

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**LA RISPOSTA DEI NANNOFOSSILI CALCAREI AL
MIDDLE EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (MECO):
DATI DALLA KUMA FORMATION
(BELAYA RIVER, RUSSIA)**

*The response of calcareous nannofossils to the
Middle Eocene Climatic Optimum (MECO):
clues from the Kuma Formation (Belaya River, Russia)*

Relatore: Prof.ssa Claudia Agnini
Correlatore: Dott.ssa Carlotta Cappelli

Laureando: Guido Gallina

ANNO ACCADEMICO 2018 / 2019

ABSTRACT

In this Master thesis, the biostratigraphic and paleoecological analysis of the Belaya River section, an on-land Eocene succession, belonging to the *Kuma Formation*, an outcropping along the Belaya River (south-west Russia) is presented. This study is based on calcareous nannofossil assemblages.

The studied succession documents a portion of the middle Eocene. The results allowed to biostratigraphically frame the section and analyze the response of calcareous nannofossils assemblages to the *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO), a prominent global warming event, occurred during the middle Eocene.

The biostratigraphic analysis carried out on the calcareous nannofossil assemblages allowed to date the succession, based on its paleontological content, using appearance and disappearance events. To this aim, the standard biozonations of Martini (1971) and Okada & Bukry (1980) have been applied. Furthermore, to improve the biostratigraphic resolution obtained using the traditional biozones, two additional bioschemes have been integrated (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014). According to the traditional biozonations, the analyzed section belongs to Zone NP16 (Martini, 1971), or Subzone CP14a (Okada & Bukry, 1980). Following Agnini *et al.* (2014), the succession extends between Zone CNE13 and Zone CNE15. Finally, according to Fornaciari *et al.* (2010), the section comprises an interval between Subzone MNP16A and Subzone MNP17A. However, due to the coincidence/inversion of some biohorizons, a complete application of this biozonation was not possible.

An age model has been derived, based on GTS (2012), which provides an age of 42.62 Ma for the base of the section and of 39.67 Ma for the top, and a total duration of 2.95 Myr.

From the chronostratigraphic point of view, the succession spans from the Lutetian to the Bartonian (middle Eocene). The age-depth graph has evidenced for three sedimentation rates along the studied section: 10.3 m/Myr for the lower part of the succession, 5.1 m/Myr for a short interval in the middle part, and 42.1 m/Myr for the upper part.

Biostratigraphic and biochronological data have been integrated with oxygen and carbon isotopic curves ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) data as well as with the bulk carbonate content (%). Consistent with the literature (Bohaty & Zachos, 2003; Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008), the $\delta^{18}\text{O}$ curve displays a lightening during the the MECO, while the $\delta^{13}\text{C}$ curve is characterized by changes related to perturbation in the carbon cycle (Dickens *et al.*, 1995); the carbonate content profile is consistent with a progressive increase in productivity.

Finally, the paleoecological analysis indicates that temperature and trophic conditions are the two main factors affecting the changes observed in the calcareous nannofossil assemblages. In particular, the carbonate content, the changes the relative abundances of taxa and the interpretation of the *Principal Component Analysis* harmonize perfectly with a gradual trend toward more eutrophic conditions, with a paroxysmal phase coinciding with the acme phase of the MECO.

Therefore, despite the lack of chronological constraints based on magnetostratigraphic or cyclostratigraphic data, the use of biochronological data has allowed to classify more precisely the section. Moreover, the paleoecological analysis allowed to observe the response of the calcareous nannofossils assemblages to the *Middle Eocene Climatic Optimum*.

INDICE

RIASSUNTO	1
1. INTRODUZIONE E SCOPI	3
1.1. INTRODUZIONE	3
1.2. EVOLUZIONE PALEOCLIMATICA DURANTE IL PALEOGENE	3
1.2.1. <i>Gli isotopi stabili: Ossigeno e Carbonio</i>	4
1.2.2. <i>Paleotemperature e ricostruzione paleoclimatica del Paleogene</i>	6
1.3. IL CICLO DEL CARBONIO	12
1.4. IL <i>MIDDLE EOCENE CLIMATIC OPTIMUM</i> (MECO)	15
1.4.1. <i>Dati isotopici per il MECO</i>	15
1.4.2. <i>L'età del MECO</i>	19
1.4.3. <i>Relazione tra cambiamenti nel ciclo del carbonio, acidificazione degli oceani e aumento di temperatura durante il MECO</i>	22
1.5. SCOPI	27
2. MATERIALI E METODI	29
2.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO: LA SEZIONE DEL BELAYA RIVER	29
2.2. LITOSTRATIGRAFIA	35
2.2.1. <i>La Kuma Formation</i>	35
2.2.2. <i>Il Kuma Basin</i>	37
2.2.3. <i>Il carbonio organico nella Kuma Formation</i>	38
2.3. IL MATERIALE STUDIATO	39
2.4. METODI	42
2.4.1. <i>Preparazione delle smear slides e conteggi</i>	42
2.4.2. <i>Analisi isotopiche (C e O) e contenuto di CaCO₃</i>	45
3. INTRODUZIONE ALLA BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI E ALLA BIOCRONOLOGIA	51
3.1. I BIORIZZONTI	51
3.1.1. <i>Definizione e affidabilità di un biorizzonte</i>	51
3.1.2. <i>I biorizzonti utilizzati</i>	53
3.2. I NANNOFOSSILI CALCAREI	54
3.2.1. <i>Definizione e preservazione</i>	54
3.2.2. <i>Biologia ed ecologia</i>	54
3.2.3. <i>Record geologico del nannoplancton calcareo</i>	58
3.3. BIOZONATURE A NANNOFOSSILI CALCAREI DELL'EOCENE MEDIO	59

3.4. CENNI DI BIOCRONOLOGIA	63
4. RISULTATI E DISCUSSIONE	65
4.1. CARATTERISTICHE GENERALI DELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI PRESENTI NELLA SEZIONE DI BELAYA RIVER (<i>KUMA FORMATION</i> , RUSSIA)	65
4.2. ANALISI PALEOECOLOGICA	68
4.3. BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI NELLA SUCCESSIONE DI BELAYA RIVER (<i>KUMA FORMATION</i> , RUSSIA)	71
4.3.1. <i>I biorizzonti delle biozonature standard</i>	71
4.3.2. <i>I biorizzonti addizionali</i>	73
4.3.3. <i>Classificazione biostratigrafica della sezione di Belaya River</i>	82
4.3.4. <i>Age Model per la sezione di Belaya River (Kuma Formation, Russia)</i>	82
4.4. I CAMBIAMENTI OSSERVATI NEL GENERE <i>SPHENOLITHUS</i> LUNGO LA SEZIONE DI BELAYA RIVER (<i>KUMA FORMATION</i> , RUSSIA)	86
4.5. ANALISI ISOTOPICHE E CONTENUTO IN CaCO ₃	88
5. CONCLUSIONI	93
BIBLIOGRAFIA	95
SITOGRAFIA	108
TAVOLA I	109
TAVOLA II	110
TAVOLA III	111
A1. LISTA TASSONOMICA	I
A2. SCHEDE CONTEGGI	V
A3. DATI ISOTOPICI E CONTENUTO DI CaCO ₃	XXXVII
A4. GRAFICI RELATIVI AL CONTEGGIO SU 300 ESEMPLARI	XXXIX

RIASSUNTO

In questa tesi viene presentata l'analisi biostratigrafica e paleoecologica della successione *on-land* eocenica della *Kuma Formation*, affiorante lungo il fiume Belaya, nella Russia sud-occidentale. Le analisi eseguite si basano sullo studio delle associazioni a nannofossili calcarei e sulla loro interpretazione.

La successione studiata documenta una porzione dell'Eocene medio. Le analisi hanno infatti permesso di inquadrare la sezione dal punto di vista biostratigrafico e di analizzare la risposta delle associazioni a nannofossili calcarei ad un importante evento climatico: il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO), un particolare evento di riscaldamento globale avvenuto, per l'appunto, durante l'Eocene medio.

L'analisi biostratigrafica effettuata sulle associazioni a nannofossili calcarei ha permesso di datare la successione in modo relativo, in base al contenuto paleontologico, utilizzando eventi di comparsa e scomparsa. In tal senso, sono state utilizzate le biozonature standard di Martini (1971) e di Okada & Bukry (1980). Inoltre, per migliorare la risoluzione biostratigrafica, le biozonature tradizionali sono state integrate con quelle addizionali (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014). Secondo le biozonature tradizionali, la sezione analizzata appartiene alla Zona NP16 (Martini, 1971), oppure alla Subzona CP14a (Okada & Bukry, 1980). Secondo la biozonatura di Agnini *et al.* (2014), la successione può essere inquadrata tra la Zona CNE13 alla Zona CNE15. Infine, secondo la biozonatura di Fornaciari *et al.* (2010), la sezione copre un intervallo compreso tra la Subzona MNP16A e la Subzona MNP17A. Tuttavia, a causa della coincidenza di alcuni biorizzonti non è possibile un'applicazione integrale di questa biozonatura.

È stato inoltre ricavato un modello di età (*age model*), basato sulla GTS (2012), che fornisce un'età di 42.62 Ma per la base della sezione e di 39.67 Ma per il top, e una durata complessiva di 2.95 Ma. Dal punto di vista cronostratigrafico, la successione si estende quindi dal Luteziano al Bartoniano (Eocene medio). Il grafico *age-depth* ha evidenziato tre tassi di sedimentazione lungo la successione:

10.3 m/Ma nella parte bassa della successione, 5.1 m/Ma per un brevissimo intervallo del tratto intermedio e, infine, 42.1 m/Ma per la parte alta.

I dati biostratigrafici e biocronologici sono stati integrati con l'analisi delle curve isotopiche di ossigeno e carbonio ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e con il contenuto di carbonato (%) presente nella roccia totale (*bulk*). Consistentemente con i dati di letteratura (Bohaty & Zachos, 2003; Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008), la curva del $\delta^{18}\text{O}$ registra un alleggerimento durante la fase di riscaldamento del MECO, la curva del $\delta^{13}\text{C}$ registra dei valori oscillanti imputabili a delle variazioni nel ciclo del carbonio (Dickens *et al.*, 1995), mentre la curva del contenuto in carbonato sembra consistente con un modello che preveda un aumento progressivo della produttività.

Infine, l'analisi paleoecologica ha evidenziato come la temperatura e le condizioni trofiche siano i due fattori che maggiormente controllano le variazioni nell'associazione. In particolare, in accordo con le curve del contenuto di carbonato, le variazioni nelle abbondanze relative delle associazioni e l'interpretazione dell'analisi delle componenti principali si armonizzano perfettamente con uno scenario di graduale eutrofizzazione, con una fase parossistica coincidente con la fase di acme del MECO.

In definitiva, quindi, nonostante la mancanza di vincoli cronologici basati su dati magnetostratigrafici o ciclostratigrafici, l'applicazione di dati biocronologici ha permesso un preciso inquadramento della successione. Inoltre, l'analisi paleoecologica ha permesso di osservare la risposta delle associazioni a nannofossili calcarei al *Middle Eocene Climatic Optimum*.

1. INTRODUZIONE E SCOPI

1.1. INTRODUZIONE

Il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) è un importante evento climatico avvenuto ca. 40 Ma fa, e caratterizzato da una fase ipertermale inserita in un contesto più generale di raffreddamento climatico. La storia climatica terrestre è caratterizzata da molte fasi di riscaldamento all'interno di contesti più generali di raffreddamento, e viceversa. Uno studio approfondito di questi particolari eventi ipertermali permette di analizzare nel dettaglio come agiscono i diversi processi climatici, il loro *timing* e le loro interazioni. Un modello di età preciso e accurato permette inoltre di analizzare la risposta biotica e i processi che regolano questi particolari eventi climatici e, in un'ottica più generale, di poter creare un modello climatico che permetta di capire come cambia il ciclo del carbonio durante questi particolari eventi e con quali tempistiche. È quindi importante avere degli *age models* precisi che permettano di studiare e analizzare le risposte dei diversi fattori climatici a questi particolari eventi.

1.2. EVOLUZIONE PALEOCLIMATICA DURANTE IL PALEOGENE

Il Paleogene è un periodo della storia della Terra compreso fra circa 66 Ma (limite Cretaceo – Paleocene) e 23 Ma (limite Oligocene-Miocene), e rappresenta un periodo peculiare dal punto paleoclimatico.

Il dataset degli isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) misurati in più di 40 siti DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) e ODP (*Ocean Drilling Program*) (Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008) ha permesso di comprendere l'andamento delle temperature e la variazione dell'estensione delle calotte polari negli ultimi 66 milioni di anni. Di notevole importanza è anche, per lo stesso arco temporale, il segnale fornito dalla curva del $\delta^{13}\text{C}$: questo dato documenta l'evoluzione del ciclo del carbonio nel corso del Cenozoico.

1.2.1. Gli isotopi stabili: Ossigeno e Carbonio

Due elementi si dicono isotopi quando hanno lo stesso numero di elettroni e protoni ma un diverso numero di neutroni. Gli isotopi, inoltre, si dicono stabili se non decadono, e quindi se rimangono invariati nel tempo. In prima approssimazione, gli isotopi stabili hanno un rapporto tra numero di neutroni e numero di protoni compreso fra 1 e 1.5.

Gli isotopi stabili sono degli strumenti utili per identificare processi fisico-chimici e per caratterizzare sorgenti con delle specifiche caratteristiche isotopiche. Misurare l'abbondanza relativa di un isotopo significa, infatti, misurare le varie abbondanze di tutti gli isotopi di un determinato elemento, espresse in percentuali. L'abbondanza di ogni isotopo di un determinato elemento sarà quindi data dal rapporto fra il numero di atomi di un certo isotopo e il numero totale di tutti gli isotopi di quell'elemento. Normalmente, l'isotopo più leggero fra tutti è anche il più abbondante.

Quindi, due isotopi dello stesso elemento avranno una stessa configurazione elettronica (ovvero lo stesso numero di protoni ed elettroni), ma una diversa massa (data proprio dal diverso numero di neutroni presenti nel nucleo). Se una stessa configurazione elettronica fra isotopi garantisce le stesse proprietà chimiche, una differenza in massa determina delle diverse proprietà fisiche. Delle differenze nelle proprietà fisiche causeranno dei cambiamenti nelle proporzioni relative di differenti isotopi di uno stesso elemento nei vari composti. Questi diversi comportamenti prendono il nome di frazionamento isotopico. Il frazionamento isotopico è quindi la partizione degli isotopi di uno stesso elemento chimico tra due sostanze diverse o tra due fasi diverse della stessa sostanza.

Il frazionamento isotopico è misurabile, ma molti dei modi per misurarlo sono quantificazioni relative e adimensionali. Un primo modo per determinare il grado di frazionamento isotopico di una certa sostanza è quello di calcolare il rapporto isotopico. Il rapporto isotopico (R) è il rapporto fra il numero di atomi dell'isotopo raro (pesante) aX e il numero di atomi di quello più abbondante (leggero) bX di uno stesso elemento X in una sostanza o in una fase ϕ della stessa

sostanza. Si parla quindi di abbondanza relativa di due isotopi aX e bX di uno stesso elemento X :

$$R\left(\frac{{}^aX}{{}^bX}\right)_\phi = \frac{N({}^aX)_\phi}{N({}^bX)_\phi}$$

La separazione degli isotopi tra fasi diverse o il frazionamento durante un processo fisico-chimico comporta delle variazioni nell'abbondanza naturale degli isotopi stabili, espresse come differenze nel rapporto isotopico. Poiché l'isotopo più leggero è spesso molto più comune di quello più pesante, il rapporto isotopico R sarà sempre molto più piccolo di 1.

Il rapporto isotopico non è però molto pratico, perché in natura le variazioni isotopiche sono piccole, e con numeri già di per sé molto bassi, come avviene per R , si farebbero fatica ad individuare. Per identificare delle variazioni in modo più preciso e semplice viene di solito usata la notazione delta (δ). La notazione delta è la differenza nella composizione isotopica di un campione relativa ad uno standard di riferimento. Per un dato elemento X avente due isotopi aX e bX , dove aX è l'isotopo più pesante, la notazione delta è definita come:

$$\delta^a X = \frac{\left(\frac{{}^aX}{{}^bX}\right)_{sample} - \left(\frac{{}^aX}{{}^bX}\right)_{standard}}{\left(\frac{{}^aX}{{}^bX}\right)_{standard}} * 10^3 (\text{‰})$$

da cui:

$$\delta^a X = \left(\frac{\left(\frac{{}^aX}{{}^bX}\right)_{sample}}{\left(\frac{{}^aX}{{}^bX}\right)_{standard}} - 1 \right) * 10^3 (\text{‰})$$

La differenza nella composizione isotopica di un campione (*sample*) relativa ad uno standard di riferimento è normalmente espressa in ‰.

Inoltre, l'utilizzo di uno standard nel calcolo della notazione δ garantisce la possibilità di confrontare dati prodotti da laboratori diversi, fatto questo di fondamentale importanza, per comprendere la dinamica dei processi paleoceanografici investigati.

Per $\delta^{18}\text{O}$, quindi, si intende il rapporto fra l'isotopo pesante dell'ossigeno (^{18}O) e l'isotopo leggero dello stesso (^{16}O), normalizzato rispetto al rapporto di uno standard di valore noto, come mostrato nella seguente formula:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) * 10^3 (\text{‰})$$

Un discorso del tutto analogo è valido anche per gli isotopi del carbonio, per cui il $\delta^{13}\text{C}$ sarà espresso come:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard}}} - 1 \right) * 10^3 (\text{‰})$$

1.2.2. Paleotemperature e ricostruzione paleoclimatica del Paleogene

Le prime ipotesi che suggerivano che le paleotemperature potessero essere calcolate e ricavate dai rapporti isotopici presenti nei gusci di alcuni organismi (e.g., foraminiferi) furono proposte da Harold Urey negli anni '40. Studiando infatti il processo di frazionamento isotopico e considerando le differenze nell'energia vibrazionale tra l'isotopo pesante ^{18}O e quello leggero ^{16}O , egli intuì che il valore del rapporto tra ^{18}O e ^{16}O nella CaCO_3 (ad esempio nei gusci) dipendesse dalla temperatura dell'acqua nella quale la calcite precipita. Quindi, la

temperatura influenza i rapporti isotopici dell'ossigeno, che possono quindi essere usati come paleotermometri.

Un'equazione polinomiale delle paleotemperature venne presentata per la prima volta da Epstein *et al.* (1951). Questa relazione dimostra che, a parità di valori di $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$, la temperatura è minore quando il $\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}$ (misurato) è maggiore. Si ha infatti che:

$$T = 16.5 - 4.3(\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}) + 0.14(\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}})^2$$

dove T = temperatura; $\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}$ = valore isotopico misurato nel campione; $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ = valore isotopico nell'acqua.

Nel corso degli anni, basandosi su nuovi dati sperimentali, quest'equazione venne via via modificata, migliorata ed affinata, ma il dato fondamentale, cioè il comportamento del $\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}}$ al variare della paleotemperatura, non è cambiato.

Questo processo di frazionamento, però, non è influenzato solo dalla temperatura, ma è fortemente governato anche dall'effetto glaciale. Infatti, se durante un periodo glaciale gli isotopi più leggeri (^{16}O) rimangono intrappolati nelle calotte polari, allora ne consegue che l'acqua oceanica risulterà arricchita degli isotopi più pesanti (^{18}O). In altre parole, questo fenomeno indica che, in presenza di calotte glaciali, il $\delta^{18}\text{O}$ delle acque marine è più arricchito in ^{18}O , e quindi avrà valori più alti, mentre nei periodi interglaciali le acque marine risulteranno impoverite in ^{18}O , e quindi il $\delta^{18}\text{O}$ presenterà valori minori (Ruddiman, 2007). È importante sottolineare che si considerano impoverimenti ed arricchimenti relativi, non assoluti.

Ciò premesso, si comprende come i valori dalla curva isotopica del $\delta^{18}\text{O}$ possano venire interpretati in modo diverso: in assenza di calotte polari, il segnale restituito dalla curva è un indicatore di paleotemperature; invece, in presenza di calotte polari, il dato della curva isotopica del $\delta^{18}\text{O}$ costituirà un proxy per l'evoluzione delle calotte polari. Nello specifico, *icehouse* definisce una fase con presenza di calotte ai poli, invece *greenhouse* rappresenta una fase di assenza di calotte.

Nel caso in esame, Paleocene ed Eocene (66-34 Ma) corrispondono complessivamente ad una fase di *greenhouse*, senza calotte glaciali, e quindi i valori di $\delta^{18}\text{O}$ possono essere utilizzati per interpretare le variazioni di temperatura nel tempo. Non avendo da considerare l'effetto glaciale, infatti, in questo caso il $\delta^{18}\text{O}$ può essere utilizzato come un paleotermometro (Ruddiman, 2007).

I lavori di Zachos *et al.* (2001, 2008) considerano le variazioni del $\delta^{18}\text{O}$ durante il Cenozoico, e rilevano la presenza di cambiamenti sia nel lungo termine che nel breve termine. In particolare, i cambiamenti a lungo termine indicano una lunga fase calda che comincia dal Cretaceo e che culmina nell'Eocene inferiore, a ca. 50 Ma. Questo trend è seguito da un graduale appesantimento del $\delta^{18}\text{O}$ (*doubthouse*) che rappresenta il passaggio da condizioni *greenhouse*, con assenza di calotte permanenti ai poli, a condizioni *icehouse*, il cui inizio coincide con il limite Eocene-Oligocene (ca. 34 Ma) e documenta l'instaurarsi della calotta antartica. Questo trend a lungo termine, fra 66 e 34 Ma non è unidirezionale, ma è caratterizzato da brevi e improvvise interruzioni chiamate "ipertermali" (Thomas & Zachos, 2000) (Figure 1.1 e 1.2).

Questi eventi di riscaldamento sembrano essere governati dal forcing astronomico, e quindi da parametri astronomici che vedono delle variazioni nelle posizioni relative, e quindi nella distanza, di Terra e Sole, con conseguenti variazioni in termini di insolazione (Lourens *et al.*, 2005). In corrispondenza di questi eventi di riscaldamento si possono osservare delle escursioni negative del $\delta^{18}\text{O}$ (aumento di temperatura) e del $\delta^{13}\text{C}$ (cambiamenti nel ciclo del carbonio).

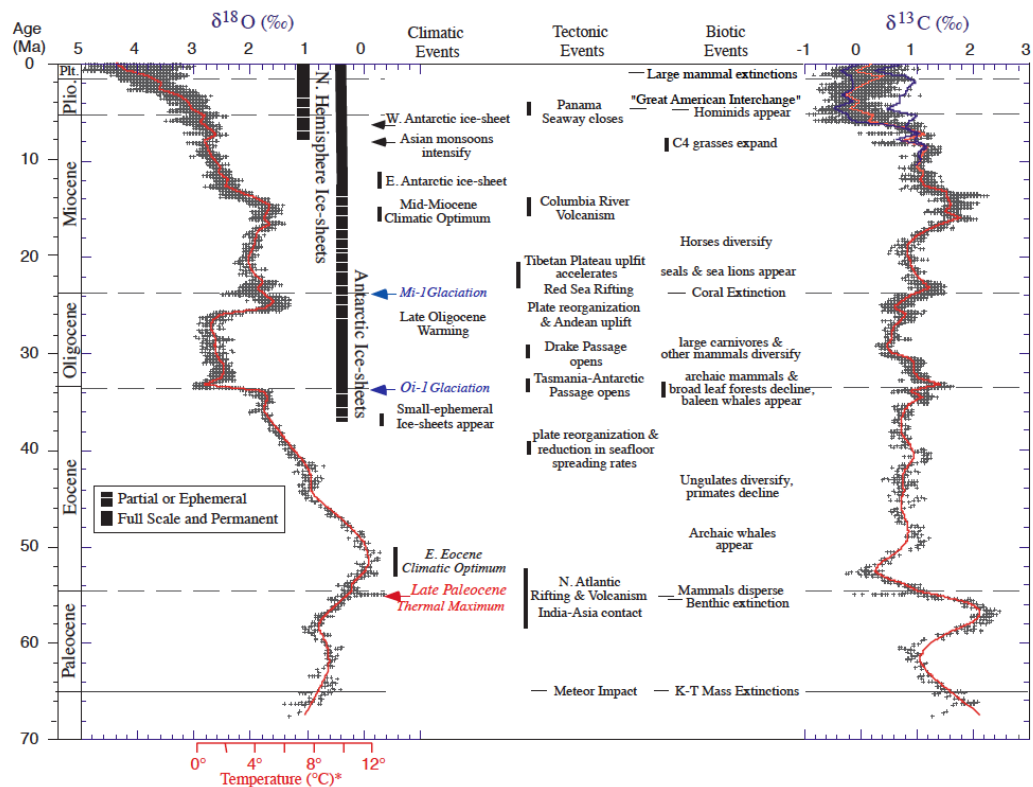


Figura 1.1: Record globale degli isotopi di ossigeno e carbonio ottenuti da più di 40 siti, tra quelli DSDP e quelli ODP. Le sezioni sedimentarie da cui sono stati ottenuti questi dati sono classificate come pelagiche, con litologie prevalenti a grana fine, fanghi carbonatici o *chalk*. La maggior parte delle analisi derivano da due taxa di foraminiferi bentonici (*Cibicidoides* e *Nuttallides*), entrambi molto comuni e longevi. Nell'intervallo più recente, dal Miocene medio, sono state riportate due curve per il $\delta^{13}\text{C}$, una per l'oceano Atlantico (in blu) e una per l'oceano Pacifico (in nero), allo scopo di illustrare il frazionamento da bacino a bacino che eccede l'1.0 ‰. Per età maggiori di 15 Ma, i gradienti interbacinali sono insignificanti o addirittura inesistenti. La scala di temperatura del $\delta^{18}\text{O}$ è stata calcolata assumendo un oceano libero da ghiacci: risulta quindi valida solo nell'intervallo che precede l'inizio della glaciazione in Antartide (ca. 34 Ma). Dall'Oligocene inferiore a oggi, invece, la gran parte della variabilità nel record di $\delta^{18}\text{O}$ riflette i cambiamenti nel volume dei ghiacci presenti prima solo in Antartide, poi anche nell'Emisfero settentrionale. Le barre verticali forniscono un'irregolare rappresentazione del volume dei ghiacci in ciascun emisfero, relativo al *Last Glacial Maximum*; con la barra tratteggiata vengono rappresentati i periodi di minima o parziale copertura glaciale (ca. $\leq 50\%$), mentre la barra solida indica i periodi di quasi completa copertura (ca. $\geq 50\%$ rispetto ad oggi). (da Zachos et al., 2001).

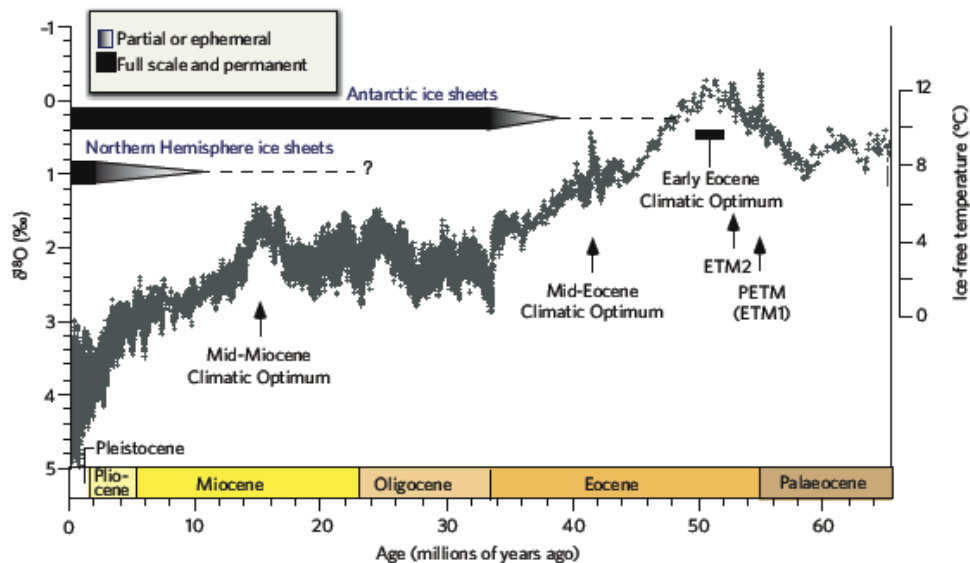


Figura 1.2: Evoluzione del clima globale degli ultimi 66 Ma. Si può notare una fase calda che, a partire da 66 Ma, culmina nell'Eocene inferiore con l'*Early Eocene Climatic Optimum* (EECO). Il successivo appesantimento dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ segna il passaggio da un regime *greenhouse* ad un regime *icehouse*, in cui inizia a formarsi la calotta antartica e, successivamente, quella artica. Le due barre orizzontali rappresentano la formazione delle due calotte, che possono essere solo parziali (barra grigia) o permanenti (barra nera) (da Zachos et al., 2008).

Tra questi eventi di riscaldamento, il più noto è il *Paleocene Eocene Thermal Optimum* o *Eocene Thermal Maximum 1* (PETM o ETM1) (Kennett & Stott, 1991), posizionato al limite Paleocene-Eocene, a ca. 55.8 Ma (Zachos et al., 2001). Il PETM è caratterizzato da un alleggerimento del $\delta^{18}\text{O}$ di ca. 2-3 ‰, che corrisponde ad un aumento di temperatura di ca. 5°C. Associato a questo riscaldamento si ritrova un'escursione negativa del $\delta^{13}\text{C}$ di ca. 3 ‰ denominata CIE (*Carbon Isotope Excursion*) (Kennett & Stott, 1991). Questa perturbazione nel ciclo del carbonio è dovuta a un rilascio di carbonio leggero (^{12}C) nel sistema oceano-atmosfera, la cui sorgente non è ancora stata individuata con certezza. Il rilascio di carbonio leggero in oceano, avvenuto sotto forma di CO_2 , produce un abbassamento del pH delle acque marine (fenomeno di acidificazione) e un innalzamento della CCD (*Carbonate Compensation Depth*). Per definizione la CCD è il limite di compensazione dei carbonati, ossia la superficie sotto la quale non avviene deposizione di sedimenti carbonatici (calcite). In risposta all'input di CO_2 , il sistema oceano risponde con la dissoluzione dei carbonati presenti sul fondo degli oceani, che produce un "ri-approfondimento" della CCD (Zachos et

al., 2005). L'innalzamento della CCD è testimoniato, in ambiente marino profondo, dalla presenza ubiquitaria di sedimenti argillosi, tipici delle zone pelagiche al di sotto della CCD (Zachos *et al.*, 2005).

Successivamente, nel corso dell'Eocene inferiore, si verificano altri eventi ipertermali ma con ampiezza minore rispetto al PETM (e.g., ETM2 a ca. 53.5 Ma, ETM3 a ca. 52.5 Ma) (Zachos *et al.*, 2010).

Tra ca. 52 e 50 Ma si entra in una fase piuttosto lunga caratterizzata dalle temperature e dai valori di pCO₂ più elevati di tutto il Cenozoico, il cosiddetto *Early Eocene Climatic Optimum* (EECO); esso segna il passaggio da condizioni *greenhouse* a condizioni *doubthouse* (Zachos *et al.*, 2001). Ad esso segue un periodo di progressivo raffreddamento, testimoniato da un appesantimento dei valori di δ¹⁸O di circa il 3 ‰ (Zachos *et al.*, 2001) che infine porterà all'instaurarsi della calotta polare antartica (Figure 1.1 e 1.2).

Tuttavia, questo contesto generale a lungo termine viene interrotto da una serie di rapide fasi di riscaldamento o di raffreddamento (Bohaty & Zachos, 2003; Sexton *et al.*, 2006) e, fra queste, la più nota è il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) (Bohaty & Zachos, 2003). Questi cambiamenti repentini e transitori sono caratterizzati da ampie variazioni nei valori di δ¹⁸O e δ¹³C, e vengono interpretati come eventi climatici a breve termine (*short-term*) (Zachos *et al.*, 2001, 2008).

In particolare, il MECO è definito da un progressivo alleggerimento nella curva del δ¹⁸O (Bohaty & Zachos, 2003) che inizia ca. 40.6 Ma e termina con una fase parossistica a ca. 40.0 Ma in corrispondenza del limite fra i Chron C18r/C18n (Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009), entro il Bartoniano. A questa fase di riscaldamento sono associate diverse perturbazioni nel ciclo del carbonio: la curva del δ¹³C, in corrispondenza dell'evento climatico, mostra infatti un profilo complesso (Zachos *et al.*, 2001). Inoltre, se per molti aspetti gli eventi ipertermali dell'Eocene inferiore sono molto simili, il MECO si differenzia da questi per almeno due motivi: la maggiore durata (ca. 500 kyrs), e l'articolato profilo del δ¹³C (Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009).

1.3. IL CICLO DEL CARBONIO

Anche se l'argomento avrebbe bisogno di una trattazione più esaustiva, si fa qui un breve cenno al ciclo del carbonio e alle modalità con cui esso possa essere perturbato e ripristinato.

Un punto importante da definire è il numero e la capacità dei reservoirs di carbonio presenti sulla Terra: in particolare, relativamente piccole quantità di carbonio sono presenti in atmosfera, oceano e vegetazione, mentre suoli, oceano profondo, rocce e sedimenti sono reservoirs di carbonio di maggiore capacità (Figura 1.3). In generale, maggiore è la quantità di carbonio presente in un certo reservoir, più lentamente avvengono i trasferimenti di carbonio verso altri reservoirs. Di conseguenza, il carbonio si muove velocemente (pochi anni) tra i reservoirs più superficiali e di minore capacità (atmosfera, oceano, vegetazione), mentre viene scambiato molto più lentamente tra i reservoirs più grandi e profondi (Figura 1.4) (Ruddiman, 2007).

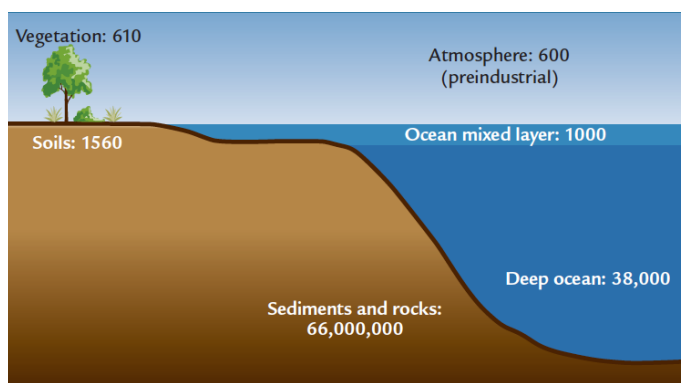


Figura 1.3: Principali reservoirs di carbonio (quantità espresse in gigatons). I maggiori reservoirs sono suoli, oceano profondo e, soprattutto, sedimenti e rocce. I reservoirs più piccoli sono invece la vegetazione, l'atmosfera e l'oceano superficiale (da Ruddiman, 2007).

