANI *et alii* (1998) distinguono 5 supersequenze (cicli di secondo ordine) di durata compresa tra 8 e 13 Ma che sembrano coincidere piuttosto bene con i supercicli del Triassico della carta di HAQ *et alii* (1988).

Questo caso però mostra anche la difficoltà di adattare un modello teorico ad un sistema dove eventi tettonici locali si sovrappongono all'eustatismo, influenzando l'organizzazione delle sequenze, dove sono presenti sia i depositi silicoclastici che quelli carbonatici e dove il controllo biostratigrafico non sempre riesce a garantire il riconoscimento dei limiti di sequenza. Vengono trattati solamente dati di superficie e si dimostra come la litostratigrafia classica, con la distinzione di formazioni, membri, gruppi, ecc., debba precedere l'interpretazione sequenziale. Questo presuppone una conoscenza approfondita della stratigrafia di una intera regione con una visione tridimensionale. Un esempio altrettanto esauriente, concernente la stratigrafia sequenziale del Triassico delle Dolomiti, è il lavoro di DE ZANCHE *et alii* (1993).

Gli esempi trattati più estesamente di seguito riguardano l'analisi sequenziale nel Cretacico-Miocene della Maiella, che comprende un interessante paragone tra i dati di terreno e l'interpretazione di sezioni sismiche sintetiche (ANSELMETTI *et alii*, 1997), e l'approccio multidisciplinare allo studio della successione pleistocenica del bacino di Crotona (RIO *et alii*, 1996). Infine, sono brevemente esposte le applicazioni dei concetti della stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione alle successioni quaternarie tirreniche ed adriatiche (TRINCARDI & FIELD, 1991; TRINCARDI & CORREGGIARI, 2000).

Stratigrafia sequenziale nel Cretacico-Miocene della Maiella

Estremamente interessante risulta l'esempio della Maiella, non solo per la successione sedimentaria che la caratterizza, ma anche per una particolare metodologia di studio applicata da ANSELMETTI *et alii* (1997), che mettono a confronto l'interpretazione di sezioni sismiche sintetiche con i dati di terreno.

La Montagna della Maiella rappresenta il margine di una piattaforma isolata tipo Bahamas, situata lungo il margine meridionale della Tetide mesozoica. Tale piattaforma ed il suo margine documentano l'evoluzione da una fase aggradazionale nel Cretacico ad una fase progradazionale nel Cretacico superiore-Cenozoico. Tale evoluzione risulta controllata da due fattori principali, rappresentati da variazioni di morfologia della piattaforma e da cicli tettono-eustatici di secondo ordine, che hanno interagito con la subsidenza e la produttività (BERNOULLI *et alii*, 1992).

In base ad osservazioni di terreno sono state distinte 7 supersequenze definite da superfici di discontinuità, che nelle aree prossimali sono associate ad esposizione subaerea, e da significative variazioni nella sedimentazione (VECSEI, 1991; BERNOULLI *et alii*, 1992; EBERLI *et alii*, 1993; ANSELMETTI *et alii*, 1997). La durata di tali supersequenze risulta compresa tra 7 e 21 Ma (VECSEI *et alii*, 1995) e corrisponde pertanto a cicli di secondo ordine. La seguente descrizione

delle supersequenze è basata su quanto pubblicato in ANSELMETTI *et alii* (1997) e, limitatamente, in BERNOULLI *et alii* (1992) (fig. 8):

- la supersequenza 0 è costituita da carbonati di acque basse a circolazione ristretta del Cretacico inferiore e non risulta definita inferiormente. È troncata alla sommità da una discontinuità del Cretacico medio, mentre la scarpata che la delimita verso il bacino costituisce il punto di appoggio dell'*onlap* dei sedimenti di pendio della supersequenza 1;

- la base della supersequenza 1 è definita, sulla piattaforma, da una superficie di discontinuità caratterizzata da speleotemi, brecce e depositi bauxitici, su cui si depositano carbonati peritidali, *grainstone* e biostrome a rudiste. Nel Cretacico superiore, la scarpata della piattaforma raggiunge un'altezza di 1000 m e risulta soggetta, nella sua parte sommitale, ad erosione e smantellamento. I sedimenti prodotti sulla piattaforma oltrepassano la parte superiore della scarpata e si depositano a dare un cuneo in *onlap* alla sua base. Le unità bacinali superiori risultano costituite da torbiditi carbonatiche, unità tipo "scaglia" con intercalazioni di megabrecce; queste ultime sono interpretate come apparati deposizionali di stazionamento basso di sequenze di terzo ordine;

- la supersequenza 2 è rappresentata da carbonati aggradanti, ricoperti da sedimenti progradanti che, depositandosi sulla parte superiore del pendio, suturano la precedente scarpata creando una morfologia tipo rampa. La litologia più tipica di questa unità è una sabbia bioclastica che sutura la sommità carsificata della piattaforma sottostante;

- le supersequenze 3-5, di età Paleocene-Eocene, sono costituite, in corrispondenza del pendio, da *mudstone-wackestone* pelagici, torbiditi e brecce e sono delimitate da discontinuità geometriche che coincidono con lacune controllate con metodi biostratigrafici;

- le supersequenze 3-4 sono costituite, sulla piattaforma, da corpi discontinui di brecce massive intercalati a calcari pelagici, e rappresentano il riempimento di canali incisi nella piattaforma;

- la supersequenza 5 è rappresentata, sulla piattaforma, da unità progradazionali costituite da *grainstone-packstone* bioclastici e da piccole scogliere a coralli e idrozoi;

- la supersequenza 6, di età miocenica, è costituita da sedimenti che si depositano in *onlap* sul pendio della sequenza precedente. La parte inferiore di tale supersequenza risulta costituita da due sequenze, entrambe caratterizzate da *grainstone* bioclastici alla base, successivamente ricoperti da calcari marnosi che indicano approfondimento. La parte superiore della supersequenza, costituita da calcari a *Lithothamnium* e marne, è ricoperta in *onlap* dai depositi evaporitici della Formazione Gessoso Solfifera (Messiniano).

