

13. - CICLOSTRATIGRAFIA ORBITALE

13.1. - INTRODUZIONE

Il termine ciclo è profondamente radicato in geologia, soprattutto con riferimento alla ciclicità sedimentaria, ed ha avuto diverse definizioni. La ciclostratigrafia è *una branca della stratigrafia che si occupa di identificare, caratterizzare, correlare e interpretare variazioni cicliche (periodiche o quasi-periodiche) nella registrazione stratigrafica, ed in particolare della loro applicabilità in geocronologia, migliorando l'accuratezza e la risoluzione degli inquadramenti stratigrafico-temporali* (circolare ISSC 100, 25 gennaio 2002).

In particolare la ciclostratigrafia orbitale, fin dalle sue origini, si occupa dello studio della ritmicità nei sedimenti indotta dai parametri orbitali terrestri, quali l'obliquità, l'eccentricità e la precessione, aventi periodi rispettivamente di circa 40 ka, 100 ka (eccentricità breve) e 21 ka. L'ipotesi dell'influenza dei parametri orbitali e della loro variazione nel tempo sui processi sedimentari risale alla fine del secolo XIX, con le osservazioni di GILBERT (1895) sulle stratificazioni ritmiche delle successioni cretache del Colorado (Usa), tramite le quali venne calcolata anche la durata approssimativa di parte del Cretacico superiore, con risultati che non distano molto dai dati delle scale geocronologiche attuali. Le conoscenze sulle variazioni orbitali e sulla loro influenza sul clima aumentarono grazie agli studi di MILANKOVITCH (1941), che pose delle solide basi matematiche alla teoria del controllo astronomico nelle epoche glaciali. La più importante conferma alla validità di questa teoria si ebbe quando si riuscì a dimostrare il controllo astronomico sulle glaciazioni pleistoceniche (HAYS *et alii*, 1976; IMBRIE *et alii*, 1984).

Successivamente la stessa influenza fu riconosciuta anche per intervalli precedenti il Quaternario [FISCHER, 1981; ARTHUR, 1979; ANDERSON, 1982; DE BOER & WONDERS, 1984; molte altre pubblicazioni, le più importanti delle quali raccolte in *Milankovitch and Climate*, 1984, parte I, BERGER *et alii* (Eds.); *Terra Nova*, 1989, vol. 1/5; *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*, 1994, DE BOER & SMITH (Eds.); *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*, 1995, HOUSE & GALE (Eds.)].

Gli sviluppi più recenti della ciclostratigrafia orbitale riguardano il significato temporale della ciclicità sedimentaria per la calibrazione della scala dei tempi geologici.

La periodicità è infatti organizzata gerarchicamente e consente di dividere il tempo geologico in intervalli brevi per quantificare con alta precisione il tempo trascorso tra eventi correlabili nelle successioni stratigrafiche, quali inversioni magnetiche o bioeventi. La scala paleomagnetica e biocronologica sono state sempre utilizzate per misurare la durata dei ritmi sedimentari, ma da una decina d'anni si assiste ad un'inversione di tendenza: la ciclicità sedimentaria controllata dalle perturbazioni orbitali può essere utilizzata come strumento per calibrare le scale geocronologiche. La possibilità di riconoscere ciclicità ad alta frequenza nei sedimenti si è evoluta nella costruzione di una scala dei tempi astronomici (ATS, Astronomical Time Scale) per gli ultimi 10 milioni d'anni (SHACKLETON *et alii*, 1990; HILGEN, 1991a, b; SHACKLETON *et alii*, 1995; HILGEN *et alii*, 1995; LOURENS *et alii*, 1996), con frequenti proposte di affinamento. La scala ATS è basata prevalentemente su sedimenti marini, più continui di quelli continentali sia in senso verticale che orizzontale e con un record fossilifero più completo. In questo senso la ciclostratigrafia orbitale ha fornito un contributo decisivo al miglioramento della scala cronostratigrafica del Neogene-Quaternario. Bisogna però ricordare che le datazioni numeriche calcolate con i cicli orbitali sono accurate nel Pleistocene, nel Pliocene e nel Miocene superiore, dove i cicli orbitali possono essere riferiti ad una scala dei tempi ancorata all'Attuale. Per tempi antecedenti sussistono problemi legati da un lato alla difficoltà di reperire successioni stratigrafiche che mostrino variazioni cicliche e dispongano di dati paleomagnetici, e dall'altro lato sono legati alle incertezze sulla durata dei cicli orbitali, che nel corso dei tempi geologici hanno subito delle variazioni.

Indagini ciclostratigrafiche di dettaglio si sono rivelate utilissime nella determinazione della durata di intervalli stratigrafici, di solito piani (ad esempio, la durata del Cenomaniano fu calcolata in 7 Ma, contando i cicli calcareo-marna del Cretacico degli Appennini ed assumendo un controllo della ritmicità da parte della precessione, con un periodo di 21 ka; analogamente SANDULLI, 1999, ha calcolato nei carbonati di piattaforma dei Monti di Podgorica, Montenegro, la durata del Barremiano in 5.3 Ma in base al conteggio dei cicli dell'eccentricità lunga o *superbundle*), oppure nella determinazione della durata di zone biostratigrafiche o magnetostratigrafiche con precisione superiore al metodo radiometrico.

Un'altra applicazione importante della ciclostratigrafia orbitale riguarda il legame tra ciclicità sedimentaria e variazioni climatiche a grande scala; in questo senso la ciclostratigrafia orbitale si rivela uno strumento potenzialmente di grande importanza per la comprensione dell'evoluzione climatica.

13.2. - DEFINIZIONI

Prima di introdurre i vari metodi della ciclostratigrafia orbitale è necessario definire un certo numero di termini che ricorrono più volte nel corso del capitolo.

Ciclo sedimentario. Nonostante l'attuale comprovata utilità e diffusione della ciclostratigrafia orbitale, essa fa parte di quelle metodologie stratigrafiche non formalizzate nell'International Stratigraphic Guide (SALVADOR, 1994). Solo

recentemente (ISSC 94 del 24 maggio 1999) è stato formato nell'ambito della International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) un gruppo di lavoro sulla ciclostratigrafia, il cui primo documento è reperibile nella circolare ISSC 97 del 10 luglio 2000, appendice A, cui fa seguito un questionario ed un secondo documento nella circolare ISSC 100 del 25 gennaio 2002.

In quest'ultimo documento viene definita la "ciclostratigrafia", così come riportata nell'introduzione a questo capitolo, e viene discusso il significato del termine "ciclo sedimentario", utilizzato nei modi più diversi, generalmente riferendosi a ripetizioni più o meno regolari di litofacies nelle successioni sedimentarie.

Il gruppo di lavoro precisa che un "ciclo sedimentario", così come usato in ciclostratigrafia, deve essere *una successione di litofacies ripetuta più volte ed associata, almeno presumibilmente, ad un sistema oscillante che pertanto ne determina il significato temporale (successione periodica o quasi-periodica)*; questo termine, quindi, può essere usato solo per indicare ripetizioni che rappresentino approssimativamente lo stesso intervallo temporale (per esempio, i cicli sedimentari indotti dalle variazioni dei parametri orbitali terrestri). Si possono distinguere, sulla base della periodicità, dei cicli di diversa durata, ad esempio cicli di 100 ka. Per questo motivo, nella prima descrizione di terreno, quando non è ancora stato dimostrato in modo accurato il significato temporale di intervalli ciclici in una successione, è raccomandabile usare dizioni generiche.

Queste indicazioni non hanno per il momento incontrato pieno riscontro da parte della comunità scientifica; alcuni Autori, ad esempio, sono in disaccordo con questo significato più ristretto dei cicli sedimentari e preferiscono mantenere definizioni più generiche per il termine "ciclo" (e.g. FISCHER, 2001, circolare ISSC 99). Per questi motivi è opportuno sottolineare il carattere di "lavoro in divenire" delle definizioni operative riportate in questo paragrafo.

È importante anche il collegamento delle unità ciclostratigrafiche con la geocronologia, derivante dal significato temporale dei cicli. L'età assoluta dei cicli può essere determinata dall'Oligocene all'Attuale tramite calibrazione con la curva astronomica su cui si basa questa parte della scala dei tempi geologici. Per cicli più antichi, ci si deve basare sulla presunta durata dei cicli di precessione in quel momento geologico. Questa operazione può risultare estremamente importante per verificare l'accuratezza del metodo radiometrico col quale è costruita la scala geocronologica prima del Neogene; inoltre permette la costruzione di una scala dei tempi astronomici (ATS, Astronomical Time Scale), basata sulla correlazione diretta dei cicli e della successione dei tempi astronomici. Nella circolare ISSC 100 l'ATS è definita come *una scala dei tempi geologici con età assolute, derivata dalla calibrazione dei cicli sedimentari e altre variazioni cicliche nelle successioni sedimentarie con una scala dei tempi astronomici. I croni e gli eventi biostratigrafici sono direttamente ancorati a tale scala tramite una calibrazione di primo ordine, in particolar modo se essi sono collocati nelle stesse sezioni stratigrafiche che sono servite per costruire la scala dei tempi astronomici*. Per quanto riguarda la nomenclatura, il gruppo di lavoro sulla ciclostratigrafia ha proposto di utilizzare una nomenclatura basata sui cicli sedimentari di eccentricità lunga (400 ka), numerati all'indietro a partire dall'Attuale. Questi cicli sono quelli di lungo periodo orbitale più stabile e possono essere suddivisi in cicli di eccentricità breve (circa 100 ka) e/ o in cicli di precessione (circa 20 ka); inseriti nella scala standard dei tempi geologici, possono favorirne la calibrazione astronomica.

Variazioni orbitali. Le variazioni orbitali esercitano un'influenza sul clima, in quanto determinano il grado di insolazione latitudinale e stagionale. Il clima è, nella sua globalità, dipendente dalle variazioni periodiche dell'obliquità dell'asse terrestre, dai cicli di precessione degli equinozi e dal cambiamento dell'eccentricità dell'orbita terrestre.

Obliquità: rappresenta l'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre rispetto alla perpendicolare al piano dell'eclittica. L'obliquità terrestre cambia di circa 2,5 gradi di arco, variando da 22° a circa 24,5°; il periodo di tale variazione è di circa 41 ka. Influenza la media dell'insolazione stagionale ed i contrasti stagionali, ed ha effetti più marcati nelle regioni polari, dove un aumento di obliquità causa estati più calde ed inverni più rigidi, meno favorevoli allo sviluppo dei ghiacciai.

Eccentricità: è legata alla variazione dell'orbita ellittica della Terra e, conseguentemente, alla variazione della differenza tra la distanza Terra-Sole in afelio ed in perielio; ha periodicità più frequenti di 100 ka (maggiori componenti a 98 e 126 ka), 400, 1.290, 2.030 e 3.400 ka.

Precessione: è dovuta alla rotazione della linea degli equinozi e della linea degli apsi, che congiuntamente causano uno spostamento (anticipo) del punto vernale sull'eclittica, cioè del punto in cui si verifica l'equinozio di primavera. Influisce sulla durata delle stagioni e sui contrasti stagionali, spostando le stagioni rispetto ad afelio e perielio. Ha un periodo che varia tra 14 e 28 ka, con una media di 21 ka (FISCHER *et alii*, 1990). La sua influenza sull'irradiazione solare è sensibile solo se l'effetto risulta combinato a quello di eccentricità ("Indice di Precessione", BERGER, 1978), in quanto il segnale risulta modulato attraverso le variazioni stagionali (intensità e durata) legate all'eccentricità terrestre. Il risultato di questa azione integrata è il verificarsi di cicli climatici che hanno il periodo della precessione, ma la cui ampiezza varia in risposta all'eccentricità. Un forte segnale di eccentricità è stato associato da altri Autori, piuttosto che all'interazione con il moto di precessione, a fenomeni di amplificazioni non lineari prodotte dal sistema di circolazione oceanica (HASSELMAN, 1976), oppure a meccanismi di "feed-back" legati allo sviluppo delle calotte glaciali.