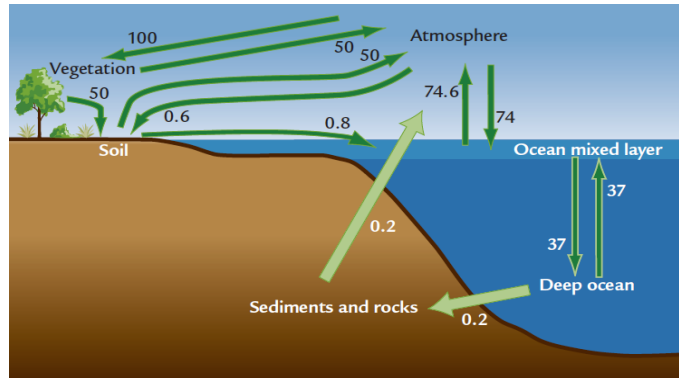


Figura 1.4: Tutti gli scambi di carbonio tra i reservoirs della Terra (tassi espressi in gigatons/anno). Se da un lato sono presenti scambi veloci tra reservoirs, dall'altro ci sono scambi di carbonio molto lenti tra rocce/sedimenti e superficie che, in intervalli di milioni di anni, possono determinare grandi variazioni nei livelli di CO_2 atmosferica (da Ruddiman, 2007).

I principali processi che possono provocare un aumento della concentrazione di CO_2 in atmosfera sono: attività vulcanica, attività metamorfica, rilascio di clatrati, diminuzione della produttività biologica e dissoluzione dei carbonati. Invece, i meccanismi in grado di ridurre i tenori di pCO_2 possono essere, ad esempio, lo stoccaggio di carbonio organico C_{org} nei sedimenti e il *chemical weathering* dei silicati (Figura 1.5) (Ruddiman, 2007).

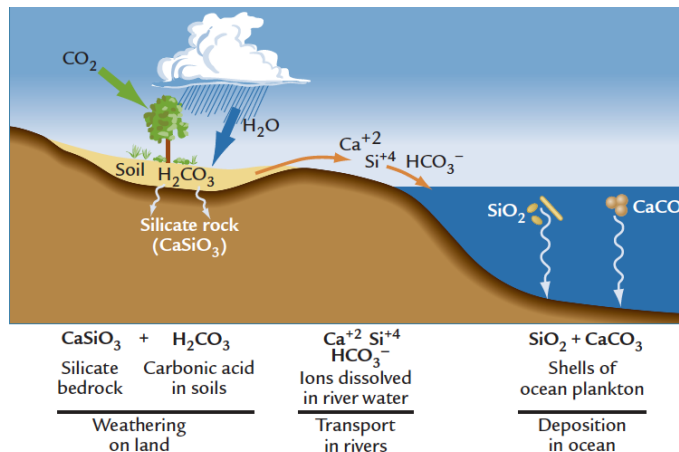
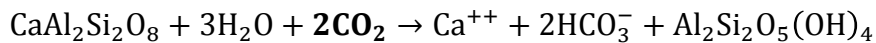
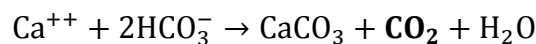


Figura 1.5: Processo di *weathering* chimico delle rocce silicatiche. Questo processo rimuove la CO_2 dall'atmosfera. Parte del carbonio viene sequestrato nei gusci del plancton calcareo marino che vanno a costituire i sedimenti oceanici (da Ruddiman, 2007).

Il fenomeno di *chemical weathering* rappresenta un importante ed efficiente feedback negativo che consente al sistema Terra di riportarsi alle condizioni di equilibrio. Questo processo può avvenire attraverso la dissoluzione chimica dei silicati, che agisce sequestrando CO₂ dal sistema, oppure tramite reazioni di dissoluzione. L'idrolisi dei silicati consuma l'eccesso di CO₂ presente in atmosfera, ma è un fenomeno molto lungo, che impiega migliaia di anni per compiersi. Un esempio di reazione di idrolisi dei silicati è quella in cui l'anortite si altera in kaolinite rilasciando ioni calcio (Ca⁺⁺) e ioni idrogenocarbonato (HCO₃⁻):

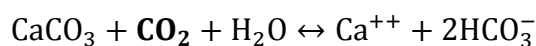


da cui:



Alla fine di questo processo, quindi, solo la metà della CO₂ iniziale ritorna in atmosfera come gas.

C'è poi il processo di dissoluzione delle rocce carbonatiche. Esso, in realtà, può essere trascurato, in quanto perfettamente reversibile:



Ogni mole di CO₂ utilizzata genera uno ione bicarbonato che, una volta precipitato come carbonato, libererà una mole di CO₂ gassoso. È quindi una reazione a bilancio zero.

L'efficienza dell'alterazione chimica delle rocce silicatiche diventa maggiore all'aumentare della temperatura, delle precipitazioni, che contribuiscono al dilavamento dei silicati, e della copertura della vegetazione (Ruddiman, 2007).

1.4. IL MIDDLE EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (MECO)

1.4.1. Dati isotopici per il MECO

Uno studio ad alta risoluzione del MECO è stato svolto da Bohaty & Zachos (2003), utilizzando dati isotopici ricavati dai pozzi ODP 738B e 748B (Southern Ocean), in cui le variazioni isotopiche misurate su foraminiferi bentonici (*Cibicidoides*) e *fine-fraction* (<63 μm) presentano degli andamenti perfettamente sovrapponibili sia per la curva del $\delta^{18}\text{O}$ che del $\delta^{13}\text{C}$ (Figure 1.6 e 1.7) (Bohaty & Zachos, 2003). Il record di $\delta^{18}\text{O}$ e del $\delta^{13}\text{C}$ presenta infatti una profonda perturbazione di entrambi i parametri analizzati.

Secondo il modello utilizzato da questi autori, il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO), avrebbe un'età stimata di 41.5 Ma. Tuttavia, più recentemente Bohaty *et al.* (2009), basandosi sul confronto con successioni con modelli di età più affidabili, hanno proposto per l'inizio e la fine del MECO un'età di 40.6 Ma e 40.0 Ma, rispettivamente (Bohaty *et al.*, 2009).

Bohaty & Zachos (2003) forniscono inoltre i record di $\delta^{18}\text{O}$ e di $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 1.6).

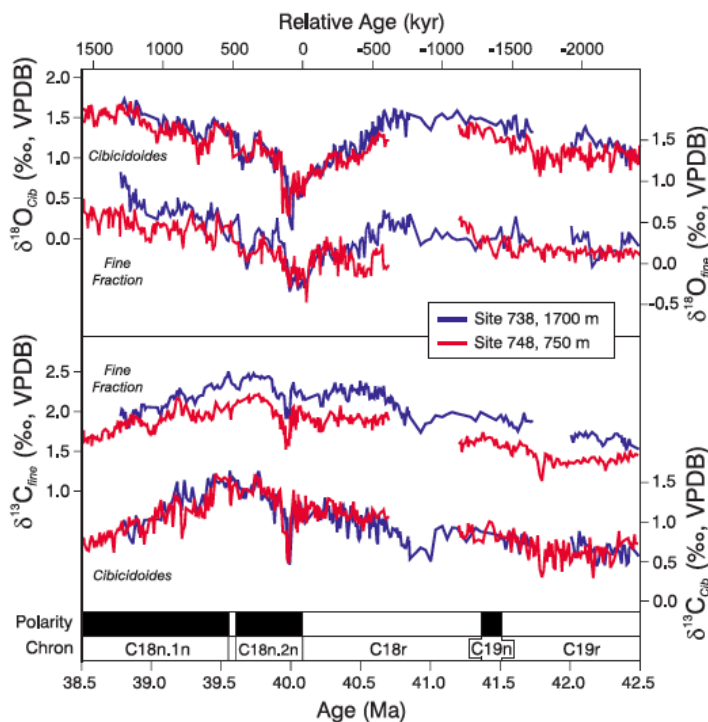


Figura 1.6: Record isotopici del tardo Eocene medio dei Sites 738 (linea blu) e 748 (linea rossa) ricavati da foraminiferi bentonici (*Cibicidoides*) e *fine-fraction*. I valori ottenuti per entrambi i sites sono perfettamente sovrapponibili, mentre tra le curve $\delta^{13}\text{C}_{\text{fine-fraction}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthic}}$, si osserva una perfetta corrispondenza sebbene con una sfasatura di circa 0.8-1.2‰. Nell'asse superiore è stata data anche un'età relativa (in kyr) riferita alla base del Chron C18n (da Bohaty & Zachos, 2003).

Tra 42.5 e 41.7 Ma (Chron C19r), il $\delta^{18}\text{O}$ misurato su foraminiferi bentonici ($\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$) è relativamente stabile e mostra valori oscillanti intorno a +1.0 ‰. Tra 41.7 e 41.5 Ma (top Chron C19r), la curva del $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ registra una fase di appesantimento di ca. 0.5 ‰. In seguito, i valori di $\delta^{18}\text{O}$ rimangono stabili fino a 40.6 Ma, quando il $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ inizia a diminuire progressivamente fino a raggiungere, dopo ca. 500 kyr, valori pari a +0.5 ‰ (parte alta del Chron C18r). Un ulteriore breve alleggerimento si colloca tra 40.1 e 40.0 Ma (base Chron C18n) ed è interpretato come la fase parossistica (ca. 50 kyr) del MECO ($\delta^{18}\text{O}$ è ca. uguale a 0.1-0.3 ‰). Al termine del MECO, tra 39.95 (base Chron C18n.2n) e 38.5 Ma (top Subchron C18n.1n), si osserva un graduale aumento nei valori della curva del $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$, che è caratterizzata da un'ampia instabilità (Figura 1.6) (Bohaty *et al.*, 2009; Bohaty & Zachos, 2003).

Invece, il $\delta^{13}\text{C}$ presenta valori relativamente stabili (tra +0.7 e +0.4 ‰ per i dati misurati su foraminiferi bentonici) fino a ca. 40.0 Ma. In corrispondenza della fase parossistica dell'evento, dove sono documentati i valori minimi di $\delta^{18}\text{O}$, la curva del $\delta^{13}\text{C}$ mostra una rapida escursione negativa di ca. 0.5 ‰. Al termine dell'evento, tra 39.9 e 39.5 Ma, la curva del $\delta^{13}\text{C}$ è caratterizzata da un progressivo appesantimento nei valori di $\delta^{13}\text{C}$. Tra le curve $\delta^{13}\text{C}_{\text{fine-fraction}}$ e $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthic}}$ si osserva una perfetta corrispondenza, sebbene con una sfasatura di circa 0.8-1.2 ‰ (Figure 1.6 e 1.7) (Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009).

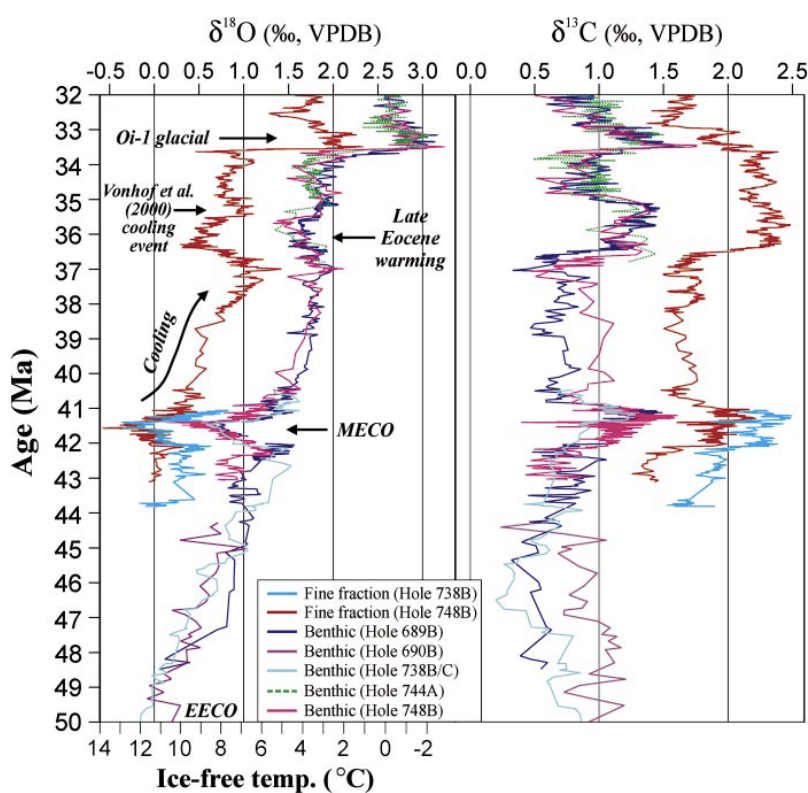


Figura 1.7: Profili ottenuti dai dati isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) dell'Oceano meridionale, con un'età compresa tra 50 e 32 Ma, e ottenuti dagli Ocean Drilling Program Sites 689, 690, 738, 744 e 748. Il minimo di riferimento nei valori di $\delta^{18}\text{O}$ è identificato ca. 41.5 Ma, ed è stato interpretato come intervallo di riscaldamento transitorio significativo (indicato come MECO, *Middle Eocene Climatic Optimum*). È mostrato anche il cosiddetto *Early Eocene Climatic Optimum* (EECO). Il MECO è seguito da un graduale aumento dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ tra ca. 41 e 37 Ma, che rappresentano un significativo raffreddamento delle acque superficiali e profonde e un accumulo di piccoli strati di ghiaccio sull'Antartide. Tutti i dati bentonici provengono da *Cibicidoides* spp., ad eccezione dei record 690B e 738B/C, che includono anche *Nuttallides* spp.. Le temperature isotopiche sono state calcolate utilizzando l'equazione di paleotemperatura di Erez e Luz (1983), con valore di $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ di -1.0 ‰ (rispetto allo standard VPDB – *Vienna Peedee belemnite*) (da Bohaty & Zachos, 2003).

Confrontando queste curve con i dati ottenuti da Villa *et al.* (2008), è possibile notare che le variazioni nei valori di $\delta^{18}\text{O}$ riferiti alla *fine-fraction* nel *site 748* (*Kerguelen Plateau*) sono associate alle variazioni del *Twwt Index* (*Temperate-Warm-Water Taxa Index*), un indice di temperatura misurato su nanofossili calcarei e calcolato come segue:

$$Twwt\ Index = \frac{(temperate + warm)}{(temperate + warm + cool)} * 100$$

Questo sostiene l'idea dell'autore che si sia verificata una rilevante variabilità a breve termine delle condizioni delle acque superficiali durante l'Eocene medio e tardo (Figura 1.8) (Villa *et al.*, 2008). Il tutto a riprova dell'aumento di temperatura avvenuto durante il *Middle Eocene Climatic Optimum*.

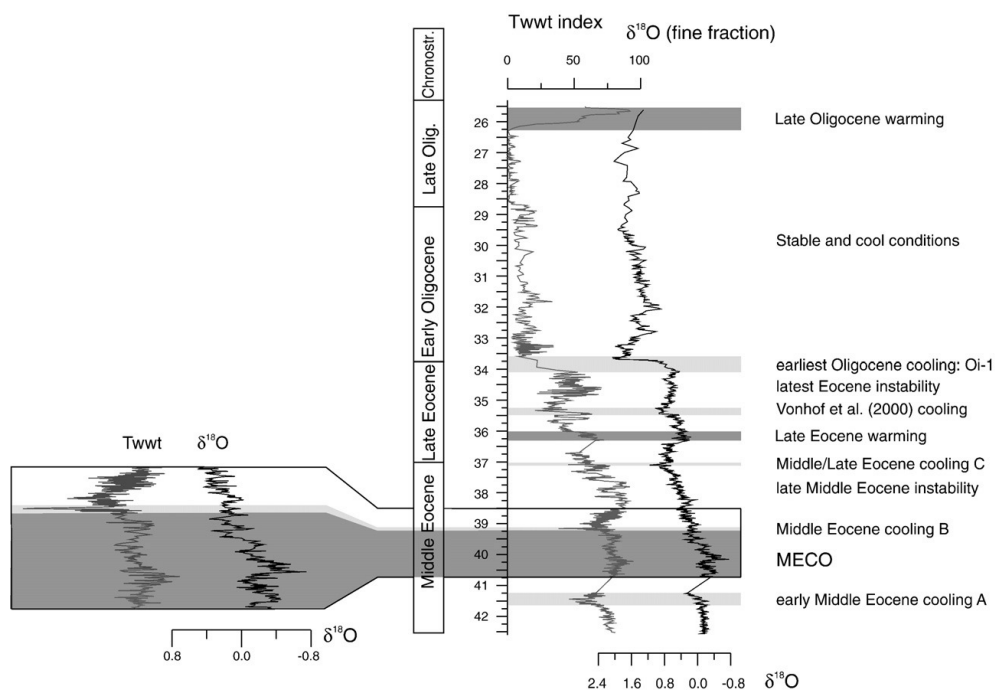


Figura 1.8: Schema dei principali eventi paleoclimatici evidenziati dal *Twwt Index* e dal $\delta^{18}\text{O}$ riferiti alla *fine-fraction* del *site 748*, plottando anche uno schema cronostratigrafico e uno schema di età (di Pälike *et al.*, 2006). Le bande grigio scuro indicano gli eventi più caldi, mentre quelle grigio chiaro indicano gli eventi più freddi. Sulla sinistra è riportato un ingrandimento dell'intervallo attorno al MECO, che testimonia che i nanofossili studiati nel lavoro di Villa *et al.* (2008) registrano, attraverso i valori di $\delta^{18}\text{O}$, l'evento di riscaldamento seguito da una fase di raffreddamento (*Middle Eocene cooling B*) (da Villa *et al.*, 2008).

1.4.2. L'età del MECO

L'evento ipertermale del *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) è stato riconosciuto per la prima volta da Bohaty & Zachos (2003) sulla base dei dati isotopici di ossigeno e carbonio ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) raccolti durante tre campagne oceanografiche svoltesi nell'Oceano meridionale (*Southern Ocean*), il Leg 113 (ODP Site 689) e i Leg 119 e 120 (ODP Site 738 e 748). L'*age model* utilizzato da Bohaty & Zachos (2003) restituisce un'età di ca. 41.5 Ma. Tuttavia, quest'età è stata successivamente rivista da altri autori (Sexton *et al.*, 2006; Jovane *et al.*, 2007), per i quali l'inizio dell'evento sarebbe da collocare a ca. 40.6 Ma.

La revisione dell'età del *Middle Eocene Climatic Optimum* è quindi fondamentalmente basata su due lavori (Sexton *et al.*, 2006; Jovane *et al.*, 2007). Il primo lavoro vuole studiare l'evoluzione climatica da ca. 54 a 38 Ma sulla base di un record isotopico (C e O) ad alta risoluzione proveniente dall'Atlantico equatoriale (Demerara Rise – ODP Leg 207) (Figura 1.9). In questo setting è evidente un trend di riscaldamento che culmina con l'EECO (*Early Eocene Climatic Optimum*), seguito da una fase di raffreddamento a partire da ca. 50 Ma che si concluderà al limite Eocene/Oligocene (33.8 Ma). In questo intervallo sono riconoscibili una fase (tra ca. 44 e 41 Ma) di temporanea inversione del trend di raffreddamento e una prominente escursione negativa del $\delta^{18}\text{O}$ (ca. 1.0‰), posizionata a ca. 40.5 Ma. Quest'ultimo shift negativo del $\delta^{18}\text{O}$ documenta il MECO. Sebbene vi sia una discrepanza temporale tra i dati provenienti dall'oceano meridionale (Bohaty & Zachos, 2003) e quelli dell'Atlantico equatoriale, l'età stimata da questi ultimi risulta più affidabile, in quanto i risultati sono basati su informazioni magnetostatigrafiche e biostratigrafiche di alta qualità (Sexton *et al.*, 2006).

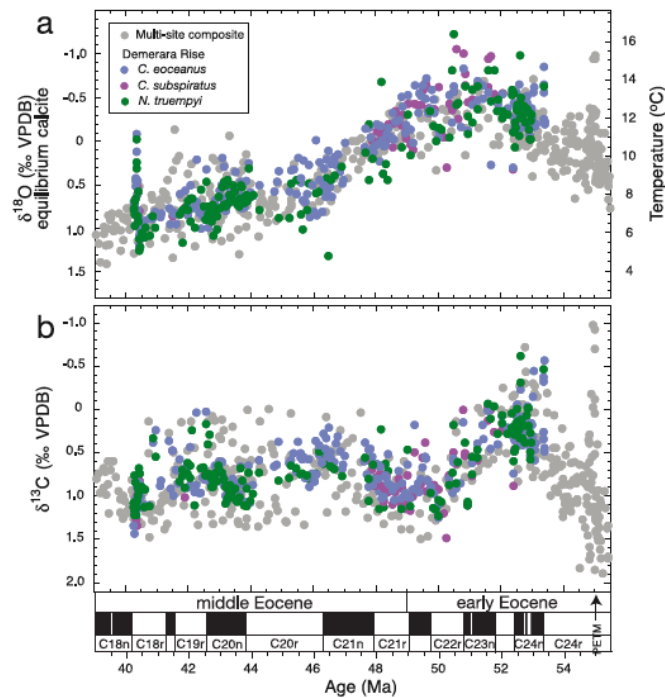


Figura 1.9: Record isotopico dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ ricavati dall'Atlantico equatoriale (Demerara Rise - ODP Leg 207). Il grafico mostra valori ottenuti da foraminiferi bentonici, e calibrati secondo lo standard VPDB. È evidente un primo trend di riscaldamento che culmina con l'EECO a circa 51 Ma, mentre una seconda importante escursione negativa dei valori del $\delta^{18}\text{O}$ si può osservare a ca. 40.5 Ma. Si tratta del *Middle Eocene Climatic Optimum* (da Sexton *et al.*, 2006).

Il secondo lavoro (Jovane *et al.*, 2007), conferma che l'inizio del MECO va posizionato nella parte alta del Chron C18r (ca. 40.6 Ma) (Figura 1.10). In questo lavoro sono stati presentati dei dati raccolti nella sezione di Contessa Highway, una successione on-land dell'Appennino umbro-marchigiano. Per questa sezione, è disponibile un ottimo *age model* basato su dati bio-magnetostratigrafici che sono serviti come base cronologica per i dati isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) raccolti. In particolare, è possibile osservare un'escursione del $\delta^{13}\text{C}$, corrispondente al picco negativo del $\delta^{18}\text{O}$ e alla fase parossistica dell'evento, collocata tra il top del Chron C18r e la base del Subchron C18n.2n, con un'età di 40.0 Ma e con una durata stimata dell'intero evento di 600 kyr (Jovane *et al.*, 2007).

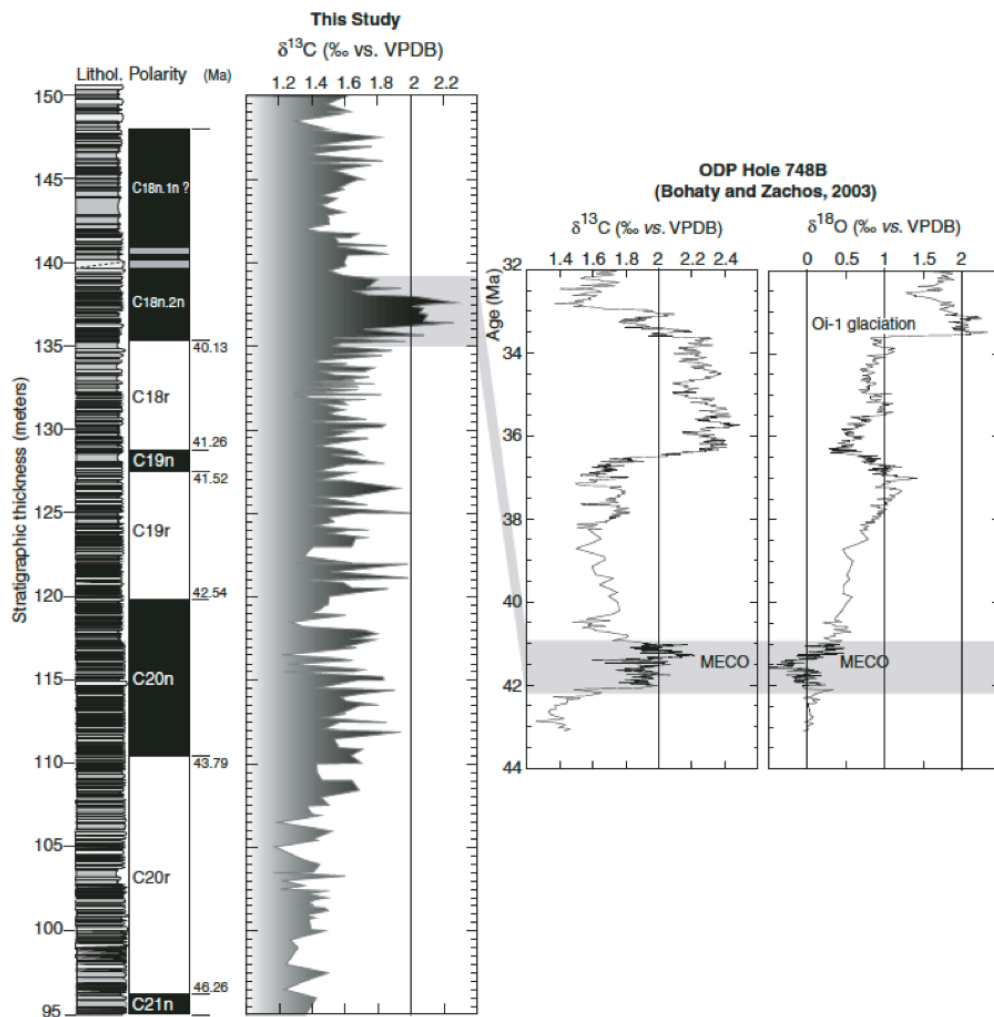


Figura 1.10: Dati isotopici raccolti nella *Contessa Highway section* (Appennino umbro-marchigiano), confrontati con quelli del lavoro di Bohaty & Zachos (2003). È possibile osservare un'escursione nei valori del $\delta^{13}\text{C}$ corrispondente al picco negativo del $\delta^{18}\text{O}$ e alla fase parossistica dell'evento. La durata stimata è di circa 600 kyr (da Jovane *et al.*, 2007).

In definitiva, l'età proposta da Bohaty & Zachos (2003) non è compatibile con i risultati ottenuti da Sexton *et al.* (2006) e da Jovane *et al.* (2007). L'errore nella definizione dell'evento da parte di Bohaty & Zachos può essere attribuita essenzialmente all'indisponibilità di dati magnetostratigrafici per i sites del *Southern Ocean* e alla diacroneità tra alte latitudini e basse latitudini dell'evento di comparsa del taxon *Criboecentrum reticulatum* (Jovane *et al.*, 2007; Bohaty *et al.*, 2009).

1.4.3. Relazione tra cambiamenti nel ciclo del carbonio, acidificazione degli oceani e aumento di temperatura durante il MECO

Come appena visto, il *Middle Eocene Climatic Optimum* è caratterizzato da un periodo di riscaldamento all'interno di un trend più ampio di raffreddamento globale. Le cause che potrebbero aver innescato questa inversione relativamente prolungata (ca. 500 kyr) all'interno di un trend generale di raffreddamento compreso fra 50 Ma e 34 Ma sono state indagate a lungo, tuttavia non è ancora stata trovata una causa o un meccanismo capace di giustificare un simile fenomeno e che trovi il consenso unanime da parte della comunità scientifica.

Esistono dei cambiamenti legati a collisioni continentali o a variazioni paleogeografiche che possono effettivamente controllare e influenzare dei cambiamenti paleoceanografici come il MECO, tuttavia essi sono solitamente legati a variazioni climatiche a più lungo termine (Bohaty *et al.*, 2009). Inoltre, possibili ipotesi legate ad un controllo astronomico sono difficilmente dimostrabili soprattutto a causa della relativamente lunga durata dell'evento MECO (500-600 Kyr). Il forcing astronomico, infatti, agisce spesso su scale temporali inferiori.

Un'altra caratteristica del MECO è il fatto che esso rappresenti un evento ipertermale occorso durante una fase di raffreddamento a lungo termine. Inoltre, esso risulta correlato a importanti cambiamenti nel regime di sedimentazione carbonatica sui fondali marini (Peterson & Backman, 1990; Lyle *et al.*, 2005). Infatti, dati provenienti dall'Eocene inferiore e medio dell'Oceano Pacifico hanno evidenziato l'alternanza di fasi di abbassamento (*deepening*) e innalzamento (*shoaling*) della CCD (Figure 1.11 e 1.12) (Bohaty *et al.*, 2009; Pälike *et al.*, 2012).

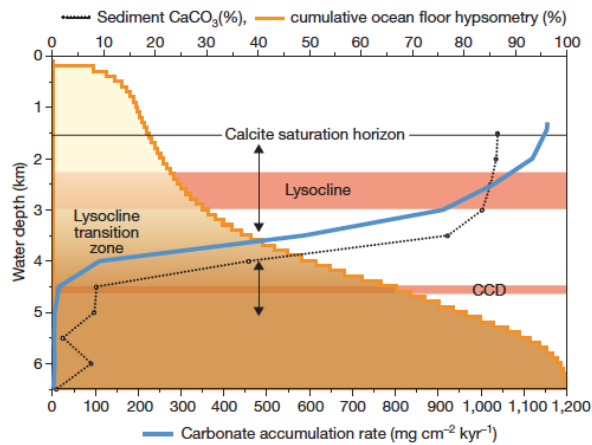


Figura 1.11: Illustrazione della posizione della CCD e del lisocline, e la loro relazione con la batimetria, il tasso di accumulo di carbonato e il contenuto di CaCO_3 . La CCD è definita come la superficie in cui il tasso di carbonato accumulato (proveniente dall'alto) è uguale al tasso di dissoluzione del carbonato stesso; il lisocline è una proprietà sedimentaria, definita come l'orizzonte in cui la dissoluzione inizia a diventare apprezzabile, e quindi compresa tra la CCD e il *Calcite saturation horizon* (da Pälike et al., 2012).

Nel corso delle fasi di *deepening* i carbonati tendono ad accumularsi con tassi maggiori rispetto alle fasi di *shoaling*: questi periodi di accumulo di carbonati vengono descritti come *Carbon Accumulation Events* (CAE) (Bohaty et al., 2009; Lyle et al., 2005; Pälike et al., 2012; Rea & Lyle, 2005). Durante l'Eocene si contano tra i 5 e i 7 eventi di *Carbon Accumulation Events* (CAE). Il MECO si colloca subito dopo il CAE-3, tra 41.6 e 40.8 Ma (Figura 1.12) (Pälike et al., 2012).

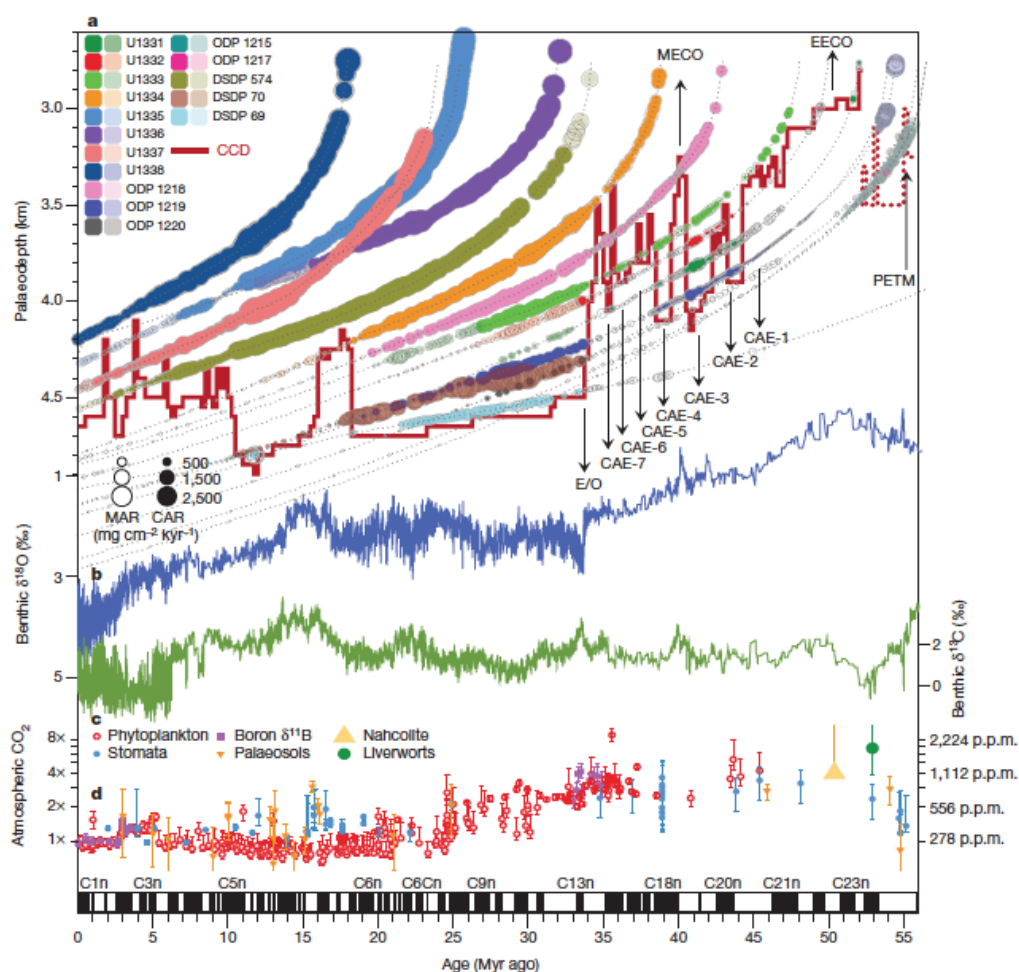


Figura 1.12: Ricostruzione dei livelli della CCD (linea rossa) e dei tassi di accumulo di carbonato (a) paragonati con le curve di $\delta^{18}\text{O}$ (b) e $\delta^{13}\text{C}$ (c), misurati su foraminiferi bentonici, e con le concentrazioni di CO_2 in atmosfera. Si può notare, subito dopo il CAE-3, il MECO (da Pälike et al., 2012).