Di estremo interesse, nel lavoro di ANSELMETTI *et alii* (1997), risulta il confronto tra queste osservazioni di terreno e le sezioni sismiche sintetiche attraverso la piattaforma della Maiella, ricavate dallo studio di 186 perforazioni, che hanno permesso la costruzione di un modello di impedenza acustica. Tale confronto sottolinea infatti la difficoltà di correlare le sequenze sismiche alle sequenze e mostra i pericoli insiti nell'interpretazione delle sequenze basandosi solo su dati sismici. Gli Autori mettono infatti in evidenza che sulle sezioni sismiche sintetiche, ad una frequenza di 20Hz, è possibile riconoscere solo 5 delle 7 supersequenze in base alle discontinuità sismiche; aumentando la frequenza, aumenta il numero delle discontinuità osservabili ed a 60 Hz sono visibili le 7 supersequenze. Lo studio delle sezioni sismiche sintetiche ha inoltre rivelato che alcune discontinuità sismiche evidenziate non esistono in affioramento, ma sono il risultato di un assottigliamento degli strati al di sotto del potere di risoluzione della sismica.

Stratigrafia sequenziale, magnetostratigrafia, biostratigrafia e stratigrafia isotopica nel Pleistocene del bacino di Crotone

Di grande interesse per l'approccio multidisciplinare e per le significative conclusioni è il lavoro di RIO *et alii* (1996), che parte dall'analisi sequenziale, magnetostratigrafica e biostratigrafica della successione pleistocenica di San Mauro nel bacino tettonicamente attivo di Crotone, per arrivare alla correlazione con gli stadi isotopici dell'ossigeno e quindi con le variazioni eustatiche del livello del mare.

La successione di San Mauro comprende alla base le argille marnose di Cutro, costituite da due unità separate da una discontinuità. L'unità inferiore (AC1, spessa ca. 40 m) è rappresentata da depositi di pendio e di piattaforma esterna, mentre quella superiore (AC2, spessa da 5 a 40 m) da sedimenti di piattaforma esterna ed interna, che registrano 5 cicli trasgressivo-regressivi di ordine maggiore.

La parte superiore della successione è costituita dalla molassa di San Mauro, rappresentata da sedimenti da marini di piattaforma fino a continentali, che documentano il riempimento del Bacino di Crotone prima del sollevamento regionale nel Pleistocene superiore. La molassa di San Mauro (spessa più di 200 m), suddivisa in 3 unità (SM1, SM2 e SM3), viene interpretata come una sequenza di terzo ordine. L'unità SM1, rappresentata da corpi arenacei progradanti ricchi in elementi faunistici di acque fredde (boreali), è definita alla base da un brusco spostamento verso il bacino delle facies nelle zone prossimali o intermedie. Essa pertanto rappresenta l'apparato deposizionale di stazionamento basso e mostra al suo interno una serie di oscillazioni minori legate a variazioni nel rapporto accomodamento/apporto terrigeno. L'unità SM2 è costituita da due livelli di *mudstone* con foraminiferi bentonici, che testimoniano un discreto approfondimento rispetto all'unità precedente, separati da un intervallo siltoso-sabbioso regressivo (fig. 9); essa rappresenta l'apparato deposizionale trasgressivo. Infine l'unità SM3 è caratterizzata da depositi marini marginali e fluviali con geometria progradazionale, che testimoniano una progressiva diminuzione del rapporto accomodamento/apporto terrigeno e rappresentano l'apparato deposizionale di stazionamento alto. All'interno di tale unità vengono

distinti 5 cicli trasgressivo-regressivi, il primo dei quali contiene due livelli di ceneri vulcaniche (“*Parmenide Ash*” e “*Pitagora Ash*”; MASSARI *et alii*, 2000).

Lo studio magnetostratigrafico della successione di San Mauro, calibrato da una biostratigrafia a nannofossili calcarei ad alta risoluzione, ha permesso di correlare i cicli trasgressivo-regressivi di ordine maggiore con la stratigrafia degli isotopi dell’ossigeno del sito ODP 677. Le variazioni del livello del mare dedotte dall’analisi sequenziale sembrano coincidere infatti con le variazioni eustatiche globali registrate dalla stratigrafia isotopica; in particolare, i cicli trasgressivo-regressivi riconosciuti all’interno delle unità AC2, SM1 e SM2 coincidono con le oscillazioni eustatiche corrispondenti agli stadi 33-19 della stratigrafia standard degli isotopi dell’ossigeno. Inoltre, l’improvviso cambiamento di facies alla base dell’unità SM1, ricca in molluschi di acque fredde, è correlabile all’intervallo glaciale (stadi isotopici 24 e 22) del Pleistocene medio.

Con questo studio multidisciplinare, RIO *et alii* (1996) hanno dimostrato che, se l’organizzazione deposizionale a grande scala (sequenze di terzo ordine) della successione di San Mauro è fortemente influenzata dalla tettonica, i cicli trasgressivo-regressivi ad alta frequenza riconosciuti all’interno delle unità AC2, SM1 e SM2 sono correlabili alle oscillazioni eustatiche registrate dalla stratigrafia degli isotopi dell’ossigeno.

Anche in un contesto marginale, a deposizione silicoclastica e tettonicamente attivo, risulta quindi possibile riconoscere le oscillazioni eustatiche ad alta frequenza che caratterizzano il Pleistocene.

Stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione nelle successioni quaternarie tirreniche ed adriatiche

Ricordiamo, infine, tra i numerosi lavori che mostrano una crescente attenzione nei confronti della stratigrafia sequenziale ad alta risoluzione, lo studio di TRINCARDI & FIELD, 1991, sulle successioni quaternarie della piattaforma continentale tirrenica tra Sorrento e Palinuro.

Questo lavoro discute i meccanismi di formazione e preservazione dei depositi regressivi legati alla ciclicità ad alta frequenza (superiore al terzo ordine). Gli Autori descrivono i depositi a geometria progradazionale, che possono essere messi in relazione all’ultimo stadio di stazionamento basso del livello relativo del mare. La geometria di tali depositi è in relazione alle condizioni fisiografiche dell’area di deposizione; in particolare la piattaforma tirrenica mostra numerose irregolarità morfologiche, che influenzano geometrie e spessori dei depositi lungo il profilo della piattaforma stessa e preserva i depositi all’interno di cavità dalla futura erosione. Superiormente i depositi sono delimitati da una superficie erosiva, formatasi in parte durante la trasgressione, in parte durante la precedente erosione subacquea. La presenza di altri depositi progradanti sul margine esterno della piattaforma, delimitati da superfici erosive correlabili con quelle a letto e a tetto dei depositi più prossimali, mostra che questi ultimi si sono formati prima dello stazionamento basso e rappresentano perciò la fase di caduta del ciclo deposizionale (fig. 10).