Obliquità e precessione, che dipendono dalla velocità di rotazione terrestre e dalla distanza Terra-Luna e sono costituite da numerose componenti armoniche, la cui lunghezza d'onda non è costante, possono essere verosimilmente cambiate nel corso dei tempi (BERGER *et alii*, 1989; BERGER & LOUTRE, 1994).

Banda di Milankovitch (“*Milankovitch band*”). Banda di frequenze che ricadono all'interno dei cicli orbitali (moto di precessione, obliquità dell'asse terrestre, eccentricità dell'orbita della Terra attorno al Sole) (fig. 1).

Coppia. Ciclo elementare. Nei depositi pelagici il ciclo elementare è rappresentato da una coppia di strati, uno dei quali può essere molto sottile. Nei depositi di mare basso, ed in particolare in quelli carbonatici, il ciclo elementare è generalmente costituito da uno strato che contiene evidenze di una oscillazione relativa del livello del mare.

Bundle. Ciclo costituito da gruppi di cicli elementari (nei casi ideali da 5 cicli o coppie di strati legati alla precessione, che formano un *bundle* legato all'eccentricità breve).

Superbundle. Ciclo costituito da gruppi di *bundle* (nei casi ideali da 4 *bundle* legati al ciclo dell'eccentricità breve che formano un *superbundle* legato all'eccentricità lunga).

13.3. - CICLOSTRATIGRAFIA ORBITALE

13.3.1 - *Influenza delle variazioni dei parametri orbitali sul clima*

L'interazione tra meccanismi orbitali ed insolazione è estremamente complessa ed è ancora oggi oggetto di studio. La paleoclimatologia studia le relazioni tra il grado di insolazione ed il clima a scala globale, e tiene conto di quattro fattori: i parametri orbitali, l'insolazione, i modelli climatici ed i dati geologici (BERGER, 1988). È stata dimostrata l'influenza di questi fattori su alcuni meccanismi climatici, come il volume dei ghiacci, la circolazione marina globale e la circolazione al fondo, il limite tra le fasce climatiche aride ed umide.

Variazioni a lungo termine dei parametri di obliquità ed eccentricità provocano piccole variazioni climatiche, mentre i cicli di precessione possono influenzare decisamente le fasce climatiche equatoriali, spostandone la latitudine. Alle medie latitudini (20°-40°) le variazioni dei parametri orbitali influenzano la durata delle stagioni, il contrasto estate-inverno e l'intensità dei monsoni (KUTZBACH & OTTO-BLIESNER, 1982). A latitudini maggiori (>40°) è dominante l'effetto dell'obliquità terrestre (VAN WOERKOM, 1953; BERGER, 1978; KEMPER, 1987).

Le variazioni orbitali non influenzano direttamente i meccanismi sedimentari, ma provocano variazioni di insolazione, che si ripercuotono con modalità complesse sul clima e sulla sua dinamica. A loro volta, però, le variazioni legate all'insolazione ed al clima possono avere un controllo sui sistemi sedimentari, in quanto possono generare cambiamenti nella temperatura delle masse d'acqua profonde, nella disponibilità di ossigeno (cicli di ossidoriduzione), nell'associazione delle comunità biotiche, nella forza delle correnti di fondo, nella profondità dell'isocline e quella di compensazione della calcite (cicli di dissoluzione), nel grado di riciclo dei nutrienti nell'oceano (FISCHER *et alii*, 1990). Inoltre, si può avere uno spostamento latitudinale del confine tra fascia umida e arida, un cambiamento nella velocità e direzione dei venti, che a sua volta può indurre variazioni cicliche dell'*upwelling* e dell'apporto di sedimenti. Infine, anche l'eustatismo può subire delle modifiche forzate dalle variazioni climatiche indotte dai parametri orbitali; è ormai unanimemente accertato il legame tra queste ultime ed il volume dei ghiacci nel Pleistocene, dedotto dai cambiamenti degli isotopi stabili dell'ossigeno nell'acqua marina, come suggerito dalla composizione del guscio dei foraminiferi nelle carote di fondo oceanico (EMILIANI, 1955).

13.3.2. - *Influenza delle variazioni del clima sulla sedimentazione*

Alcuni cambiamenti nell'insolazione possono essere trasferiti ai sedimenti direttamente, ma la risposta non è quasi mai lineare e può essere più pronunciata a certe latitudini ed in certi ambienti sedimentari. I processi di sedimentazione, inoltre, sono dipendenti da moltissimi fattori e non solo dall'insolazione; soprattutto non sono ancora chiari i meccanismi tramite i quali una variazione di insolazione possa essere trasferita e codificata nel sedimento. La risposta del sistema sedimentario al sistema astronomico è, infatti, filtrata e pertanto deformata dal sistema climatico ed oceanico, che possono produrre alterazioni nella frequenza, nella fase e nell'ampiezza del segnale primario, o addirittura distruggerlo.

Tuttavia è ormai dimostrato che cicli sedimentari indotti da variazioni orbitali sono diffusi ampiamente in diversi tipi di facies, marine e non, e in diversi momenti geologici, almeno dall'Ordoviciano ad oggi: nelle varve lacustri (registrazione di alternanze di clima arido e umido; BRADLEY, 1929; VAN HOUTEN, 1962, 1964; OLSON, 1984, 1986), in facies evaporitiche (registrazione di ritmi precipitazione-evaporazione; ANDERSON, 1982, 1984; KRIEGSMAN *et alii*, 1999), epicratoniche (HECKEL, 1977; FISCHER, 1986; HOUSE, 1985; WEEDON, 1986), detritiche fluviali (VAN TASSEL, 1987; CLIFTON, 1981), carbonatiche di piattaforma (cicli di oscillazione del livello marino: SCHWARZACHER, 1947, 1954; FISCHER, 1964; SCHWARZACHER & HAAS, 1966; HARDIE *et alii*, 1986; GOLDHAMMER *et alii*, 1987; STRASSER, 1988; STRASSER *et alii*, 1988; BUONOCUNTO *et alii*, 1999; D'ARGENIO *et alii*, 1999), emipelagiche (alternanze calcari-argille,

probabile risultato di fluttuazioni nella produzione dei carbonati e negli apporti terrigeni: COTILLON, 1984; COTILLON & RIO, 1984; FERRY & RUBINO, 1987; HILGEN, 1987; HILGEN & KRIJGSMAN, 1999; HILGEN, 1991a, b), marine pelagiche (DE BOER & WONDERS, 1981, 1984; DE BOER, 1982, 1983; TORNAGHI, 1984; ERBA, 1986; HERBERT & FISCHER, 1986; HERBERT *et alii*, 1986; PARK & HERBERT, 1987; PREMOLI SILVA *et alii*, 1989).

13.4. - RICONOSCIMENTO DI OSCILLAZIONI RITMICHE NEI SEDIMENTI

L'espressione sedimentaria delle oscillazioni orbitali assume svariate forme, osservabili direttamente sul terreno (alternanze ritmiche di litofacies differenti), ovvero deducibili da variazioni di parametri chimico-fisico-biologici (tenore in ossigeno, composizione isotopica dell'acqua oceanica, composizione mineralogica, bioturbazioni, microfacies o macrofacies fossilifere).

Per riconoscere la ciclicità in una successione è necessario un accurato studio di terreno [misura di sezioni stratigrafiche chiaramente continue, studio con la lente delle sistematiche variazioni delle tessiture e dei caratteri della diagenesi precoce (di grande rilevanza interpretativa nei depositi carbonatici di mare basso sottoposti a periodiche emersioni), identificazione macroscopica della ciclicità, riconoscimento di marker paleontologici, sedimentologici, geochimici, ecc.]. I dati di terreno devono essere vantaggiosamente combinati con analisi di laboratorio, che forniscono una serie aggiuntiva di dati numerici, come la misura di dettaglio di un set di parametri fisico-chimici, analizzati in seguito per via digitale; tali misure possono essere effettuate su carote e avvalersi, quando disponibili, di log di pozzo.

13.5. - RICONOSCIMENTO DI CICLI TEMPORALI E METODOLOGIE DI STUDIO

Riconosciuta un'apparente ciclicità nei sedimenti, ne va dimostrata la regolarità nello spazio, e va riconosciuto il significato temporale, così come richiesto dalla definizione stessa di ciclostratigrafia, in accordo con le direttive del gruppo di lavoro sulla ciclostratigrafia dell'ISSC (ritmo spaziale = ritmo temporale, SANDER, 1936). Solo a questo stadio di analisi si può eventualmente parlare di "cicli" orbitali.

È necessario correlare la ciclicità al tipo di variazione orbitale dalla quale deriva e "misurare" la durata dei cicli, cioè tradurre gli spessori sedimentari in termini di tempo assoluto. Questa operazione comporta l'introduzione di alcuni errori, che costituiscono un "disturbo di fondo" nel riconoscimento della frequenza originaria del segnale (SCHWARZACHER, 1989). Le metodologie utilizzate per la traduzione temporale di un'espressione ciclica sedimentaria vanno dal conteggio delle varve nei depositi lacustri o evaporitici, al riconoscimento della gerarchia dei cicli, alla calibrazione della velocità di sedimentazione sulla scala magnetostratigrafica, alla valutazione della "velocità" media di sedimentazione per stabilire il periodo dei cicli osservati.

Se la misura diretta in termini di valori temporali assoluti non è possibile, la durata dei cicli può essere determinata tramite la calibrazione dei cicli con la scala magnetostratigrafica, in sezioni dove i dati magnetostratigrafici siano disponibili (si vedano, ad esempio, gli studi di HILGEN & LANGEREIS, 1989, sui Trubi di Capo Rossello del Pliocene inferiore in Sicilia). In alternativa, sono stati spesso utilizzati metodi più approssimativi che, partendo da una stima del tasso di sedimentazione sulla base della durata di un intervallo stratigrafico valutata con metodo radiometrico, calcolano il periodo dei cicli osservati. Il metodo procede poi per approssimazioni successive, con modifiche dei valori introdotti, fino a che la periodicità ottenuta viene a cadere all'interno della banda di Milankovitch (ad esempio, HERBERT & FISCHER, 1986, calcolano con questo metodo la velocità di sedimentazione delle Marne a Fucoidi nella successione del Bacino Umbro-Marchigiano). Presupposti di questo metodo sono una sedimentazione continua e con un tasso costante almeno nella porzione di successione analizzata (PREMOLI SILVA, 1990).

Un terzo metodo di determinazione della durata dei cicli sedimentari consiste nella correlazione dei picchi ottenuti dall'analisi spettrale (analisi di Fourier) con i picchi attribuibili ai cicli orbitali; tale operazione è possibile dal momento che i cicli orbitali sono gerarchici (ad esempio il rapporto tra precessione ed eccentricità breve nel Mesozoico e nel Cenozoico è supposto di 1:5, ma tale rapporto può essere stato diverso in tempi geologici anteriori). L'analisi di Fourier è uno dei mezzi matematici più potenti attualmente utilizzato in diversi settori scientifici e rappresenta, al momento, il metodo più comunemente usato in ciclostratigrafia orbitale. Questo procedimento permette di dividere oggettivamente curve molto complesse in frequenze più semplici, ma richiede record stratigrafici relativamente lunghi (dell'ordine di 0,4-1 Ma) per produrre spettri significativi, che possano campionare anche cicli di bassa frequenza; non sempre gli spettri sono però risolvibili, a causa della diversa risposta dei sistemi sedimentari alle variazioni orbitali. Anche in questo caso devono essere utilizzate sezioni con una sedimentazione continua ed una velocità di sedimentazione costante.

Una ulteriore conferma delle periodicità può essere data dal metodo dei quozienti (BRESCHIA *et alii*, 1996; D'ARGENIO *et alii*, 1998). Infatti le frequenze ottenute con l'analisi di Fourier suggeriscono spessori di roccia (singoli strati o gruppi di strati) che a loro volta rappresentano cicli elementari o gruppi di cicli. La durata dei cicli viene calcolata confrontando i set di rapporti tra gli spessori derivati dal periodogramma di Fourier (fig. 2) con i set di rapporti tra le durate dei parametri orbitali (precessione, obliquità, eccentricità corta e lunga), espressa in anni (tab. 1). Essendo entrambi quozienti, questi due set di numeri sono infatti adimensionali e quindi confrontabili. Il coefficiente di

correlazione lineare tra i due gruppi confermerà l'attendibilità dell'accoppiamento tra singoli spessori di rocce e singole periodicità orbitali (fig. 2, tab. 1).