Come è possibile notare sempre nella Figura 1.12, a circa 40.8 Ma i *Carbonate Mass Accumulation Rates* (MARs) diminuiscono notevolmente, e i sedimenti depositi fra 40.3 e 40.0 Ma evidenziano tassi di accumulo di carbonato molto bassi o in alcuni casi pari a zero nei contesti pelagici profondi (Lyle et al., 2005; Pälike et al., 2012).

Durante il MECO si assiste ad uno *shoaling* della CCD di circa 1 km rispetto ai valori normali testimoniati durante l'Eocene, con una risalita stimata fino ad una paleopropfondità, almeno in area pacifica, di 2.5 km (Pälike et al., 2012).

L'evento di *shoaling* della CCD più importante dell'Eocene medio è documentato in corrispondenza di un intervallo in cui si assiste al massimo picco di

riscaldamento della parte finale del MECO, interpretato come la fase parossistica (Bohaty *et al.*, 2009). Questo evento di *shoaling* ha una durata di circa 50-100 kyr (Figura 1.12).

Questi trend di variabilità della CCD osservati nell'oceano Pacifico sono stati riconosciuti, anche se con minore risoluzione, anche durante la spedizione IODP 342, nell'Atlantico settentrionale (Norris *et al.*, 2014).

La diminuzione delle MARS a cui si assiste durante il MECO potrebbe essere interpretata o come semplice diminuzione dei tassi di pioggia pelagica, oppure come un aumento dei tassi di dissoluzione. In realtà, questa diminuzione non è stata letta come una conseguenza della diminuzione nei tassi di pioggia pelagica, poiché questo implicherebbe una variazione connessa ad un calo di produttività da parte degli organismi, ma è stata interpretata come un aumento dei tassi di dissoluzione dei carbonati a causa di una variazione dell'acidità delle acque (diminuzione del pH) correlata all'immissione di anidride carbonica isotopicamente leggera nel sistema oceano-atmosfera. Queste condizioni da un lato provocano una diminuzione del grado di preservabilità dei carbonati, dall'altro determinano una migliore conservazione dei gusci di composizione silicea (Bohaty *et al.*, 2009). La diminuzione di pH (acidificazione delle acque) è legata quindi ad un aumento di $p\text{CO}_2$, causato da un aumento del tasso di degassamento di anidride carbonica (Bohaty *et al.*, 2009). Per far sì che i valori di $p\text{CO}_2$ si mantengano elevati per periodi superiori a 100 kyr, bisogna ipotizzare un aumento globale dei tassi di immissione di anidride carbonica in atmosfera, nonché l'esistenza di meccanismi di feedback positivo che possano garantire la permanenza del trend innescato per tempi prolungati (Bohaty *et al.*, 2009). L'unico meccanismo che può spiegare la gradualità osservata durante il MECO è un aumento progressivo della $p\text{CO}_2$ e della temperatura. Viceversa, un aumento più improvviso indurrebbe un rapido *shoaling* della CCD (Archer *et al.*, 1997; Dickens, 2000). Il progressivo appesantimento a lungo termine dei valori di $\delta^{13}\text{C}$ osservato durante il MECO potrebbe essere stato generato da dell'attività vulcanica (archi vulcanici, hot spots) oppure da fenomeni di decarbonatazione metamorfica di complessi orogenetici (Kerrick & Caldeira, 1993; Bohaty *et al.*, 2009).

Entrambi questi meccanismi possono avere delle durate dell'ordine di qualche centinaia di migliaia di anni, anche se in realtà non esiste un'evidenza inoppugnabile a sostegno di tale ipotesi. Tuttavia alcuni autori hanno ipotizzato che il MECO e il relativo aumento della $p\text{CO}_2$ potrebbero essere collegati alla lunga fase di decarbonatazione metamorfica avvenuta durante l'Eohimalayano iniziale (Kerrick & Caldeira, 1993), all'aumento di archi vulcanici estrusivi attorno al rim pacifico (Cambray & Cadet, 1996) oppure a una fase di aumento di magmatismo carbonatico nella zona dell'East Africa Rift (Bailey, 1993).

Se quindi per la parte iniziale del MECO (da ca. 40.6 a 40.1 Ma) si ipotizzano una serie di possibili cause, l'escursione negativa osservata nel profilo del $\delta^{13}\text{C}$ (-0.7‰) e coincidente con il picco termico del MECO (ca. 40 kyr), potrebbe aver avuto un'origine diversa. Non è infatti escluso che il meccanismo d'innescò in quest'ultimo caso possa essere riconducibile ad una destabilizzazione dei clatrati, favorita dal continuo, anche se graduale, innalzamento delle temperature (Bohaty *et al.*, 2009).

Un'ipotesi alternativa è però stata proposta da Pälike *et al.* (2012), che legano la forte fluttuazione di MARs e l'acidificazione delle acque oceaniche osservata durante il MECO a delle perturbazioni del ciclo del carbonio, in particolare al partizionamento dei flussi di carbonio organico (C_{org}), cioè a dei cambiamenti nella disponibilità della componente labile e refrattaria della materia organica. Nello specifico, un aumento della disponibilità di materia organica labile avrebbe prodotto una variazione del DIC (*Dissolved Inorganic Carbon*) e quindi una variazione (*shoaling*) della CCD e del lisocline. Gli stessi autori hanno inoltre messo in evidenza il ruolo del *weathering*: in particolare, una diminuzione del grado di efficienza del *weathering* potrebbe aver comportato un minor sequestro di CO_2 atmosferica, cioè un relativo aumento della $p\text{CO}_2$, un aumento di temperatura e uno *shoaling* del lisocline. D'altra parte, l'aumento di temperatura potrebbe aver invece indotto una maggiore efficienza dei fenomeni di *weathering*, e quindi un maggior sequestro di CO_2 atmosferica e un abbassamento delle temperature (Pälike *et al.* 2012). Infatti, è proprio tramite questo meccanismo di feedback negativo, associato almeno parzialmente ad un aumento di seppellimento di C_{org} , che gli autori spiegano il ritorno alle condizioni pre-evento.

E' indubbio il fatto che il *weathering* dei silicati abbia svolto un ruolo di fondamentale importanza, probabilmente affiancato a un notevole aumento del deposito e dello stoccaggio di C_{org} . Questo maggiore stoccaggio di carbonio organico potrebbe anche aver contribuito al rapido abbassamento della CCD, avvenuto in soli 10 kyr (Bohaty *et al.*, 2009; Pälike *et al.* 2012).

1.5. SCOPI

Lo scopo di questa tesi è di studiare le associazioni a nannofossili calcarei e la loro risposta al MECO nella sezione *on-land* di Belaya River (*Kuma Formation*, Russia). Attraverso conteggi all'interno dell'associazione o all'interno di alcuni generi dell'associazione, è stato possibile inquadrare biostratigraficamente la sezione in modo puntuale e preciso, utilizzando particolari eventi di comparsa e scomparsa, e creando quindi un modello d'età per la sezione analizzata che fosse in grado anche di fornire le variazioni dei tassi di sedimentazione lungo tutta la successione. Infine, grazie alla *Principal Component Analysis* (PCA), si è potuta studiare la variabilità dell'associazione fitoplanctonica, analizzando i fattori che possano controllare o giustificare questa variabilità.

2. MATERIALI E METODI

2.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO: LA SEZIONE DEL BELAYA RIVER

Il fiume Belaya scorre nella repubblica di Adighezia, nella Russia sud-occidentale, a Est del Mar Nero (Figura 2.1).

La successione stratigrafica analizzata per questo studio affiora in prossimità del fiume Belaya (la posizione della base della successione studiata è a ca. 44.3665°N, 10.1970°E), ed è caratterizzata dalla *Cherkessk Formation*, di età ypresiano-luteziana, un *limestone/calcareous clay* massivo dal caratteristico colore verde, particolarmente ricco in *large foraminifera* (Beniamovski, 2012; van der Boon, 2017). La successione sedimentaria appartenente alla *Cherkessk Formation* è stata attribuita alle Zone NP15 e NP16 (Martini, 1971). Difatti, la parte inferiore della sezione mostra una presenza combinata e simultanea di alcune specie come *Chiasmolithus gigas*, *Nannotetrina cristata*, *Nannotetrina fulgens* e *Discoaster bifax*, che suggeriscono che ci possa essere stato del rimaneggiamento della Zona NP15 nella Zona NP16, poiché *C. gigas* e *N. fulgens* appartengono alla Zona NP15, mentre *D. bifax* dovrebbe essere presente solo nella Zona NP16 (van der Boon, 2017).

In continuità stratigrafica, al di sopra delle argille appartenenti alla *Cherkessk Formation* si trovano le marne argillose appartenenti alla *Keresta Formation*. Si tratta di marne con un contenuto variabile in componente argillosa, passando da *chalky marls* nella parte basale, a strati alternati di marne e argille nella parte centrale, infine a *limestone* nella parte superiore (Beniamovski, 2012). Questa formazione non contiene specie in più rispetto alla precedente; l'unica differenza nel contenuto in nannoplancton con la *Cherkessk Formation* è l'assenza di *Chiasmolithus gigas*, *Discoaster distinctus* e *Nannotetrina fulgens* che, considerata l'assenza di *Reticulofenestra umbilicus*, permette di collocare la *Keresta Formation* nella parte superiore della Zona NP15 (Martini, 1971), oppure nella Zona CP13c (Okada & Bukry, 1980) (Radionova & Khokhlova, 1994;

Radionova *et al.*, 2003). Nella parte inferiore della *Keresta Formation*, la successione mostra una polarità normale. Tuttavia, dalla parte centrale della formazione in poi la suscettibilità magnetica cala drasticamente, e questo trend dura anche nella sovrastante *Kuma Formation*, nella quale non è possibile stabilire alcun pattern di polarità magnetica (van der Boon, 2017) (Figura 2.2).

La *Keresta Formation* passa gradualmente alla sovrastante *Kuma Formation*, la formazione da cui provengono i campioni qui analizzati. Questa formazione è costituita da marne ben laminate particolarmente ricche in materia organica (vd. § 2.2). Dato l'alto contenuto in componente argillosa, specialmente nella parte superiore della formazione, Beniamovski (2012) la definisce come una argilla leggermente carbonacea ricca in materia organica. La *Kuma Formation* è presente e ben affiorante nella parte settentrionale della regione del Caucaso, dove rappresenta l'espressione litologica dell'Eocene medio (Zakrevskaya *et al.*, 2011). Al di sopra della *Kuma Formation* si trovano sedimenti attribuiti alla *Beloglinian Formation*, che dal punto di vista litologico e sedimentologico è costituita da marne biancastre ricche in foraminiferi e caratterizzate da abbondanti bioturbazioni. La presenza di *Chiasmolithus oamaruensis* permette di attribuire la parte bassa della *Beloglinian Formation* alla Zona NP18, mentre la parte alta di questa formazione appartiene alla Zona NP19-20, come indicato dalla presenza di *Isthmolithus recurvus*. Di fatto quindi questa formazione ha età priaboniana (Eocene superiore).

La successione stratigrafica affiorante nell'area di studio si chiude con la *Maikop Series*, il cui limite inferiore può essere interpretato come coincidente con il limite Eocene-Oligocene, mentre la sua parte superiore si estenderebbe fino al Miocene medio (van der Boon, 2017). La *Maikop Series*, nonostante il relativamente basso *petroleum potential*, è considerata una delle più importanti *source rocks* (rocce madri) della Paratetide, nonché importante per i suoi depositi di manganese (van der Boon, 2017). Il *petroleum potential* (potenziale petrolifero) è un indice che definisce la quantità di idrocarburi potenzialmente estraibili da una *source rock*. Dipende da diversi parametri, tra cui il TOC (*Total Organic Carbon*), il *Residual Petroleum Potential* e l'indice HI (*Hydrogen Index*, è un parametro sulla qualità del kerogene) (Allen & Allen, 2013).

La *Maikop Series* è costituita da diverse formazioni. In ordine stratigrafico, dapprima si trova la *Pshekhian Formation*, la cui base coinciderebbe con il limite Eocene-Oligocene (Sachsenhofer *et al.*, 2017), anche se Krhovsky, in Akhmetiev *et al.* (1995), ha suggerito che la transizione *Beloglinian Formation-Pshekhian Formation* potrebbe avere un'età tardo-Eocenica. La *Pshekhian Formation* consiste in argille molto scure, talvolta nere, che contengono abbondanti resti di pesci e pteropodi. Nella parte inferiore di questa formazione è presente un sottile strato di cenere vulcanica, che, datato attraverso il decadimento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in alcuni cristalli di biotite in esso contenuti, ha mostrato un'età di ca. 33.12 Ma (van der Boon, 2017). A causa della particolare morfologia del fiume Belaya, non tutta la *Pshekhian Formation* risulta affiorante: subito sopra questo strato di cenere vulcanica, è infatti presente una lacuna nella sezione, con uno spessore non affiorante stimato di circa 6 m. Nella parte sommitale della *Pshekhian Formation* si trova il *Polibian bed*, appartenente ancora alla *Pshekhian Formation* e caratterizzato da uno strato di marne calcaree molto chiare, in cui sono presenti faune tipiche di acque più salmastre (Popov & Studencka, 2015), che testimoniano un particolare evento di chiusura del bacino della Paratetide, riconoscibile soprattutto nella parte centrale e orientale della Paratetide (Veto, 1987). Il *Polibian bed* separa questa formazione dalla successiva, la *Lower Morozkina Balka Formation*, e indica un cambio di sedimentazione all'interno della *Maikop Series*, testimoniato dal passaggio da argille scure a marne calcaree. In continuità stratigrafica si trovano i sedimenti attribuiti alla *Lower Morozkina Balka Formation*, argille scure poco carbonatiche, che fanno da transizione alla *Upper Morozkina Balka Formation*, che differisce dalla formazione sottostante per il maggiore contenuto in carbonato e la presenza di noduli carbonatici. Entrambe, come la *Pshekhian Formation*, avrebbero un'età rupeliana. La parte superiore della *Maikop Series* è suddivisa in altre formazioni, di seguito riportate in ordine stratigrafico: *Batalpashinsk Formation*, *Septarian Formation*, *Karadzhalganian Formation*, *Olginskaya Formation* e *Ritsa Formation* (Sachsenhofer *et al.*, 2017). Anche queste sono presenti lungo il fiume Belaya, ma data la loro distanza geografica, oltre che stratigrafica, dalla formazione studiata, non sono state prese

in considerazione in questa tesi. Hanno infatti età comprese tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore (Sachsenhofer *et al.*, 2017; van der Boon, 2017).

Gli strati dell'intera successione immergono tutti verso nord, con un angolo di inclinazione di circa 10°. Verso il limite *Beloglinian Fm.* – *Pshekhian Fm.* l'angolo di inclinazione aumenta, raggiungendo i 20° (Figura 2.1).

Sulla base di quanto finora esposto si può dire che la successione sedimentaria affiorante lungo il fiume Belaya mostra un record sedimentario quasi continuo che copre l'intervallo dall'Eocene medio all'Oligocene, attraversando quindi importanti transizioni climatiche. Record isotopici disponibili in letteratura hanno infatti evidenziato la presenza di un'importante escursione negativa nei valori del $\delta^{18}\text{O}$ entro la *Kuma Formation*, probabilmente correlabile con il *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) (van der Boon, 2017) (Figura 2.3).

L'inquadramento bio-magnetostratigrafico della parte bassa della successione è basato, come già esposto, sulla biostratigrafia a nannofossili calcarei. Infatti, la magnetostratigrafia per la parte inferiore della sezione non è disponibile a causa della bassa qualità del segnale magnetico (Figura 2.2). Invece, nella parte superiore della successione, ovvero la *Maikop Series*, è stata riconosciuta un'inversione del campo magnetico terrestre che è stata correlata con la GPTS e in particolare con la base del Chron C13n. Tuttavia, ricostruire l'intero modello di polarità per questa serie può risultare ambiguo, a causa di alcune porzioni non affioranti presenti nella successione (van der Boon, 2017).

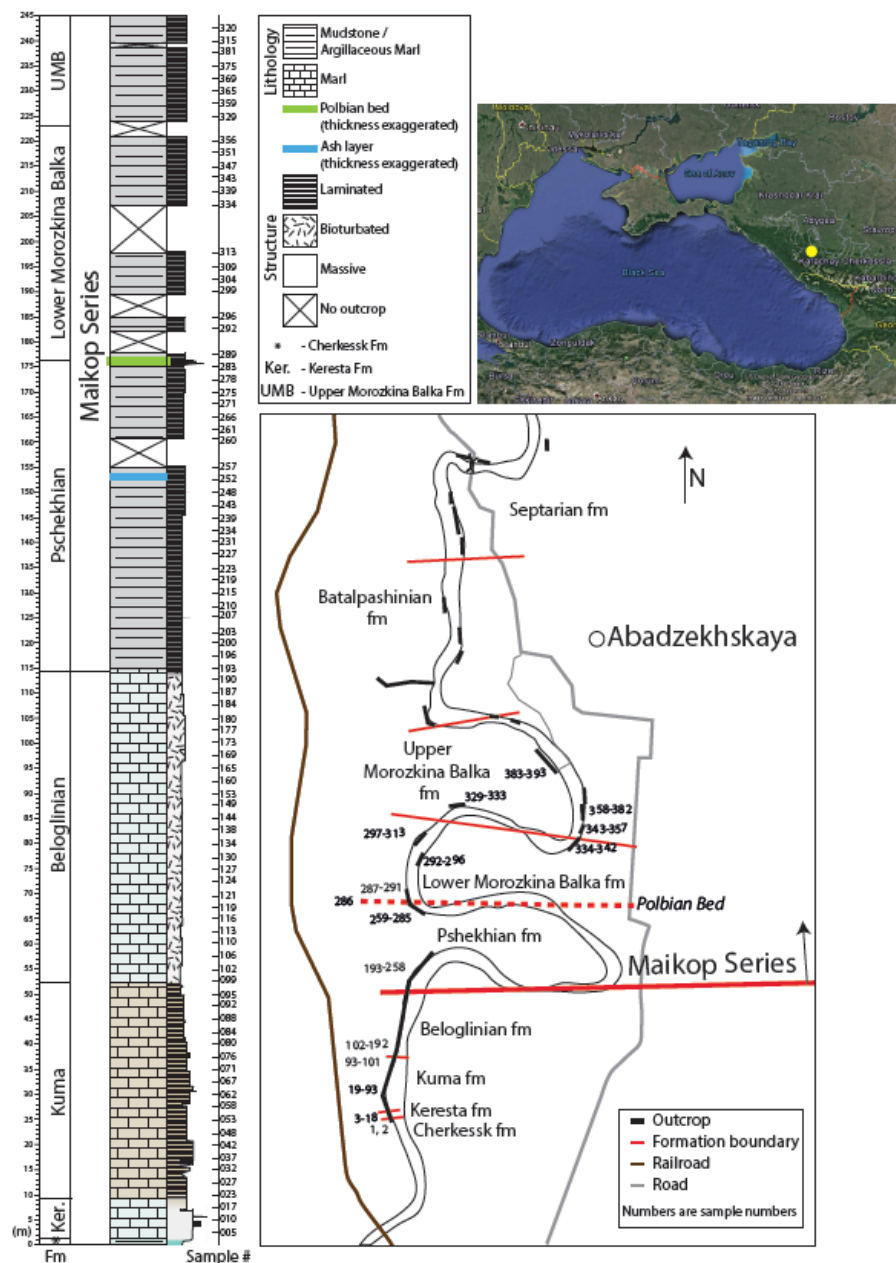


Figura 2.1: Mappa della localizzazione geografica e della geologia della Belaya River section. In alto è mostrata la localizzazione della sezione analizzata, a est del Mar Nero (ca. 44.3665°N, 40.1970°E). A sinistra è presente la colonna litologica della successione affiorante lungo il fiume Belaya. A destra vengono riportati, per l'area del fiume Belaya, i limiti stratigrafici delle formazioni analizzate. Come si può osservare, andando verso Nord sono presenti le formazioni via via più giovani. Da questo si può intuire il comportamento degli strati, che risultano essere inclinati verso Nord. L'angolo di inclinazione è variabile, ma risulta sempre compreso tra 10° e 20° (da van der Boon, 2017).

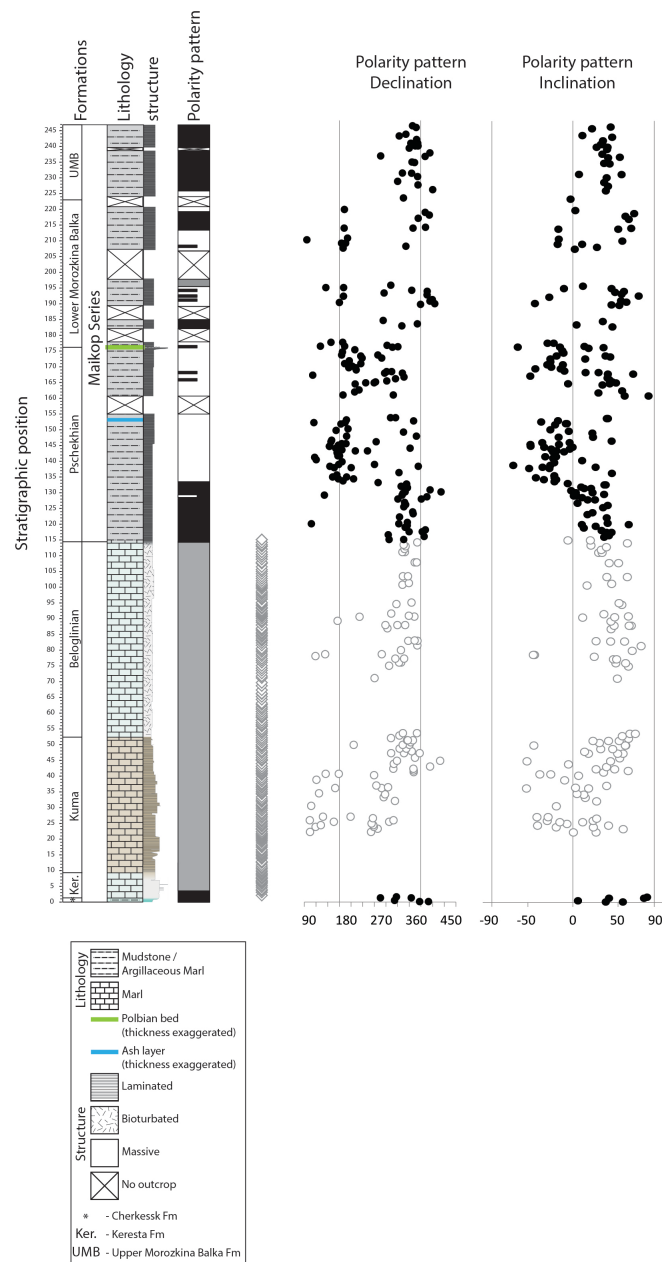


Figura 2.2: Colonna litologica della successione affiorante lungo il fiume Belaya. A destra viene riportato il pattern di polarità. Nella parte della bassa della successione (fino alla base della *Pshekhian Formation*) il segnale magnetostratigrafico non è interpretabile, in quanto le intensità magnetiche dei campioni studiati sono troppo basse e le direzioni ambigue. Invece, il segnale magnetostratigrafico migliora nella *Maikop Series*, dove è stato possibile ricostruire un pattern di inversioni di polarità (modificato da van der Boon, 2017).

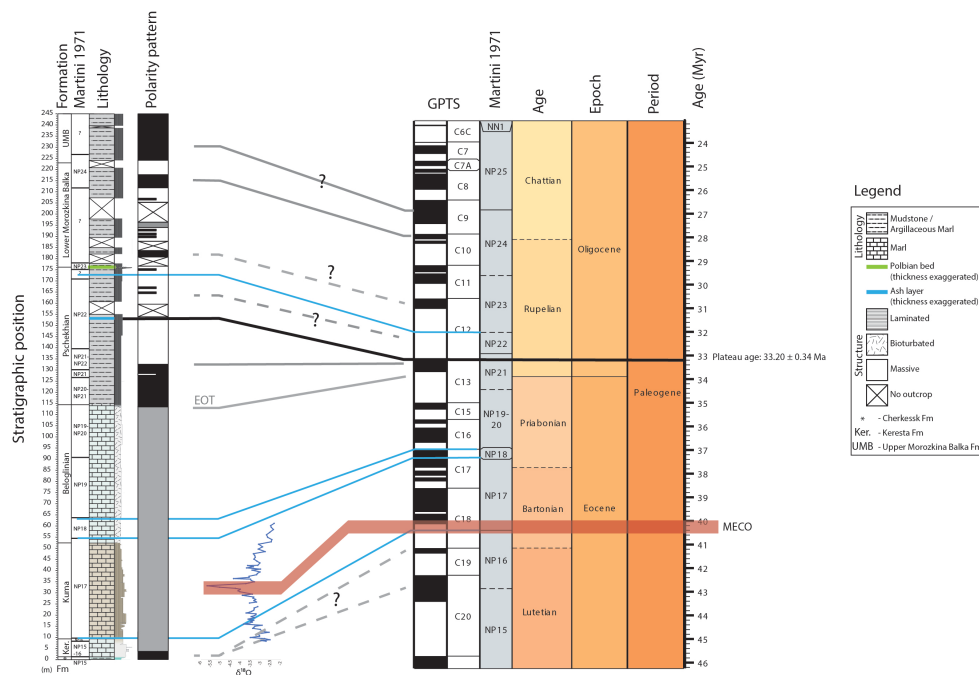


Figura 2.3: Correlazione tra la successione stratigrafica affiorante lungo il fiume Belaya e la GPTS. I dati biostratigrafici basati sulle associazioni a nannofossili indicano che la transizione *Beloglinian Fm.* – *Pshekhian Fm.* si correla con la parte superiore della Zona NP19-20 o Zona NP21. Il modello magnetostratigrafico, disponibile solo per la parte superiore della successione, mostra che la parte inferiore della *Maikop Series* registra una polarità normale (a ca. 115 m), che è stata correlata con il Chron C13n. La transizione *Beloglinian Fm.* – *Maikop Series (Pshekhian Fm.)* sarebbe quindi molto vicina al limite Eocene – Oligocene. Se la correlazione proposta è corretta, la base del Chron C13n si posizionerebbe alla base della *Maikop Series*, che quindi corrisponderebbe all’abbassamento eustatico ampiamente documentato in corrispondenza della transizione Eocene – Oligocene (modificato da van der Boon, 2017).

2.2. LITOSTRATIGRAFIA

2.2.1. La *Kuma Formation*

La *Kuma Formation* poggia sulla *Keresta Formation*, e la transizione tra le due formazioni si presenta graduale e progressiva. La *Kuma Formation* è costituita da marne di colore grigiastro (tendente al marroncino se interessata da fenomeni di *weathering*) con intercalazioni grigio-verdi nella parte superiore. Sin dalla base sono presenti noduli di pirite, che diventano più abbondanti e di dimensioni

maggiori (fino a qualche decina di centimetri) nella parte superiore, vicino alla transizione con la *Beloglinian Formation* (van der Boon, 2017).

La parte bassa della *Kuma Formation* è caratterizzata da strati che tendono ad avere un andamento ciclico. Lo spessore degli strati è inferiore nella parte bassa rispetto alla parte medio-alta. Strati argillosi sono comunemente presenti nella parte bassa di questa formazione (van der Boon, 2017).

Nella parte intermedia sono presenti laminazioni millimetriche e si osserva un'alternanza ritmica (ca. 50 cm) di strati marnosi chiari intercalati da strati spessi circa 3-5 cm di marne più scure. Tipici di questo intervallo sono gli abbondanti resti fossili di pesci: si trovano infatti molti frammenti di ossa o squame (van der Boon, 2017).

La parte superiore della formazione, infine, vicino al limite tra la *Kuma Formation* e la *Beloglinian Formation*, mostra cicli regolari, con un'alternanza costante e periodica di strati più o meno competenti. Lo spessore tipico di questi strati è di circa 20-30 cm. In questa parte superiore della *Kuma Formation* sono presenti molti resti di piante, mentre sono stati trovati solo pochi bivalvi (come ad esempio *Lucina* sp.) (van der Boon, 2017).

Oltre ai numerosi strati di bentonite (per lo più di origine vulcanica) presenti all'interno della *Kuma Formation*, si segnala, nella parte nord-orientale del *Kuma Basin* (nella penisola di Mangyshlak, vedi § 2.2.2), la presenza di sottili strati di cenere vulcanica. La presenza di questi sedimenti è probabilmente legata ad un arco vulcanico di età eocenica che si estendeva dalla Turchia all'Iran orientale. Questa attività vulcanica raggiunse il suo massimo di intensità durante l'Eocene medio (Bartoniano), ed i prodotti (i.e., la cenere) legati a questa attività venivano trasportati a Nord probabilmente da venti a regime monsonico. L'input di materiale vulcanico avrebbe potuto contribuire all'elevata produttività documentata nel *Kuma Basin* (Beniamovski *et al.*, 2003; Nikishin *et al.*, 2001).



Figura 2.4: Foto raffigurante la parte alta della *Kuma Formation*. È possibile notare e apprezzare la ciclicità presente nella parte alta della *Kuma Formation*, con un'alternanza di strati più o meno competenti spessi ca. 20-30 cm (da van der Boon, 2017).

2.2.2. Il *Kuma Basin*

Dall'Eocene medio, lungo il margine meridionale della piattaforma Russa (*Russian Platform*) e della piattaforma Scitia (*Scythian Platform*) si sviluppò un grande bacino epicontinentale disossico che a volte divenne addirittura anossico, il *Kuma Basin* (Figura 2.5). I sedimenti depositati in questo bacino formano la *Kuma Formation*. La *Kuma Formation* può essere riconosciuta per oltre 2000 km, dalla costa nord occidentale del Mar Nero a ovest fino al Lago d'Aral a est; la sua superficie è stata stimata in circa 500 mila km², e il suo spessore varia regolarmente dai 20 ai 50 m. Le velocità di sedimentazioni hanno raggiunto i valori massimi durante il Bartoniano.

Questo vasto bacino disossico-anossico iniziò a formarsi nel nord-est della Peritetide durante il tardo Luteziano, e continuò a svilupparsi durante il Bartoniano e parte del Priaboniano. L'anossia/disossia documentata in questo bacino ha un'origine complessa probabilmente legata agli eventi tettonici occorsi nella regione del Caucaso. Queste fasi tettoniche avrebbero inibito/ridotto il collegamento tra il bacino della Siberia occidentale e i bacini dell'Europa settentrionale, limitando la circolazione dell'acqua e quindi determinando una maggiore stratificazione (Beniamovski *et al.*, 2003).

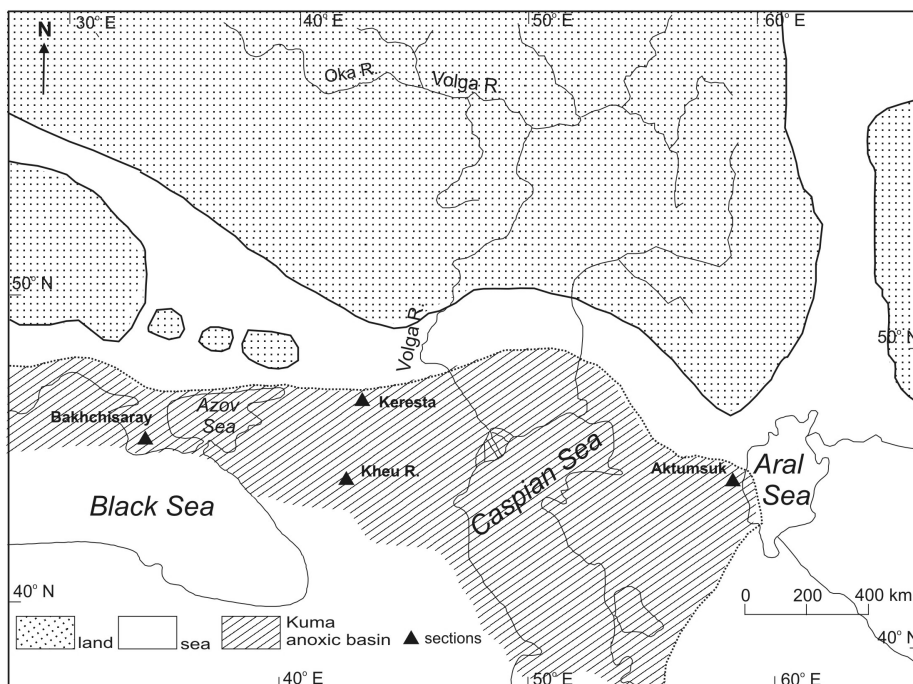


Figura 2.5: Ricostruzione dell'area occupata dal *Kuma Basin* nel nord-est della Peritetide durante l'Eocene medio. Come si può vedere, il *Kuma Basin* comprendeva l'area che oggi va dal Mare d'Aral alla parte settentrionale del Mar Nero, passando per il Mar Caspio (da Beniamovski *et al.*, 2003).

2.2.3. Il carbonio organico nella *Kuma Formation*

Un'altra caratteristica molto evidente della *Kuma Formation* è il suo alto contenuto in carbonio organico, con un TOC (*Total Organic Carbon*) stimato compreso tra 2 e 25 % (Gavrilov *et al.*, 2000).

Durante la deposizione della *Kuma Formation*, e quindi circa 44-36.5 Ma, le condizioni disossico-anossiche del bacino avrebbero consentito la conservazione di circa 6×10^{16} g di C_{org} . Sebbene, quindi, la deposizione di intervalli ricchi di materia organica sia una caratteristica comune entro la *Kuma Formation*, è interessante notare come in corrispondenza di una perturbazione globale del carbonio associata ad una escursione negativa dell'ossigeno (Zachos *et al.*, 2001) (vedi figura 1.1), il MECO, nel *Kuma Basin* si osservi la deposizione di sedimenti particolarmente ricchi in materia organica. Il sequestro di C_{org} nei sedimenti è uno dei meccanismi che permette l'abbassamento dei valori di CO_2 nel sistema oceano-atmosfera (Spofforth *et al.*, 2010). Il deterioramento climatico documentato durante il Luteziano e il Bartoniano, oltre ad altri fattori, potrebbe

essere quindi stato favorito anche dai processi attivi in questa ampia area epicontinentale (Beniamovski *et al.*, 2003).

2.3. IL MATERIALE STUDIATO

Il materiale studiato proviene dalla *Kuma Formation*, una marna grigiastra con una componente in carbonato e in argilla variabile lungo il suo spessore. La porzione studiata comprende l'intervallo compreso tra la posizione stratigrafica 6.86 m e la posizione stratigrafica 57.20 m rispetto alla base della sezione, per uno spessore complessivo di 50.34 m.