TRINCARDI & CORREGGIARI (2000) hanno mostrato che nelle successioni quaternarie dell’Adriatico centrale i dati sismici e sedimentologici indicano la presenza di un sistema deposizionale, composto da quattro *systems tract* progradanti, alla cui sommità si trova una superficie di erosione regionale. La geometria dei riflettori mostra che ogni unità si è deposta nell’intervallo tra l’*highstand* e la caduta relativa del livello marino (che si manifesta come abbassamento della linea di costa, quindi come “regressione erosiva”). I limiti di sequenza risultano difficili da collocare perché la progradazione è caratterizzata da un *continuum* deposizionale. L’analisi di facies assieme ai dati stratigrafici mostra come le quattro unità si siano formate in risposta ad una ciclicità di quarto ordine (100-120 ka). Tali unità formano a loro volta una sequenza a carattere aggradazionale-retrogradazionale che registra variazioni relative del livello marino di ampiezza maggiore, le quali riflettono probabilmente un fenomeno di subsidenza regionale.

Questa ciclicità composita sarebbe alla base della formazione e preservazione dei depositi di “regressione erosiva” qui come su altri margini continentali, e tale meccanismo potrebbe essersi verificato anche nel caso di successioni più vecchie.

BIBLIOGRAFIA

- AINSWORTH R.B. & PATTISON S.A.J. (1994) - *Where have all the lowstands gone? Evidence for attached lowstand systems tracts in the Western Interior of North America*. *Geology*, **22**: 415-418.
- ANSELMETTI F.S., EBERLI G.P. & BERNOULLI D. (1997) - *Seismic Modelling of a carbonate Platform Margin (Montagna della Maiella, Italy): Variations in Seismic facies and Implications for Sequence Stratigraphy*. In PALAZ I. & MARFURT K.J. (Eds.): *Carbonate Seismology*, SEG Geophysical Development Series, **6**: 373-406.
- AUTIN W., BURNS S.F., MILLER B.J., SAUCIER R.T. & SNEAD J.I. (1991) - *Quaternary geology of the Lower Mississippi valley in*: R.B. MORRISON (Ed.), *The Geology of North America*, v. K-2, Quaternary nonglacial geology, conterminus U.S., Geological Society of America: 547-581.
- BARREL J. (1917) - *Rhythms and the measurements of geological time*. *Geological Society of America Bull.*, **28**: 745-904.
- BERNOULLI D., EBERLI G.P., PIGNATTI J.S., SANDERS D. & VECSEI A. (1992) - *Sequence Stratigraphy of Montagna della Maiella. Quinto Simposio di ecologia e paleoecologia delle comunità bentoniche*. *Paleobentos V*, libro-guida delle escursioni. Univ. La Sapienza, Roma: 85-109.

- BLENDINGER W. (1986) - *Isolated stationary carbonate platforms: the Middle Triassic (Ladinian) of the Marmolada area, Dolomites, Italy*. *Sedimentology*, **33**: 159-183.
- BLUM M.D. (1994) - *Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas*. In WEIMER P., POSAMENTIER H.W. (Eds.), *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. AAPG Mem., **58**: 259-283.
- BOSELLINI A., MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1989) - *Rocce e successioni sedimentarie*. Scienze della Terra, UTET: pp. 395.
- BOSELLINI A. & MORSILLI M. (1997) - *A Lower Cretaceous drowning unconformity on the eastern flank of the Apulia Platform (Gargano Promontory, southern Italy)*. *Cretaceous Research*, **18**: 51-61.
- BROWN L.F. & FISHER W.L. (1977) - *Seismic stratigraphy interpretation of depositional systems: example from Brazil rift and pull-apart basins*. AAPG Mem. **26**: 213-248.
- CARTER R.M. (1998) - *Two models: global sea-level change and sequence stratigraphic architecture*. *Sedimentary Geology*, **122**: 23-36.
- CARTER R.M., ABBOTT S.T., FULTHORPE C.S., HAYWICK D.W. & HENDERSON R.A. (1991) - *Application of global sea-level and sequence stratigraphic models in southern hemisphere Neogene strata from New Zealand*. In: MACDONALD D.I.M. (Ed.), *Sedimentation, Tectonic and Eustasy*. Spec. Publ. Assoc. Sedimentol. **12**: 41-65.
- CASTRADORI D. (1993) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in Eastern Mediterranean deep-sea cores*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **99**: 107-126.
- CATTANEO A., TRINCARDI F. & ASIOLI A. (1997) - *Shelf sediment dispersal in the late-Quaternary transgressive record around the Tremeiti High (Adriatic Sea)*. *Giornale di Geologia*, **59**: 217-244.
- CLOETINGH S.A.P.L. (1988) - *Intraplate stress: A tectonic cause for third order cycles in apparent sea level*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): *Sea-level changes - an integrated approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 19-29.
- CURRAY J.R. (1964) - *Transgression and regressions*: In: R.L. MILLER (Ed.) *Papers in marine Geology*: 175-203.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P. & MIETTO P. (1993) - *Triassic Sequence Stratigraphy in the Dolomites (Italy)*. *Mem. Sci. Geol.* **43**: 1-27, Padova.
- DROXLER A.W., SCHLAGER W. & WHALLON C.C. (1983) - *Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze*. *Geology*, **11**: 235-239.
- DRZIEWIECKI P.A. & SIMO J.A. (1997) - *Carbonate platform drowning and oceanic anoxic events on a mid-Cretaceous carbonate platform, south-central Pyrenees, Spain*. *Journ. Sedim. Res.*, **67**: 698-714.
- EBERLI G.P., BERNOULLI D., SANDERS D. & VECSEI A. (1993) - *From aggradation to progradation: the Maiella platform, Abruzzi, Italy*. In SIMO J.T., SCOTT R.W. & MASSE J.-P. (Eds.): *Cretaceous carbonate platforms*. AAPG Mem., **56**: 213-232.
- EMERY D. & MYERS K.J. (1996) - *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science. pp. 291.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOUL F. & GARZANTI E. (1998) - *Multiorde Sequence Stratigraphy in the Triassic System of the Western Southern Alps. Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, Spec. Publ. - SEPM, **60**: 701-717.
- GALLOWAY W.E. (1989) - *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units*. AAPG Bull., **73**: 125-142.
- GENSOUS B. & TESSON M. (1996) - *Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhone continental shelf*. *Sedimentary Geology*, **105**: 183-190.
- GOLDHAMMER R.K., OSWALD E.J. & DUNN P.A. (1991) - *High frequency glacio-eustatic cyclicity in the Middle Pennsylvanian of the Paradox Basin: an evaluation of Milankovitch forcing*. *Dolomieu Conference on Carbonate Platform and Dolomitization, Ortisei (Italy)*, Abstract Volume: 91.
- HALLOCK P. & SCHLAGER W. (1986) - *Nutrient Excess and the Demise of Coral Reefs and Carbonate Platforms*. *Palaeos*, **1**: 389-398.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) - *Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea level change*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER (J.C. Eds.): *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 40-45.
- HARDIE L.A., BOSELLINI A. & GOLDHAMMER R.K. 1986 - *Repeated subaerial exposures of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 10⁴ year scale*. *Paleoceanography*, **1**: 447-457.
- HELLAND-HANSEN W. & GJELBERG J.G. (1994) - *Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy: a different perspective*. *Sedimentary Geology*, **92**: 31-52.
- HUNT D. & TUCKER M.E. (1992) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall*. *Sedimentary Geology*, **81**: 1-9.
- JERVEY M.T. (1988) - *Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 47-69.