13.6. - ESEMPI ITALIANI

Gli esempi italiani di applicazione della ciclostratigrafia orbitale sono numerosi e mostrano come questa tecnica sia ormai ampiamente utilizzata per le indagini stratigrafiche di dettaglio e le indagini multidisciplinari integrate. L'esempio più noto in Italia è certamente la successione pelagica del Bacino Umbro-Marchigiano, oggetto di studi da più di venti anni. Ad essa si affiancano però moltissimi altri ambiti di applicazione, ai quali qui, per brevità, diamo solo un rapido accenno.

Tripoli

Vanno menzionati gli studi condotti sui Tripoli (Sicilia), costituiti da diatomiti pre-evaporite messianiana. Questa formazione, studiata nelle tre sezioni chiave di Falconara, Gibliscemi e Capodarso, dispone di dati biostratigrafici di dettaglio (foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei) e presenta una ciclicità che può essere correlata a cicli orbitali. In questi ultimi anni sono quindi stati datati astronomicamente in termini di tempi assoluti tutti i cicli sedimentari ed i bioeventi a foraminiferi planctonici, nonché la base della formazione (7.005 Ma) e la sua sommità, e quindi l'inizio della crisi di salinità messiniana (5.98 Ma) (SPROVIERI *et alii*, 1999).

Recentemente la sezione di Gibliscemi è stata studiata in dettaglio per la datazione assoluta del limite Serravalliano/Tortoniano, calibrato astronomicamente. Su queste nuove basi la sezione è anche proposta come candidata GSSP per il limite stesso (HILGEN *et alii*, 2000).

Carbonati mesozoici di mare basso

Tra gli esempi italiani di applicazione del metodo ciclostratigrafico a successioni carbonatiche di mare basso e dell'integrazione di queste analisi con le tecniche della stratigrafia sequenziale che si sono avuti recentemente, si può citare lo studio di BUONOCUNTO *et alii* (1999) sulle piattaforme carbonatiche aptiane della Campania (Serra Sbragavitelli, Monte Faito e Monte Tobenna). In questo lavoro la ciclostratigrafia orbitale è presentata come uno strumento di correlazione ad alta precisione.

La microstratigrafia (raccolta dei dati a scala da centimetrica a decimetrica) è fondamentale per riconoscere la ciclicità di alta frequenza. Nelle facies carbonatiche di piattaforma interna del Cretacico dell'Appennino meridionale della Sicilia e del Montenegro l'esame microstratigrafico di circa 1500 m complessivi di successione ha portato ai seguenti risultati (AMODIO, 2000; BRESCIA *et alii*, 1996; BUONOCUNTO *et alii*, 1999; D'ARGENIO *et alii*, 1997, 1999; SANDULLI, 1999):

a. - Le successioni studiate in Italia meridionale e Montenegro (intervallo Valanginiano-Santoniano) si possono considerare come depositi prevalentemente allociclici, dove un ciclo corrisponde a uno strato (raramente a 2 o 3 strati) ed ha spessore compreso tra pochi dm e <2 m.

b. - Nei cicli sono riconoscibili oscillazioni eustatiche messe in luce da brevi emersioni (pedogenesi e/o carsismo) direttamente sovrapposti su depositi subtidali).

c. - I cicli sono organizzati gerarchicamente in gruppi (*bundle*) e supergruppi (*superbundle*), analogamente ai loro equivalenti bacinali.

d. - Il controllo orbitale (oscillazioni del ciclo della precessione, della obliquità dell'asse terrestre e della eccentricità breve e lunga dell'orbita) è dimostrabile sia su basi litostratigrafiche che attraverso il trattamento matematico dei dati e consente di attribuire una durata compresa tra circa 20 e 50 ka ai cicli elementari, di circa 100 ka ai *bundle* e di circa 400 ka ai *superbundle*.

e. - Fluttuazioni climatiche collegate al controllo orbitale sono inoltre messe in luce da cicliche variazioni isotopiche (C, O) registrate alla scala dei *bundle* e/o dei *superbundle*.

f. - Queste successioni, ancorché prevalentemente aggradanti, si possono interpretare in termini di stratigrafia sequenziale soprattutto alla scala dei *superbundle* in cui sono individuabili gli elementi essenziali delle sequenze deposizionali.

g. - Un approccio analogo permette di individuare oscillazioni di frequenza ancora più bassa (*trend* di facies trasgressivi/regressivi) rispetto ai *superbundle* (durata di circa 800-1200-2000 ka) che, tarati biostratigraficamente in punti significativi, danno curve di variazione relativa del livello marino consoni con quelle ormai classiche di HAQ *et alii* (1987) e di JACQUIN *et alii* (1998).

h. - L'utilizzo stratigrafico-sequenziale dei *superbundle* (ciascuno dei quali ha la massima probabilità di essere almeno in parte rappresentato nelle successioni analizzate) consente la costruzione di carte cronostratigrafiche che sono coerenti con i dati recenti riportati in letteratura per la durata in anni delle corrispondenti età.

i. - Di notevole interesse generale è anche la possibilità di effettuare correlazioni fisiche tra successioni distanti anche più di 500 km, con una precisione ~ 100 ka, utilizzando i criteri di cui ai punti precedenti. Queste correlazioni sono state tentate per l'Italia meridionale tra il Matese (successione di San Lorenzello) e i Monti di Palermo (successione di Sferracavallo) (SANDULLI, 1999; AMODIO, 2000).

j. - Il caso di San Lorenzello - Sferracavallo.

La successione di San Lorenzello (Piattaforma Abruzzese-Campana Auct.) è di età compresa tra il Valanginiano superiore e l'Hauteriviano inferiore (D'ARGENIO *et alii*, 1997), affiora in Appennino meridionale lungo il versante sud-orientale del Monte Monaco di Gioia (Monti del Matese) e l'intervallo analizzato presenta uno spessore complessivo di circa 90 m. La successione di Sferracavallo (Piattaforma Panormide Auct.) affiora nella Sicilia occidentale lungo il versante settentrionale del Monte Raffo Rosso (Monti di Palermo) ed è stata studiata per uno spessore complessivo di circa 40 m; essa è attribuibile al Valanginiano superiore p.p. Nella sua parte sommitale (ultimi 3-4 m circa) è documentato il passaggio all'Hauteriviano (SANDULLI, 1999).

L'analisi microstratigrafica (studio a scala centimetrica) e l'interpretazione delle litofacies e delle loro associazioni, ha consentito di ipotizzare per entrambe le sezioni processi deposizionali in ambienti lagunari passanti verticalmente, attraverso una fascia di relativa alta energia (bassifondi sabbiosi), ad ambienti peritidali rappresentati da aree lagunari a circolazione ristretta e zone tidali-sopratidali. Mentre nella successione di San Lorenzello sono ben rappresentati i depositi francamente lagunari, in quella di Sferracavallo prevalgono quelli riconducibili ad originari bassifondi sabbiosi e ad aree peritidali.

Frequenti episodi di emersione alla sommità degli strati sono testimoniati da processi diagenetici precoci di ambiente meteorico più o meno intensi, normalmente sovrimposti su depositi subtidali. Microcarsismo e debole pedogenesi indicano superfici di emersione (Em1 in figg. 3,4) di durata relativamente più breve rispetto a quelle suggerite da paleocarsismo e paleosuoli (diagenesi più spinta), le quali indicano superfici d'emersione (chiamate Em2 dagli Autori, figg. 3, 4).

Sulla base dell'organizzazione verticale delle litofacies e dei caratteri della diagenesi precoce è stata individuata in ambedue le successioni un'organizzazione ciclica di alta frequenza. Normalmente i cicli elementari corrispondono a singoli strati e la variazione stratigrafica del loro spessore, assieme alla distribuzione verticale delle differenti associazioni di litofacies e dei caratteri diagenetici che individuano i tipi di limite (Em1 o Em2), ha consentito di riconoscere una ben organizzata gerarchia di cicli. In ambedue le successioni gruppi di 2-5 cicli elementari individuano i *bundle*, mentre gruppi di 2-4 *bundle* i *superbundle*. A San Lorenzello si contano nel complesso 25 *bundle* dello spessore medio di 324 cm, normalmente formati da 3 cicli elementari. Essi sono organizzati in 7 *superbundle*, il cui spessore medio è 1.138 cm (fig. 3). A Sferracavallo i *bundle* sono 17, di regola formati da 4 cicli elementari ed hanno spessore medio di 233 cm; essi sono organizzati in 5 *superbundle* (spessore medio 747 cm). Il carattere sistematico delle emersioni direttamente sovrimposte su depositi subtidali e la chiara gerarchia di cicli testimoniano un controllo eustatico di alta frequenza, modulato dalla variazione dei parametri orbitali (cicli di Milankovitch). I cicli elementari indicherebbero il segnale della precessione e/o dell'inclinazione dell'asse terrestre (circa 20-40 ka), i *bundle* ed i *superbundle* rappresenterebbero rispettivamente quello dell'eccentricità breve e lunga dell'orbita (circa 100-400 ka) (D'ARGENIO *et alii*, 1997; SANDULLI, 1999). Poiché i *superbundle*, in quanto cicli di frequenza relativa più bassa, hanno la più elevata probabilità di essersi conservati (integralmente o almeno parzialmente) nel record geologico e poiché sono sempre limitati da superfici nette di discontinuità (di tipo Em2), essi sono stati interpretati in termini di sequenze deposizionali: i limiti di sequenza corrispondono ai loro limiti, mentre le *maximum flooding surface* sono indicate dalla litofacies relativamente più aperta, riconosciuta al loro interno. Partendo da questi presupposti ed usando una metodologia già messa a punto in D'ARGENIO *et alii* (1999), i *superbundle* sono stati utilizzati per operare la correlazione fisica di elevata precisione (≤ 100 ka) fra le due successioni. Essa è basata sul confronto in chiave sequenziale dello *stacking pattern* dei *superbundle* in corrispondenza del limite Valanginiano/Hauteriviano, usato come *marker* stratigrafico. Si è evidenziata una buona correlabilità a tutte le scale (dai *superbundle* ai cicli elementari), anche a quella delle oscillazioni di bassa frequenza (*trend* trasgressivo-regressivi), suggerite dall'organizzazione verticale dei *superbundle*, sulle quali i cicli di alta frequenza sono sovrimposti (figg. 4, 5).

Trubi

Si tratta di uno dei migliori esempi dell'utilizzo dei cicli come strumento di misurazione assoluta. La successione marnosa dei Trubi di Capo Rossello mostra una ritmicità, dimostrabile con le fluttuazioni del contenuto in CaCO_3 con i cicli a piccola scala di colore e con i cicli marnosi, che corrisponde ad una quasi-periodicità orbitale, ma soprattutto si avvale di dati magnetostratigrafici molto dettagliati.

La ritmicità della successione dei Trubi di Capo Rossello ed il suo legame con le variazioni orbitali erano noti già dai lavori di ZIJDERVELD *et alii* (1986), HILGEN (1987), GUDJONSSON (1987) e ZACHARIASSE *et alii* (1989), ma solo con la pubblicazione di HILGEN & LANGEREIS (1989) si ha l'analisi di dettaglio delle variazioni dei carbonati e dei dati magnetostratigrafici.

"Trubi" è un nome tradizionale usato per indicare una formazione costituita da marne biancastre che affiorano sulla costa meridionale della Sicilia (in prossimità di Capo Rossello) e nella Calabria meridionale. La ciclicità dei Trubi di Capo Rossello si esprime sotto forma di una variazione di colore a piccola scala, con successioni di marne di colore grigio-bianco-beige-bianco, e di una variazione a scala maggiore distinta in base alla presenza regolare di intervalli marnosi più spessi e/o competenti, che contengono rispettivamente 5 e 20 cicli a piccola scala (HILGEN, 1987).