La parte basale dell'intervallo studiato presenta un alto contenuto in CaCO₃, abbastanza costante e compreso tra ca. 70 e 90 %, fino al campione BX95 (ca. 23 m). Da qui in poi il contenuto in carbonato decresce e risulta molto più variabile: mediamente oscilla intorno a valori di ca. 60 %, ma non mancano intervalli particolarmente impoveriti in carbonato, come quello in corrispondenza del MECO, in cui vengono raggiunte abbondanze di ca. 30 %, o intervalli particolarmente arricchiti, come per la parte alta dell'intervallo, in cui dopo una seconda fase di impoverimento (viene sfiorato il 40% di CaCO₃) vengono raggiunti valori simili a quelli iniziali (ca. 80% di CaCO₃) (Figura 2.6). Proprio in virtù di queste differenze nel contenuto in carbonato, già in altri lavori della letteratura (Beniamovski *et al.*, 2003; Beniamovski, 2012) la *Kuma Formation* veniva definita come *clayey marl* nella sua parte inferiore (Beniamovski *et al.*, 2003), *organic rich marl* nella sua parte superiore (Beniamovski *et al.*, 2003) oppure semplicemente *slightly carbonaceous clay rich in organic matter* (Beniamovski, 2012). In questa tesi, in base al contenuto di CaCO₃, la successione considerata consiste di *calcareous marls* nella porzione più bassa e di *marls* nella porzione medio-superiore. Questi nomi sono puramente descrittivi, e non vogliono in alcun modo sostituire la denominazione corrente, che definisce la *Kuma Formation* semplicemente come una marna ricca in componente argillosa (van der Boon, 2017).

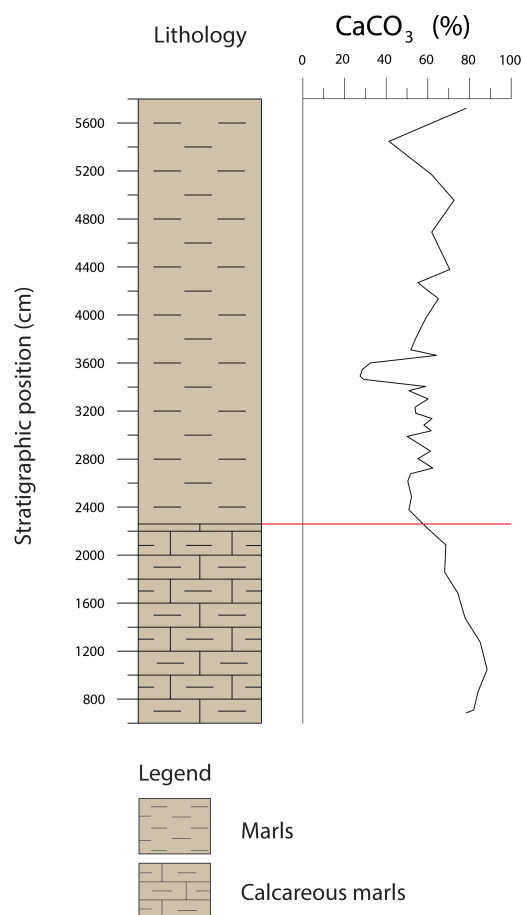


Figura 2.6: Litologia riferita all'intervallo della *Kuma Formation* studiato. A sinistra è presente la litologia (calcareous *marls* per la parte basale, *marls* per la parte medio-superiore), mentre a destra è indicata la quantità di carbonato presente lungo la sezione. La linea rossa separa la parte basale più ricca in carbonato dall'intervallo meno arricchito in CaCO₃.

In questa tesi sono stati studiati 43 campioni provenienti da quest'intervallo, distribuiti dalla posizione stratigrafica 6.86 m alla posizione 57.20 m rispetto alla base della sezione, coprendo quindi un intervallo di 50.34 m. I vari campioni risultano spazati indicativamente di ca. 1-2 m, ma questo valore può variare anche di molto da campione a campione. Questa spazatura, se da un lato permette di coprire un intervallo temporale e stratigrafico relativamente lungo, dall'altro non permette di avere una perfetta risoluzione del dato. Questo è particolarmente evidente nella determinazione dei biorizzonti (vedi cap. 4), in cui ogni bioevento riconosciuto ha un errore stratigrafico stimato di ca. ± 0.5 m.

Ogni campione è denominato dalla sigla BX seguita da un numero progressivo, che però non si riferisce alla posizione stratigrafica del campione, ma soltanto al

suo ordine all'interno dell'intervallo. Di seguito (Tabella 2.1) vengono presentati i nomi dei campioni con la posizione stratigrafica corrispondente.

Tabella 2.1: Lista dei campioni con corrispondente posizione stratigrafica.

<i>Sample code</i>	<i>Stratigraphic position (m)</i>
BX15	6.86 m
BX20	7.10 m
BX30	8.59 m
BX40	10.47 m
BX50	12.75 m
BX60	14.75 m
BX70	16.85 m
BX80	18.57 m
BX90	20.85 m
BX95	22.23 m
BX100	23.77 m
BX105	24.83 m
BX110	26.15 m
BX115	26.77 m
BX120	27.25 m
BX125	28.03 m
BX130	28.65 m
BX135	29.22 m
BX140	29.88 m
BX145	30.35 m
BX150	30.82 m
BX155	31.37 m
BX160	31.81 m
BX165	32.31 m
BX170	33.00 m
BX175	33.69 m

BX180	34.04 m
BX184	34.63 m
BX190	34.90 m
BX195	35.46 m
BX200	36.00 m
BX205	36.63 m
BX210	37.10 m
BX215	38.14 m
BX220	39.76 m
BX225	41.35 m
BX230	42.68 m
BX235	43.78 m
BX240	46.90 m
BX245	49.55 m
BX250	51.70 m
BX255	54.45 m
BX260	57.20 m

2.4. METODI

2.4.1. Preparazione delle smear slides e conteggi

Il materiale raccolto lungo la successione affiorante lungo il fiume Belaya (Russia) appartenente alla *Kuma Formation* è stato preparato con il metodo delle *smear slides*, per poi essere analizzato al microscopio ottico polarizzatore.

Il procedimento della preparazione delle *smear slides* consiste nel prelevare una minima quantità di materiale, precedentemente ridotto in polvere, e disporla su un vetrino portaoggetto precedentemente siglato con il codice del campione. In seguito, il materiale viene amalgamato con una o due gocce di acqua distillata, e con l'ausilio di una cannuccia si procede a stendere il preparato sul vetrino fino ad ottenere fasce a diversa densità di materiale. Una volta asciugato su un'opportuna

piastra riscaldata a circa 100°C, si sigilla il preparato con un vetrino coprioggetto e con l'ausilio di un adesivo ottico ad alto indice di rifrazione (*Norland*). Il vetrino ottenuto viene esposto alla radiazione di una lampada a raggi ultravioletti per una perfetta attivazione dell'adesivo (Figure 2.7 e 2.8).

Il materiale così preparato è pronto per essere analizzato al microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti. Per un corretto studio e una precisa determinazione dei nannofossili calcarei, gli esemplari dovranno essere osservati sia a nicols paralleli che a nicols incrociati, al fine di riconoscere tutte le diverse caratteristiche diagnostiche di ogni taxon.

I campioni sono stati studiati dapprima con un'analisi qualitativa, poi con un'analisi di tipo quantitativo.

L'analisi qualitativa era mirata a descrivere i campioni sia in termini di abbondanza (taxa mediamente abbondanti, comuni, scarsi, etc.), sia in termini di preservazione (preservazione discreta, buona, ottima, etc.). Nella successione studiata, i nannofossili calcarei sono abbondanti e mostrano una buona diversità specifica e un grado di preservazione sempre buono o molto buono.

Per l'analisi quantitativa sono stati effettuati diversi tipi di conteggio. Il primo tipo di conteggio prevede una stima delle abbondanze relative, e consiste nel contare almeno 300 esemplari per campione, dei quali verrà poi calcolata l'abbondanza relativa in percentuale (Pospichal, 1991).

Un secondo conteggio prevede invece la stima semiquantitativa delle abbondanze di alcuni taxa di particolare importanza biostratigrafica, contando il numero di esemplari dello stesso taxon per un'area corrispondente a 1 mm² (Backman & Shackleton, 1983). Per una stima più dettagliata sulle abbondanze di alcuni taxa di particolare importanza biostratigrafica (es. *Sphenolithus furcatolithoides*), è stato fatto un conteggio su 2 mm², poi normalizzato a 1 mm². Questo secondo tipo di conteggio è stato utile per evidenziare l'eventuale presenza di alcune specie marker rare.

Il terzo e ultimo conteggio effettuato consiste nel determinare un numero determinato di esemplari appartenenti alla stessa categoria tassonomica. In questo

caso, sono stati determinati 50/100 sfenoliti, di cui è stata quindi calcolata l'abbondanza relativa percentuale (Rio *et al.*, 1990).

Le biozonature che sono state adottate in questa tesi sono quelle proposte da Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), a cui si aggiunge il recente schema proposto da Agnini *et al.*, (2014). Per la determinazione dei taxa è stato fatto riferimento ai concetti tassonomici esposti in Perch-Nielsen (1985), ove non diversamente specificato. Inoltre, si forniscono delle microfotografie dei taxa più significativi, al fine di chiarire ulteriormente i concetti tassonomici adottati (Appendice – Tavole I, II, III).

I risultati ottenuti sono stati analizzati allo scopo di fornire una classificazione biostratigrafica della successione studiata. Inoltre, le abbondanze relative dei diversi taxa sono state interpretate in chiave paleoecologica utilizzando le differenti affinità ecologiche dei taxa presenti nelle associazioni. Per questi scopi sono stati utilizzati grafici sviluppati con il software *Grapher* ed elaborati con il programma *Adobe Illustrator*. In particolare, ai fini biostratigrafici sono stati usati i pattern di abbondanza delle specie indice, individuando le variazioni di presenza o abbondanza nell'associazione o all'interno dei singoli taxa, mentre per le ricostruzioni paleoclimatiche è stata effettuata l'analisi delle componenti principali (PCA, *Principal Component Analysis*), utilizzando il programma *Past*, studiando l'eventuale presenza di fattori che possano giustificare la variabilità del dataset, e quindi i cambiamenti all'interno dell'associazione fitoplanctonica.



Figura 2.7: Fase iniziale della preparazione delle *smear slides*, con tutto l'occorrente per prelevare il materiale e disporlo sul vetrino portaoggetti. Lo stuzzicadente è servito per prelevare il campione polverizzato e porlo sul vetrino portaoggetti, mentre la cannucchia è servita per amalgamare il campione con l'acqua distillata e per stendere il campione sul vetrino, in modo tale da formare delle strisciate a diversa densità di materiale.

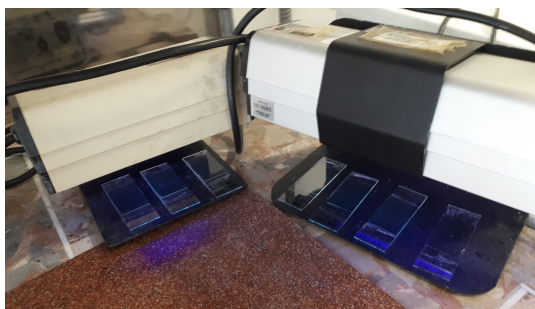


Figura 2.8: Fase finale della preparazione delle smear slides, con l'esposizione dei campioni alla radiazione di lampade UV. La radiazione ultravioletta della lampada permette una corretta e perfetta attivazione della colla adesiva.

1.4.2. Analisi isotopiche (C e O) e contenuto di CaCO₃

Gli stessi campioni analizzati per il loro contenuto in nanofossili calcarei sono stati preparati e analizzati allo scopo di misurare la loro composizione isotopica ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e il contenuto in CaCO₃ (%) grazie all'utilizzo dello spettrometro di massa presente nel laboratorio di isotopi stabili del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova. Lo strumento utilizzato è uno spettrometro di massa *Thermo Fischer Delta V* collegato a *Gas Bench II* che ha consentito la misurazione della composizione isotopica (C e O) e del contenuto in carbonato (calcite - CaCO₃).

La preparazione del campione ha seguito tre fasi: una prima fase ha previsto il lavaggio del campione in acqua deionizzata e successiva asciugatura in forno; una seconda fase ha previsto la frammentazione e polverizzazione del campione con mortaio d'agata, con successivo inserimento della polvere ottenuta in apposite capsule in polietilene; una terza e ultima fase ha previsto l'inserimento di una certa quantità di campione (circa 900 μg) accuratamente pesato con l'ausilio di una bilancia di precisione *Mettler Toledo AT21* nelle provette in borosilicato (12 ml) da inserire nel campionatore del *Gas Bench II* (Figure 2.9, 2.10 e 2.11).

Durante tutte le fasi di preparazione dei campioni, gli strumenti utilizzati sono sempre stati accuratamente puliti tra un campione e il successivo, così da evitare contaminazioni tra i vari campioni.

Oltre alle provette con i campioni da analizzare, nel rack di provette sono state

anche inserite:

- Una provetta vuota ad inizio sequenza per testare il corretto funzionamento dello strumento;
- 11 provette contenenti ca. 200-250 μg di un primo standard (MAQ1 marmo di Carrara, $\delta^{13}\text{C} = 2.58$; $\delta^{18}\text{O} = -1.15$) per calibrare la composizione del singolo campione rispetto ad uno standard con valore nominale noto;
- 3 provette contenenti ca. 200-250 μg di un secondo standard (GR1: marmo - standard di controllo, $\delta^{13}\text{C} = 0.69$; $\delta^{18}\text{O} = -10.63$) per stimare la precisione della misurazione lungo la singola sequenza e nel periodo di funzionamento dello strumento;
- 8 provette con pesi di MAQ1 variabili (100 μg , 150 μg , 200 μg , 250 μg , 300 μg , 350 μg , 400 μg , 450 μg) per stimare la quantità di carbonato presente nei campioni analizzati.

Le provette utilizzate hanno un tappo in gomma perforabile e vengono disposte in un rack. La sigla e il peso del campione sono riportati in una tabella cartacea rappresentante il rack stesso (Figura 2.11).

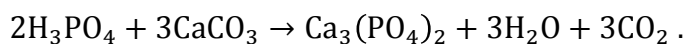
Le provette appena preparate vengono successivamente collocate nel Bench collegato allo spettrometro di massa *Thermo Scientific Delta V Advantage*, sempre mantenendo la stessa posizione occupata nel rack (Figura 2.11).

L'analisi si divide in due fasi: la prima è la fase di *flush*, la seconda è la fase di analisi.

Nella prima fase viene inserito del gas He all'interno di ciascuna provetta mediante un ago a doppio foro. Il gas permette infatti di far fuoriuscire l'aria presente nelle varie provette, e quindi anche la CO_2 in essa contenuta, così da evitare eventuali contaminazioni nel corso dell'analisi. Questa fase ha normalmente una durata di circa 4 minuti per provetta. Una volta conclusasi, le varie provette vengono agitate a mano in modo da far precipitare al fondo gli eventuali residui di materiale presenti lungo le pareti delle provette. In seguito, l'ago del *flush* viene sostituito dall'ago dell'analisi e viene aggiunto un ago a foro singolo per iniettare l'acido ortofosforico.

La seconda fase è la fase di acidificazione, e inizia al termine della fase di *flush*.

Questa fase consiste nell'iniettare dell'acido ortofosforico (H_3PO_4) all'interno delle provette da analizzare. L'acido è ad una temperatura di circa 70°C , quindi si trova in fase liquida. I due aghi, quello dell'acido e quello dell'analisi, vengono iniettati simultaneamente: l'acido a foro singolo acidifica una colonna di provette, mentre l'altro analizza i campioni già acidificati della colonna precedente. Prima dell'analisi vera e propria è necessario un test di verifica del corretto funzionamento dello strumento, effettuato grazie ad un gas di riferimento (*gas reference* CO_2). In ogni provetta viene quindi rilasciato dell'acido ortofosforico (circa 10 gocce) che reagisce con il carbonato contenuto nei campioni secondo la seguente reazione chimica:



Dalla reazione viene quindi rilasciata della CO_2 , la quale viene quindi prelevata dal secondo ago. L'anidride carbonica così prodotta e prelevata viene trasportata utilizzando il gas He come *carrier* e fluisce verso lo spettrometro, dove viene ionizzata da un fascio di elettroni emesso da un filamento di tungsteno incandescente.

Nel caso in esame, i detector dello spettrometro di massa sono stati posizionati in modo da poter misurare tre diversi pesi molecolari della CO_2 . Considerando, infatti, che in una molecola non può essere presente più di un isotopo pesante e, almeno in questa fase, non considerando la possibile presenza di ^{17}O , verranno misurate le seguenti masse:

- Peso molecolare di 44 uma: la CO_2 è costituita solo da ioni leggeri ($^{12}\text{C} + 2\ ^{16}\text{O}$);
- Peso molecolare di 45 uma: la CO_2 è costituita da un carbonio “pesante” (^{13}C) e da due ossigeni “leggeri” (^{16}O);
- Peso molecolare di 46 uma: la CO_2 è costituita da un ossigeno “pesante” (^{18}O), da un secondo ossigeno “leggero” (^{16}O) e da un carbonio “leggero” (^{13}C).

Così facendo è possibile quindi misurare il rapporto tra $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e tra $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$.

Le misure ottenute sono state calibrate utilizzando lo standard interno di

riferimento (MAQ1), il cui valore nominale è calibrato rispetto allo standard internazionale NBS19. Inoltre, la riproducibilità dell'analisi è stata testata grazie all'utilizzo di un secondo standard (GR1 - standard in sample). Per i campioni analizzati per questa tesi la precisione è stata migliore di 0.07 ‰ per $\delta^{13}\text{C}$ e migliore di 0.09 ‰ per il $\delta^{18}\text{O}$.



Figura 2.9: Bilancia di precisione utilizzata per pesare il materiale.



Figura 2.10: Preparazione del campione per la pesata.

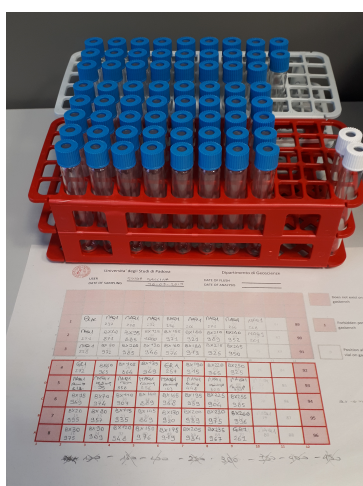


Figura 2.11: Rack di provette con il materiale appena pesato e allegato lo schema cartaceo di posizionamento dei campioni.

Dall'analisi si ottengono dei diagrammi intensità/tempo che presentano 15 picchi per ogni campione. I primi 3 e gli ultimi 3 sono relativi al gas di riferimento CO₂ e sono necessari per tarare il dispositivo, i restanti 9 si riferiscono invece al campione analizzato.

Ogni picco è composto da tre tracciati sovrapposti che corrispondono ai tre pesi molecolari della CO₂ (44, 45, 46). Ogni analisi consiste quindi di 9 misurazioni della composizione isotopica del campione, caratterizzate da intensità via via decrescenti nel tempo.

Nella successiva fase di calibratura, la prima e l'ultima misurazione della composizione isotopica dei campioni vengono scartate, perché generalmente mostrano dei dati significativamente diversi dalle restanti sette misurazioni. Da queste, quindi, si ricavano media e deviazione standard, che deve essere inferiore di 0.1 ‰. I valori ottenuti per $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ sono stati calcolati rispetto alla composizione isotopica del *gas reference* CO₂. I risultati così ottenuti vengono quindi esportati in un foglio Excel.

I campioni devono essere calibrati rispetto allo standard internazionale VPDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*), in modo tale da renderli confrontabili con altri dati prodotti in altri laboratori. Essi vengono quindi calibrati utilizzando gli standard interni inseriti nella sequenza, che hanno una composizione isotopica nota (MAQ1 – marmo di Carrara – $\delta^{13}\text{C} = 2.85$, $\delta^{18}\text{O} = 1.15$). È stato inoltre inserito uno standard di controllo (GR 1 – marmo – $\delta^{13}\text{C} = 0.69$, $\delta^{18}\text{O} = -10.63$) che viene utilizzato come *standard in sample*.

Il picco (in mV) prodotto dalla CO₂ analizzata è stato utilizzato per stimare la quantità di carbonato presente nel campione (Spofforth *et al.*, 2010). A questo scopo, all'interno di ogni sequenza sono stati inseriti in ordine casuale 8 standard MAQ1 di peso noto crescente (100-450 µg). Dal momento che l'intensità del picco (in mV) aumenta all'aumentare del peso del campione (espresso in mg), è possibile risalire alla percentuale di CaCO₃ presente in ogni campione (Figura 2.12).

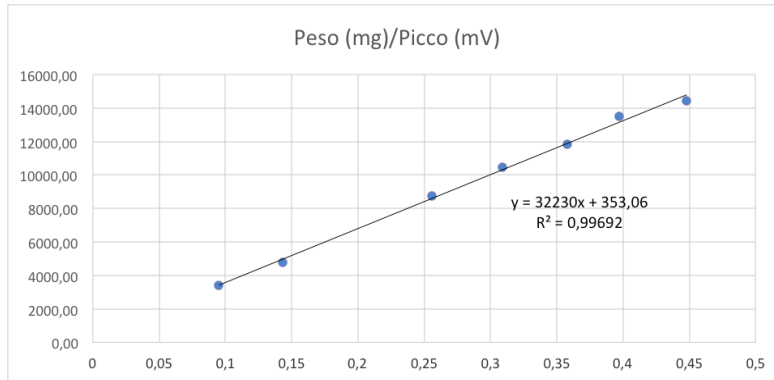


Figura 2.12: Diagramma peso (mg) / intensità (mV) utilizzato per stimare il contenuto di carbonato presente nei campioni analizzati. Il grafico è stato ottenuto confrontando il peso degli 8 campioni MAQ1 utilizzati come rampa e le intensità dei picchi prodotti da ciascun campione. Come si vede dal grafico, c'è una relazione lineare tra il peso del campione e l'intensità del picco prodotto: all'aumentare del peso, aumenta anche l'intensità del picco prodotto.

3. INTRODUZIONE ALLA BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI E ALLA BIOCRONOLOGIA

3.1. I BIORIZZONTI

3.1.1. Definizione e affidabilità di un biorizzonte

La biostratigrafia è la disciplina della stratigrafia che studia la distribuzione stratigrafica dei fossili e l'organizzazione degli strati in unità sulla base del loro contenuto fossilifero.

Infatti, un'analisi biostratigrafica ha lo scopo di organizzare e suddividere le successioni stratigrafiche in base al differente contenuto paleontologico, identificando di conseguenza diversi biorizzonti (Salvador, 1994; <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-stratigraphicguide>). I biorizzonti sono identificabili come dei cambiamenti nel contenuto paleontologico osservati lungo una successione sedimentaria. Gli eventi biostratigrafici che definiscono i singoli biorizzonti possono essere controllati dall'evoluzione organica, costituita da una successione di eventi irripetibili nella storia della vita, oppure da cambiamenti di tipo ambientale, che possono essere anche ripetitivi. I primi sono veri e propri eventi di comparsa o scomparsa evolutiva (*First Appearance Datum* – FAD; *Last Appearance Datum* – LAD), mentre i secondi sono eventi potenzialmente controllati da fattori locali come, ad esempio:

- Fenomeni di comparsa o di scomparsa dovuti a migrazioni o ad eventi di esclusione ambientale;
- Intervalli di abbondanza o di assenza;
- Variazioni di tipo morfologico;
- Fluttuazioni in termini di abbondanza.

Ad esempio, nel caso della comparsa di un taxon, la FAD rappresenta la comparsa evolutiva di quel taxon, mentre la FO (*First Occurrence*), altrimenti riportata anche come LO (*Lowest Occurrence*) o B (*Base*), ne definisce la prima presenza nelle singole successioni (Figura 3.1) (Saraswati & Srinivasan, 2016).

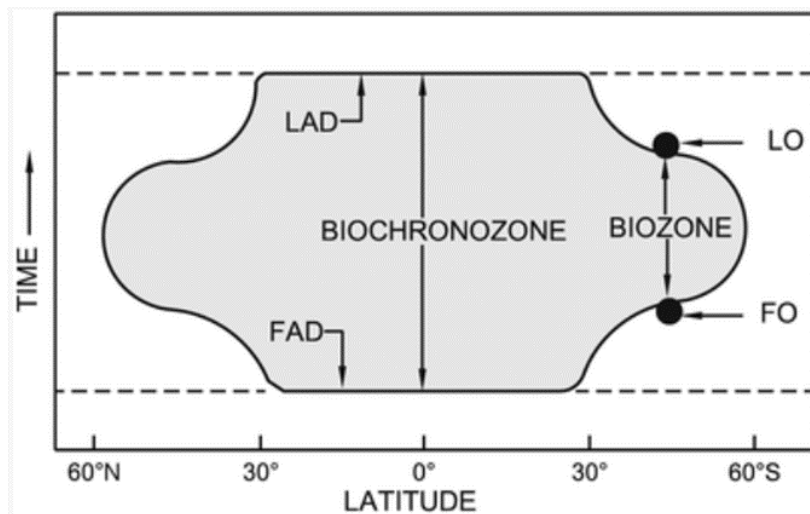


Figura 3.1: La figura spiega i concetti di *First Occurrence* (FO), *Last Occurrence* (LO), *First Appearance Datum* (FAD) e *Last Appearance Datum* (LAD) di una specie (da Saraswati & Srinivasan, 2016).

Un evento biostratigrafico è quindi dato da variazioni in termini di contenuto fossilifero. Tutti i fossili sono la testimonianza di specie che sono vissute durante un particolare momento del processo evolutivo e della storia della Terra. Potenzialmente, quindi, tutti i taxa potrebbero essere utili biostratigraficamente, ma solo alcuni (*index species*) sono ai fini pratici dei buoni indicatori biostratigrafici. Una *index species* dovrebbe quindi avere un'ampia distribuzione geografica, per assicurare correlazioni a vasta scala, ed essere abbondante nelle associazioni fossili, così da consentire un preciso posizionamento dei singoli eventi.

Perché un evento biostratigrafico (biorizzonte) possa essere considerato affidabile, è inoltre necessario che questo mantenga sempre la stessa spaziatura temporale (*spacing*) e la stessa successione relativa (*ranking*) fra le differenti successioni e all'interno di una stessa successione, tra autori diversi. Le caratteristiche che rendono affidabile o meno un certo evento sono quindi le seguenti:

- Facile riconoscimento della specie che definisce l'evento;
- Abbondanza della specie;
- Distribuzione continua della specie;
- Possibilità di rimaneggiamento;

- Alto potenziale di preservazione;
- Buona tracciabilità;
- Possibilità di effettuare buone correlazioni temporali.

3.1.2. I biorizzonti utilizzati

In questa tesi è stato scelto di adottare per i biorizzonti la nomenclatura proposta da Backman *et al.* (2012), al fine di evitare i fraintendimenti comuni con i precedenti acronimi. Infatti, in letteratura vengono spesso utilizzati acronimi quali *First Occurrence* (FO) e *Last Occurrence* (LO), ma altrettanto frequentemente si ritrovano termini quali *Lowest Occurrence* (LO) e *Highest Occurrence* (HO). È quindi evidente come lo stesso acronimo LO vada ad assumere significati opposti. Per questi motivi si preferisce fare riferimento alla nomenclatura di Backman *et al.* (2012), che include i seguenti biorizzonti:

- *Base* = B
- *Base common and continuous* = Bc
- *Top* = T
- *Top common and continuous* = Tc
- *Cross-over* = X

I suddetti termini verranno quindi utilizzati per la descrizione dei biorizzonti nel prossimo capitolo. Il posizionamento di ogni biorizzonte analizzato sarà effettuato utilizzando il punto medio. Ad esempio, nel caso di comparsa del taxon (x), il biorizzonte B(x) sarà posizionato nel punto medio fra l'ultimo campione in cui il taxon (x) è assente e il primo campione in cui il taxon (x) è presente. In maniera del tutto analoga, l'evento di scomparsa del taxon (x), e quindi il biorizzonte T(x), sarà posizionato fra l'ultimo campione in cui il taxon (x) è presente e il primo campione in cui il taxon (x) è assente. L'errore sarà dato dalla differenza di posizione stratigrafica fra l'altezza del punto medio calcolato e le altezze dei campioni in cui il taxon è presente o assente utilizzate per il calcolo del punto medio.

3.2. I NANNOFOSSILI CALCAREI

3.2.1. Definizione e preservazione

Per nannofossili calcarei si intendono tutti i resti carbonatici fossili marini di dimensione inferiore ai 30 μm . Si tratta per la maggior parte di resti di organismi fitoplanctonici unicellulari, detti coccolitoforidi, sebbene la definizione sopracitata includa anche resti fossili prodotti da altri organismi, come ad esempio le dinocisti calcaree. I coccolitoforidi producono scudi o placchette esterne calcificate (*plates*) che vanno a ricoprire completamente la cellula. Ogni cellula risulta quindi ricoperta da un numero variabile di placchette (da 10 a 100) e viene detta coccosfera (con dimensioni variabili da 10 a 100 μm). Alla morte dell'organismo la coccosfera si disarticola nelle singole *plates* calcitiche, che si inabissano lungo la colonna d'acqua depositandosi infine sul fondale (Winter & Siessier, 1994; Young *et al.*, 1997).

Di norma, i coccolitoforidi non mostrano un significativo trasporto laterale e raggiungono il fondo senza subire una dissoluzione pervasiva. Queste caratteristiche sono state spiegate assumendo che i loro resti raggiungano i fondali come aggregati o inclusi nei *fecal pellets* di organismi zooplanctonici, protetti in tal modo dalla dissoluzione e senza spostamenti significativi dall'area di origine (Winter & Siessier, 1994; Young *et al.*, 1997).

3.2.2. Biologia ed ecologia

I coccolitoforidi appartengono al *phylum Haptophyta* e sono organismi marini planctonici autotrofi fotosintetici che vivono nella zona fotica della colonna d'acqua (tra 0 e 200 m, anche se sono molto più abbondanti tra i 50-80 m). La caratteristica morfologica che li caratterizza è la presenza di due flagelli a cui è frapposto un terzo flagello detto *haptonema* (Thierstein & Young, 2004; Winter & Sessier, 1994). Le conoscenze riguardo al loro ciclo vitale non sono esaustive, tuttavia, si possono distinguere due fasi principali:

- Fase diploide durante la quale sono solitamente prodotti gli eterococcoliti;
- Fase aploide durante la quale sono secreti gli olococcoliti.

Queste due fasi producono elementi molto diversi sia morfologicamente che strutturalmente (Figura 3.2) (Armstrong & Brasier, 2005). Il ciclo vitale dei coccolitoforidi è caratterizzato da un'alternanza tra una fase diploide e una fase aploide, passando dalla fase aploide a quella diploide attraverso singamia, e dalla fase diploide a quella aploide attraverso meiosi. La riproduzione asessuale attraverso mitosi è possibile in entrambe le fasi del ciclo di vita (*haplodiplontic life-cycle*) (Thierstein & Young, 2004; Winter & Sessier, 1994). In generale, i coccolitoforidi, possono essere suddivisi in tre principali tipi morfostrutturali:

- Eterococcoliti: comprendono forme (placcoliti) ellittico-circolari costituite da due scudi (uno distale e uno prossimale) uniti fra loro da un tubo centrale. Sono prodotti durante la fase diploide del ciclo vitale;
- Olococcoliti: comprendono forme costituite da microcristalli euedrali romboedrici di calcite e sono prodotti durante la fase aploide del ciclo vitale. In genere sono più fragili e meno comuni nel record fossile rispetto agli altri due tipi, tuttavia, possono preservarsi grazie a fasi diagenetiche precoci che inducono una ricristallizzazione pervasiva (e.g., *Zygrhablithus bijugatus* e *Lanternithus minutus*) e costituire un'importante componente dell'associazione, come nel caso della successione analizzata;
- Nannoliti: includono prevalentemente forme estinte con morfologie diverse (e.g., *Discoaster* spp., *Sphenolithus* spp., *Nannotetrina* spp.) non direttamente riferibili al *phylum Haptophyta*.

La formazione delle placchette carbonatiche (eterococcoliti) avviene per mineralizzazione all'interno della cellula, mentre la loro secrezione avviene per mezzo di vescicole. Gli olococcoliti della fase aploide, invece, sono probabilmente calcificati direttamente all'esterno della cellula, tramite un processo di biomineralizzazione più complicato (Thierstein & Young, 2004; Winter & Sessier, 1994; <http://ina.tmsoc.org/>).

Le funzioni della coccosfera sono tuttora poco comprese, anche se sono state proposte diverse ipotesi (Thierstein & Young, 2004; Winter & Sessier, 1994):

- Protezione: la coccosfera potrebbe servire per proteggere la membrana cellulare e a prevenire eventuali infezioni;

- Galleggiamento: le diverse morfologie della coccosfera permetterebbero di regolare il galleggiamento della cellula;
- Barriera metabolica: la produzione di placchette calcitiche sarebbe utile nell'eliminazione del calcio in eccesso presente all'interno della cellula;
- Protezione fotica: le placchette che ricoprono la coccosfera sono in grado di proteggere la cellula dalla radiazione UV dannosa e al contempo di regolare la quantità di luce assorbita o riflessa.