- KOLLA V., POSAMENTIER H.W. & EICHENSEER H. (1995) - *Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall-discussion*. *Sedimentary Geology*, **95**: 139-145.
- MASSARI F., RIO D., CAPRARO L., FORNACIARI E. & SGAVETTI M. (2000) - *The Middle Pleistocene of the Croton Basin*. Excursion n. 2. INQUA 2000 Meeting (Bari) 25-29 September 2000. pp. 38.
- MIALL A.D. (1997) - *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer - Verlag, pp. 433.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S., III, (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: *Seismic Stratigraphy – application to hydrocarbon exploration* (C.E. PAYTON Ed.). AAPG Mem., **26**: 53-62.
- MITCHUM R.M. & VAN WAGONER J.C. (1991) - *High frequency sequence and their stacking pattern: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles*. *Sedimentary Geology*, **70**: 135-144.
- MORTON R.A. & SUTER J.R. (1996) - *Sequence stratigraphy and composition of Late Quaternary shelf-margin deltas, Northern Gulf of Mexico*. AAPG Bull., **80**: 505-530.
- MUTO T. & STELLE R.J. (1997) - *Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply*. *Journal of Sedimentary Research*, **67** (6): 994-1000.
- NAISH T. & KAMP P.J.J. (1997) - *Sequence stratigraphy of sixth-order (41 k.y.) Pliocene-Pleistocene cyclothems, Wanganui basin, New Zealand: a case for the regressive systems tract*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **109** (8): 978-999.
- PITMAN III W.C. (1978) - *Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**: 1389-1403.
- PLINT A.G. (1991) - *High-frequency relative sea-level oscillations in the Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for glacio-eustatic control?* *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.*, **12**: 409-428.
- PLINT A.G. (1996) - *Marine and non-marine systems tract in fourth-order sequences in the Early-Middle Cenomanian, Dunvegan Alloformation, northeastern British Columbia, Canada*. *Geological Society Spec. Publ.*, **104**: 159-191.
- POSAMENTIER H.W. & ALLEN G.P. (1999) - *Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications*. *SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology* **7**: pp. 210.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN H.W., JAMES D.P. & TESSON, M. (1992) - *Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and sequence stratigraphic significance*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **76**: 1687-1709.
- POSAMENTIER H.W. & WEIMER P. (1993) - *Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum geology: where from here?* *AAPG Bull.*, **77**: 731-742.
- RAFFI I., BACKMAN J., RIO D. & SHACKLETON N.J. (1993) - *Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677*. *Paleoceanography*, **8**: 387-408.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In: *Proc. of the Ocean Drilling Program Sci. Res.*, **107**: 513-533.
- 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**, 8: 743-746.
- SACCHI M., HORVÁTH F. & MAGYARI O. (1999) - *Role of unconformity-bounded units in the stratigraphy of the continental record: a case study from the Late Miocene of the western Pannonian basin, Hungary* in: DURAND B., JOLIVET L., HORVÁTH F. & SÉRANNE M. (Eds.), *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, *Spec. Publ.*, **156**: 357-390.
- SANTANTONIO M., GALLUZZO F. & GILL G. (1996) - *Anatomy and palaeobathymetry of a Jurassic pelagic carbonate platform/basin system. Rossa Mts, Central Apennines (Italy). Geological implications*. *Palaeopelagos*, **6**: 123-169.
- SCHLAGER W. (1981) - *The paradox of drowned reefs and carbonate platforms*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **92**, 197-211.
- SCHLAGER W. (1989) - *Drowning unconformities on carbonate platforms*. In CREVELLO P.D., WILSON J.L., SARG J.F. & READ J.F. (Eds): *Controls on carbonate platforms and basin development*. *Spec. Publ. - SEPM*, **44**: 15-25.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP site 677*. *Royal Society of Edinburgh Transactions. Earth Sciences*, **81**: 251-261.
- SHANLEY K.W. & McCABE P.J. (1994) - *Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata*. *AAPG Bull.*, **78**: 544-568.
- SLOSS L.L. (1962) - *Stratigraphic models in exploration*. *AAPG Bull.*, **46**: 1050-1057.
- SLOSS L.L. (1963) - *Sequence in the cratonic interior of North America*. *AAPG Bull.*, **74**: 93-113.
- SUESS E. (1906) - *The face of the Earth*. Oxford Univ. Press. pp. 556.
- TESSON M., ALLEN G.P. & RAVENNE C. (1993) - *Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhone continental shelf*. In: POSAMENTIER H.W., SUMMERHAYES C.P., HAQ B.U. & ALLEN G.P. (Eds.), *Sequence stratigraphy and facies associations*. *International Association of Sedimentologists, Spec. Publ.*, **14**: 189-225.