La sezione studiata da HILGEN & LANGEREIS (1989) è composita e consta di 4 segmenti, rappresentati dalle sezioni di Eraclea Minoa, Punta di Maiata, Punta Grande e Punta Piccola, nei pressi di Capo Rossello (Sicilia). Sulla base della

calibrazione dei cicli (sul cui numero rimane una relativa incertezza) e dei dati paleomagnetici (utilizzando la scala di BERGGREN *et alii*, 1985), risultava una periodicità di 18-19 ka per i cicli a piccola scala (a seconda del numero esatto dei cicli) e di 334 ka per i cicli a scala maggiore (definiti unità carbonatiche, “*carbonate units*”, da HILGEN, 1987). Nel lavoro di HILGEN & LANGEREIS (1989) il contenuto in CaCO₃ è analizzato globalmente lungo la sezione, ma anche separatamente in ciascun livello di colore diverso (fig. 6); i livelli beige e grigi mostrano frequenze molto più basse sia rispetto alla curva globale che ai livelli bianchi, che invece riportano dei segnali a frequenza molto alta. Successivamente la serie viene calibrata alla scala magnetostratigrafica, ottenendo una nuova serie temporale, a cui è applicata l’analisi di Fourier. Infine viene condotta l’analisi applicando il numero minimo di correlazioni con la scala magnetostratigrafica, al fine di minimizzare i possibili errori legati ad età imprecise dei limiti nella scala delle polarità geomagnetiche. Confrontando le periodicità ottenute sui cicli di CaCO₃, sui ritmi di colore e marnosi, si osservava (fig. 7) una stretta correlazione con le quasi-periodicità dei cicli orbitali, in particolare con i cicli di precessione ed eccentricità, pur rimanendo una certa discrepanza nei valori. Tale discrepanza è stata ricondotta dagli Autori al fatto che le età assegnate alle inversioni polari geomagnetiche non erano sufficientemente accurate. Per questo motivo è stata proposta una nuova scala cronologica delle polarità per la maggior parte dei Croni Gilbert e Gauss (fig. 8). Sulla base di questa nuova scala-tempo è stato possibile stimare l’età della base del Pliocene a circa 5,3 Ma, quindi più antica di quanto fino allora riportato in letteratura.

Questo esempio mostra come una scala delle polarità geomagnetiche calibrata astronomicamente possa risultare molto più accurata di una scala definita con i metodi tradizionali. La sezione Eraclea Minoa ricopre attualmente una grande importanza dal momento che la base dei Trubi è stata scelta come GSSP del limite Miocene/Pliocene; è inoltre storicamente importante perché la base dei Trubi si identifica con il ritorno di condizioni marine “normali” nel Mediterraneo dopo la crisi di salinità del Messiniano.

La successione cretatico-cenozoica del Bacino Umbro-Marchigiano

Una delle successioni sedimentarie più studiate e meglio datate è sicuramente quella cretatico-cenozoica del Bacino Umbro-Marchigiano in Italia centrale, costituita da una sedimentazione pelagica pressoché continua dal Giurassico inferiore al Miocene basale. Questa successione riveste anche un’importanza storica notevole, in quanto qui venne messa in luce per la prima volta la crisi dei foraminiferi al limite Cretacico/Paleogene e, grazie all’integrazione dei dati paleomagnetici e biostratigrafici, venne messa a punto la prima scala magnetostratigrafica dal Cretacico superiore al Paleogene. Attualmente le ricerche sono invece finalizzate alla calibrazione dei dati biostratigrafici e paleomagnetici nelle porzioni della successione riferibili all’Eocene, Oligocene e Cretacico inferiore. La successione cretatica è inoltre diventata classica per le applicazioni dell’analisi ciclostratigrafica. In particolare questo rappresenta un esempio completo dell’utilizzo di tutte le tecniche fino ad ora note per gli studi di ciclostratigrafia orbitale, della multidisciplinarietà necessaria a questo tipo di indagini e della sua utilità ai fini della raffinazione nella datazione di limiti e nella stima della durata di piani.

La successione cretatica comprende le formazioni della Maiolica (Titoniano superiore-Aptiano basale), le Marne a Fucoidi (Aptiano inferiore-Albiano superiore), la Scaglia Bianca (Albiano superiore-Turoniano inferiore) e la Scaglia Rossa (Turoniano medio-Eocene medio).

Lo studio più completo riguarda le Marne a Fucoidi, una formazione che affiora estesamente tra le Marche e l’Umbria, e risulta costituita da circa 75 m di argille, marne e marne calcaree pelagiche disposte in sequenze ritmiche, ricche in nannofossili calcarei e foraminiferi planctonici. Molto caratteristica è la bioturbazione (*Planolites*, *Chondrites* e *Zoophycos*), a cui si deve il nome della formazione stessa. Dal punto di vista magnetostratigrafico, la formazione ricade interamente all’interno del Lungo Normale Cretacico. La ciclicità all’interno delle Marne a Fucoidi è evidenziata da variazioni cromatiche e da fluttuazioni nel contenuto del CaCO₃, che causa alternanze di strati più calcarei e strati argilloso-marnosi, o di strati laminati e scuri, ricchi di carbonio organico [legati ad eventi anossici e con ritmicità di 20-50 ka (ARTHUR, 1979)], e di strati più chiari e bioturbati.

Studi sulla periodicità di tali ritmi mostrarono frequenze all’interno della banda di Milankovitch. Furono avviate indagini su molte sezioni nell’area umbro-marchigiana e, nel 1982, venne eseguito un carotaggio continuo attraverso la formazione delle Marne a Fucoidi (carota Piobbico, di circa 84 m, prelevata in località Piobbico, Pesaro-Urbino), al fine di investigare l’origine e la tipologia della ritmicità osservabile, nonché di indagare il meccanismo responsabile dell’accumulo e della conservazione della materia organica. DE BOER (1982) mostrò che la ciclicità macroscopica si manifestava come coppie di strati calcarei più o meno marnosi (legati a precessione) di circa 10 cm di spessore, raggruppati in *bundle* di 5 coppie (segnale di breve eccentricità). Utilizzando il tasso medio di sedimentazione dell’Albiano, 5 m/Ma, egli calcolò inoltre la durata temporale delle coppie in circa 20 ka; ciò rendeva plausibile pensare che la loro deposizione potesse riflettere un “*forcing*” climatico da parte della precessione, e che la deposizione dei *bundle*, il cui periodo era di circa 100 ka, potesse essere guidato dal ciclo breve dell’eccentricità dell’orbita.

In seguito al prelevamento della carota Piobbico, vennero condotte dettagliate analisi di carattere sedimentologico, geochimico, paleontologico e paleomagnetico su un segmento lungo 8 metri della carota (segmento Amadeus, fig. 9), rappresentante un intervallo di circa 1,6 Ma dell’Albiano superiore, dove i ritmi erano particolarmente evidenti. Lo studio integrato di tutti i dati fornì la base per lo sviluppo dello studio della ciclostratigrafia orbitale nell’Aptiano e nell’Albiano.

Sulle curve del carbonato di calcio e del colore fu condotta l'analisi spettrale di Fourier (PARK & HERBERT 1987; RIPEPE & FISCHER, 1991) ed essa mise in luce le limitazioni che emergono dall'applicazione di un modello matematico a dati geologici: le coppie di strati così evidenti all'osservazione macroscopica, negli spettri di Fourier emergevano a malapena dal rumore di fondo.

Le implicazioni cronostratigrafiche di questi studi furono numerose. I dati magnetostratigrafici relativi alla carota Piobbico mostrarono che la base della carota non arrivava ad intersecare il Crono magnetico M-O (base dell'Aptiano, ERBA, 1996). HERBERT *et alii* (1995) diedero una stima della durata dei piani Albiano e dell'Aptiano, come definiti dai dati dei foraminiferi planctonici e dei nannofossili calcarei. Contando il numero di cicli del carbonato di calcio sia nella carota Piobbico che in altre sezioni, la stima della durata dell'Albiano fu di 125 cicli da 95 ka, o di 11,9 Ma, quella dell'Aptiano di 10,6 Ma.

Infine, la ciclostratigrafia orbitale fu utilizzata nella carota Piobbico anche per determinare l'entità dei tassi di sedimentazione nell'intervallo temporale studiato. PARK & HERBERT (1987) proposero che i periodi di 95 e 123 ka dell'eccentricità breve potessero essere usati come strumento per ricavare con alta precisione il tasso di sedimentazione nella carota Piobbico. Indagini nelle altre porzioni della successione del Bacino Umbro-Marchigiano, infine, hanno mostrato risultati simili a quelli per le Marne a Fuocidi; la Scaglia Bianca, ad esempio, ha rivelato una ciclicità pressoché identica, ma meno sviluppata, tramite la quale è stato possibile stimare la durata del Cenomaniano (escluso il livello Bonarelli) in 5.8-6.2 Ma nelle sezioni Bottacione, Petrano, Contessa (SCHWARZACHER, 1994), contro i 6.6 Ma della scala geocronologica di HARLAND *et alii* (1989).

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO S. (2000) - *Applicazione dei criteri della stratigrafia sequenziale ai sistemi carbonatici neritici. Micro e biostratigrafia nel Cretacico inferiore dell'Appennino centro meridionale*. PhD Thesis Univ. Federico II di Napoli, pp. 136.
- ANDERSON R.Y. (1982) - *A long geoclimatic record from the Permian*. J. Geophys. Res., **87**: 7285-7290.
- ANDERSON R.Y. (1984) - *Orbital forcing of evaporite sedimentation*. In: BERGER A.L., IMBRIE J., HAYS J., KUKHLA G. & SALZMAN B. (Eds.). *Milankovitch and Climate*, Part 1. Reidel, 147-162.
- ARTHUR M.A. (1979) - *Origin of Upper Cretaceous multicolored claystones of the western Atlantic*. In: TUCHOLKE B.E., VOGT P.R., MURDMAA I.O., ROTHE P., HOUGHTON R.L., GALEHOUSE J.S., McNULTY C.L. JR., OKADA H., KENDRICK J.W., DEMARS K.R., McCAVE I.N. & KANEPS A. (Eds.). Initial Reports DSDP, **43**: 417-420.
- BERGER A. (1978) - *Long term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements*. Quat. Res., **9**: 139-167.
- BERGER A. (1988) - *Milankovitch theory and climate*. Rev. Geophys., **26**: 624-657.
- BERGER A. & LOUTRE M. (1994) - *Astronomical forcing through geological time*. In: Orbital forcing and cyclic sequences. DE BOER P.L. & SMITH D.G. (Eds.). International Association of Sedimentologists, Spec. Publ., **19**: 15-24.
- BERGER A., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALZMAN B. (Eds.) (1984) - *Milankovitch and Climate*, Part I.
- BERGER A., LOUTRE M.F. & DEHANT V. (1989) - *Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies*. Terra Nova, **1**: 474-479.
- BERGER A., LOUTRE M.F. & LASKAR J. (1992) - *Stability of the astronomical frequencies over the earth's history for paleoclimate studies*. Science, **255**: 560-566.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J. & VAN COUVERING J.A. (1985) - *Cenozoic geochronology*. Geol. Soc. Amer. Bull., **96**: 1407-1418.
- BRADLEY W.H. (1929) - *The varves and climate of the Green River epoch*. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., **158-E**: 87-110.
- BRESCIA M., D'ARGENIO B., FERRERI V., LONGO G., PELOSI N., RAMPONE S. & TAGLIAFERRI R. (1996) - *Neural Net Aided Detection of Astronomical Periodicities in Geologic Records*. Earth Planet. Sci. Lett., **139/12**: 33-45.
- BUONOCUNTO F.P., D'ARGENIO B., FERRERI V. & SANDULLI R. (1999) - *Orbital cyclostratigraphy and sequence stratigraphy of Upper Cretaceous platform carbonates at Monte Sant'Erasmo, Southern Apennines, Italy*. Cretaceous Research, **20** (1): 81-95.
- CLIFTON H.E. (1981) - *Progradational sequences in Miocene shoreline deposits, SE Caliente Range, California*. J. Sedim. Petrol., **51**: 165-184.
- COTILLON P. (1984) - *Tentative world-wide correlation of early Cretaceous strata by limestone-marl cyclicities in pelagic deposits*. Bull. Geol. Soc. Denmark, **33**: 91-102.
- COTILLON P. & RIO M. (1984) - *Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (central Atlantic) and in the Vocontian Basin (France)*. Initial Reports DSDP, **77**: 339-376.
- D'ARGENIO B., FERRERI V., AMODIO S. & PELOSI N. (1997) - *Hierarchy of high frequency orbital cycles and time calibration in Cretaceous carbonate platform strata*. Sedimentary Geology, **113**: 169-193.