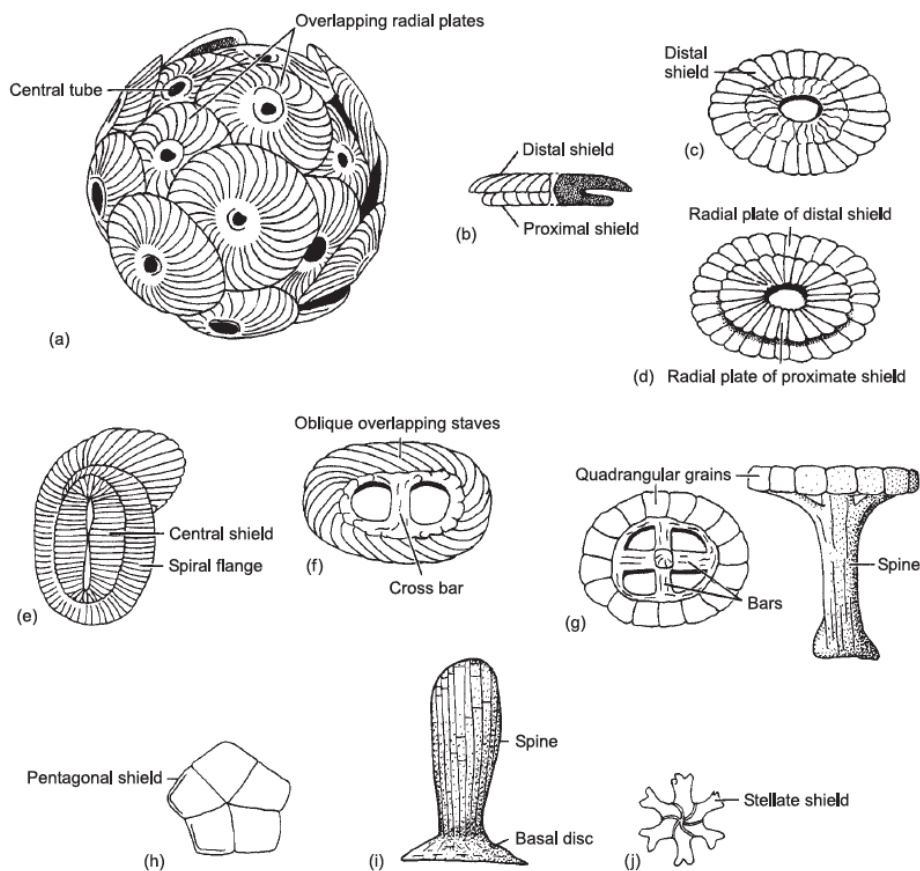


Figura 3.2: Immagini di Coccoliti. (a) Coccolitoforide in fase non-mobile. (b) Visione laterale e sezione (*cross-section*) di *Cyclococcolithina*. (c,d) Visione distale e prossimale di *Pseudoemiliana*. (e) *Helicopontosphaera*. (f) *Zygodiscus*. (g) Visione prossimale e laterale di *Prediscosphaera*. (h) *Braarudosphaera*. (i) Visione laterale di *Rhabdosphaera*. (j) *Discoaster* (da Armstrong & Brasier, 2005).

Importanti fattori ecologici possono determinare la presenza e l'abbondanza del nanoplancton calcareo sia a livello geografico che lungo la colonna d'acqua,

influenzandone la distribuzione. Tra i fattori ecologici più importanti vi sono (Winter & Sessier, 1994):

- Luce: è un fattore limitante, sebbene il nanoplancton calcareo sopporti ampie variazioni in termini di radiazioni luminose;
- Nutrienti (principalmente azoto e fosforo): rappresentano, assieme alla concentrazione di ferro, un fattore limitante per gli eventi di fioritura (*blooming*) del nanoplancton calcareo. In superficie i nutrienti sono presenti in basse concentrazioni dal momento che vengono assimilati costantemente dal fitoplancton. Al di sotto della zona fotica la loro quantità aumenta in modo significativo (in corrispondenza del nutriclino), ma in questa zona il fitoplancton è estremamente raro e, a parte rare eccezioni (e.g., *Florisphaera profunda*), non è in grado di sfruttare i nutrienti presenti. A livello biogeografico, il nanoplancton calcareo predilige zone caratterizzate da acque oligotrofiche (povere di nutrienti) e stratificate, poiché le zone eutrofiche (ricche in nutrienti) sono occupate da diatomee, che meglio si adattano ad ambienti più dinamici e ricchi di nutrienti;
- Temperatura: il nanoplancton è in grado di adattarsi ad un ampio range di temperatura, anche se non mancano forme prettamente stenoterme come *Coccolithus pelagicus* (attualmente presente alle alte latitudini) o *Umbellosphaera irregularis* (presente alle latitudini tropicali e subtropicali). La loro distribuzione biogeografica è fortemente controllata dalla temperatura, che ne determina indirettamente il gradiente latitudinale. Sebbene la biomassa prodotta dal nanoplancton sia decisamente maggiore alle latitudini superiori, la loro diversità specifica è più alta alle basse latitudini. Questo perché sia la produttività (biomassa) che la biodiversità sono legate alla quantità di nutrienti, ovvero alle condizioni trofiche;
- Salinità: il nanoplancton mostra una buona tolleranza alle variazioni di salinità e del contenuto di ossigeno nell'acqua, anche se generalmente prospera in condizioni di salinità normale (32-37 ‰). La diversità specifica è maggiore dove la salinità è relativamente alta (acqua calde e

oligotrofiche), più bassa in ambienti costieri dove vi sono forme più specializzate;

- Vitamine e ferro: le vitamine B1 e B12 sono di fondamentale importanza per la sopravvivenza di questi organismi, dal momento che non sono in grado di sintetizzarle. La disponibilità di ferro e molibdeno è necessaria, invece, per la produzione di clorofilla, di DNA e di nitratoriduttasi (enzima che catalizza l'ossidazione da nitrito a nitrato). L'assenza di ferro, ma per contro anche l'eccessiva concentrazione, sono condizioni che inibiscono la sopravvivenza del nannoplancton calcareo e rappresentano quindi un fattore ecologico importante per questi organismi.

3.2.3. Record geologico del nannoplancton calcareo

Essendo una fonte primaria di cibo negli oceani, la storia del nannoplancton calcareo ha una stretta relazione con l'evoluzione organica sul nostro pianeta (Tappan & Loeblich 1973; Tappan 1980). I primi resti fossili attribuiti a nannoplancton calcareo sono di età Triassica superiore (Preto *et al.*, 2013). La loro diversificazione all'inizio del Giurassico fu un evento straordinario che avvenne in parallelo all'evoluzione delle dinocisti. Entrambi infatti possono essere legati a cambiamenti oceanografici importanti come l'apertura dell'Oceano Atlantico (Armstrong & Brasier, 2005). La loro abbondanza e diversità specifica aumentarono costantemente fino al tardo Cretaceo, quando vi fu una grande trasgressione marina e una radiazione anche di molti gruppi planctonici (Figura 3.3). La stragrande maggioranza del nannoplancton calcareo si estinse al confine K-Pg, e molti dei loro habitat furono temporaneamente riempiti dalle dinocisti. A partire dal Daniano superiore (Paleocene inferiore), il nannoplancton calcareo ha riacquisito il pieno dominio nelle acque tropicali e temperate, sebbene la loro diversità specifica rimanga inferiore rispetto a quella osservata nel Cretaceo superiore (Figura 3.3) (Armstrong & Brasier, 2005; Bown *et al.*, 2004).

L'Eocene medio rappresenta un altro massimo di diversità specifica per questo gruppo, che a partire dall'Eocene superiore mostra una diminuzione continua e progressiva in termini di ricchezza specifica (Figura 3.3) (Armstrong & Brasier, 2005; Bown *et al.*, 2004).

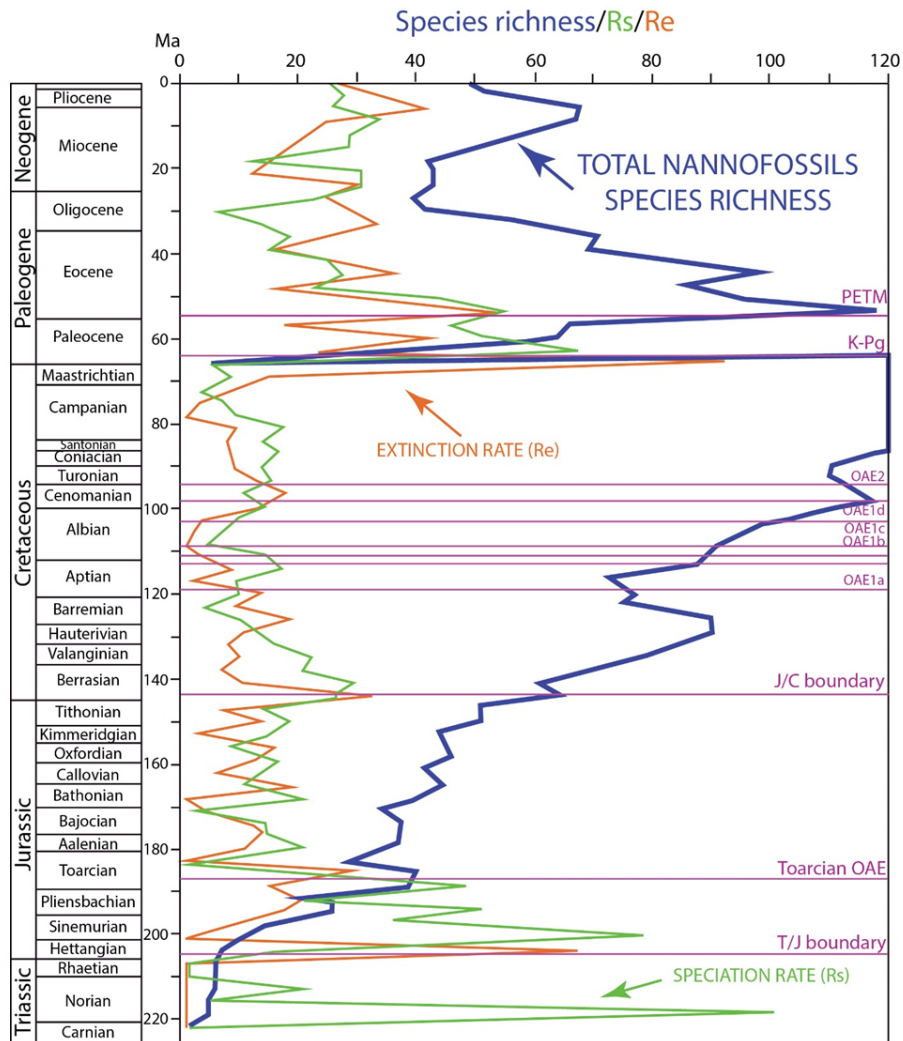


Figura 3.3: La figura mostra la diversità (*species richness*), i tassi di estinzione (Re) e di speciazione (Rs) dei nannofossili calcarei (modificato da Bown *et al.*, 2004).

3.3. BIOZONATURE A NANNOFOSSILI CALCAREI DELL'EOCENE MEDIO

Le biozonature più comunemente utilizzate per la suddivisione dell'Eocene medio e superiore sono quelle proposte da Martini (1971) e Okada & Bukry (1980). Queste sono basate su lavori pionieristici di Hay *et al.* (1967), Bramlette & Wilcoxon (1967), Roth (1970, 1973), Roth *et al.* (1971) e Bukry (1973, 1975).

Nell'intervallo di tempo considerato in questa tesi, Martini (1971) codifica le biozone con la sigla "NP" (*Nannoplankton Paleogene*) ordinandole in una serie progressiva. Un'ulteriore codifica, anch'essa estesa a tutto il Cenozoico, è stata proposta da Bukry (1973) utilizzando principalmente studi da lui svolti all'interno del progetto *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) (Bukry, 1970, 1971, 1973, 1975a). Sulla base di tali dati, nel 1980, è stata pubblicata da Okada & Bukry una versione revisionata della precedente biozonatura. In questa si utilizza la sigla di codifica "CP" (*Coccoliths Paleogene*) per le biozone, seguita da un numero progressivo ed infine dalle lettere (*a, b, c, ...*) per l'identificazione di eventuali sottozone.

E' stata recentemente pubblicata una nuova biozonatura per il Paleogene, valida per le basse e medie latitudini (Agnini *et al.*, 2014). Si è infatti notato come alcuni biorizzonti presenti nelle precedenti zonature si siano rivelati non sempre affidabili. Le cause di tale scarsa affidabilità sono essenzialmente due:

- Alcune specie utilizzate per definire i biorizzonti sono rare e non sempre presenti anche in campioni caratterizzati da buona preservazione;
- Alcuni biorizzonti non sembrano rispettare lo stesso *ranking* e/o *spacing* (Agnini *et al.*, 2014). Tuttavia negli anni sono stati individuati eventi biostratigrafici che mostrano un'affidabilità maggiore. (e.g., Fornaciari *et al.*, 2010; Toffanin *et al.*, 2013) (Figura 3.4).

STANDARD ZONATIONS			BIOHORIZON	MEDITERRANEAN ZONATIONS									
Martini, 1971		Okada and Bukry, 1980		Perch-Nielsen, 1985	Roth et al., 1971		Proto Decima et al., 1975		Nocchi et al., 1988		Catanzariti & Rio, in Catanzariti et al., 1997		
Zone	Definition	Zone/Subzone	Definition	Backman, 1987	Zone/Subzone	Definition	Zone	Definition	Zone	Definition	Zone/Subzone	Definition	
NP21	<i>E. formosa</i>	CP16b	<i>E. formosa</i>	▼ <i>E. formosa</i>		<i>E. formosa</i>		Not considered	CP16b	<i>E. formosa</i>	MNP21B	<i>E. formosa</i>	
		CP16a	<i>C. subdistichus</i>	▲ <i>E. obruta</i> LCO		<i>E. subdisticha</i>			CP16a	<i>E. obruta</i> acme	MNP21A	<i>E. obruta</i> acme	
	<i>D. saipanensis</i>		<i>D. barbadiensis</i>	▼ <i>C. protoannula</i>		<i>D. barbadiensis</i>		<i>D. barbadiensis</i>		<i>D. barbadiensis</i>		<i>D. saipanensis</i>	
NP20	<i>C. oamaruensis</i>	CP15b	<i>D. saipanensis</i>	▼ <i>D. saipanensis</i>		<i>S. pseudoradians</i>		<i>S. pseudoradians</i>		<i>D. saipanensis</i>		MNP20	<i>C. reticulatum</i>
		CP15a	<i>I. recurvus</i>	▲ <i>I. recurvus</i>		<i>D. saipanensis</i>		<i>I. recurvus</i>		<i>I. recurvus</i>	CP15b	MNP19	<i>I. recurvus</i> LCO
NP19	<i>I. recurvus</i>		<i>I. recurvus</i>			<i>Ch. oamaruensis</i>		<i>Ch. oamaruensis</i>		<i>I. recurvus</i>		MNP18B	<i>C. isabellae</i> LO
NP18	<i>C. oamaruensis</i>		<i>C. grandis</i>			<i>C. oamaruensis</i>		<i>C. oamaruensis</i>		<i>C. grandis</i>	CP15a	MNP18A	<i>C. erbae</i> AE
												MNP17B	<i>C. erbae</i> AB
NP17		CP14b				<i>D. saipanensis</i>						MNP17A	<i>S. obtusus</i>
		CP14a				<i>R. umbilicus</i>		<i>D. tanii nodifer</i>				MNP16Bc	<i>S. obtusus</i>
NP16	<i>C. solitus</i> <i>R. gladius</i>	CP14a	<i>D. bifax</i> <i>C. solitus</i>	▲ <i>D. bisectus</i>		<i>D. mirus</i>		<i>R. umbilicus</i>		CP14		MNP16Bb	<i>D. bisectus</i> LCO
		CP14a		▼ <i>S. furcatolithoides</i>		<i>T. inversus</i>						MNP16Ba	<i>S. furcatolithoides</i>
		CP13c	<i>R. umbilicus</i> <i>D. bifax</i>	▲ <i>Nannotetrina</i> spp.		<i>L. minutus</i>						MNP16A	<i>R. umbilicus</i> >14 μm
		CP13b	<i>C. gigas</i>	▲ <i>R. umbilicus</i> >14 μm		<i>S. radians</i>		<i>R. umbilicus</i>					Not considered
		CP13b	<i>C. gigas</i>	▲ <i>S. furcatolithoides</i>		<i>D. tanii nodifer</i>		<i>S. radians</i>		<i>R. umbilicus</i> >12.5 μm			
NP15	<i>C. alatus</i>	CP13a	<i>N. quadrata</i>	▲ <i>Nannotetrina</i> spp.		<i>C. alatus</i>		<i>N. fulgens</i>		<i>N. fulgens</i>	CP13		

Figura 3.4: Confronto fra le biozonature standard di Martini (1971) e Okada & Bukry (1980), i biorizzonti proposti da Perch-Nielsen (1985) e le biozonature proposte per l'area del Mediterraneo. Le più recenti per il bacino del Mediterraneo sono quelle di Catanzariti *et al.* (1997) e Fornaciari *et al.* (2010). Il riquadro arancione evidenzia l'intervallo considerato in questa tesi secondo queste biozone (modificato da Fornaciari *et al.*, 2010).

La biozonatura proposta da Agnini *et al.* (2014) per il Paleogene si basa su dati raccolti da materiale DSDP/ODP e da successioni marine affioranti su terra. La biozonatura è complessivamente costituita da 38 biozone: 11 biozone per il Paleocene, 21 biozone per l'Eocene e 6 biozone per l'Oligocene. Ogni biozona viene definita in base ad un unico biorizzonte, al fine di conferire maggiore stabilità alla zonatura stessa, ma spesso sono forniti biorizzonti addizionali. La nomenclatura delle biozone si ispira a quella proposta da Wade *et al.* (2011), e contiene un codice che si riferisce al gruppo di microfossili studiati CN (*Calcareous Nannofossils*), all'iniziale della serie (P = Paleocene, E = Eocene, O = Oligocene) e al numero di ogni biozona (Figura 3.5) (Agnini *et al.*, 2014).

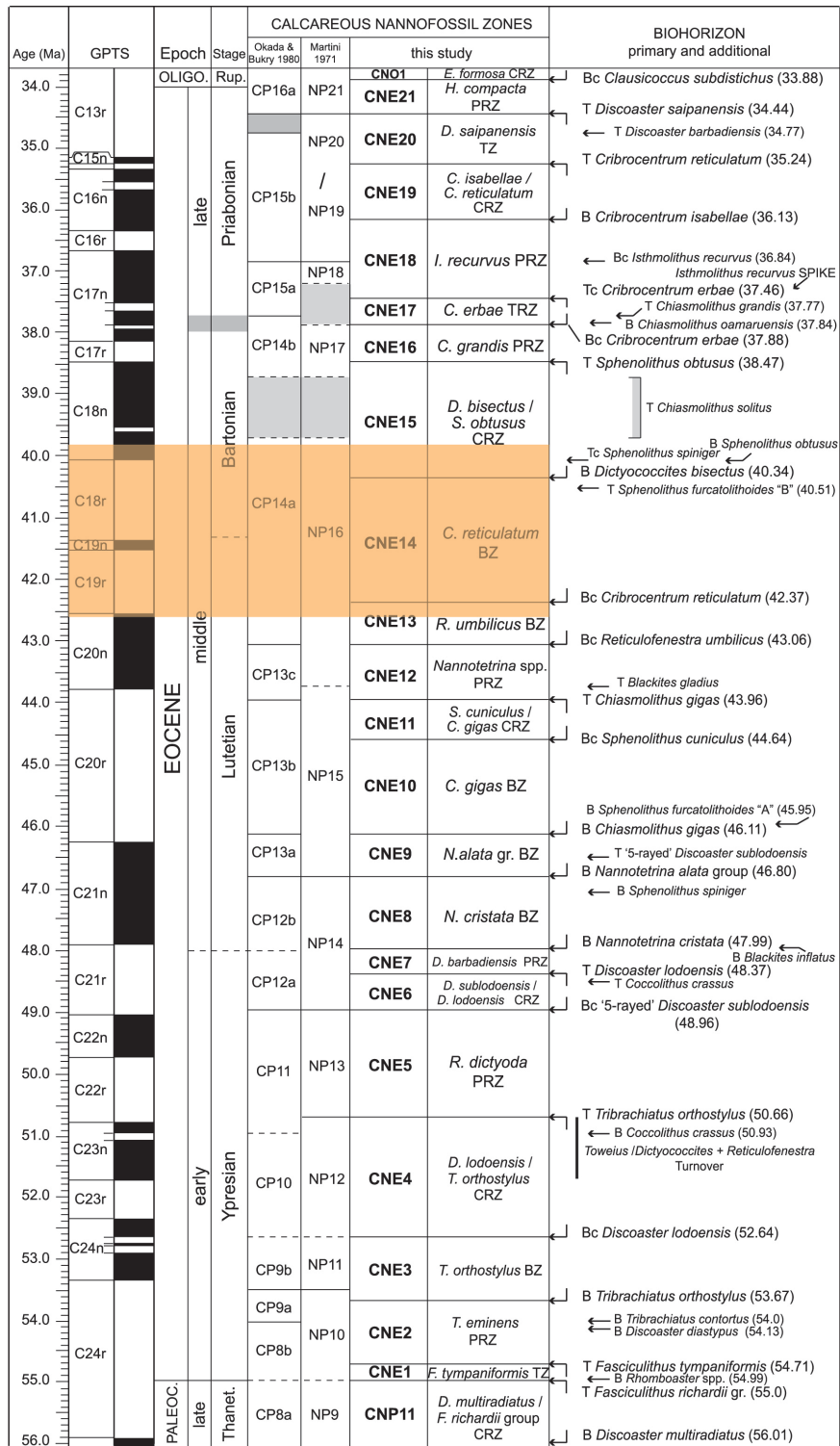


Figura 3.5: Le biozone CN e i biorizzonti a nannofossili calcarei proposti per l'Eocene da Agnini *et al.* (2014) vengono qui riportati con le biozature proposte da Martini (1971) e da Okada & Bukry (1980). La *Geomagnetic Polarity Time Scale* (GPTS) è quella proposta da Cande & Kent (1995; CK95) e da Pälike *et al.* (2006). Le bande grigie rappresentano l'incertezza nel definire i limiti cronostratigrafici e di biozona per alcuni biorizzonti (e.g. T *Chiasmolithus solitus*), mentre il riquadro arancione evidenzia l'intervallo considerato in questa tesi (modificato da Agnini *et al.*, 2014).

3.4. CENNI DI BIOCRONOLOGIA

La biostratigrafia è quel ramo della stratigrafia che suddivide le successioni stratigrafiche utilizzando il loro contenuto paleontologico. I biorizzonti che vengono utilizzati a tale fine restituiscono quindi delle datazioni relative. La biocronologia, invece, a differenza della biostratigrafia, è in grado di calibrare, per i biorizzonti considerati, un'età assoluta (e.g., B e T) (Salvador, 1994). Solitamente un singolo dato biocronologico non è sufficiente per la determinazione del grado di affidabilità del biorizzonte stesso: dati provenienti da aree diverse e/o da contesti deposizionali diversi possono dare calibrature diverse (Agnini *et al.*, 2014).

Una caratteristica dell'intervallo considerato è che, di fatto, non esiste un ancoraggio al record più recente (Neogene e Oligocene), e per questo la *Geological Time Scale* (GTS) è flottante. La conseguenza di tutto ciò è che le età assolute vengono continuamente modificate a seconda della *Time Scale* adottata (e.g., Cande & Kent, 1995; GTS 2004; Pälike *et al.*, 2006; GTS 2012; Westerhold *et al.*, 2014; Westerhold *et al.*, 2015; ...). Se infatti per il Neogene la GTS utilizzata è quella proposta da Lourens *et al.* (2012), per gli intervalli più antichi del Cenozoico ve ne sono diverse.

I punti chiave per la costruzione di una GTS sono le inversioni del campo magnetico terrestre, che determinano un pattern di *reversal* sincrono e, a scala globale, riconoscibile, almeno teoricamente, nelle successioni sedimentarie (GPTS – *Geomagnetic Polarity Time Scale*). In alcuni casi, la cronologia è stata o può essere integrata ed implementata grazie a studi ciclostratigrafici.

I dati biocronologici a nannofossili calcarei utilizzati in questa tesi sono stati ricavati da Agnini *et al.*, (2014). Questi autori, oltre all'età assoluta del biorizzonte, forniscono anche una posizione relativa all'interno chron, e questo consente di ricalibrare facilmente le età dei singoli biorizzonti rispetto ad altre *Time Scale*. In questa tesi si è scelto di adottare la GTS 2012, e quindi tutti i dati biocronologici utilizzati fanno riferimento a questa *Time Scale*.

Per quanto riguarda la sezione del Belaya River analizzata in questa tesi e appartenente alla *Kuma Formation* (Russia), la magnetostratigrafia non è disponibile, e quindi non è stato possibile sviluppare un modello di età del tutto indipendente e, di conseguenza, una biocronologia diretta. Tuttavia, per costruire il modello di età della successione analizzata sono stati utilizzati dati biocronologici di letteratura (Agnini *et al.*, 2014).

4. RISULTATI E DISCUSSIONE

4.1. CARATTERISTICHE GENERALI DELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI PRESENTI NELLA SEZIONE DI BELAYA RIVER (*KUMA FORMATION*, RUSSIA)

Il contenuto fossilifero dei campioni analizzati è generalmente abbondante lungo tutta la porzione di successione studiata, mentre la preservazione dei nannofossili calcarei risulta molto buona, e in alcuni casi addirittura ottima, per tutti i campioni della successione studiati. Soltanto in cinque campioni è stata osservata una presenza di nannofossili più bassa (*Stratigraphic position* [m] 22.23, 34.04, 34.63, 34.90, 46.90), ma si ritiene che ciò sia dovuto alla preparazione dei campioni, piuttosto che ad una diminuzione intrinseca del contenuto fossilifero.

Tra i generi presenti, quello più abbondante è *Reticulofenestra*, con abbondanze variabili tra ca. 40 e 80 % (Figure 4.1 e 4.2). Con percentuali inferiori è presente il genere *Coccolithus*, che mostra delle abbondanze che possono arrivare fino al 16-18 %, e il genere *Cribocentrum*, caratterizzato da abbondanze via via crescenti che arrivano fino a ca. 12 % nella parte alta della sezione. Altri generi presenti, e con abbondanze abbastanza confrontabili tra loro seppur sempre inferiori al 10 %, sono *Blackites*, *Dictyococites* e *Sphenolithus*. Il genere *Blackites* mostra un'abbondanza pressoché costante lungo tutta la sezione, anche se la parte alta presenta delle abbondanze leggermente inferiori rispetto alla parte medio-bassa. Il genere *Dictyococites* è assente nella parte bassa della sezione, comparando in modo definitivo solo dalla posizione stratigrafica 28.00 m in poi, con abbondanze via via crescenti (seppur con dei picchi che si discostano dal trend generale). Il genere *Sphenolithus*, invece, è sempre presente in modo continuo, ma con delle abbondanze piuttosto variabili (tra 2 e 9 %). Infine, il gruppo "others", che comprende tutti gli altri generi (*Chiasmolithus*, *Lanternithus*, *Neococcolithes*, *Pontosphaera* e *Zygrhabilitus*), mostra abbondanze comprese tra 15 e 20%.

Rara, infine, la presenza del genere *Discoaster*, che mostra abbondanze decrescenti lungo la successione (da 0 % a 4.6 %).

L'intervallo analizzato nella successione di Belaya River (*Kuma Formation*, Russia), anche se documenta un intervallo di tempo relativamente breve (ca. 3 Ma), è caratterizzato dalla presenza di un elevato numero di biorizzonti. Secondo Toffanin *et al.* (2013), questi bioeventi sono correlabili con alcuni dei cambiamenti osservati negli isotopi di ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) e carbonio ($\delta^{13}\text{C}$) durante il MECO. Questo insieme di biorizzonti di fatto rappresenta un ottimo *framework* stratigrafico che, come in questo caso, può essere usato per inquadrare l'evento anche in assenza di dati magnetostratigrafici. Inoltre, i dati geochimici acquisiti possono essere utilizzati per effettuare delle analisi di dettaglio tra il dataset geochimico e i cambiamenti all'interno dell'associazione a fitoplancton.

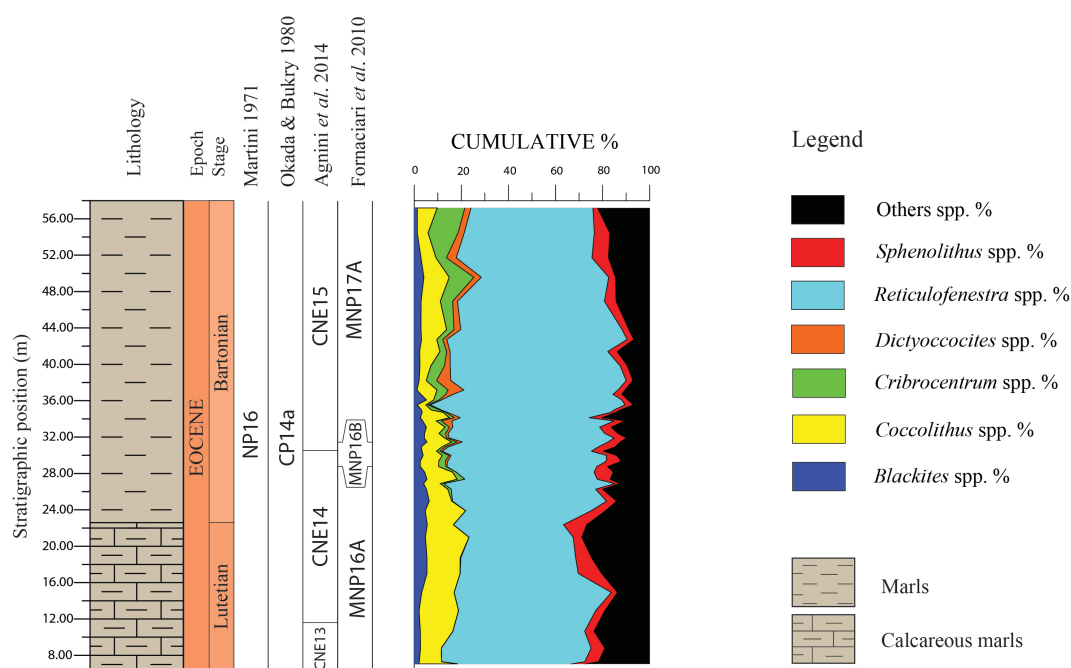


Figura 4.1: Grafico raffigurante la curva cumulativa delle abbondanze relative (in percentuale %) dei generi che compongono l'associazione a nanfossili calcarei presente nell'intervallo studiato. Sulla sinistra è riportata la litologia della *Kuma Formation* e la biostratigrafia a nanfossili calcarei (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980; Agnini *et al.*, 2014; Fornaciari *et al.*, 2010) riferita all'intervallo studiato.

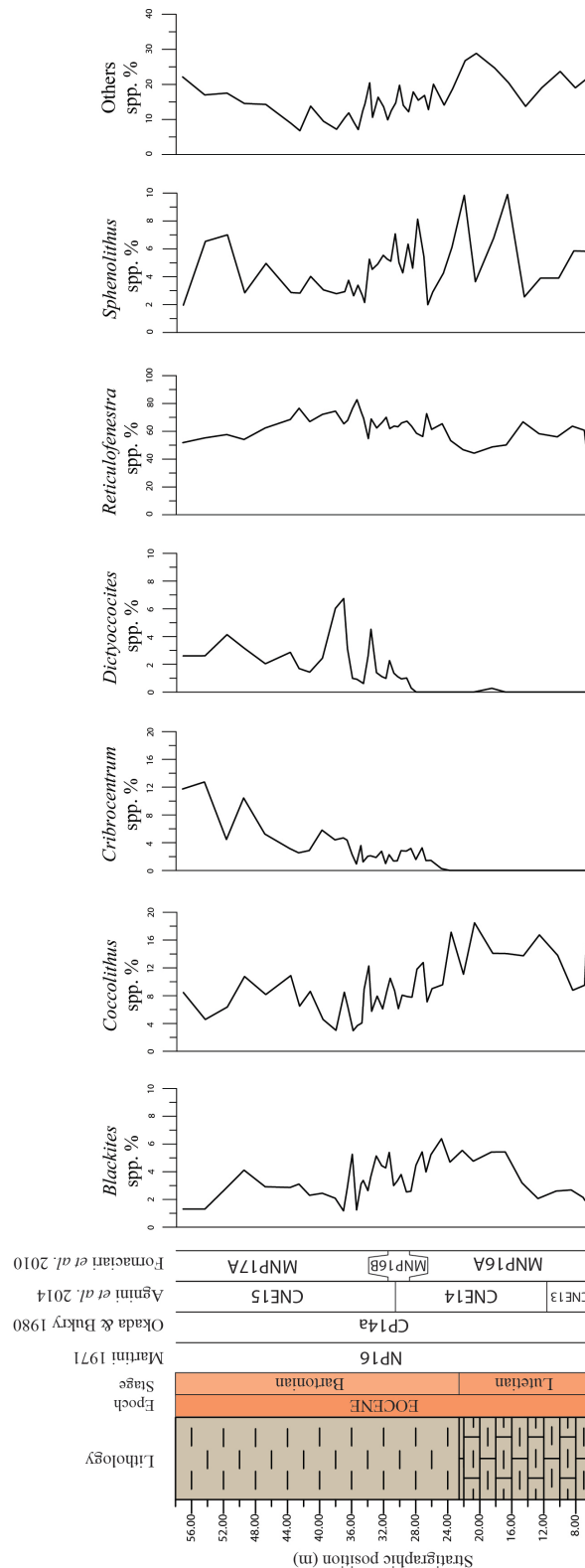


Figura 4.2: Grafico raffigurante le abbondanze relative (in percentuale %) dei principali generi che compongono l'associazione a nanfossili calcarei presente nell'intervallo studiato. Sulla sinistra è riportata la litologia della *Kuma Formation* e la biostratigrafia a nanfossili calcarei (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980; Agnini *et al.*, 2014; Fornaciari *et al.*, 2010) riferita all'intervallo studiato. Per la legenda litologica, si faccia riferimento alla Figura 4.1.

4.2. ANALISI PALEOECOLOGICA

Per l'analisi delle componenti principali (*Principal Component Analysis*, PCA) sono state utilizzate le percentuali di abbondanza relativa dei generi più abbondanti nelle associazioni più un ulteriore gruppo informale (i.e.; *Blackites*, *Coccolithus*, *Cribrocentrum*, *Dictyococcites*, *Reticulafenestra*, *Sphenolithus*, others). Questo tipo di analisi restituisce i fattori (componenti) che sono in grado di spiegare la varianza del dataset analizzato. Da questa analisi paleoecologica è emersa la presenza di due componenti principali che regolano tali relazioni: la prima (PC1) pesa per l'80.72 %, mentre la seconda (PC2) per il 9.84 % (Figure 4.3, 4.4 e 4.5); insieme sono in grado di spiegare ca. il 90.6 % della varianza. In particolare, si può osservare che i generi *Coccolithus* e *Reticulofenestra* mostrano comportamenti tra loro opposti rispetto alla PC1 (asse *x*), mentre i generi *Cribrocentrum* e *Dictyococcites* mostrano comportamenti opposti rispetto ai generi *Reticulofenestra* e *Coccolithus* in termini di PC2 (asse *y*). I *loadings* della PCA, ovvero i pesi dei singoli generi rispetto alla PC1 e alla PC2, eccetto per i tratti distintivi appena descritti, sono caratterizzati da valori relativamente bassi (Figura 4.3 e 4.4).