- TRINCARDI F. & CORREGGIARI A. (2000) - *Quaternary forced regression deposits in the Adriatic Basin and the record of composite sea-level cycles*. In: Sedimentary responses to forced regressions. HUNT D. & GAWTHORPE R.L. (Eds.), Geological Society Spec. Publ., **172**: 245-269.
- TRINCARDI F. & FIELD M.E. (1991) - *Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy*. J. Sedim. Petrol., **61**: 775-790.
- TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., CORREGGIARI A. & LANGONE L. (1996) - *Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the Central Adriatic basin and the record of short-term climatic events*. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., **55**: 39-64.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLEID W.G. (1977) - *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level*. In C.E. PAYTON (Ed.): *Seismic Stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem., **26**: 49-212.
- VAIL P.R., HARDENBOL J. & TODD R.G. (1984) - *Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy*. In: *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Exploration*. SCHLEE J.S. (Ed.). AAPG Merm., **33**: 129-144.
- VAIL P.R., AUDEMART F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & VERA CRUZ G. (1991) - *The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentation: an overview*. In EINSELE G., RICKEN W. & SEILACHER A. (Eds.): *Cyclic Stratigraphy*. Springer-Verlag: 617-659.
- VAN WAGONER J.C. (1985) - *Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change*. SEMP Mid-Year Meeting (abstract and poster session), Golden, Colorado, 1985.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.S., LOUTIT T.S. & HARDENBOL J. (1988) - *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions*. In WILGUS C.K., HASTINGS B.S., KENDALL C.G., POSAMENTIER H.W., ROSS C.A. & VAN WAGONER J.C. (Eds.): *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Spec. Publ. - SEPM, **42**: 47-69.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D. (1990) - *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high resolution correlation of time and facies*. AAPG Method in Exploration Series, **7**, pp. 55.
- VECSEI A. (1991) - *Aggradation und Progradation eines Karbonatplattform-Randes: Kreide bis Mittleres Tertiär der Montagna della Maiella, Abruzzen*. Mitt. Geol. Inst. Univ. ETH Zurich N.F., **294**: pp. 170 + Appendices.
- VECSEI A., SANDERS D.G.K., BERNOULLI D., EBERLI G.P. & PIGNATTI J.S. (1995) - *Sequence stratigraphy and evolution of the Maiella carbonate platform margin, Cretaceous to Miocene, Italy*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. **57**.
- VINCENT S.J., MACDONALD D.I.M. & GUTTERIDGE P. (1998) - *Sequence Stratigraphy*. In DOYLE P. & BENNET M.R. (Eds.): *Unlocking the Stratigraphical Record*. John Wiley & Sons: 299-350.

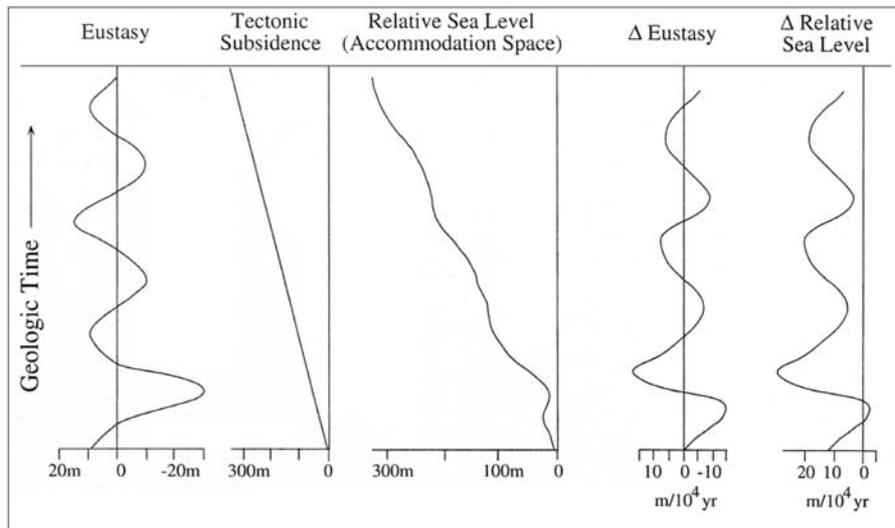


Fig. 1 - Rapporti tra spazio di accomodamento e altri fattori di controllo (da SHANLEY & McCABE, 1994).

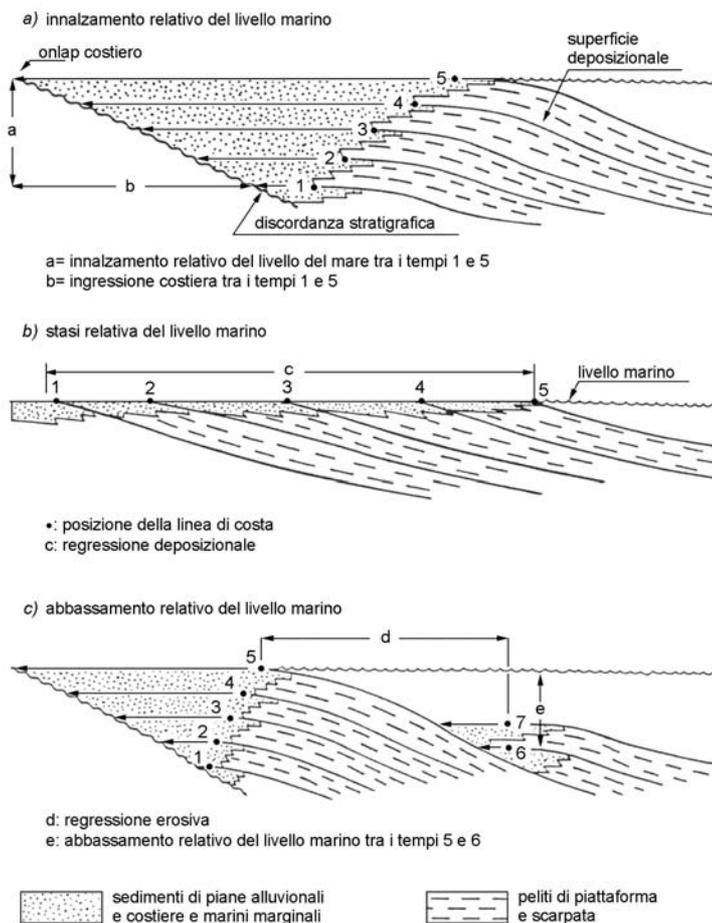


Fig. 2 - Esempi ideali di relazioni deposizionali prodotte da innalzamento, stasi e abbassamento relativo del livello del mare, ispirati agli schemi di VAIL *et alii*, (1977).

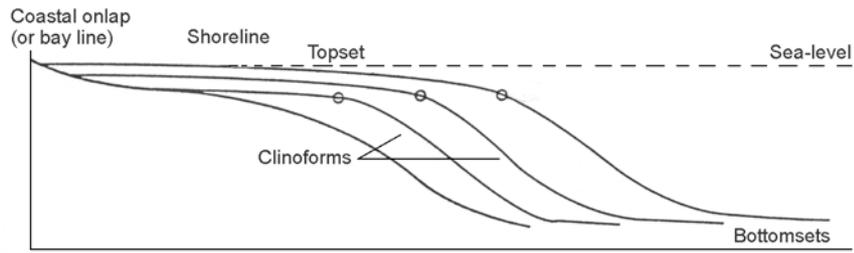


Fig. 3 - Tipico profilo di un'unità di margine bacinale progradante (da EMERY & MYERS, 1996).