- D'ARGENIO B., FERRERI V., RASPINI A., AMODIO S. & BUONOCUNTO F.P. (1999) - *Cyclostratigraphy of a carbonate platform as a tool for high-precision correlation*. In: *Basin dynamics and basin fill; models and constraints; Pt. I*. CLOETINGH S., D'ARGENIO B., CATALANO R., HORVATH F. & SASSI W. (Eds.). *Tectonophysics*, **315** (1-4): 357-384.
- D'ARGENIO B., FISCHER A.G., RICHTER G.M., LONGO G., PELOSI N., MOLISSO F. & DUARTE MORAIS M.L. (1998) - *Orbital cyclicity in the Eocene of Angola: visual and image-time-series analysis compared*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**: 147-161.
- DE BOER P.L. (1982) - *Cyclicity and the storage of organic matter in Middle Cretaceous pelagic sediments*. In: EINSELE G. & SEILACHER A. *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag. 456-475.
- DE BOER P.L. (1983) - *Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe: production and storage of organic matter, stable isotopes and astronomical influences*. *Geologica Ultraiectina*, **31**: pp.112.
- DE BOER P.L. & SMITH D.G. (Eds.) (1994) - *Orbital Forcing and Cyclic Sequences*. pp. 559.
- DE BOER P.L. & WONDERS A.A.H. (1981) - *Milankovitch parameters and bedding rhythms in Umbrian Middle Cretaceous pelagic sediments*. I.A.S. 2nd Eur. Meeting, Bologna. Abstr.: 10-13.
- DE BOER P.L. & WONDERS A.A.H. (1984) - *Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy)*. In: BERGER A.L., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALZMAN B. (Eds.) *Milankovitch and Climate*. Part 1. Reidel. 177-190.
- EMILIANI C. (1955) - *Pleistocene temperatures*. *J. Geol.*, **63**: 538-578.
- ERBA E. (1986) - *I nannofossili calcarei nell'Aptiano-Albiano (Cretaceo Inferiore): biostratigrafia, paleoceanografia e diagenesi degli Marne a Fucoidi del pozzo Piobbico (Marche)*. Ph.D thesis, Univ. Milano. pp. 313.
- ERBA E. (1996) - *The Aptian Stage*. *Bullettin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique Sci. Terre*, **66**: 31-43.
- FERRY S. & RUBINO J.L. (1987) - *La modulation du signal orbital dans les sédiments pélagiques*. *C.R. Acad. Sci. Paris t. 305*, ser. II: 477-482.
- FISCHER A.G. (1964) - *The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic*. *Kansas Geol. Survey Bull*, **169**: 107-149.
- FISCHER A.G. (1981) - *Climatic oscillations in the biosphere*. In: *Biotic crises in ecological and evolutionary time*. Acad. Press: 103-131.
- FISCHER A.G. (1986) - *Climatic rhythms recorded in strata*. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**: 351-376.
- FISCHER A.G. (1995) - *Cyclostratigraphy, Quo Vadis?* In: *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy*. House M.R. & Gale A.S. (Eds.) *Geological Society Spec. Publ.*, **85**: 199-204.
- FISCHER A.G., DE BOER P.L. & PREMOLI SILVA I. (1990) - *Cyclostratigraphy*. In: *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, GINSBURG R.N. & BEAUDOIN B. (Eds.): 139-172.
- GILBERT G.K. (1895) - *Sedimentary measurement of Cretaceous time*. *J. Geol.*, **3**: 121-127.
- GOLDHAMMER R.K., DUNN D.A. & HARDIE L.A. (1987) - *High-frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in Northern Italy*. *Am. J. Sci.* **287**: 853-892.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. & HUANG Z. (1995) - *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale*. In: BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.P. & HARDENBOL J. (Eds.) *Geochronology, Time scale and Global stratigraphic correlation*. *Spec. Publ. Soc. Sed. Geol.*, **54**: 95-126.
- GUDJONSSON L. (1987) - *Local and global effects on the Early Pliocene Mediterranean stable isotope records*. *Marine Micropaleontol.*, **12**: 241-253.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea-level since the Triassic*. *Science*, **237**: 1156-1167.
- HARDIE L.A., BOSELLINI A. & GOLDHAMMER R.K. (1986) - *Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, Northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 10⁴ year time scale*. *Paleoceanography*, **1**: 447-457.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1989) - *A Geological Time Scale*. Cambridge Univ. Press, pp. 223.
- HASSELMAN K. (1976) - *Stochastic climate models*. *Tellus*, **28**: 473-478.
- HAYS J.D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J. (1976) - *Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice ages*. *Science*, **194**: 1121-1132.
- HECKEL P.H. (1977) - *Black shale in Pennsylvania cyclothems*. *AAPG Bull.*, **61**: 1045-1068.
- HERBERT T.D. & FISCHER A.G. (1986) - *Milankovitch climatic origin of Mid-Cretaceous black shale rhythms in Central Italy*. *Nature*, **321**: 739-743.
- HERBERT T.D., PREMOLI SILVA I., ERBA E. & FISHER A. (1995) - *Orbital chronology of Cretaceous-Paleocene marine sediments*. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.P. & HARDENBOL J. (Eds.). *Spec. Publ. - SEPM*, **54**: 81-93.
- HERBERT T.D., STALLARD R.F. & FISCHER A.G. (1986) - *Anoxic events, productivity rhythms, and the orbital signature in a mid-Cretaceous deep-sea sequence from central Italy*. *Paleoceanography* **1**, 495-506.

- HILGEN F.J. (1987) - *Sedimentary cycles and high resolution chronostratigraphic correlations in the Mediterranean Pliocene*. *Newsl. Stratigr.*, **17**: 109-127.
- HILGEN F.J. (1991a) - *Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 226-244.
- HILGEN F.J. (1991b) - *Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene-Pliocene boundary*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**: 349-368.
- HILGEN, F.J. AND KRIJGSMAN, W. (1999) - *Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy)*. *Terra Nova*, **11**: 16-22.
- HILGEN F.J. & LANGEREIS C.G. (1989) - *Periodicities of CaCO₃ cycles in the Pliocene of Sicily: discrepancies with the quasi-periods of the Earth's orbital cycles?* *Terra Nova*, **1/5**: 409-415.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., LANGEREIS C.G., LORENS L.J., SANTARELLI A. & ZACHARIASSE W.J. (1995) - *Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **136**: 495-510.
- HILGEN F.J., KRIJGSMAN W., RAFFI I., TURCO E. & ZACHARIASSE W.J. (2000) - *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy)*. *Marine Micropaleontology*, **38** (3-4): 181-211.
- HOUSE M.R. (1985) - *A new approach to an absolute time scale from measurements of orbital cycles and sedimentary micro-rhythms*. *Nature*, **315**: 721-725.
- HOUSE M.R. (1995) - *Orbital forcing timescales: an introduction*. In: *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*. HOUSE M.R. & GALE A.S. (Eds.), Geological Soc. Spec. Publ., **85**: 1-18.
- HOUSE M.R. & GALE A.S. (Eds.) (1995) - *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*. Geological Soc. Spec. Publ., **85**. pp. 210.
- IMBRIE J., HAYS J., MARTINSON D.G., MCINTYRE A., MIX A.C., MORLEY J.J., PISIAS N.G., PRELL W.L. & SHACKLETON N.J. (1984) - *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d-18O record*. In: BERGER A.L. et alii, (Eds.) *Milankovitch and Climate*. Part 1. Reidel. 177-190.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 94, May 24 1999.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 97, July 10 2000: Appendix A.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 99, July 26 2001.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (ISSC) OF IUGS (1998) - Circular n. 100, January 25 2002.
- JACQUIN T., RUSCIADELLI G., AMEDRO F., DE GRACIANSKY P.C. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1998) - *The North Atlantic cycle: an overview of 2nd order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous Western Europe*. In: DE GRACIANSKY P.C., HARDENBOL J., JACQUIN T., VAIL P.R. & FARLEY M.B. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. SEMP Spec. Publ., **60**: 397-409.
- KEMPER E. (1987) - *Das Klima der Kreide-Zeit*. *Geol. Jb.* A96: 5-185.
- KRIJGSMAN W., HILGEN F.J., MARABINI S. & VAI G.B. (1999) - *New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the N Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy)*. *Mem. Soc. Geol.*, **54**: 25-33.
- KUTZBACH J.E. & OTTO-BLIESNER B.L. (1982) - *The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years BP in a low-resolution general circulation model*. *J. Atm. Sci.*, **39**: 1177-1188.
- LOURENS L.J., ANTONARAKOU A., HILGEN F.J., VAN HOOF A.A.M., VERGNAUD-GRAZZINI C. & ZACHARIASSE W.J. (1996) - *Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale*. *Paleoceanography*, **11**(4): 391-413.
- MILANKOVITCH M. (1941) - *Kanon der Erdbestrhlung unde seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. *Akad. Royale Serbe* 133, pp. 633.
- OLSON P.E. (1984) - *Periodicity of lake level cycles in the Late Triassic Lockatong Formation of the Newark Basin (Newark Supergroup, New Jersey and Pennsylvania)*. In: BERGER A.L., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. & SALZMAN B. (Eds.) *Milankovitch and Climate*. Part 1. Reidel. 129-146.
- OLSON P.E. (1986) - *A 40-million year lake record of Early Mesozoic orbital forcing*. *Science*, **234**: 842-848.
- PARK J. & HERBERT T.D. (1987) - *Hunting for paleoclimatic periodicities in a geologic time series with an uncertain time scale*. *J. Geophys. Res.*, **92/B13**: 14027-14040.
- PREMOLI SILVA, I., ERBA, E. & TORNAGHI M.E. (1989) - *Paleoenvironmental signals and changes in surface fertility in Mid-Cretaceous Corg-Rich pelagic facies of the Fucoïd Marls (Central Italy)*. *Geobios, Mém. Spéc.*, **11**: 225-236.
- PREMOLI SILVA I. (1990) - *La ciclicità nei sedimenti pre-pleistocenici come strumento di misurazione assoluta*. In: 75° Congresso Nazionale S.G.I.: *La Geologia italiana degli anni '90, riassunti, relazioni a invito*: 120-121.
- RIPEPE M. & FISCHER A. (1991) - *Stratigraphic rhythms synthesized from orbital variations*. In: *Sedimentary modeling; computer simulations and methods for improved parameter definition*. FRANSEEN E.K., WATNEY W.L., KENDALL C. & ROSS W. (Eds.), *Kansas Geol. Survey Bull.*, **233**: 335-344.
- 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.