Per quanto riguarda la disposizione dei singoli campioni nel grafico biplot, si può osservare che, nonostante una certa dispersione dei dati, i campioni della parte alta della sezione, hanno valori positivi della PC1 e valori negativi della PC2, mentre gli altri campioni della successione sono caratterizzati da valori positivi o nulli della PC2 ma da valori molto variabili della PC1 (Figura 4.5).

Per cercare di interpretare questi risultati in chiave paleoambientale, si è cercato di integrare il dato della PCA con le affinità ecologiche dei taxa presenti in letteratura. In particolare, secondo Backman (1987), *Cribrocentrum reticulatum* preferirebbe condizioni tropicali o temperate, mentre secondo Aubry (1992) sarebbe una forma di acque calde che preferisce condizioni mesotrofiche. Analogamente, anche il genere *Dictyococcites* preferirebbe acque calde o temperate (Wei & Wise, 1990b). In questo contesto c'è però da considerare anche

che il genere *Dictyococites* registra un particolare evento evolutivo, poiché compare lungo la sezione. Per questo motivo, il segnale restituito da questo genere potrebbe essere, almeno parzialmente, enfatizzato. *Coccolithus pelagicus* è considerato una specie attualmente comune o abbondante in acque mesotrofiche più fredde, ma durante l'Eocene sarebbe stata una specie di acque più calde (Holmes *et al.*, 2004). Anche i generi *Sphenolithus* e *Discoaster* sono considerate forme caratteristiche delle basse latitudini e di associazioni di acque calde (Lohmann & Carlson, 1981). Infine, il genere *Reticulofenestra* preferirebbe acque temperate (Pospichal & Wise, 1990; Aubry, 1991), e questo giustificerebbe un comportamento opposto rispetto al genere *Coccolithus* nello *scatter-plot*.

Da queste osservazioni si può identificare la PC1 con la temperatura, con i generi *Sphenolithus* e *Coccolithus* che sono considerate forme calde (con valori di PC1 positivi), mentre il genere *Reticulofenestra* ha valori negativi di PC1. I generi *Cribocentrum* e *Dictyococites* mostrano dei valori intermedi di PC1 tra il genere *Coccolithus* e il genere *Reticulofenestra*, e questo dato è sostanzialmente consistente con le loro affinità, che sono appunto intermedie tra quelle dei due generi *Coccolithus* e *Reticulofenestra*. Tuttavia, tutti i generi considerati, eccetto forse *Sphenolithus*, sono di solito considerati taxa cosmopoliti. Per quanto riguarda la PC2, essa potrebbe indicare una variazione delle condizioni trofiche. Questa interpretazione è consistente con il cambio di litologia (aumento della componente terrigena) e con l'aumento delle velocità di sedimentazione registrato nella parte medio-alta della successione (vedi § 4.3.4.), che suggerirebbero condizioni più eutrofiche spostandosi verso valori più negativi della PC2 nel grafico biplot.

Analizzando il comportamento e la dispersione dei vari campioni, si può apprezzare una distribuzione non casuale degli stessi nello *scatter-plot* (Figura 4.5). In particolare, si può notare la seguente distribuzione dei campioni analizzati: i campioni pre-MECO, ovvero i campioni precedenti la comparsa di *D. bisectus* (o precedenti la scomparsa di *S. furcatolithoides*) (ca. fino al campione BX140, *Stratigraphic position* 29.88 m) sono nettamente separati da quelli rappresentanti il MECO e il post-MECO, che arrivano fino alla scomparsa di *S. spiniger*. Infine, gli ultimissimi campioni della successione, che testimoniano le

condizioni di *background* post-MECO, occupano una posizione nel grafico ancora diversa, localizzandosi in posizione simile a quella dei campioni pre-MECO, almeno in termini di PC1.

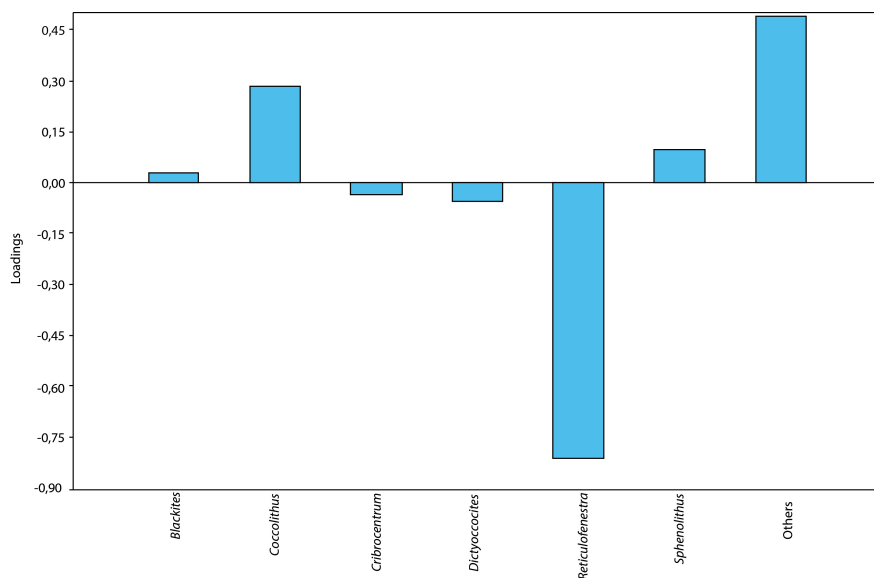


Figura 4.3: PC1 e i *loadings* per i singoli generi che compongono l'associazione. Si nota che il genere *Reticulofenestra* mostra valori negativi, contrariamente ai generi *Coccolithus* e *Sphenolithus*. I generi *Blackites*, *Cribrocentrum* e *Dictyococites* sono influenzati molto poco da questa componente.

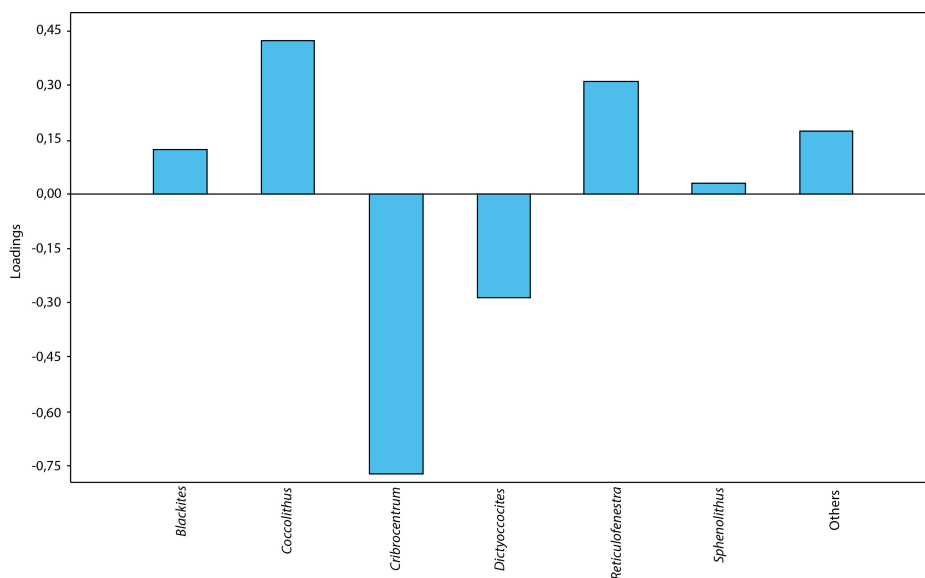


Figura 4.4: PC2 e i *loadings* per i singoli generi che compongono l'associazione. Si può notare che i generi *Cribrocentrum* e *Dictyococites* mostrano valori negativi, mentre i generi *Reticulofenestra* e *Coccolithus* sono caratterizzati da valori positivi di PC2.

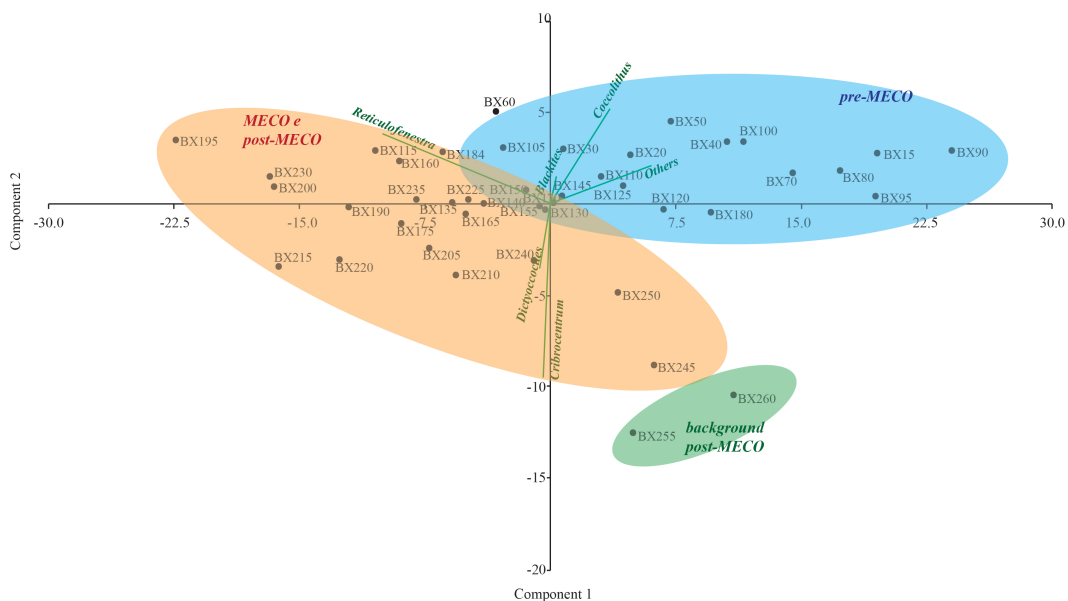


Figura 4.5: Analisi PCA (*Principal Component Analysis*). Il grafico biplot rappresenta la correlazione che intercorre tra i singoli campioni e le componenti principali e tra l'abbondanza relativa dei generi presenti nelle associazioni e le due componenti principali più significative.

4.3. BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI NELLA SUCCESSIONE DI BELAYA RIVER (*KUMA FORMATION*, RUSSIA)

4.3.1. I biorizzonti delle biozonature standard

In questo paragrafo vengono descritti i biorizzonti utilizzati nelle zonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) che sono stati riconosciuti nell'intervallo studiato (Figure 4.6, 4.7 e 4.8). I campioni in cui sono stati individuati i biorizzonti e la corrispondente posizione stratigrafica (*Stratigraphic position* [m]) sono riportati nella Tabella 4.1, mentre le microfotografie dei taxa più significativi dal punto di vista biostratigrafico sono fornite nelle Tavole I, II e III.

Top *Blackites gladius* (base Zona NP16)

Nella biozonatura di Martini (1971), la scomparsa (T) di *Blackites gladius* viene utilizzata per indicare la base della Zona NP16. Tuttavia, già Perch-Nielsen (1985) definì questo biorizzonte problematico, poiché la presenza di *B. gladius*

risulta rara e discontinua. Negli anni novanta, sono stati riconosciuti esemplari appartenenti a questo taxon nella parte alta del Chron C19n (Berggren *et al.*, 1995), dato che ha esteso verso l'alto il range di distribuzione. La presenza di questo taxon in intervalli più recenti rispetto a quelli originariamente riportati da Martini (1971) invalida la biozona NP16. Allo scopo di evitare questa situazione in questa tesi, si è deciso di utilizzare la Base di *Reticulofenestra umbilicus*, come suggerito da Agnini *et al.* (2014), per approssimare la base della Zona NP16. Nella successione analizzata (Figura 4.6), *B. gladius* è stato osservato sin dal primo campione (BX 15, *Stratigraphic position* 6.86 m), e, seppur con abbondanze variabili, risulta presente fino al campione BX 250 (*Stratigraphic position* 51.70 m).

Base *Reticulofenestra umbilicus* (base Subzona CP14a)

La base della Subzona CP14a (Okada & Bukry, 1980) corrisponde alla Zona NP16 di Martini (1970) emendata da Agnini *et al.* (2014). La base di questa Subzona viene definita utilizzando la comparsa di *Reticulofenestra umbilicus*. Nella sezione studiata, *R. umbilicus* è presente già nel primo campione (BX 15, *Stratigraphic position* 686 cm) (Figura 4.7), e, anche se con abbondanze a volte sporadiche, rimane presente fino al campione BX 255 (*Stratigraphic position* 54.45 m).

Un secondo biorizzonte utilizzato per riconoscere la base della Subzona CP14a è rappresentato dalla comparsa (B) di *Discoaster bifax*. Tuttavia, il taxon appena citato non è stato osservato nella successione analizzata, probabilmente perché la sua presenza sembra essere limitata alle basse latitudini (Percival, 1984).

Top *Chiasmolithus solitus* (base Zona NP17 e Subzona CP14b)

Sia nella zonatura standard di Martini (1971) che in quella proposta da Okada & Bukry (1980), la scomparsa (T) di *Chiasmolithus solitus* è utilizzata per definire la base della Zona NP17 e della Subzona CP14b rispettivamente. Tuttavia, i dati di letteratura hanno evidenziato che l'evento è fortemente diacrono e, molto spesso, difficilmente individuabile, soprattutto a causa del pattern di distribuzione scarso

e discontinuo di questa specie (Perch-Nielsen, 1985; Berggren, 1995; Villa et al., 2008). La scomparsa di *C. solitus* sembra essere un evento diacrono, in quanto la posizione di questo biorizzonte varia tra la parte inferiore del Chron C18n.2n e il Chron18n.1n. (Agnini et al., 2014). Nel materiale studiato (Figura 4.7), *C. solitus* risulta presente e abbondante fino al campione BX 200 (*Stratigraphic position* 36.00 m), dopo di che le sue abbondanze diminuiscono. Tuttavia, la sua presenza è stata osservata lungo tutta la sezione, fino al campione BX 260 (*Stratigraphic position* 5720 cm).

Un secondo biorizzonte utilizzato per determinare la base della Subzona CP14b è rappresentato dalla scomparsa (T) di *Discoaster bifax*. Tuttavia, come già detto, questo taxon non è stato osservato nella successione analizzata.

Top *Chiasmolithus grandis* (base Zona CP15)

Nella biozonatura di Okada & Bukry (1980), l'evento di scomparsa (T) di *Chiasmolithus grandis* definisce la base della Zona CP15. I dati di letteratura riportano il Tc di questa specie entro il Subchron C18n.1n, mentre l'evento di scomparsa (T) dovrebbe cadere entro il Chron Subc17n.2n (Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2011; Agnini et al., 2014). La scarsa abbondanza di questo taxon già documentata in letteratura (Perch-Nielsen, 1985), è stata confermata anche nei campioni studiati: *C. grandis* è presente in maniera continua, seppur con abbondanze molto basse, nella parte basale della sezione. Approssimativamente dal campione BX 130 (*Stratigraphic position* 28.65 m) (Figura 4.7), *C. grandis* mostra una distribuzione sporadica.

4.3.2. I biorizzonti aggiuntivi

A causa della scarsa riproducibilità e affidabilità di alcuni biorizzonti utilizzati nelle biozonature standard (Martini, 1971; Okada & Bukry, 1980) la sezione di Belaya River (*Kuma Formation*, Russia) è di difficile inquadramento biostratigrafico. Allo scopo di ottimizzare la risoluzione biostratigrafica fin qui acquisita, sono stati presi in considerazione anche alcuni biorizzonti aggiuntivi recentemente proposti (Fornaciari et al., 2010; Agnini et al., 2014).

Top *Nannotetrina alata* group

Secondo Backman (1987) il T di *Nannotetrina* spp. (i.e. *N. cristata*) sarebbe da collocarsi nella parte bassa della Zona NP16 (Martini, 1971), oppure, secondo la biozonatura di Okada & Bukry (1980), alla base della Subzona CP14a, a ridosso della B di *Reticulofenestra umbilicus* e subito prima della comparsa di *Cribozentrum reticulatum*. Nella successione di Belaya River, rarissimi esemplari di *N. alata* group sono stati osservati nei primissimi campioni, in particolare nel campione BX 15 (*Stratigraphic position* 6.86 m), nel campione BX 60 (*Stratigraphic position* 14.75 m), nel campione BX 80 (*Stratigraphic position* 18.57 m) e nel campione BX 95 (*Stratigraphic position* 22.23 m). Nessun esemplare di *N. cristata* è stato osservato. La presenza di alcuni esemplari di *N. alata* gr. e l'assenza di *N. cristata*, ultima specie del genere, suggerisce che gli esemplari osservati siano rimaneggiati. Questa ipotesi è rafforzata dal ritrovamento di altri esemplari rimaneggiati (e.g., *Micula* spp.; *Watznaueria* spp.).

Base common and continuous *Cribozentrum reticulatum* (base Zona CNE14)

La biozonatura di Agnini *et al.* (2014) utilizza la *Base common* (Bc) di *Cribozentrum reticulatum* per definire la base della Zona CNE14 (corrispondente alla parte medio-alta della Zona NP16 e della Subzona CP14a). La calibratura di questo evento rispetto alla *Geomagnetic Polarity Time Scale* (GPTS) risulta contraddittoria, in quanto secondo Berggren *et al.* (1995) questo bioevento è da associare al Chron C19n, mentre secondo Wei & Wise (1990) la comparsa di questa specie non avviene prima del Subchron C18n.2n. Secondo Berggren *et al.* (1995) la comparsa di *C. reticulatum* avrebbe un'età di 42.37 Ma, corrispondente alla parte inferiore del Chron C19r. Nel materiale studiato (Figura 4.6), *C. reticulatum* è presente dal campione BX 50 (*Stratigraphic position* 12.75 m), e rimane presente in maniera continua per tutto il resto della successione, con abbondanze che aumentano risalendo lungo la sezione, diventando in alcuni campioni uno dei taxa più abbondanti dell'associazione.

Base *Sphenolithus predistentus*

La comparsa (B) di *Sphenolithus predistentus* è riportata nella parte alta della Zona CNE14 (Fornaciari *et al.*, 2010). La B di questo taxon nella successione studiata è posizionata tra il campione BX 105 (*Stratigraphic position* 24.83 m) e il campione BX 110 (*Stratigraphic position* 26.15 m) (Figura 4.8), e precede la comparsa di *Dictyococites bisectus*, in accordo con la letteratura (Fornaciari *et al.*, 2010; Toffanin *et al.*, 2011; Agnini *et al.*, 2014). All'inizio del proprio pattern di distribuzione l'abbondanza di *S. predistentus* è piuttosto bassa, e la morfologia è transizionale e non perfettamente tipica per il taxon considerato, pertanto questo evento è poco attendibile e affidabile.

Top *Sphenolithus furcatolithoides* (base Subzona MNP16B)

Alle basse e medie latitudini l'evento di scomparsa (T) di *Sphenolithus furcatolithoides* si colloca nella parte medio-alta del Chron C18r (Fornaciari *et al.*, 2010). Perch-Nielsen (1985) lo propone come un possibile biorizzonte per definire le basi della Zona NP17 (Martini, 1971) e della Subzona CP14b (Okada & Bukry, 1980). Secondo Fornaciari *et al.* (2010), il T di *S. furcatolithoides* definisce la base della Subzona MNP16B (che corrisponde alla parte superiore della Zona NP17 di Martini, 1971). Secondo la biozonatura di Agnini *et al.* (2014), questo evento si colloca nella parte alta della Zona CNE14. Nella successione di Belaya River (Figura 4.8), *S. furcatolithoides* è presente in maniera continua nella parte bassa della sezione, fino al campione BX 130 (*Stratigraphic position* 28.65 m). Il T di *S. furcatolithoides* è quindi da collocarsi tra il campione BX 130 (*Stratigraphic position* 28.65 m) e il campione BX 135 (*Stratigraphic position* 29.22 m).

Base *Dictyococites hesslandii*

In prossimità della scomparsa di *Sphenolithus furcatolithoides* si osserva un altro evento biostratigrafico ben documentato in numerose successioni: la comparsa comune e continua (Bc) di *Dictyococites hesslandii* (Backman, 1987; Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2011). Secondo la biozonatura di Agnini *et al.* (2014), questo evento si colloca nella parte alta della Zona CNE14. Nei campioni

analizzati (Figura 4.6), la prima presenza di *D. hesslandii* è stata osservata almeno dal campione BX 135 (*Stratigraphic position* 29.22 m), in virtuale coincidenza con la comparsa di *Dictyococites* affine *bisectus* e di *Dictyococites bisectus*. Il risultato biostratigrafico ottenuto è in accordo con Agnini *et al.* (2014), che collocano la Bc di *D. hesslandii* e il T di *S. furcatolithoides* nella porzione superiore della Zona CNE14 (ovvero nel Chron C18r, a ca. 40.5 Ma). Tuttavia, non si nota in questa sezione l'abbondanza comune della specie che viene testimoniata in numerose altre successioni (Backman, 1987; Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2011): infatti, oltre ad un discreto aumento iniziale nelle abbondanze, per il resto della successione *D. hesslandii* presenta delle abbondanze da medie a medio-basse.

Base common and continuous *Dictyococites bisectus* (base Zona CNE15 e base Subzona MNP16Bb)

La comparsa comune e continua di *Dictyococites bisectus* è considerata un evento affidabile. Tuttavia, il suo utilizzo nell'analisi biostratigrafica è relativamente recente a causa dell'ambiguità tassonomica legata a questo taxon (Wei & Wise, 1989). Nonostante i possibili problemi tassonomici, se si segue una definizione biometrica (asse maggiore >10 µm) si ottiene una distribuzione stratigrafica del taxon concorde con i dati disponibili dalla letteratura (Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014). La comparsa comune e continua (Bc) di *D. bisectus* segna la base della Zona CNE15 nella biozonatura di Agnini *et al.* (2014) e della Subzona MNP16Bb nella biozonatura proposta da Fornaciari *et al.* (2010), e dovrebbe coincidere con un aumento di abbondanza di *D. hesslandii* (di solito riportato in letteratura in prossimità della parte superiore della Zona NP16). Nella successione di Belaya River, la comparsa di *D. bisectus* avviene nel campione BX 140 (*Stratigraphic position* 29.88 m) (Figura 4.6).

Top common and continuous e Top *Sphenolithus spiniger* (base Subzona MNP16Bc)

Il Tc di *Sphenolithus spiniger* è stato proposto come biorizzonte da Fornaciari *et al.* (2010) e definisce, secondo questa biozonatura, il limite tra la Subzona

MNP16Bb e la Subzona MNP16Bc. Nella sezione studiata, *S. spiniger* ha un andamento costante e regolare per gran parte della successione (Figura 4.8), con abbondanze variabili ma quasi sempre relativamente alte. Dal campione BX 180 (*Stratigraphic position* 343.63 m) il suo andamento decresce significativamente (Tc), per poi scomparire del tutto probabilmente solo nell'ultimo campione (BX 260, *Stratigraphic position* 57.20 m), dove è stata posta la sua scomparsa (T). Il posizionamento di quest'ultimo evento necessiterebbe tuttavia di analisi di campioni provenienti da intervalli stratigrafici superiori.

Base *Sphenolithus obtusus* (base Subzona MNP17A)

La biozonatura di Fornaciari et al. (2010) utilizza come base della Subzona MNP17A la comparsa di *Sphenolithus obtusus*. La base di questo taxon, tuttavia, non sempre risulta essere sincrona nei dati provenienti dalla letteratura (Fornaciari et al., 2010). In particolare, una presenza sporadica e discontinua prima della definitiva comparsa comune e continua del taxon è stata spesso riportata in diversi lavori (e.g., Toffanin et al., 2013). Nella successione di Belaya River (Figura 4.8), la presenza di *S. obtusus* è sporadica fino al campione BX 180 (*Stratigraphic position* 30.82 m), dove il taxon comincia ad essere presente in modo più continuo, seppur con abbondanze decisamente basse (Bc). Solamente nella parte alta della sezione, dal campione BX 225 (*Stratigraphic position* 41.35 m), la sua abbondanza comincia a crescere e la sua presenza si fa costante e continua. Anche nella sezione studiata, quindi, una presenza rara e discontinua è seguita da una base comune e continua. Tuttavia, la posizione esatta di B e Bc risulta di difficile determinazione. Tentativamente, la Bc di *S. obtusus* è stata posta al campione BX180 (*Stratigraphic position* 30.82 m), ma questa posizione sembra in contraddizione con il Tc di *S. spiniger*, poiché la Subzona MNP16Bc (Fornaciari et al., 2010) risulterebbe invalidata.

Tabella 4.1: La tabella mostra i biorizzonti appena descritti. In particolare sono riportati gli eventi di T, Tc, B, Bc citati, le eventuali biozonature che definiscono, i campioni in cui sono stati rilevati (*sample Top* e *sample Base*), la posizione stratigrafica dei campioni e quella media attribuita all'evento. L'età è quella proposta da Agnini *et al.* (2014) e ricalibrata rispetto a Gradstein *et al.* (2012). È stato inserito in questa tabella anche il T di *Nannotetrina alata* group con la sua età ma senza la sua posizione all'interno della successione, in quanto considerato frutto di un rimaneggiamento e quindi non ritenuto un vero T affidabile.

Event	Species	Biozone (base)	Strat. Top (m)	Strat. Base (m)	Strat. Medio (m)	Sample Top	Sample Base	Age (Ma)
T	<i>Sphenolithus spiniger</i>		57.20	54.45	55.825	BX 260	BX 255	39.70
Tc	<i>Sphenolithus spiniger</i>	MNP16Bc	34.63	34.04	34.335	BX 184	BX 180	39.79
B	<i>Sphenolithus predistentus</i>		26.15	24.83	25.49	BX 110	BX 105	40.26
Bc	<i>Sphenolithus obtusus</i>	MNP17A	34.04	33.69	33.865	BX 180	BX 175	40.34
Bc	<i>Dictyococites hesslandii</i>		29.22	28.65	33.345	BX 135	BX 130	40.34
Bc	<i>Dictyococites bisectus</i>	CNE15 – MNP16Bb	29.88	29.22	29.55	BX 140	BX 135	40.36
T	<i>Sphenolithus furcatolithoides</i>	MNP16Ba	29.22	28.65	28.935	BX 135	BX 130	40.48
Bc	<i>Cribo centrum reticulatum</i>	CNE14	12.75	10.47	11.61	BX 50	BX 40	42.16
T	<i>Nannotetrina alata</i> group		-	-	-	-	-	42.87

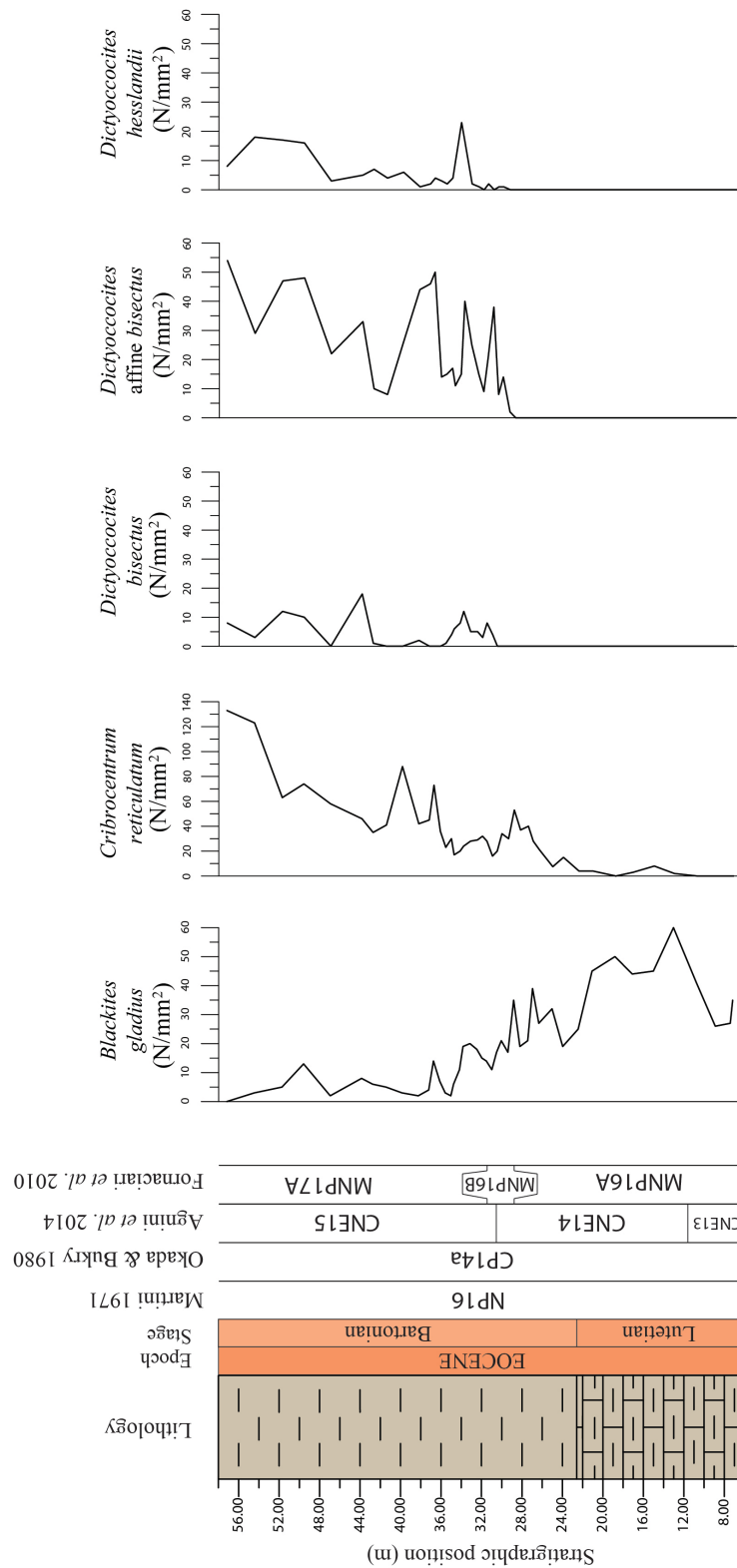


Figura 4.6: Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm²) lungo la successione analizzata. Queste analisi sono particolarmente utili per l'analisi biostratigrafica. Sulla sinistra sono riportate la litostratigrafia e la biostratigrafia a nannofossili calcarei (NP Martini, 1971; CP Okada & Bukry 1980; CN Agnini et al., 2014; MNP Fornaciari et al., 2010). Per la legenda litologica, si faccia riferimento alla Figura 4.1.

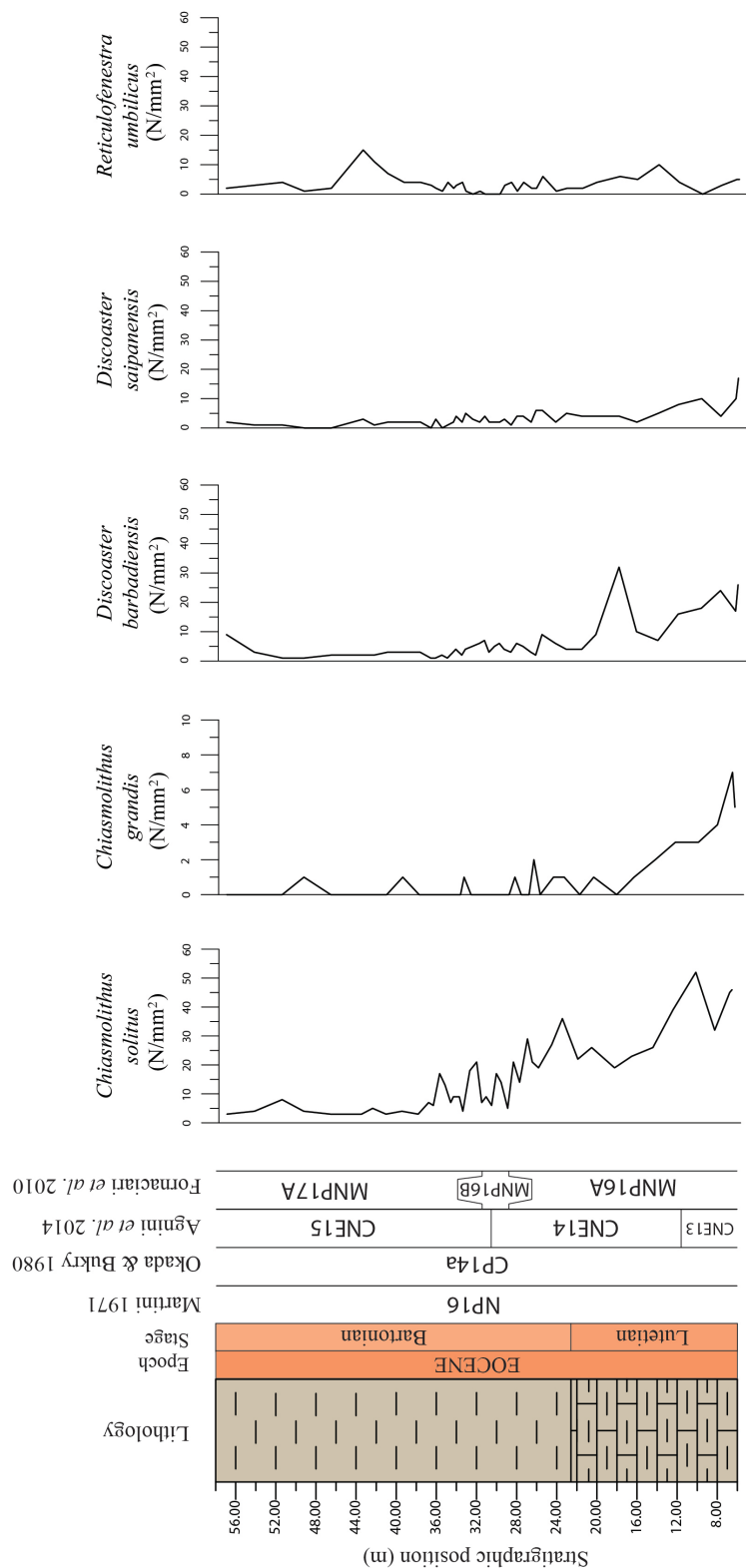


Figura 4.7: Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2) lungo la successione analizzata. Queste analisi sono particolarmente utili per l'analisi biostratigrafica. Sulla sinistra sono riportate la litostratigrafia e la biostratigrafia a nannofossili calcarei (NP Martini, 1971; CP Okada & Bukry 1980; CN Agnini *et al.*, 2014; MNP Fornaciari *et al.*, 2010). Per la legenda litologica, si faccia riferimento alla Figura 4.1.