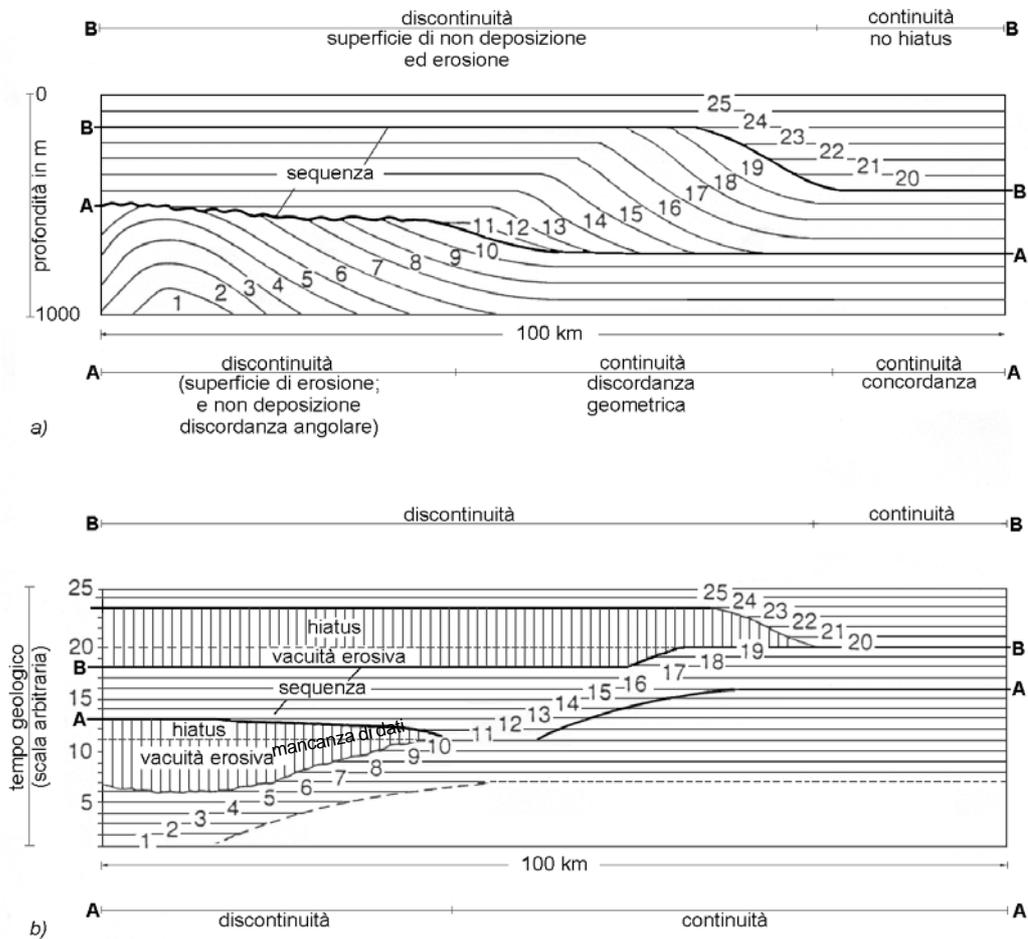
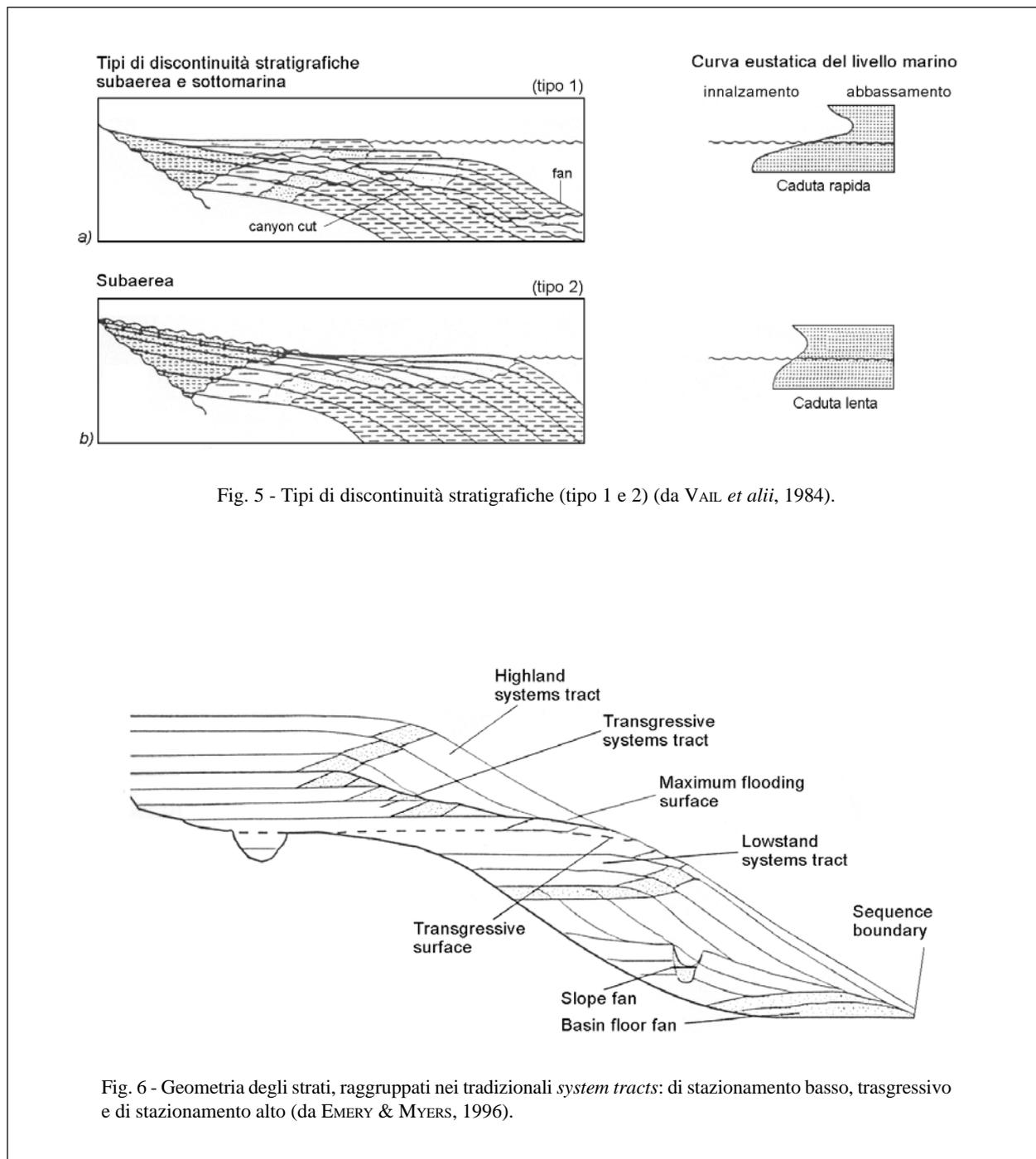


Fig. 4 - Visualizzazione dei concetti fondamentali relativi alle sequenze. Gli schemi in (a) e (b) mostrano come una sequenza sia un corpo sedimentario costituito da strati geneticamente legati e delimitato al tetto e alla base da superfici di discontinuità stratigrafica (A e B), che passano lateralmente, verso il bacino, a superfici di continuità stratigrafica (modificato da VAIL *et alii*, 1977).