- SANDER B. (1936) - Beiträge zur Kenntnis der Ablagerungsgefüge. Mineral. Petrogr. Mitt., **48**: 27-139.
- SANDULLI R. (1999) - *Studi microstratigrafici e correlazioni di elevata precisione nel Cretacico inferiore di piattaforma carbonatica. Montenegro e Sicilia*. PhD Thesis, Univ. Napoli, pp. 159.
- SCHWARZACHER W. (1947) - *Über die sedimentfäse Rhythik des Dachsteinkalkes von Lofer*. Verh. Geol. Bundesanstalt 1947, H. **10-12**: 175-188.
- SCHWARZACHER W. (1954) - *Die Grossrhythmik des Dachsteinkalkes von Lofer*. Tschermaks Mineral. Petrograph. Mitt., **4**: 44-54.
- SCHWARZACHER W. (1989) - *Milankovitch cycles and the measurements of time*. Terra Nova, **1**: 405-408.
- SCHWARZACHER W. (1994) - *Cyclostratigraphy of the Cenomanian in the Gubbio District, Italy; a field study*. In: Orbital forcing and cyclic sequences. DE BOER P.L. & SMITH D.G. (Eds.), Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentologists, **19**: 87-97.
- SCHWARZACHER W. & HAAS J. (1966) - *Comparative statistical analysis of some Hungarian and Austrian Upper Triassic peritidal carbonate sequences*. Acta Geol. Hungarica, **29**: 175-196.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.A. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. In: The late Cenozoic ice age. Transactions Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, **81** (4): 251-261.
- SHACKLETON N.J., CROWHURST S., HAGELBERG T., PISIAS N.G. & SCHNEIDER D.A. (1995) - *A new late Neogene time scale: application to leg 138 sites*. Proc. of the Ocean Drilling Program, Sci. Res., **138**: 73-91.
- SPROVIERI M., BELLANCA A., NERI R., MAZZOLA S., BONANNO A., PATTI B. & SORGENTE R. (1999) - *Astronomical calibration of late Miocene stratigraphic events and analysis of precessionally driven paleoceanographic changes in the Mediterranean Basin*. In: Cycles, events, sea levels in Messinian times. CITA M.B. & MCKENZIE J.A. (Eds.) Mem. Soc. Geol. Ital., **54**: 7-24.
- STRASSER A. (1988) - *Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains)*. Sedimentology, **35**: 369-383.
- STRASSER A., MOJON P.O. & DECONINCK J.F. (1988) - *Detailed sequence stratigraphy as a tool for correlation between Tethyan and boreal realm at the Jurassic/Cretaceous boundary*. In: SWENNEN Ü (Eds.) Abstract 9th IAS Reg. Meet. Leuven, Belgium.
- TORNAGHI M.E. (1984) - *Analisi delle ciclicità deposizionali degli Scisti a Fucoidi (Aptiano-Albiano) nella successione del pozzo Piobbico (Marche)*. Thesis, Univ. Milano, pp. 220.
- VAN HOUTEN F.B. (1962) - *Cyclic sedimentation and the origin of analcim-rich Upper Triassic Lockatong, west-central New Jersey and adjacent Pennsylvania*. Am. J. Sci., **260**: 561-576.
- VAN HOUTEN F.B. (1964) - *Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, Central New Jersey and adjacent Pennsylvania*. Kansas Geol. Survey Bull., **169**: 497-531.
- VAN TASSEL J. (1987) - *Upper Devonian Catskill delta margin cyclic sedimentation: Brallier, Scherr and Foreknobs Formations of Virginia and West Virginia*. Geol. Soc. Amer. Bull., **99**: 414-426.
- VAN WOERKOM A.J.J. (1953) - *The astronomical theory of climatic changes*. In: *Climatic change, evidence, Causes and Effects* (SHAPLEY H. Ed.), Harvard Univ. Press, Cambridge, MA: 147-157.
- WEEDON G.P. (1986) - *Hemipelagic shelf sedimentation and climatic cycles: the basal Jurassic (Blue Lias) of South Britain*. Earth Planet. Sci. Lett., **76**: 321-335.
- ZACHARIASSE W.J., ZUIDERVELD J., LANGEREIS C., HILGEN F. & VERHALLEN P. (1989) - *Early late Pliocene biochronology and surface water temperature variations in the Mediterranean*. Marine Micropaleontology, **14** (4): 339-355.
- ZUIDERVELD J., ZACHARIASSE W.J., VERHALLEN P. & HILGEN F. (1986) - *The age of the Miocene-Pliocene boundary*. Newsl. Stratigr., **16** (3): 169-181.

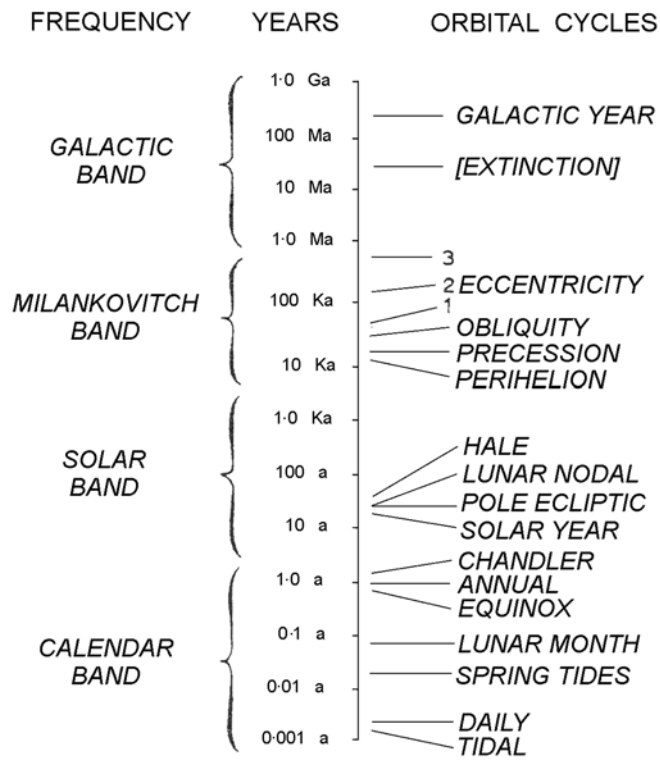


Fig. 1 - Schema logaritmico dei periodi orbitali che esercitano un'influenza sulla Terra (da HOUSE, 1995).

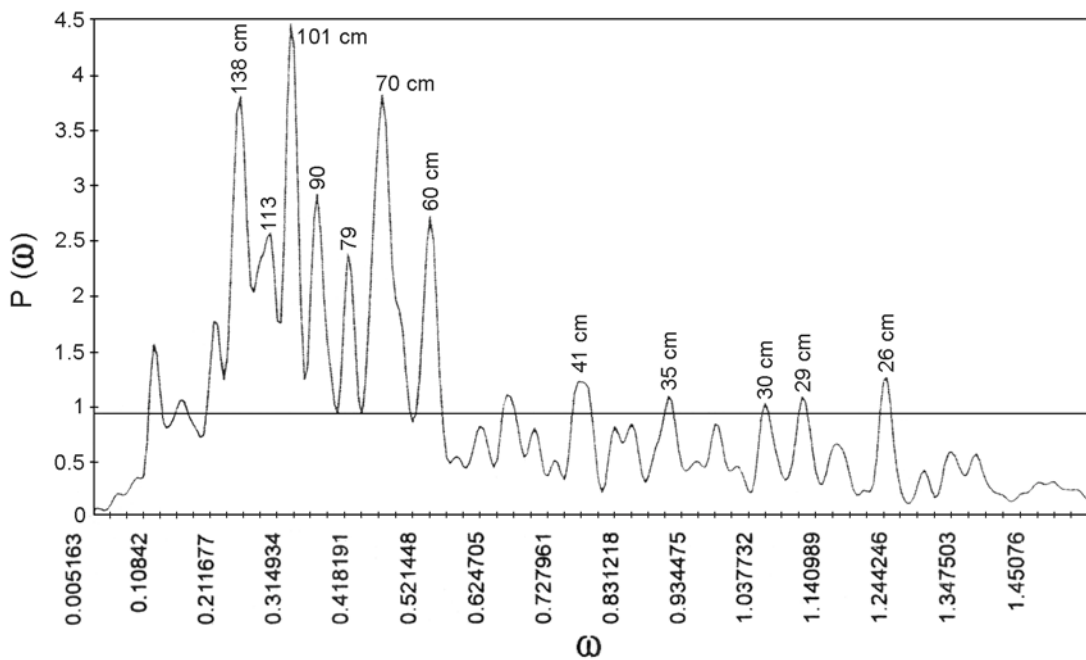


Fig. 2 - Spettro di potenza degli spessori significativi ottenuti dalle analisi di immagine della successione eocenica di Cabo de Sao Braz (D'ARGENIO *et alii*, 1998).

Tab. 1 - Tabella utilizzata da D'ARGENIO *et alii*, 1998, per calcolare la corrispondenza tra le frequenze spaziali derivanti dallo spettro di potenza degli spessori significativi della successione eocenica di Cabo de Sao Braz (Angola), qui estratti mediante analisi di immagine, e le frequenze temporali delle oscillazioni orbitali calcolate per l'Eocene da BERGER *et alii*, 1992. Il coefficiente di correlazione lineare tra i due gruppi di valori è molto elevato ($R=0.95$) e consente di associare tra loro i quozienti relativi agli spessori con quelli relativi al tempo (nelle tabelle evidenziate dai riquadri).

	164.5	138.3	112.7	101.4	89.5	79	69.9	60.2	41.1	35.2	30.2	28.7	25.7
165	1	1.193	1.464	1.627	1.843	2.089	2.360	2.741	4.015	4.688	5.463	5.749	6.420
138.3	0.841	1	1.227	1.364	1.543	1.751	1.979	2.297	3.365	3.929	4.579	4.819	5.381
112.7	0.685	0.815	1	1.111	1.259	1.427	1.612	1.872	2.742	3.202	3.732	3.927	4.385
101.4	0.616	0.733	0.900	1	1.133	1.284	1.450	1.684	2.467	2.881	3.358	3.533	3.945
89.5	0.544	0.647	0.794	0.883	1	1.133	1.280	1.488	2.178	2.543	2.964	3.118	3.482
79	0.480	0.571	0.701	0.779	0.883	1	1.130	1.312	1.922	2.244	2.616	2.753	3.074
69.9	0.425	0.505	0.620	0.689	0.781	0.885	1	1.161	1.701	1.986	2.315	2.436	2.720
60.2	0.366	0.435	0.534	0.593	0.673	0.762	0.861	1	1.465	1.710	1.993	2.098	2.342
41.1	0.250	0.297	0.365	0.405	0.459	0.520	0.558	0.683	1	1.168	1.361	1.432	1.599
35.2	0.214	0.255	0.312	0.347	0.393	0.446	0.504	0.585	0.856	1	1.166	1.226	1.270
30.2	0.184	0.218	0.268	0.297	0.337	0.382	0.432	0.502	0.738	0.858	1	1.052	1.175
28.7	0.174	0.208	0.255	0.283	0.321	0.363	0.411	0.477	0.698	0.815	0.950	1	1.117
25.7	0.000	0.186	0.228	0.253	0.287	0.325	0.368	0.427	0.625	0.730	0.851	0.895	1

	403800	128200	100000	95800	48750	38200	22200	18350	corr. fac
403800	1	3.150	4.038	4.215	8.283	10.571	18.189	22.005	
128200	0.317	1	1.282	1.338	2.630	3.356	5.827	6.987	0.65
100000	0.248	0.780	1	1.044	2.051	2.618	4.545	5.450	0.72
95800	0.237	0.747	0.958	1	1.965	2.508	4.315	5.220	0.95
48750	0.121	0.380	0.488	0.509	1	1.276	2.196	2.657	
38200	0.095	0.298	0.382	0.399	0.784	1	1.720	2.082	
22200	0.055	0.173	0.222	0.232	0.455	0.581	1	1.210	
18350	0.045	0.143	0.184	0.192	0.376	0.480	0.827	1	