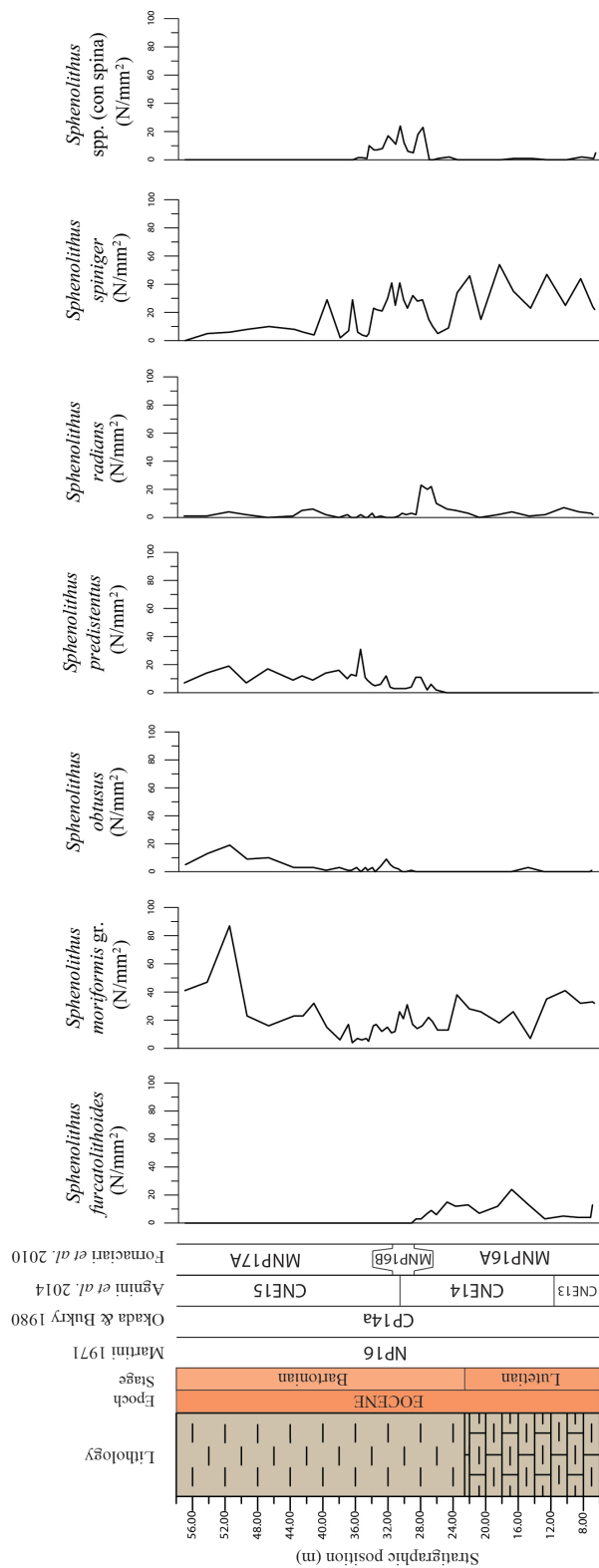


Figura 4.8: Numero di esemplari di uno stesso taxon presenti in un'area specifica (n/mm^2) lungo la successione analizzata. Queste analisi sono particolarmente utili per l'analisi biostratigrafica. Sulla sinistra sono riportate la litostratigrafia e la biostratigrafia a nanofossili calcarei (NP Martini, 1971; CP Okada & Bukry 1980; CN Agnini *et al.*, 2014; MNP Fornaciari *et al.*, 2010). Per la legenda litologica, si faccia riferimento alla Figura 4.1.

4.3.3. Classificazione biostratigrafica della sezione di Belaya River

La presenza simultanea di *Reticulofenestra umbilicus* e *Chiasmolithus solitus* in tutti i campioni analizzati permette di stabilire che la successione appartiene alla Zona NP16 (Martini, 1971). In maniera del tutto analoga si può classificare la sezione con la biozonatura di Okada & Bukry (1980): in questo caso la sezione può essere classificata come appartenente alla Subzona CP14a.

Considerando invece la biozonatura di Agnini *et al.* (2014), la successione può essere inquadrata fra la Zona CNE13 (*R. umbilicus* BZ), per la presenza nei primi campioni di *R. umbilicus* ma l'assenza di *C. reticulatum*, la Zona CNE14 (*C. reticulatum* BZ), per la presenza nella parte centrale della sezione di *C. reticulatum* ma l'assenza di *D. bisectus*, e la parte iniziale della Zona CNE15 (*D. bisectus* / *S. obtusus* CRZ), per la presenza negli ultimi campioni di *D. bisectus* e *S. obtusus*.

Infine, utilizzando la biozonatura di Fornaciari *et al.* (2010), la successione può essere collocata tra la Subzona MNP16A (*S. furcatolithoides* Partial-range Zone), per la presenza simultanea all'inizio della sezione di *R. umbilicus* e di *S. furcatolithoides*, e la Subzona MNP17A (*S. obtusus* Total-range Zone) nella parte alta della sezione per la presenza di *S. obtusus*. Tuttavia, l'applicazione integrale di questa biozona è risultata impossibile per la virtuale coincidenza tra il Tc di *S. furcatolithoides* e la Bc di *D. bisectus* che invalida la Subzona MNP16Ba, e la coincidenza tra il Tc di *S. spiniger* e la Bc di *S. obtusus* che invalida la Subzona MNP16Bc

4.3.4. Age Model per la sezione di Belaya River (Kuma Formation, Russia)

Attualmente non esiste una definizione formale di GSSP per il piano Bartoniano. In base a quanto riportato da Vanderbeghe *et al.* (2012) in “*The Geologic Time Scale 2012*”, la base del Bartoniano è approssimabile dalla base comune e continua (Bc) di *Criboecentrum reticulatum* oppure dalla base del Chron C18r. Tuttavia, alcuni lavori (e.g. Fornaciari *et al.*, 2010; Agnini *et al.*, 2014) documentano la comparsa comune e continua (Bc) di *C. reticulatum* all'interno

del piano Luteziano, alla base del Chron C19r. Nella successione studiata non sono disponibili dati magnetostratigrafici, ma utilizzando i dati di letteratura la presenza di *C. reticulatum* non definisce in maniera univoca la posizione della base del Bartoniano. Visto, inoltre, che la base del Chron 18r sembra l'evento che sarà utilizzato per definire la base del Bartoniano (Vandeberghe *et al.*, 2012), nel posizionare questo limite cronostratigrafico è stato costruito un *age model*, ed è stata posizionata la base del Bartoniano in corrispondenza della posizione stratigrafica (in m) che corrisponde all'età della base del Chron 18r nella GTP 2012 (41.154 Ma), assumendo una velocità costante entro il chron.

Nonostante non siano disponibili per la sezione di Belaya River dati magnetostratigrafici, si è cercato di stimare l'età della base e del tetto della successione analizzata partendo da alcune informazioni ricavate da dati biocronologici di letteratura. In particolare, come sintetizzato nella Tabella 4.1, si sa che, ricalibrando i dati di Agnini *et al.* (2014) alla GTS (2012), la Bc di *C. reticulatum* ha un'età di 42.16 Ma, il T di *S. furcatolithoides* ha un'età di 40.48 Ma, la Bc di *D. bisectus* ha un'età di 40.36 Ma, la Bc di *D. hesslandii* ha un'età di 40.34 Ma e il T di *S. spiniger* ha un'età di 39.70 Ma (vedi Tabella 4.1 e § 4.3.2). Non utilizzando come *tie-point* quegli eventi che vengono considerati poco attendibili per difficoltà di posizionamento (e.g. B *S. obtusus*, Bc *S. obtusus*, B *S. predistentus* e Tc *S. spiniger*) o perché considerati frutto di un rimaneggiamento (i.e. T *N. alata* gr.), si è costruito un grafico cartesiano in cui questi eventi sono stati collocati in base all'età ricavata dalla letteratura (asse *x*) e alla posizione stratigrafica osservata all'interno della sezione (asse *y*). Le diverse inclinazioni della curva così ottenuta hanno permesso di calcolare le diverse velocità di sedimentazione della sezione analizzata. L'età della base e del tetto della sezione sono state ricavate estrapolando le velocità ottenute per l'ultimo segmento per cui erano disponibili vincoli per la base e per il tetto. In altre parole, per ottenere l'età della sezione, si è proseguita la parte iniziale della linea, coincidente con l'ultimo *tie-point*, fino alla base della sezione, assumendo che la velocità di sedimentazione sia rimasta costante fino alla base della sezione. Analogamente si è agito per la parte alta della sezione. Così facendo, si è ottenuta un'età per la base della sezione (*Stratigraphic position* 6.86 m) di 42.62 Ma e un'età per il tetto

della sezione (*Stratigraphic position* 57.20 m) di 39.67 Ma. La sezione studiata documenterebbe quindi un intervallo di tempo pari a 2.95 Ma. Sulla base di questi risultati, si può quindi affermare che la base della sezione ha un'età luteziana, mentre il tetto appartiene al Bartoniano (Figura 4.9). La base del Bartoniano, calcolata come appena descritto, è posizionata al metro 22.00.

Utilizzando il grafico *age-depth* è stato possibile calcolare le velocità di sedimentazione lungo la sezione studiata. In particolare, si può dividere la sezione in tre parti: la parte basale della sezione ha una velocità di sedimentazione pari a ca. 10.3 m/Ma; la parte centrale costituisce un brevissimo intervallo con una velocità di ca. 5.1 m/Ma; la parte superiore della sezione testimonia invece una velocità di sedimentazione maggiore, pari a ca. 42.1 m/Ma (Figura 4.9).

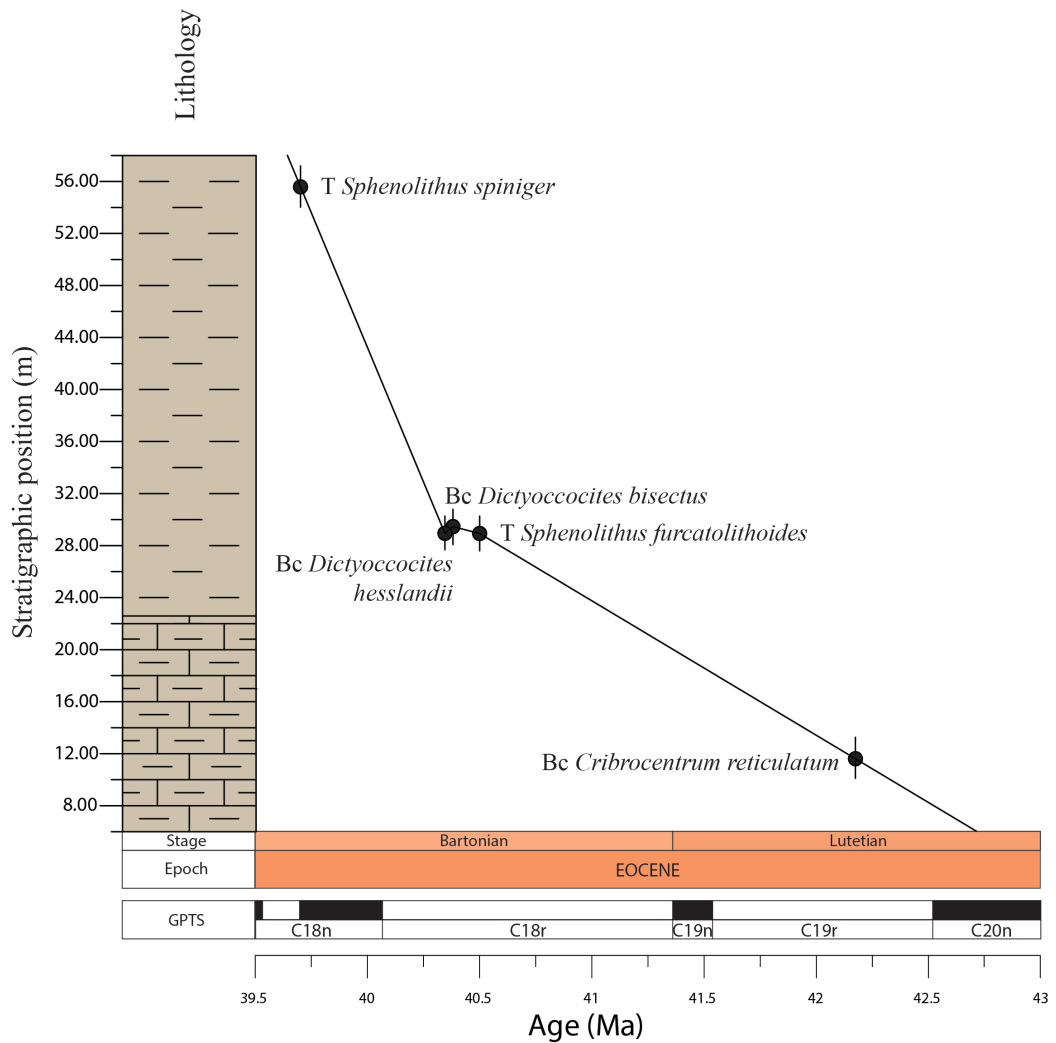


Figura 4.9: *Age model* della sezione di Belaya River. A sinistra è indicata la posizione stratigrafica e la litologia della successione, mentre in basso sono indicate le età con associata la GPTS (da GT12). Per la legenda litologica, si faccia riferimento alla Figura 4.1. Sono stati considerati in tutto cinque eventi per costruire l'*age model* e calcolare le velocità di sedimentazione; ogni evento è stato posto nel grafico in base alla posizione stratigrafica in cui è stato osservato e all'età attribuita dai dati di letteratura. Oltre ad un'età stimata per la base della sezione di 42.62 Ma e per il tetto della sezione di 39.67 Ma, è stata ottenuta anche una stima delle velocità di sedimentazione lungo tutta la sezione. Si possono infatti osservare fondamentalmente tre inclinazioni della curva, corrispondenti ad altrettanti tassi di sedimentazione: la parte basale ha una velocità stimata di sedimentazione di 10.3 m/Ma; la parte centrale ha una velocità di sedimentazione di circa 5.1 m/Ma; la parte superiore della sezione ha un tasso di sedimentazione stimato pari a 42.1 m/Ma.

4.4. I CAMBIAMENTI OSSERVATI NEL GENERE *SPHENOLITHUS* LUNGO LA SEZIONE DI BELAYA RIVER (*KUMA FORMATION*, RUSSIA)

Nella successione analizzata si è potuto notare un cambiamento significativo nell'associazione costituita dai taxa appartenenti al genere *Sphenolithus* (Figura 4.10).

La fase pre-MECO, quindi fino circa alla posizione stratigrafica 29.88 cm (campione BX 140), è caratterizzata da un'abbondante presenza di *S. furcatolithoides*, *S. moriformis* gr. e *S. spiniger*, mentre delle abbondanze inferiori sono osservate per *S. radians*. La fase del MECO e quella post-MECO sono invece caratterizzate dalla scomparsa di *S. furcatolithoides* e dalla comparsa di *S. obtusus* e *S. predistentus*. *S. moriformis* gr. tende ad aumentare in termini di abbondanza, mentre *S. spiniger* si mantiene a valori medi di abbondanze pressochè simili a quelli pre-MECO (seppur con picchi molto pronunciati di variazioni nelle abbondanze), per poi diminuire progressivamente, fino a scomparire nell'ultimo campione osservato (BX 260, *Stratigraphic position* 57.20 m).

Nello specifico, nella successione analizzata la scomparsa di *S. furcatolithoides* virtualmente coincide con l'inizio del MECO. Tuttavia, l'intervallo di comparsa e di momentanea abbondanza di specie quali *S. predistentus* sembra coincidere con la fase parossistica dell'evento. Infine la diminuzione in abbondanza che precede la scomparsa di *S. spiniger* e l'aumento sostanziale nelle abbondanze di *S. obtusus* possono essere utilizzati per riconoscere il ritorno alle condizioni pre-evento (Figura 4.10).

In definitiva, quindi, sebbene il modello di età disponibile per la sezione di Belaya River fosse, almeno inizialmente, poco affidabile, vista la completa mancanza di vincoli cronologici come ad esempio i dati magnetostratigrafici, l'applicazione di dati biocronologici ha permesso un più preciso inquadramento della successione.

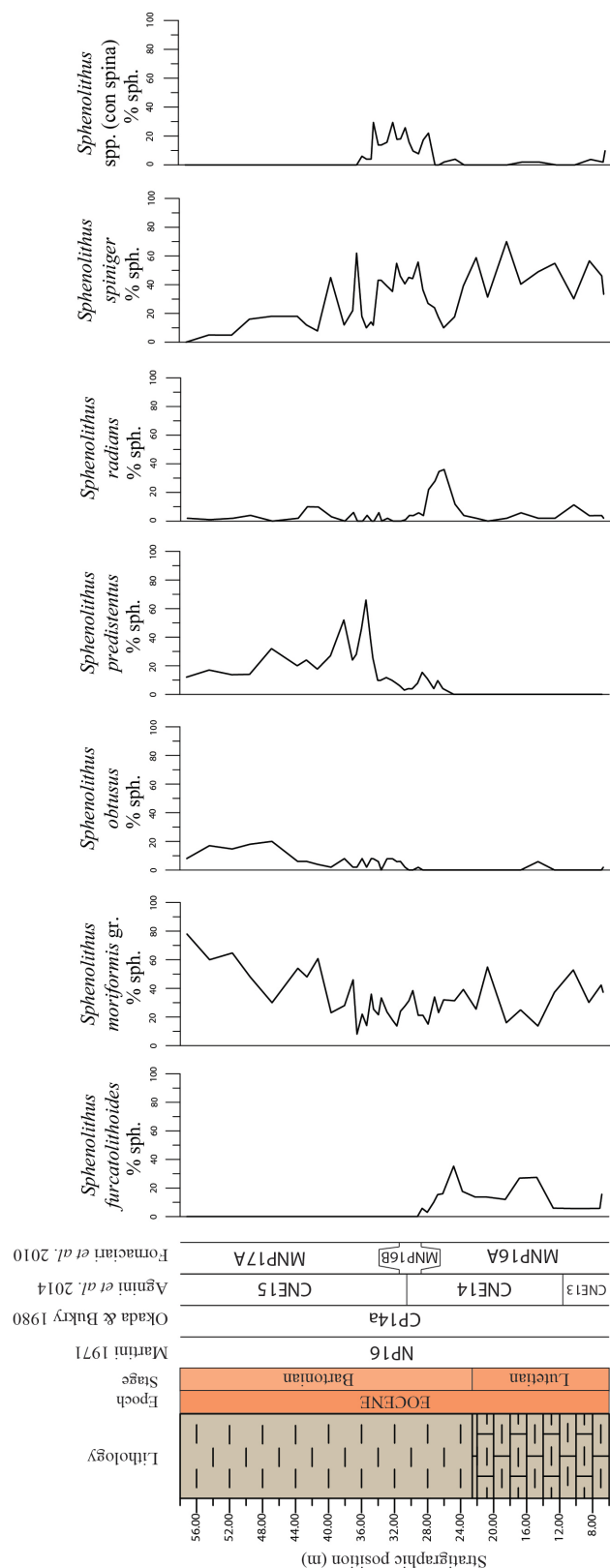


Figura 4.10: Abbondanze relative (espresse in %) delle specie appartenenti al genere *Sphenolithus*. Sulla sinistra sono riportate la litostratigrafia e la biostratigrafia a nannofossili calcarei (NP Martini, 1971; CP Okada & Bukry 1980; CN Agnini *et al.*, 2014; MNP Fornaciari *et al.*, 2010) Per la legenda litologica, si faccia riferimento alla Figura 4.1.

4.5. ANALISI ISOTOPICHE E CONTENUTO IN CaCO₃

I dati paleontologici e biostratigrafici appena descritti sono stati integrati con i dati isotopici ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e il profilo del contenuto in CaCO₃ misurati sulla roccia totale (*bulk*). In dati ottenuti in questo studio per la *Kuma Formation* vengono confrontati con gli stessi dati ottenuti da van der Boon (2017) per la stessa successione, che però coprono un intervallo più lungo, estendendosi infatti alla sottostante *Keresta Formation* e alla sovrastante *Beloglinian Formation* (Figura 4.11).

I dati degli isotopi stabili del carbonio ($\delta^{13}\text{C}$) mostrano valori compresi fra ca. 1 e 2.4 ‰, con valori che risultano confrontabili con quelli ottenuti da van der Boon (2017) (Figura 4.12). La parte inferiore della successione mostra un trend di alleggerimento prima e di appesantimento poi, raggiungendo un picco di 2.4 ‰ nel campione BX 60 (*Stratigraphic position* 14.75 m). Da qui i dati mostrano valori che ritornano compresi tra 1.4 e 1.6 ‰, ma con andamento abbastanza oscillante e non costante. La fase parossistica del MECO è qui rappresentata da un grande picco positivo di ca. 2.4 ‰, l'ultimo prima di un lento e costante alleggerimento nei valori. I valori minimi si registrano al top della successione studiata, con valori leggermente inferiori a 1 ‰. Un andamento simile ma a minore risoluzione è presente anche nella curva ottenuta da van der Boon (2017), in cui però certi dettagli come il picco corrispondente al MECO sono meno apprezzabili ed evidenti. Queste variazioni nei valori di $\delta^{13}\text{C}$ possono essere interpretati come variazioni nel ciclo del carbonio e nello scambio di carbonio tra oceano e atmosfera (Dickens *et al.*, 1995), ed in particolare da reazioni di dissociazione di metano idrato (clatrati) (Bohaty & Zachos, 2003). Tuttavia, una più precisa interpretazione necessiterebbe di dati a più alta risoluzione che non sono ad oggi disponibili.

La curva del $\delta^{18}\text{O}$ mostra valori medi compresi tra ca. -2.5 e -6 ‰, consistentemente con quanto osservato da van der Boon (2017). Durante tutta la successione i valori di $\delta^{18}\text{O}$ rimangono compresi tra ca. -2.5 e -3.5 ‰, con

l'eccezione di una fase di alleggerimento progressivo dal campione BX150 (*Stratigraphic position* 30.82 m) al campione BX 175 (*Stratigraphic position* 33.69 m), il MECO, e da una prominente escursione negativa compresa tra il campione BX180 (*Stratigraphic position* 34.04 m) e il campione BX 200 (*Stratigraphic position* 36.00 m), in cui la curva raggiunge valori anche di poco inferiori a -6 ‰ e che rappresenta la fase parossistica del MECO. Poiché la successione analizzata e l'evento del MECO sono precedenti rispetto all'instaurarsi della calotta antartica (Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008), le variazioni nei valori del $\delta^{18}\text{O}$ sono indice solamente delle variazioni delle temperature, rappresentando quindi con i loro valori di alleggerimento l'aumento di temperature proprio del MECO (Figura 4.12).

Infine, la curva della percentuale di carbonato nella successione studiata mostra un contenuto di CaCO_3 sempre compreso tra ca. 30 e 80 %. La parte bassa della successione, fino al campione BX90 (*Stratigraphic position* 20.85 m) presenta percentuali molto alte di CaCO_3 , comprese tra 70 e 80 %. Dal campione BX95 (*Stratigraphic position* 22.23 m), ancora nella fase di pre-MECO, il contenuto di CaCO_3 diminuisce in maniera significativa, con percentuali che scendono a ca. 30 %. Nel periodo post-MECO e quando poi si ritorna alle condizioni pre-evento, i valori medi si aggirano intorno al 70 %.

In contesti francamente oceanici, gli alti contenuti in CaCO_3 sono solitamente collegati all'aumento di produttività, come suggerito anche da Gavrilov *et al.* (2000). Associato a queste fasi con alti contenuti di CaCO_3 potrebbe essersi verificata una fase di regionale aridificazione (Gavrilov *et al.*, 2000). Tuttavia, considerato il setting deposizionale marginale della successione analizzata, sembra più verosimile associare le fasi con alti contenuti di CaCO_3 con fasi di bassa produttività, e le fasi di bassi contenuti di CaCO_3 con fasi di alta produttività. Tutto questo perché i relativi bassi contenuti di CaCO_3 osservati nella parte alta della successione sarebbero collegati ad una fase di intensificata diluizione terrigena dalla terraferma che avrebbe prodotto una maggiore disponibilità di nutrienti e, quindi, una maggiore produttività. Risultati analoghi sono disponibili per altre successioni con contesti deposizionali simili, come ad esempio le successioni emipelagiche presenti nelle area delle Prealpi venete

(Toffanin *et al.*, 2011). È interessante notare che le variazioni nelle abbondanze relative delle associazioni, come pure l'interpretazione dell'analisi delle componenti principali, si armonizzano perfettamente con un scenario di graduale eutrofizzazione, con una fase parossistica coincidente con la fase di acme del MECO.

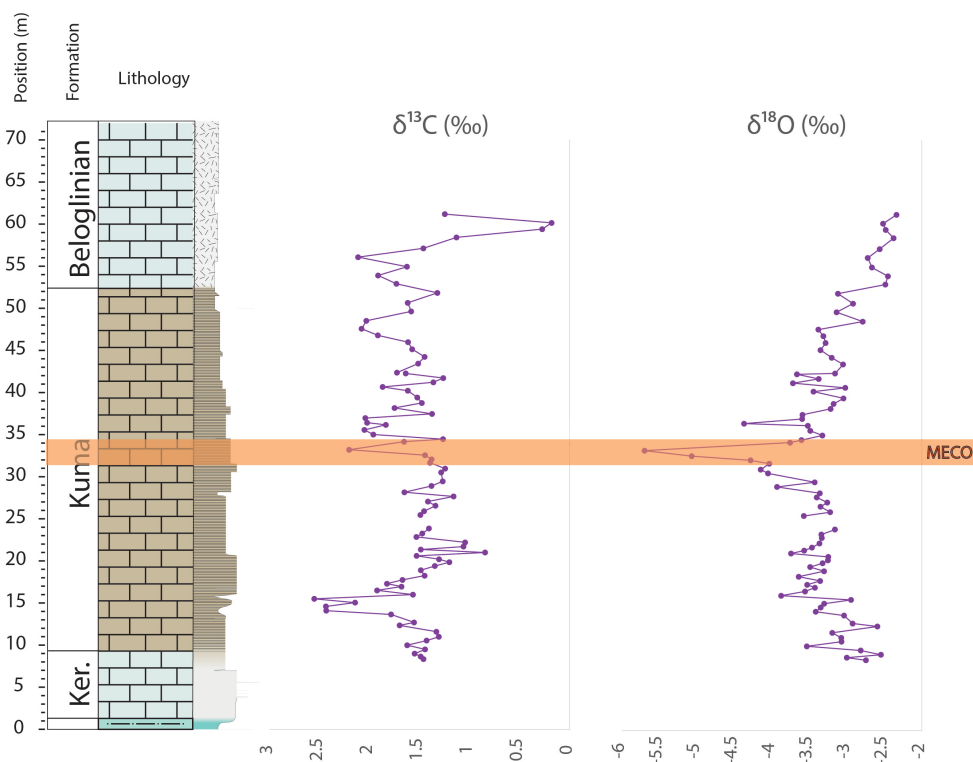


Figura 4.11: Record isotopico degli isotopi di carbonio e ossigeno per la parte superiore della *Keresta Formation*, la *Kuma Formation* e la base della *Beloglinian Formation*. Nell'intervallo stratigrafico di interesse, e quindi per le parti di curve relative alla *Kuma Formation*, i dati isotopici del carbonio mostrano valori abbastanza variabili ma sempre compresi tra ca. 1 e 2.5 ‰, mentre la curva dell'ossigeno mostra valori compresi tra -2.5 e -4 ‰ per gli intervalli pre-MECO, MECO e post-MECO, mentre mostra valori molto più bassi (ca. -5.5 ‰) per la fase parossistica dell'evento. Sia i dati del $\delta^{18}\text{O}$ che quelli del $\delta^{13}\text{C}$ sono quindi concordi con quanto trovato in questa tesi (modificato da van der Boon, 2017).

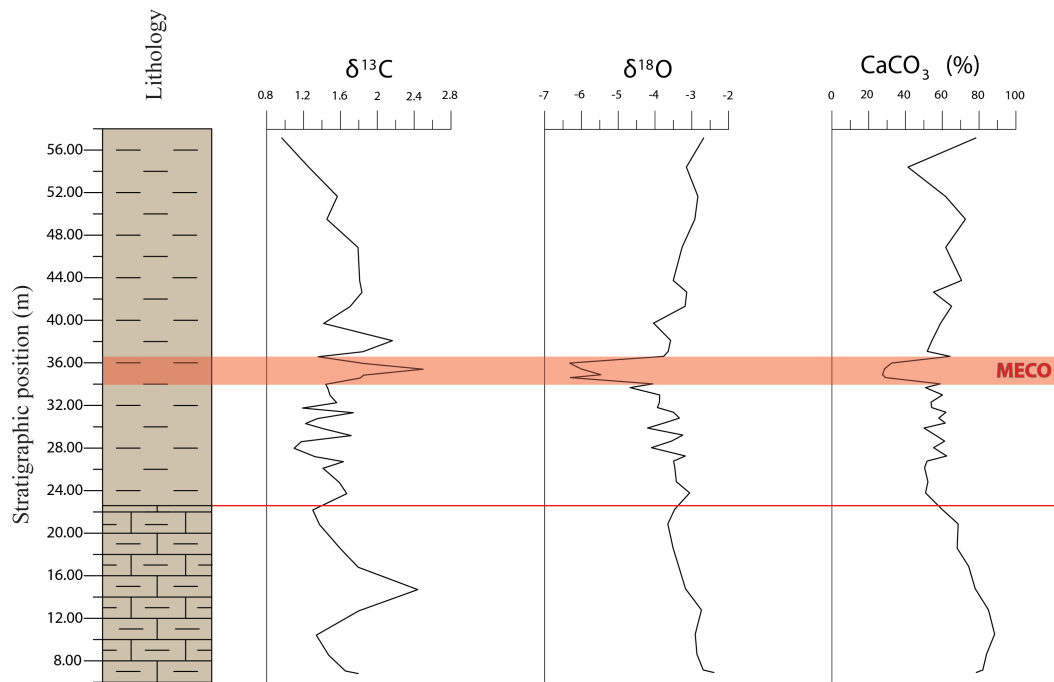


Figura 4.12: Curve degli isotopi stabili di carbonio e ossigeno e profilo di abbondanza del contenuto di CaCO_3 in termini relativi (%) riferiti alla successione di Belaya River studiata in questa tesi. Sulla sinistra sono riportati la posizione stratigrafica e la colonna litologica. Per la legenda litologica, si faccia riferimento alla Figura 4.1. I dati della curva del $\delta^{13}\text{C}$ mostrano valori consistenti con quanto osservato da van der Boon (2017), con un picco positivo corrispondente alla fase parossistica del MECO. La curva del $\delta^{18}\text{O}$ mostra valori uniformi negli intervalli pre-MECO e post-MECO, con un andamento graduale negativo corrispondente al MECO (a partire da ca. 30.5 m), consistentemente con il dato di van der Boon (2017). La linea rossa nella parte bassa della sezione evidenzia la consistente diminuzione del contenuto in carbonato (tra il campione BX90 e il campione BX95, a ca. 23m), dove si passa da calcari marnosi a marne. La fascia rossa, infine, corrisponde alla fase parossistica del MECO, in cui si possono apprezzare sia le anomalie nei valori isotopici di carbonio e ossigeno (aumento del $\delta^{13}\text{C}$ e diminuzione del $\delta^{18}\text{O}$), sia la momentanea diminuzione del contenuto di CaCO_3 .

5. CONCLUSIONI

Lo studio dell'associazione a nannofossili calcarei eseguito in questa tesi ha permesso di inquadrare la successione di Belaya River (*Kuma Formation*, Russia) in termini biostratigrafici. In particolare, l'analisi biostratigrafica ha permesso di inquadrare la sezione utilizzando sia le biozonature standard di Martini (1971) e di Okada & Bukry (1980), sia quelle addizionali di Agnini *et al.* (2014) e di Fornaciari *et al.* (2010). Secondo le biozonature standard, la sezione appartiene alla Zona NP16 (Martini, 1971), e alla Subzona CP14a (Okada & Bukry, 1980). Secondo la biozonatura addizionale di Agnini *et al.* (2014), la successione si estende dalla Zona CNE13 alla Zona CNE15. Infine, secondo la biozonatura di Fornaciari *et al.* (2010), la sezione copre un intervallo compreso tra la Subzona MNP16A e la Subzona MNP17A. Tuttavia, è risultato impossibile utilizzare in modo completo questa biozona, per la coincidenza/inversione tra il Tc di *S. spiniger* e la Bc di *S. obtusus* che invalida la Subzona MNP16Ba, e la virtuale coincidenza tra il Tc di *S. furcatolithoides* e la Bc di *D. bisectus* che invalida la Subzona MNP16Bc.

L'assenza di dati magnetostratigrafici non ha consentito un'indagine biocronologica diretta. Tuttavia, l'utilizzo di dati biocronologici di letteratura, e in particolare ricalibrando i dati di Agnini *et al.* (2014) alla GTS (2012), ha permesso di costruire un modello d'età per l'intero intervallo studiato. In particolare, l'utilizzo di alcuni biorizzonti basati su eventi di comparsa (B) e scomparsa (T) ha permesso di ottenere una stima dell'età della base della sezione (42.62 Ma) e del tetto della sezione (39.67 Ma), come pure la durata dell'intervallo considerato (2.95 Myr).

I dati biostratigrafici e biocronologici sono stati integrati con l'analisi delle curve isotopiche di ossigeno e carbonio ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) e con il contenuto di carbonato (%) presente nella roccia totale (*bulk*). I profili delle curve isotopiche sono risultati consistenti con i dati di letteratura (Bohaty & Zachos, 2003; Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008): la curva del $\delta^{18}\text{O}$ documenta un alleggerimento dei valori che, data l'assenza di calotte ai poli, è esclusivamente indicativo di un aumento delle temperature; la curva del $\delta^{13}\text{C}$ mostra un andamento piuttosto

articolato, che testimonia delle variazioni nel ciclo del carbonio (Dickens *et al.*, 1995). La curva del contenuto in carbonato mostra una diminuzione del contenuto di CaCO_3 , che è consistente con un modello che preveda un aumento di produttività nella parte medio-alta della successione, con le fasi caratterizzate da alti alti contenuti di CaCO_3 legate a fasi di relativamente bassa produttività, e le fasi con bassi contenuti di CaCO_3 corrispondenti a fasi di alta produttività.

Infine, la *Principal Component Analysis* (PCA) ha permesso di interpretare la risposta biotica dell'associazione a nannofossili calcarei in termini di temperatura e di trofismo, consistentemente con uno scenario di graduale eutrofizzazione, con una fase parossistica coincidente con la fase di acme del MECO.