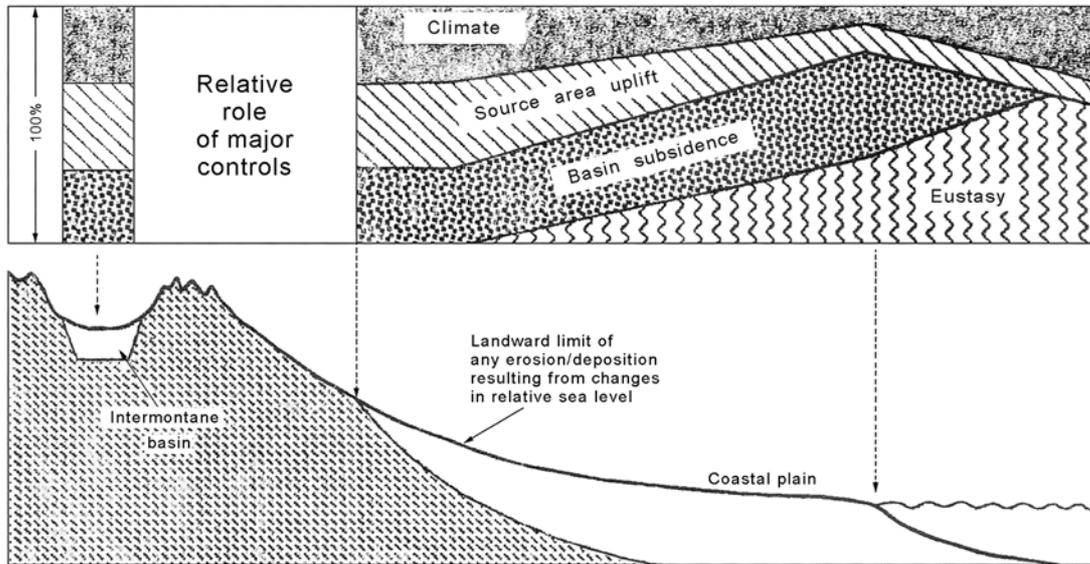


Fig. 7 - Principali fattori di controllo sulla evoluzione, distribuzione ed architettura stratigrafica delle sequenze deposizionali marine e continentali (da SHANLEY & MC CABE, 1994).

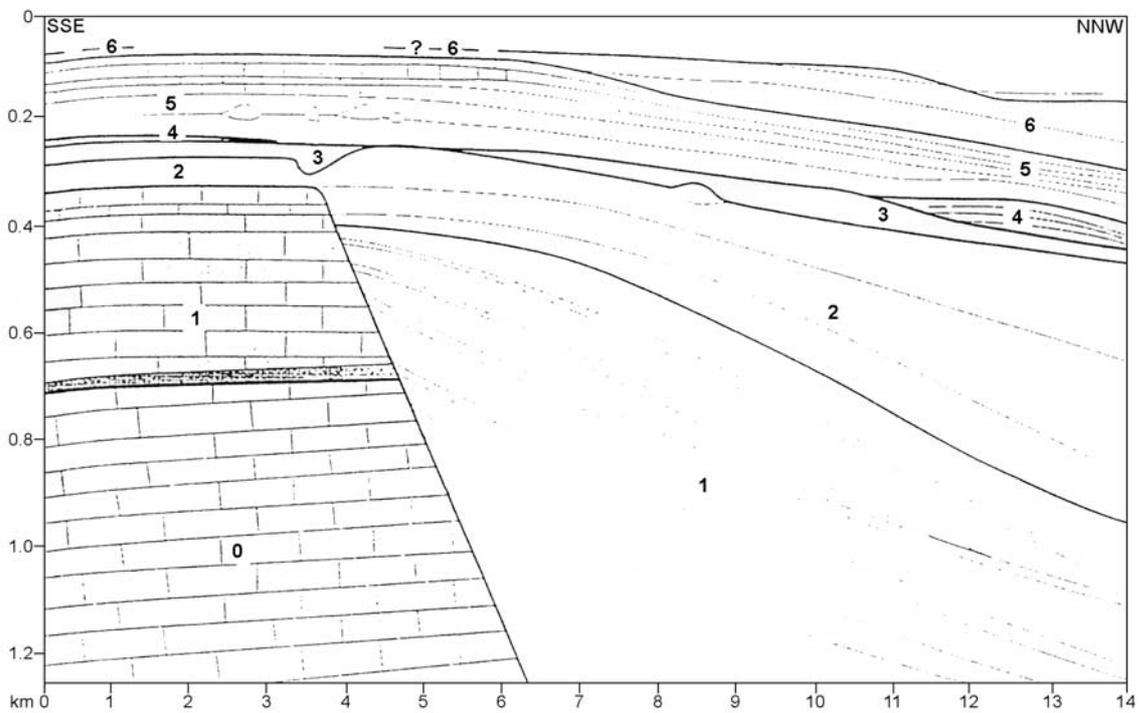


Fig. 8 - Sezione schematica della piattaforma carbonatica della Maiella. Si possono distinguere 7 supersequenze di secondo ordine (0-6) (da ANSELMETTI *et alii*, 1997).