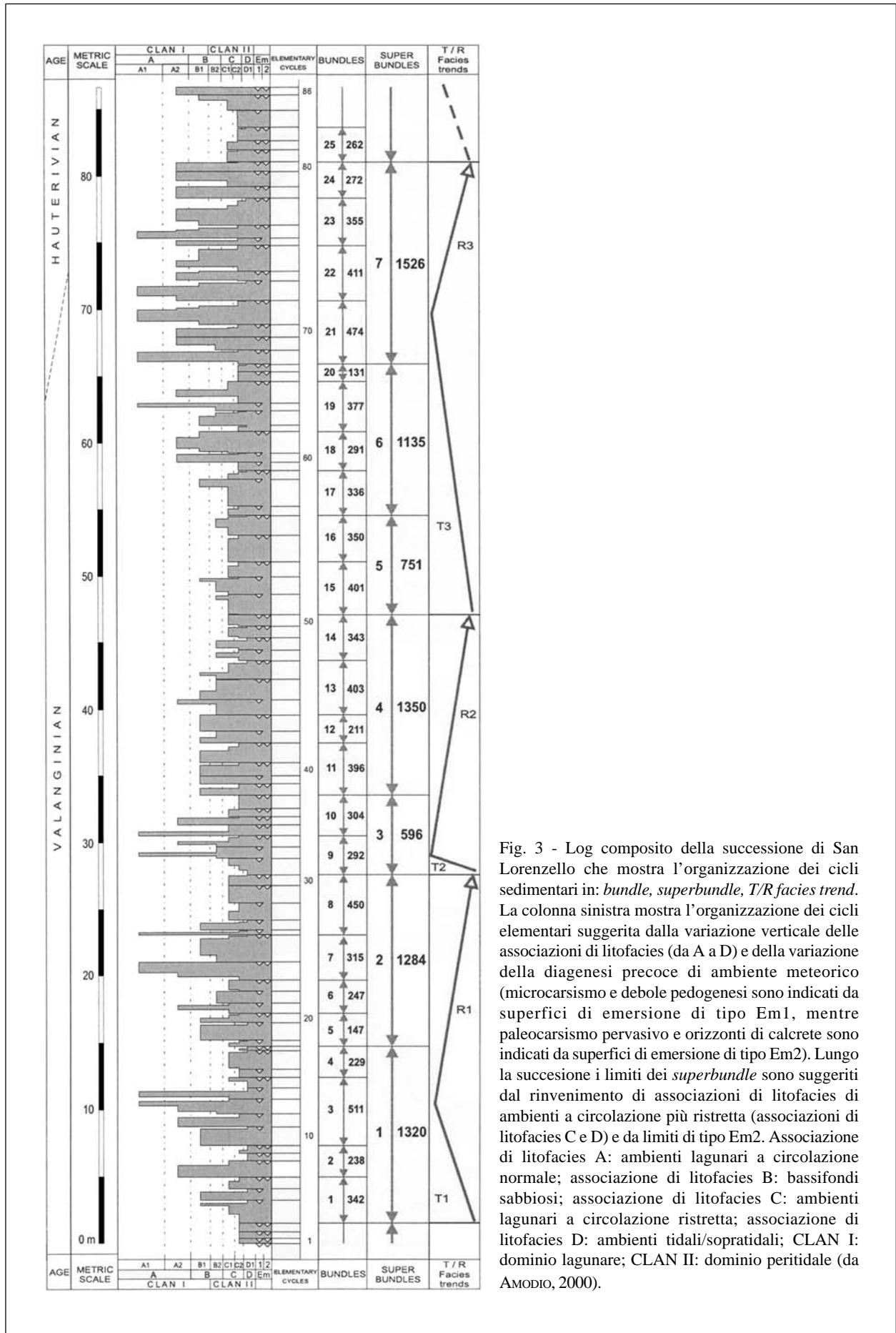


Fig. 3 - Log composito della successione di San Lorenzello che mostra l'organizzazione dei cicli sedimentari in: *bundle*, *superbundle*, *T/R facies trend*. La colonna sinistra mostra l'organizzazione dei cicli elementari suggerita dalla variazione verticale delle associazioni di litofacies (da A a D) e della variazione della diagenesi precoce di ambiente meteorico (microcarsismo e debole pedogenesi sono indicati da superfici di emersione di tipo Em1, mentre paleocarsismo pervasivo e orizzonti di calcrite sono indicati da superfici di emersione di tipo Em2). Lungo la successione i limiti dei *superbundle* sono suggeriti dal rinvenimento di associazioni di litofacies di ambienti a circolazione più ristretta (associazioni di litofacies C e D) e da limiti di tipo Em2. Associazione di litofacies A: ambienti lagunari a circolazione normale; associazione di litofacies B: bassifondi sabbiosi; associazione di litofacies C: ambienti lagunari a circolazione ristretta; associazione di litofacies D: ambienti tidali/sopratidali; CLAN I: dominio lagunare; CLAN II: dominio peritidale (da AMODIO, 2000).

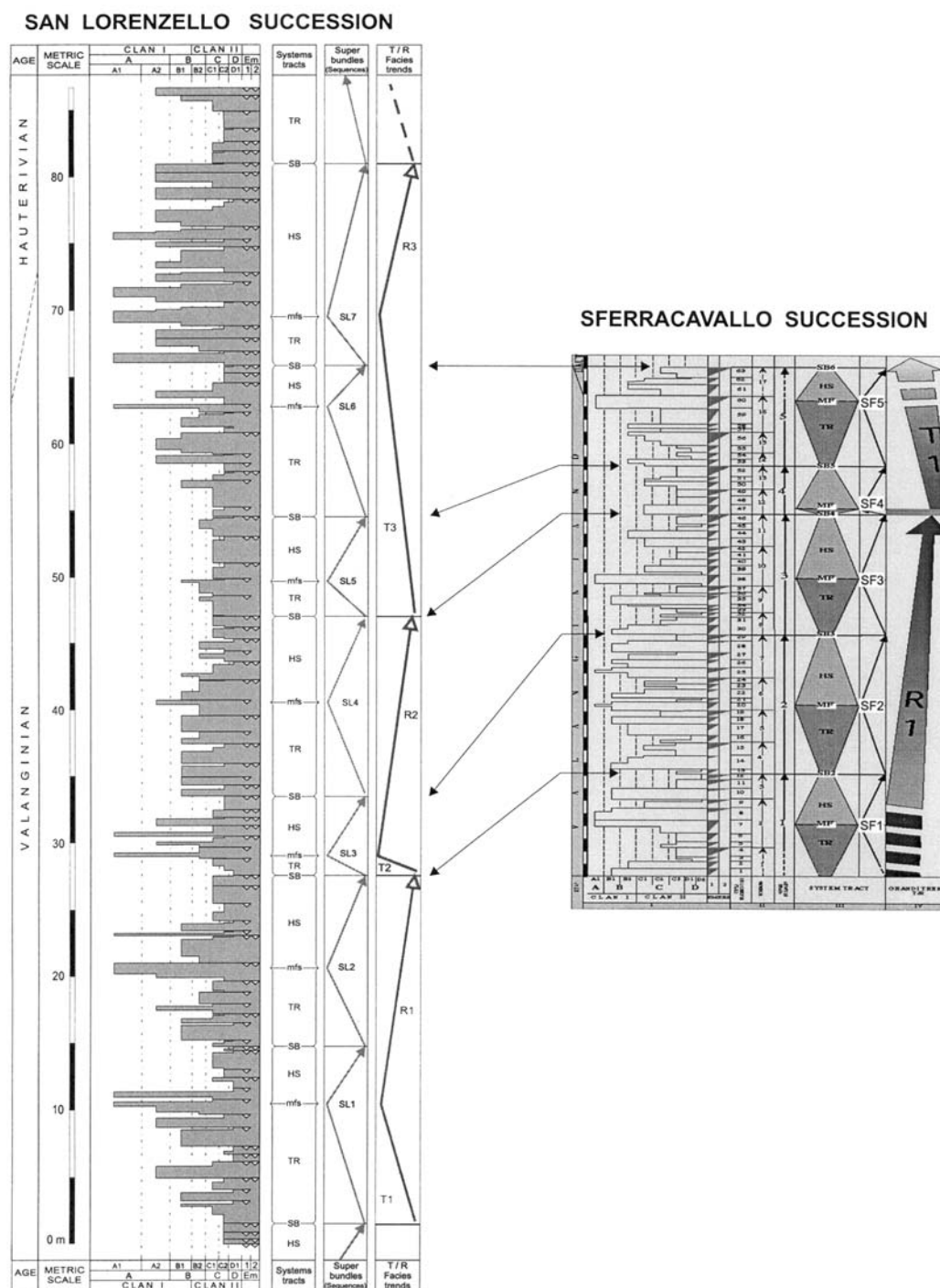


Fig. 4 - Correlazione litostratigrafica di elevata precisione a scala regionale tra la successione di San Lorenzo (Piattaforma Abruzzese-Campana Auct.) e quella di Sferracavallo (Piattaforma Panormide Auct.); essa si basa sull'interpretazione in chiave sequenziale dei *superbundle* (vedi fig. 3) ed usa quale *marker* biostratigrafico di riferimento il limite Valanginiano/Hauteriviano riconosciuto in entrambe le sezioni. TR e HS indicano rispettivamente il *transgressive* e l'*highstand systems tract* (apparato deposizionale trasgressivo e apparato deposizionale di stazionamento alto, rispettivamente); SB e mfs corrispondono invece alla *sequence boundary* (limite di sequenza) e alla *maximum flooding surface* (superficie di massima ingressione); infine T/R *facies trend* sta per *transgressive/regressive facies trend*. Gli intervalli correlati corrispondono ai *superbundle*: SL3-SL6 di San Lorenzo (in AMODIO, 2000) e SF2-SF5 di Sferracavallo (in SANDULLI, 1999) da AMODIO, 2000.

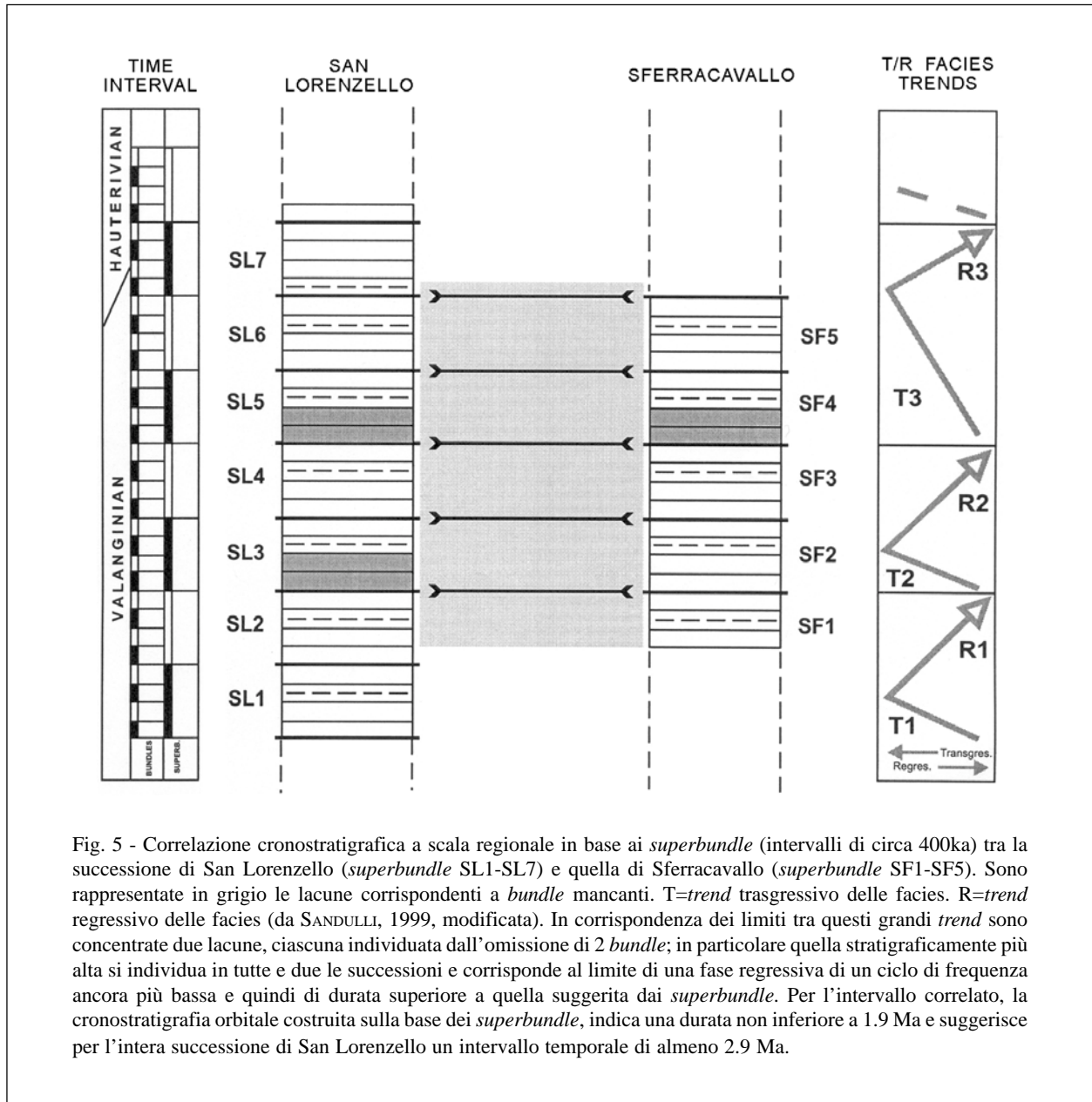


Fig. 5 - Correlazione cronostratigrafica a scala regionale in base ai *superbundle* (intervalli di circa 400ka) tra la successione di San Lorenzello (*superbundle* SL1-SL7) e quella di Sferracavallo (*superbundle* SF1-SF5). Sono rappresentate in grigio le lacune corrispondenti a *bundle* mancanti. T=*trend* trasgressivo delle facies. R=*trend* regressivo delle facies (da SANDULLI, 1999, modificata). In corrispondenza dei limiti tra questi grandi *trend* sono concentrate due lacune, ciascuna individuata dall'omissione di 2 *bundle*; in particolare quella stratigraficamente più alta si individua in tutte e due le successioni e corrisponde al limite di una fase regressiva di un ciclo di frequenza ancora più bassa e quindi di durata superiore a quella suggerita dai *superbundle*. Per l'intervallo correlato, la cronostratigrafia orbitale costruita sulla base dei *superbundle*, indica una durata non inferiore a 1.9 Ma e suggerisce per l'intera successione di San Lorenzello un intervallo temporale di almeno 2.9 Ma.

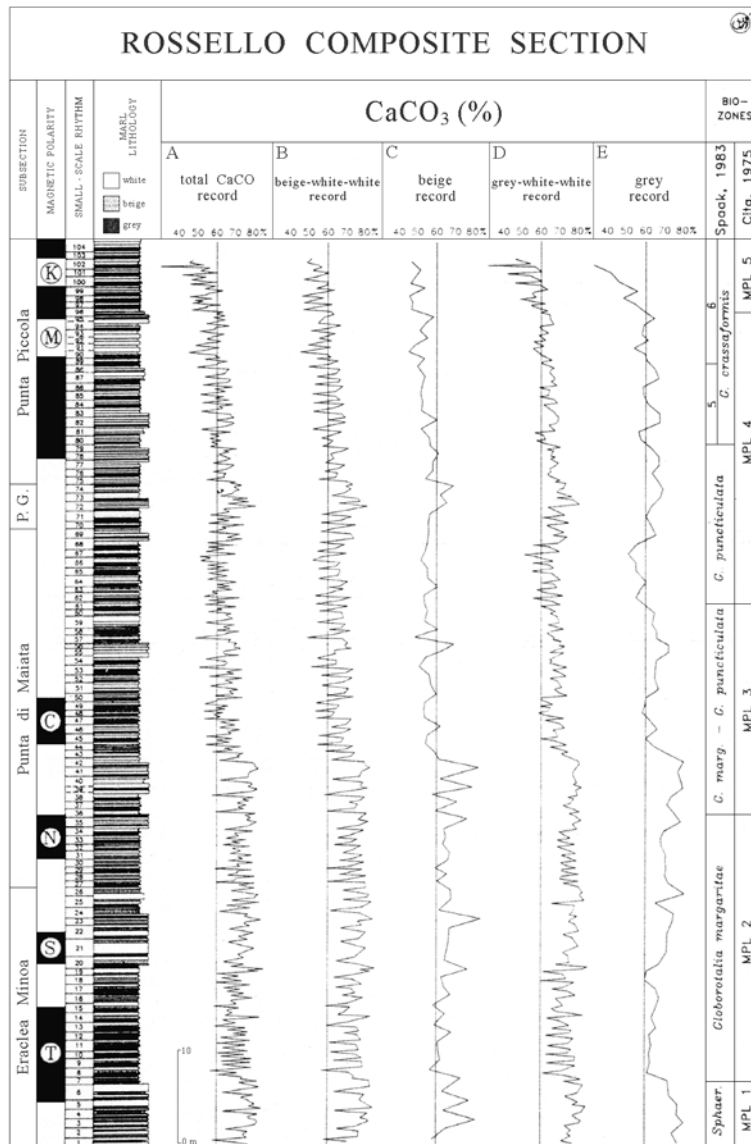


Fig. 6 - La sezione di Capo Rossello. a) CaCO₃ totale; b) CaCO₃ totale, ma senza i valori relativi ai livelli grigi; c) CaCO₃ relativo ai livelli beige; d) CaCO₃ totale, ma senza i valori relativi ai livelli beige; e) CaCO₃ relativo ai livelli grigi (da HILGEN & LANGEREIS, 1989).

SEDIMENTARY CYCLES	PRECESSION			OBLIQUITY	ECCENTRICITY		
	QUASI - PERIODS	QUASI - PERIODS	AVERAGE		QUASI - PERIODS	QUASI - PERIODS	QUASI - PERIODS
ORBITAL CYCLES	19	23	21.7	41	95	123	413
CaCO ₃ CYCLES	15.5 (81.6%)	18.5 (80.4%)	—	+ 35.0 (85.3%)	—	—	335 (81.1%)
MARL RHYTHMS (colour cycles)	—	—	18.0 / 19.0 (82.8% / 87.6%)	—	—	—	334 (80.9%)

Fig. 7 - Comparazione tra le periodicità riscontrate nei cicli di CaCO₃, nei cicli di colore e nei ritmi marnosi. In parentesi sono mostrate le percentuali di corrispondenza con i quasi-periodi orbitali (da HILGEN & LANGEREIS, 1989).

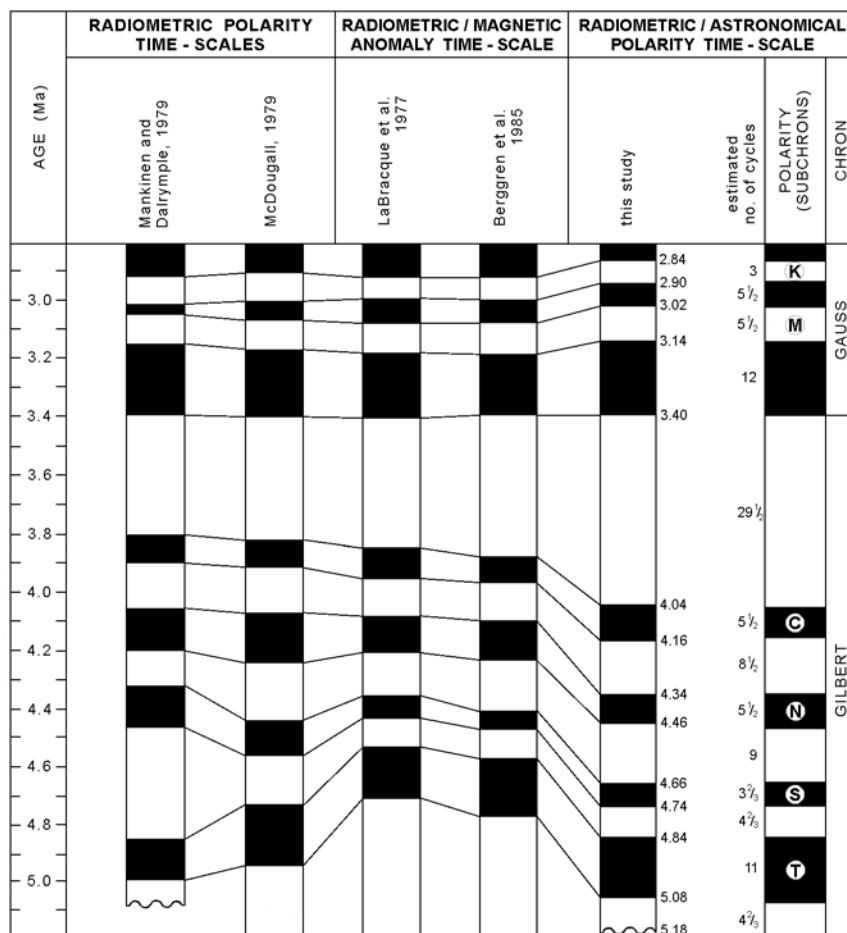


Fig. 8 - Scala delle polarità magnetiche proposta da HILGEN & LANGERIS, 1989 per la maggior parte dei Croni Gilbert e Gauss. È utilizzato il massimo numero dei cicli: la scarsa risultante è confrontata con altre scale di polarità magnetica (da HILGEN & LANGERIS, 1989).

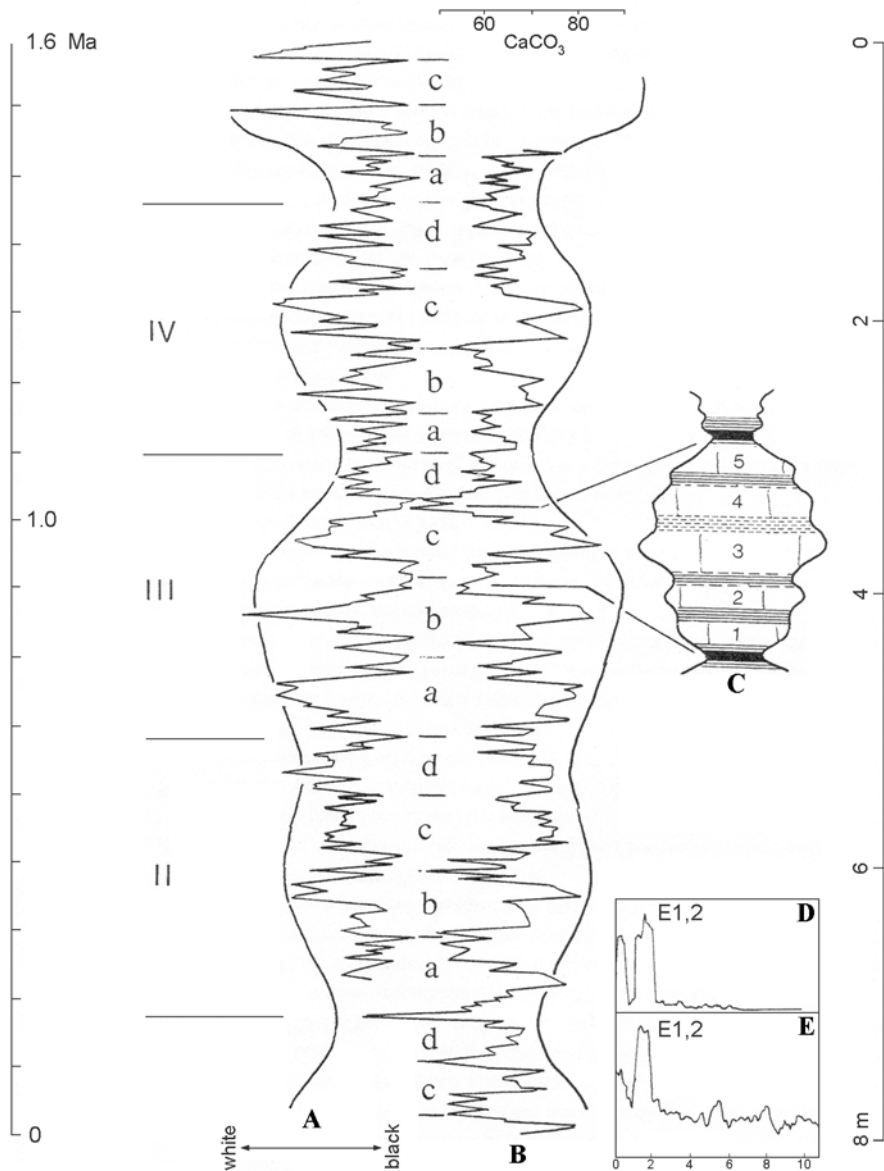


Fig. 9 - Segmento Amadeus della carota Piobbico. **A)** Variazione del colore misurata col microdensimetro; **B)** Variazione nel contenuto in CaCO₃; **C)** Ingrandimento di un segmento di 100 ka che mostra la sottostruttura a 5 cicli di precessione; **D)** Analisi di Fourier dell'indice di precessione; **E)** Analisi di Fourier della curva del CaCO₃; II,III,IV) Cicli di 400 ka; a,b,c,d) cicli di 100 ka; 2,3,4,5) Cicli di 20 ka (da FISCHER *et alii*, 1991).