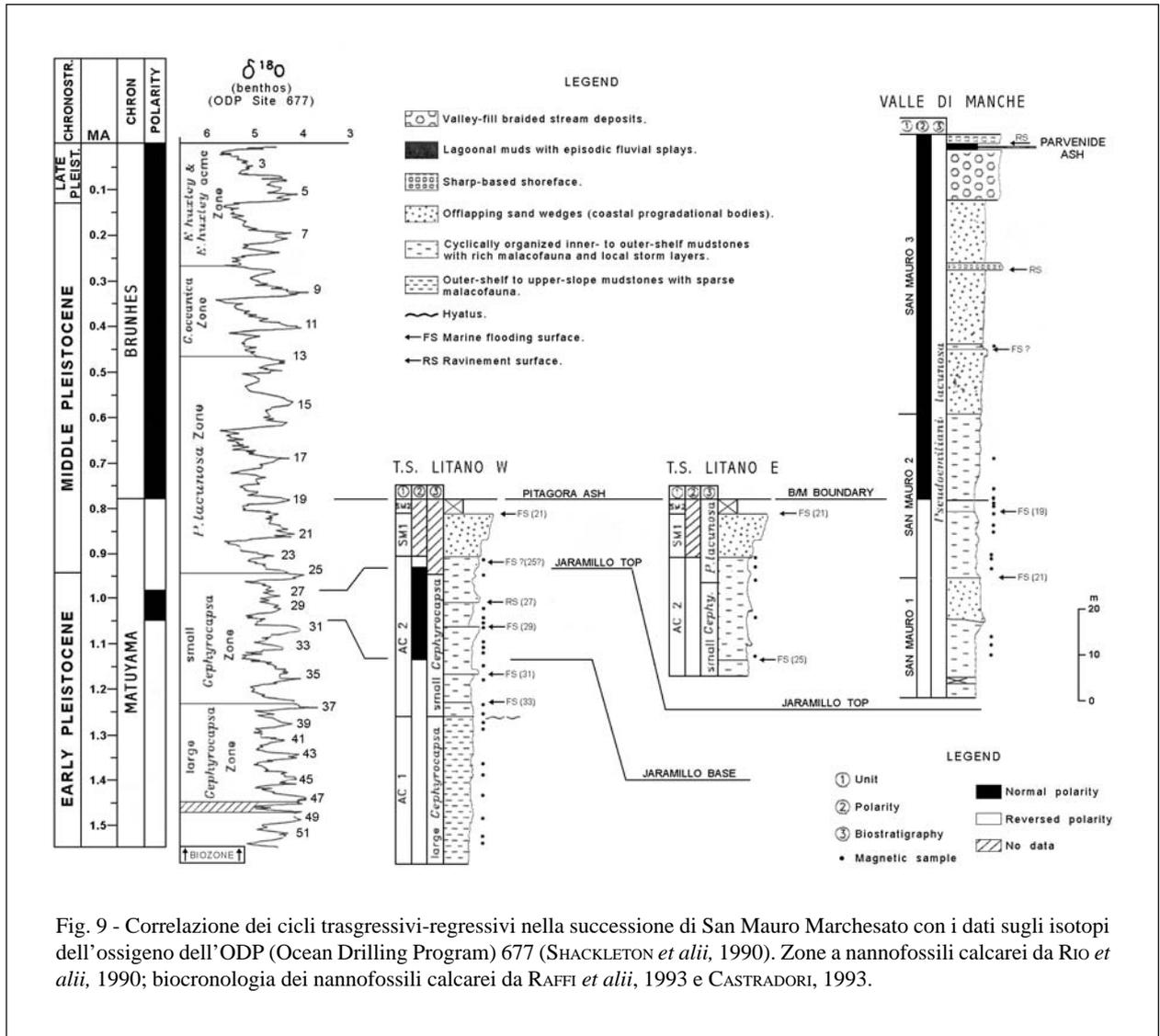


Fig. 9 - Correlazione dei cicli trasgressivi-regressivi nella successione di San Mauro Marchesato con i dati sugli isotopi dell'ossigeno dell'ODP (Ocean Drilling Program) 677 (SHACKLETON *et alii*, 1990). Zone a nanfossili calcarei da Rio *et alii*, 1990; biocronologia dei nanfossili calcarei da RAFFI *et alii*, 1993 e CASTRADORI, 1993.

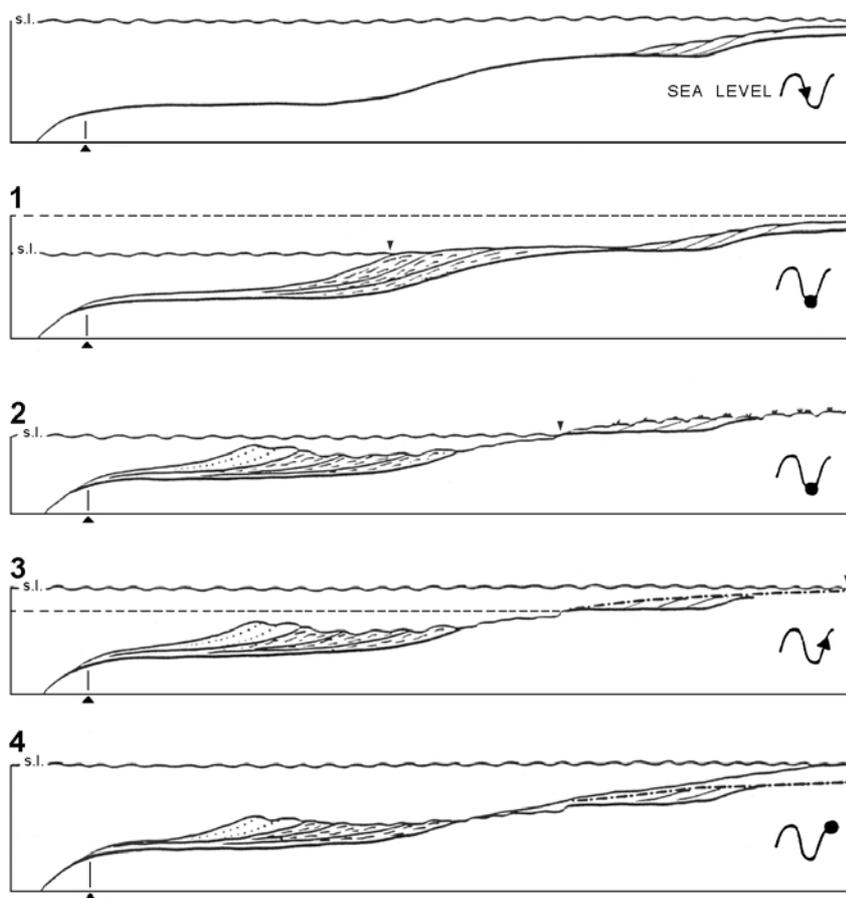


Fig. 10 - Schema di formazione (durante la caduta del livello marino) e preservazione (durante la risalita del livello marino) di depositi isolati in zone morfologicamente depresse della piattaforma esterna (da TRINCARDI & FIELD, 1991).