BIBLIOGRAFIA

- Agnini, C., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Lancia, L., Luciani, V., Muttoni, G., Pälike, H., Rio, D., Spofforth, D.J.A., Stefani, C., 2011. *Integrated bio magnetostratigraphy of Alano section (NE Italy): a proposal for defining the middle-late Eocene boundary*. Geological Society of America Bulletin, vol. 123, pp. 841-872.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J., Rio, D., 2014. *Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes*. Newsletters on Stratigraphy, vol. 47/2, pp. 131-181.
- Akhmetiev, M.A., Popov, S.V., Krhovsky, J., Goncharova, I.A., Zaporozhets, N.I., Sychevskaya, E.K., Radionova, E.P., 1995. *The Paleogene history of the western Siberian seaway: a connection of the Peri-tethys to the arctic Ocean*. Vienna, Austrian Journal of Earth Sciences, vol. 105, pp. 50-67.
- Allen, P.A. & Allen, J.R., 2013. *Basin Analysis: principles and application to petroleum play assessment, 3rd edition*. (Eds) Wiley & Blackwell, Oxford, p. 632.
- Archer, D., Kheshgi, H., Maier-Reimer, E., 1997. *Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO₂*. Geophys. Res. Lett., vol. 24(4), pp. 405-408.
- Armstrong, H.A., Brasier, M.D., 2005. *Calcareous nannoplankton: coccolitophores and discoasters*. In: Armstrong, H.A., Brasier, M.D., Microfossils, 2nd edition. Eds Blackwell Publishing, pp. 305.
- Aubry, M.P., 1992. *Late Paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic deterioration*. In: Prethero, D.R., Berggren, W.A., Eds., Eocene-

Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Princeton University Press, Princeton, NJ, pp. 272-309.

Backman, J., 1987. *Quantitative calcareous nannofossil biochronology of middle Eocene through early Oligocene sediments from DSDP Sites 522 and 523*. Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt, vol, 39, pp. 21-31.

Backman, J., Raffi, I., Rio, D., Fornaciari, E., Pälike, H., 2012. *Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes*. Newsletters on Stratigraphy, vol. 45/3, pp. 221-244.

Backman, J., Shackleton, N.J., 1983. *Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannoplankton from the Atlantic Indian and Pacific Oceans*. Marine micropaleontology, vol. 8, pp. 141-170.

Bailey, D.K., 1993. *Carbonate magmas*. J. Geol. Soc. London, vol. 150(4), pp. 637-651.

Beniamovski, V.N., 2012. *A high resolution Lutetian-Bartonian planktonic foraminiferal zonation in the Crimean-Caucasus region of the Northeastern Peri-Tethys*. Vienna, Austrian Journal of Earth Sciences, vol. 105/1, pp. 117-128.

Beniamovski, V.N, Alekseev, A.S., Ovechkina, M.N., Oberhänsli, H., 2003. *Middle to upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northeast Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironments*. Geological Society of America Special Paper 369, pp. 95-112.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III, C. C. & Aubry, M. P., 1995. *A revised Cenozoic Geochronology and chronostratigraphy*. Sepm, No. 54, pp. 129-212.

- Bohaty, S. M., Zachos, J.C., 2003. *A significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene*. *Geology*, vol. 31, pp. 1017-1020.
- Bohaty, S. M., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L., 2009. *Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene*. *Paleoceanography*, vol. 24, PA2207.
- Bown, P.R., Lees, J.A., Young, J.R., 2004. *Calcareous nannofossil evolution and diversity through time*. In: H.R. Thierstein & J.R. Young (Eds). *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*. Springer-Verlag: pp. 481-508.
- Bramlette, M.N., Wilcoxon, J.A., 1967. *Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Ciperó section, Trinidad, W.I.* *Tulane Studies in Geology*, vol. 5, n° 3, pp. 93-131.
- Bukry, D., 1970. *Coccolith age determination Leg 3, Deep Sea Drilling Project*. *Init. Rep., DSDP*, vol. 3, Nat. Sc. Found, pp. 586-611.
- Bukry, D., 1971. *Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean*. *Trans. San Diego Soc. Nat. Hist.*, vol. 16, pp. 303-327.
- Bukry, D., 1973. *Low latitude coccolith Biostratigraphic Zonation*. In: Edard, N.T., Saunders, J. B. et al. *Init. Rep., DSDP*, vol. 15, Washington (U. S. Gout Printing Office), pp. 685-703.
- Bukry, D., 1975. *Coccolith and silicoflagellate Stratigraphy Northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32*. In: Larson, R. L., Moberly, R. et al. *Init. Rep., DSDP*, vol. 32, pp. 677-701.

- Cambray, H., Cadet, J.P., 1996. *Synchronisme de l'activite volcanique d'arc: Mythe ou realite?*. C. R. Acad. Sci., Ser. Ila Sci. Terre Planetes, vol. 322(3), pp. 237- 244.
- Cande, S.C. & Kent, D.V., 1995. *Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic*. Journal of Geophysical Research, vol. 100, n° B4, pp. 6093-6095.
- Catanzariti, R., Rio, D., Martelli, L., 1997. *Late Eocene to Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy in Northern Appennines: the Ranzano sandstone*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, vol. 49, pp. 207-253.
- Dickens, G.R., 2000. *Methane oxidation during the late Paleocene thermal maximum*. Bull. Sco. Geol. Fr., vol. 171 (1), pp. 37-49.
- Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K., Owen, R.M., 1995. *Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene*. Paleoceanography, vol. 10, pp. 965-971.
- Edwardsen, B., Eikrem, W., Green, J.C., Andersen, R.A., Moon-van der Staay, S.Y., Medlin, L.K., 2000. *Phylogenetic reconstruction of the Haptophyta inferred from 18S ribosomal DNA sequences and available morphological data*. Phycologia, vol. 39, pp. 19-35.
- Edwardsen, B., Medlin, L.K., 2007. *Molecular systematics of Haptophyta*. In: J. Brodie & J. Lewis (Eds). *Unravelling the algæ: the past, present, and future of algal systematics*. The systematics Association Special Volume Series 73, pp. 183-196.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., Urey, H., 1951. *Carbonate-water isotopic temperature scale*. Geological Society of American Bulletin, vol. 62, pp. 417-426.

- Erez, J., Luz, B., 1983. *Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 47, Issue 6, pp. 1025-1031.
- Fornaciari, E., Agnini, C., Catanzariti, R., Rio, D., Bolla, E.M., Valvasoni, E., 2010. *Mid-Latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition*. *Stratigraphy*, vol. 7, no. 4, pp. 229-264.
- Gavrilov, Y.O., Shcherbinina, E.A., Muzylöv, N.G., 2000. *A Paleogene sequence in central North caucasus: a response to paleoenvironmental changes*. *GFF*, vol. 122, pp. 51-53.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Hilgen, F.J., 2012. *On the Geologic Time Scale*. *Newsletters on Stratigraphy*, vol. 45/2, pp. 171-188.
- Hay, W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R., Bourdeaux H.E., 1967. *Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, vol. 17, pp. 428-480.
- Holmes, M.A., Walkins, D.K., Norris, R.D., 2004. *Paleocene Cyclic Sedimentation in the Western North atlantic, ODP Site 1051, Black Nose*. *Marine Geology*, Elsevier, vol. 209, pp. 31-43.
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinarés-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A.P., Sprovieri, M., 2007. *The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy*. *GSA Bulletin*, vol 119, no. 3/4, pp. 413-427.

- Kennett, J.P., Stott, L.D., 1991. *Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinction at the end of the palaeocene*. *Nature*, vol. 353, pp. 225-229.
- Kerrick, D.M., Caldeira, K., 1993, *Paleoatmospheric consequences of CO₂ released during early Cenozoic regional metamorphism in the Tethyan orogen*. *Chem. Geol.*, vol. 108, pp. 201-230.
- Lohmann, G.P., Carlson, J.J., 1981. *Oceanographic significance of Pacific late Miocene calcareous nannoplankton*. *Marine Micropaleontology*, vol. 6, pp. 553-579.
- Lourens, L.J., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J., 2004. *The Neogene Period*. In: Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*, Elsevier.
- Lourens, L.J., Sluijs A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Rohl, J., Bowles, J., Raffi, I., 2005. *Astronomical pacing of late Paleocene to early Eocene global warming events*. *Nature*, vol. 435, pp. 1083-1087.
- Lyle, M., Mitchell, N., Pisias, N., Mix, A., Martinez, J.I., 2005. *Do geochemical estimates of sediment focusing pass the sediment test in the equatorial Pacific?*. *Paleoceanography*, vol. 20, PA 1005.
- Martini, E., 1971. *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplakton zonation*. In: Proc. II Planktonic Conf. Roma, pp. 739-785.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Panov, D.I., Nazarevich, B.P., Brunet, M.F., Stephenson, R.A., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Tikhomirov, P.L., 2001. *Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain*. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson & S.

Crasquin-Soleau (eds), Peri Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. natn. Hist. nat. 186, pp. 295-346.

Norris, R.D., Wilson, P.A., Blum, P., Fehr, A., Agnini, C., Bornemann, A., Boulila, S., Bown, P.R., Cournede, C., Friedrich, O., Kumar Ghosh, A., Hollis, C.J., Hull, P.M., Jo, K., Junium, C.K., Kaneko, M., Liebrand, D., Lippert, P.C., Liu, Z., Matsui, H., Moriya, K., Nishi, H., Opdyke, B.N., Penman, D., Romans, B., Scher, H.D., Sexton, P., Takagi, H., Kirtland Turner, S., Whiteside, J.H., Yamaguchi, T., Yamamoto, Y , 2014. *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*. Vol. 342.

Okada, H. & Bukry, D., 1980. *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphy zonation (Bukry, 1973, 1975)*. Marine Micropaleontology, vol. 51, pp. 321-325.

Pälike, H., Lyle, M.W., Nishi, H., Raffi, I., Ridgwell, A., Gamage, K., Klaus, A., Acton, G., Anderson, L., Backman, J., Baldauf, J., Beltran, C., Bohaty, S.M., Bown, P., Bush, W., Channell, J.E.T., Chun, C.O.J., Delaney, M., Dewangan, P., Dunkley Jones, T., Edgar, K.M., Evans, H., Fitch, P., Foster, G.L., Gussone, N., Hasegawa, H., Hathorne, E.C., Hayashi, H., Herrle, J.O., Holbourn, A., Hovan, S., Hyeong, K., Iijima, K., Ito, T., Kamikuri, S., Kimoto, K., Kuroda, J., Leon-Rodriguez, L., Malinverno, A., Moore Jr, T.C., Murphy, B.H., Murphy, D.P., Nakamura, H., Ogane, K., Ohneiser, C., Richter, C., Robinson, R., Rohling, E.J., Romero, O., Sawada, K., Scher, H., Schneider, L., Sluijs, A., Takata, H., Tian, J., Tsujimoto, A., Wade, B.S., Westerhold, T., Wilkens, R., Williams, T., Wilson, P.A., Yamamoto, Y., Yamamoto, S., Yamazaki, T., Zeebe, R.E., 2012. *A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth*. Nature, vol. 488, pp. 609-615.

- Pälike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackelton, N.J., Tripathi, A.K., Wade, B.S., 2006. *The Heartbeat of the Oligocene Climate System*. Science, vol. 314, pp. 1894-1898.
- Perch-Nielsen, K., 1985. *Cenozoic calcareous nannoplankton*. In: Bolli, H.M., Saunders, J. B., Perch-Nielsen, K., (Eds.), *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, pp. 427-554.
- Percival JR, S.F., 1984. *Late Cretaceous to Pleisocene calcareous nannofossils from the South Atlantic, Deep Sea Drilling Project Leg 73*. In: Hsü, K.J., LaBrecque, J., et al., Eds., *Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, 73*: pp. 391-424. Washington, DC: US Government Printing Office.
- Peterson, J.C., Backman, J., 1990. *Late Cenozoic carbonate accumulation and the history of the carbonate compensation depth in the western equatorial Indian Ocean*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 115, pp. 467-507.
- Popov, S.V., Studencka, B., 2015. *Brackish-Water Solenovian Mollusks from the Lower Oligocene of the Polish Carpathians*. Paleontological Journal, vol. 49(4), pp. 342-355.
- Pospichal, J.J., 1991. *Calcareous nannofossils across Cretaceous/Tertiary boundary at the Site 752 Eastern Indian Ocean*. Proc. ODP, Sci. Res., vol. 121, pp. 395-413.
- Preto, N., Agnini, C., Rigo, M., Sprovieri, M., Westphal, H., 2013. *The calcareous nannofossil "Prinsionphaera" achieved rock-forming abundances in the latest Triassic of western Tethys: consequences for the $\delta^{13}C$ of bulk carbonate*. Biogeosciences, vol. 10, pp. 6053-6068.

- Radionova, E.P., Beniamovski, V.N., Iakovleva, A.I., Muzylov, N.G., Oreshkina, T.V., Shcherbinina, E.A., Kozlova, G.E., 2003. *Early Paleogene transgression: Stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys*. Geological Society of America, Special Paper 369, pp. 239-261.
- Radionova, E.P. & Khokhlova, I.E., 1994. *Paleogene episodes of biogenic silica accumulation in the northern Caucasus and adjacent Tethyan regions*. Stratigraphy and Geological Correlations, vol. 2, n° 5, pp. 161-169.
- Rea, D.K., Lyle, M.W., 2005. *Paleogene calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions*. Paleoceanography, vol. 20, PA 1012.
- Rio, D., Fornaciari, E., Raffi, I., 1990. *Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossil from western equatorial Indian Ocean (Leg 115)*. In: Duncan R. A., Backman, J., Peterson, L.C., et al., Proc. ODP Sci. Res., vol. 115, pp. 175-235.
- Roth, P. H., 1970. *Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy*. Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 63, pp. 799-881.
- Roth, P. H., 1973. *Calcareous Nannofossil. Leg 17, Deep Sea Drilling Project*. In: Winterer et al., Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Initial Reports, 17, pp. 695-795.
- Roth, P.H., Baumann, P., Bertolino, V., 1971. *Late Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton from central and northern Italy*. In: Farinacci, Ed., Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, pp. 1069-1097. Roma: Edizioni Tecnoscienza, vol. 2.

- Ruddiman, W.F. (Eds.), 2007. *Earth's Climate: Past and Future*, 2nd edition. Eds. W.H. Freeman and Company, New York, 388 pp.
- Sachsenhofer, R.F., Popov, S.V., Bechtel, A., Coric, S., Francu, J., Gratzner, R., Grunert, P., Kotarba, M., Mayer, J., Pupp, M., Rupprecht, B.J., Vincent, S.J., 2017. *Oligocene and Lower Miocene source rocks in the paratethys: palaeogeographical and stratigraphical controls*. In: Simmons, M.D., Tari, G.C., Okay, A.I. (Eds). *Petroleum Geology of the Black Sea*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 464.
- Salvador, A., 1994. *International Stratigraphic Guide*. Second edition, I.U.G.S. & Geol. Soc. Amer., Boulder, Colo., pp. 214.
- Saraswati, P.K., Srinivasan, M.S., 2016. *Biostratigraphy*. In: Micropaleontology. Springer, Cham.
- Sexton, P.F., Wilson, P.A., Norris, R.D., 2006. *Testing the Cenozoic multisite composite $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ curves: New monospecific Eocene records from a single locality, Demerara Rise (Ocean Drilling Program Leg 207)*. *Paleoceanography*. Vol. 21, PA2019.
- Spofforth, D.J.A., Agnini, C., Pälke, H., Rio, D., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Lanci, L., Muttoni, G., 2010. *Organic carbon burial following the middle Eocene climatic optimum in the central western Tethys*. *Paleoceanography*, vol. 25, PA3210.
- Tappan, H., 1980. *The Paleobiology of Plants Protists*. W.H. Freeman, New York.
- Tappan, H., Loeblich jr, A.R., 1973. *Evolution of the ocean plankton*. *Earth Science Reviews*, vol. 9, pp. 207-240.

- Thierstein, H.R., Young, J.R. (Eds.), 2004. *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*. Springer Science & Business Media, 565 pp.
- Thomas, E., Zachos, J.C., Bralower, T.J., 2000. *Deep sea acidification on a warm Earth*. In: *Warm Climates in Earth History*, Eds., Huber, MacLeod and Wing, Cambridge University Press, New York, pp. 132-160.
- Toffanin, F., Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Giusberti, L., Luciani, V., Spofforth, D.J.A., Pälike, H., 2011. *Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Middle Eocene Climatic Optimum: Clues from the central-western Tethys (Alano section, NE Italy)*. *Marine Micropaleontology*, vol. 81, pp. 22-31.
- Toffanin, F., Agnini, C., Rio, D., Acton, G., Westerhold, T., 2013. *Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy at IODP Site U1333 (equatorial Pacific)*. *Micropaleontology*, vol. 59, pp. 69-82.
- Vanderberghe, N., Hilgen, F.J., Speijer, R.P., 2012. *The paleogene Period*. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., *The Geologic Time Scale 2012*, vol. 1, Elsevier.
- Van der Boon, A., 2017. *Intermittent oxygen-depleted episodes and the relation to middle Eocene to early Oligocene climate through integrated stratigraphy of the Maikop type section, Belaya River, Russia*. In: *From Peri-Tethys to Paratethys: Basin restriction and anoxia in central Eurasia linked to volcanic belts in Iran*, *Utrecht Studies in Earth Sciences*, No. 142, pp. 55-77.
- Veto, I., 1987. *An Oligocene Sink for Organic carbon: Upwelling in the Paratethys*. *Palæogeogr. Palæoclimatol. Palæoecol.*, vol. 60, pp. 143-153.
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S., Persico, D., 2008. *Middle Eocene – late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at*

Kerguelen Plateau, Site 748. Marine micropaleontology, vol. 69, pp. 173-192.

Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggreen, W.A., Pälike, H., 2011. *Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale*. Earth Science Reviews, vol. 104, pp. 111-142.

Wei, W., Wise jr, S.W., 1990. *Biogeographic gradients of middle Eocene – Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, vol. 79, pp. 29-61.

Wei, W., Wise jr, S.W., 1990. *Middle Eocene to Pleistocene calcareous nanofossils recovered by Ocean Drilling Program Leg 113 in the weddell Sea*. In: barker, P.F., Kennett, J.P., et al. (eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, TX (Ocean Drilling Program), vol. 113, pp. 639-666.

Westerhold, T., Röhl, U., Frederichs, T., Bohaty, S.M., Zachos, J.C., 2015. *Astronomical calibration of the geological timescale: closing the middle Eocene gap*. Climate of the Past, vol. 11, pp. 1181-1195.

Westerhold, T., Röhl, U., Pälike, H., Wilkens, P.A., Acton, G., 2014. *Orbitally tuned timescale and astronomical forcing in the middle Eocene to early Oligocene*. Climate of the Past, vol. 10, pp. 955-973.

Winter, A., Siesser, W.G. (Eds.), 1994. *Coccolithophores*. Cambridge University Press, 252 pp.

Young, J.R., Bergen, J.A., Bown, P.R., Burnett, J.A., Fiorentino, A., Jordan, R.W., Kleijne, A., Niel, B.E. van, Romein, A.J.T. & Salis, K. von, 1997.

Guidelines for coccolith and Calcareous nannofossil terminology. Paleontology, vol. 40 (4), pp. 875-912.

Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. *An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon - cycle dynamics.* Nature, vol. 451, pp. 279- 283.

Zachos, J.C., McCarren, H., Murphy, B., Röhl, U., Westerhold, T., 2010. *Tempo and scale of late Paleocene and early eocene carbon cycles: implications for the origin of hyperthermals.* Earth and Planetary Sciences Letters, vol. 299, pp. 242-249.

Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. *Trends, Rhythms and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present.* Paleocl. Review, Science, vol. 292, pp. 686-693.

Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H., Kroon, D., 2005. *Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum.* Science, vol. 308, pp. 1611-1615.

Zakrevskaya, E., Beniamovsky, V., Less, G., Báldi-Beke, M., 2011. *Integrated Biostratigraphy of Eocene Deposits in the Gubs Section (Northern Caucasus) with special Attention to the Ypresian/Lutetian Boundary and to the Peritethyan Tethyan Correlation.* Turkish Journal of Earth Sciences, vol. 20, pp. 753-792.

SITOGRAFIA

<http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-stratigraphicguide>

<http://ina.tmsoc.org/>

<http://publications.iodp.org/proceedings/371/371title.html>

<http://www.mikrotax.org/Nannotax3/index.php?dir=Coccolithophores>

TAVOLA I

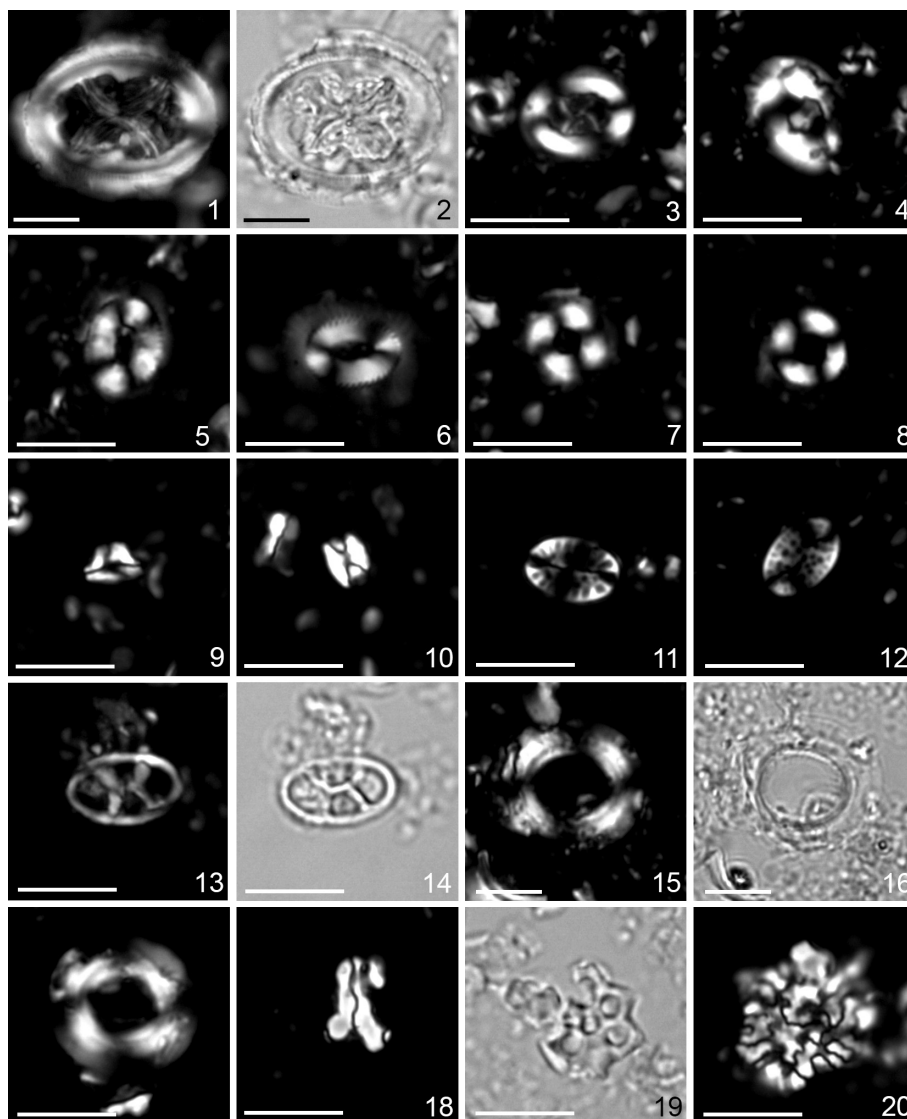


Tavola 1: Microfotografie di nannofossili calcarei dalla *Kuma Formation* (Belaya river, Russia) nell'intervallo Eocene medio. La scala corrisponde a 10 μm ; microscopio ottico a 1250 ingrandimenti. **1.** *Chiasmolithus grandis*, nikols incrociati, BX20; **2.** *Chiasmolithus grandis*, nikols paralleli, BX20; **3.** *Chiasmolithus solitus*, BX15; **4.** *Helicosphaera lophota*, BX20; **5.** *Coccolithus pelagicus*, BX15; **6.** *Coccolithus pelagicus*, BX20; **7.** *Ericsonia formosa*, BX70; **8.** *Ericsonia formosa*, BX180; **9.** *Lanternitus minutus*, visione laterale, BX165; **10.** *Lanternitus minutus*, visione apicale, BX250; **11.** *Pontosphaera*, BX20; **12.** *Pontosphaera*, BX150; **13.** *Neococcolithes dubius*, nikols incrociati, BX20; **14.** *Neococcolithes dubius*, nikols paralleli, BX20; **15.** *Reticulofenestra umbilicus*, nikols incrociati, BX 235; **16.** *Reticulofenestra umbilicus*, nikols paralleli, BX 235; **17.** *Reticulofenestra* spp., BX20; **18.** *Zygrhablithus bijugatus*, BX205; **19.** *Litostromation* spp., BX70; **20.** *Thorocosphaera*, BX20.

TAVOLA II

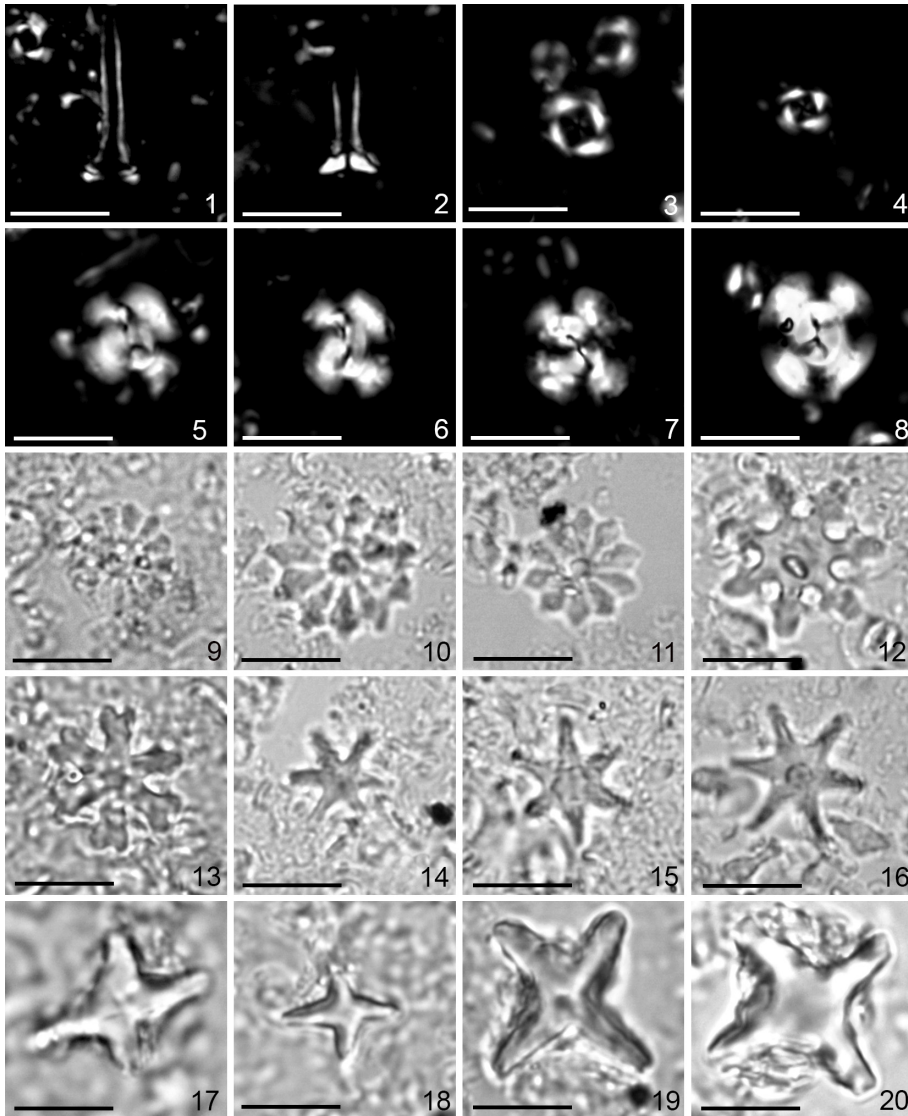


Tavola 2: Microfotografie di nanfossili calcarei dalla *Kuma Formation* (Belaya river, Russia) nell'intervallo Eocene medio. La scala corrisponde a 10 μm ; microscopio ottico a 1250 ingrandimenti. **1.** *Blackites gladius*, BX245; **2.** *Blackites gladius*, BX15; **3.** *Cribozentrum reticulatum*, BX205; **4.** *Cribozentrum reticulatum*, BX255; **5. 6.** *Dictyococites affine bisectus*, BX235; **7.** *Dictyococites bisectus*, BX235; **8.** *Dictyococites hesslandii*, BX 250; **9. 10. 11.** *Discoaster barbadiensis*, BX15; **12.** *Discoaster binodosus*, BX235; **13.** *Discoaster distinctus*, BX15; **14.** *Discoaster tanii*, BX15; **15.** *Discoaster saipanensis*, BX15; **16.** *Discoaster strictus*, BX15; **17. 18. 19.** *Nannotetrina alata*, BX15; **20.** *Nannotetrina alata*, BX20.

TAVOLA III

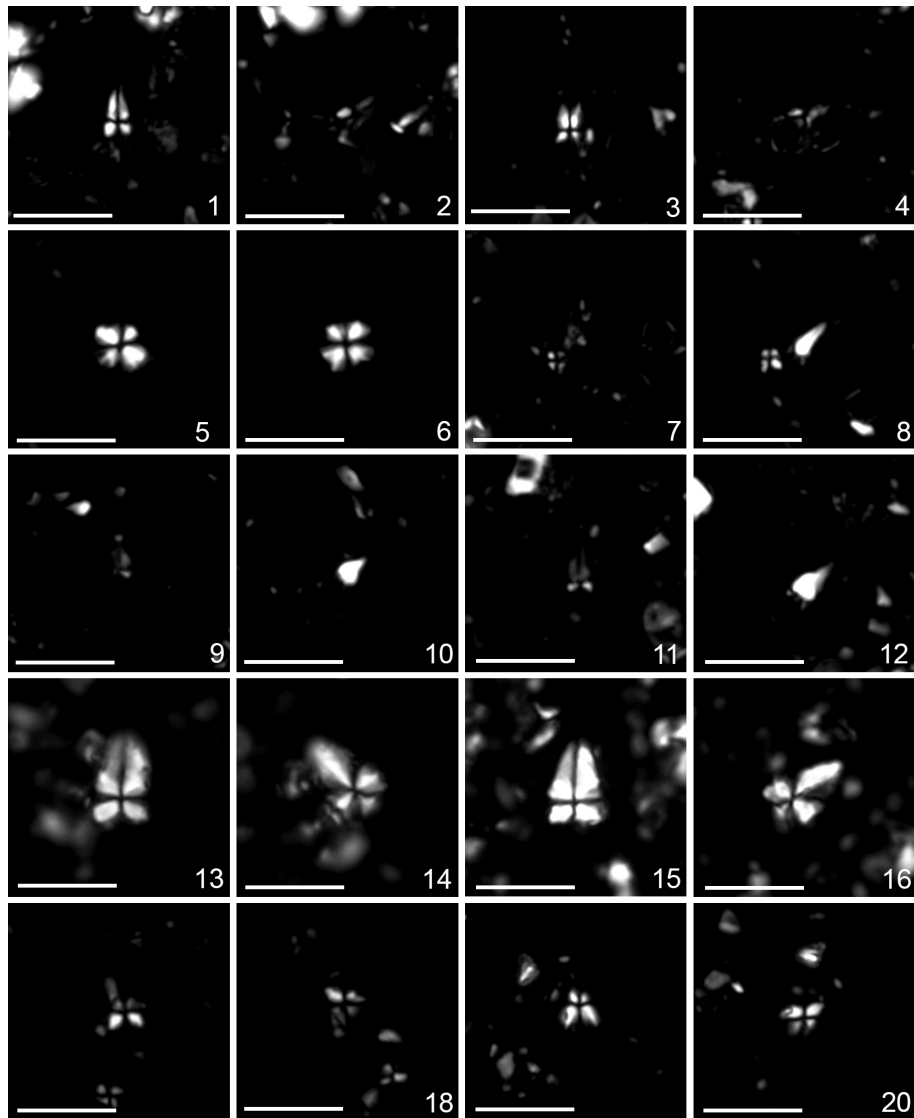


Tavola 3: Microfotografie di nanofossili calcarei dalla *Kuma Formation* (Belaya river, Russia) nell'intervallo Eocene medio. La scala corrisponde a 10 μm ; microscopio ottico a 1250 ingrandimenti. **1. 2.** *Sphenolithus furcatolithoides*, 0°-45°, BX30; **3. 4.** *Sphenolithus furcatolithoides*, 0°-45°, BX70; **5. 6.** *Sphenolithus moriformis* group, 0°-45°, BX70; **7. 8.** *Sphenolithus obtusus*, 0°-45°, BX250; **9. 10.** *Sphenolithus predistentus*, 0°-45°, BX255; **11. 12.** *Sphenolithus predistentus*, 0°-45°, BX255; **13. 14.** *Sphenolithus radians*, 0°-45°, BX20; **15. 16.** *Sphenolithus radians*, 0°-45°, BX20; **17. 18.** *Sphenolithus spiniger*, 0°-45°, BX70; **19. 20.** *Sphenolithus spiniger*, 0°-45°, BX165.

A1. LISTA TASSONOMICA

***Blackites* Hay & Towe 1962**

Blackites gladius (Locker 1967) Varol 1989

***Chiasmolithus* Hay et al. 1966**

Chiasmolithus consuetus (Bramlette & Sullivan 1961) Hay & Mohler 1967

Chiasmolithus grandis (Bramlette & Riedel 1954) Radomski 1958

Chiasmolithus nitidus Perch-Nielsen 1971

Chiasmolithus solitus (Bramlette & Sullivan 1961) Locker 1968

Chiasmolithus titus Gartner 1970

***Coccolithus* Schwartz 1894**

Coccolithus eopelagicus (Bramlette & Riedel 1954) Bramlette & Sullivan 1961

Coccolithus miopelagicus Bukry 1970

Coccolithus pelagicus (Wallich 1877) Schiller 1930

***Cribrocentrum* Perch-Nielsen 1971**

Cribrocentrum reticulatum (Gartner & Smith 1967) Perch-Nielsen 1971

***Cyclicargolithus* Bukry 1971**

Cyclicargolithus floridanus (Roth & Hay in Hay et al. 1967) Bukry 1971

***Dictyococites* Black 1967**

Dictyococites bisectus (Hay et al. 1966) Bukry & Percival 1971

Dictyococites hesslandii Haq 1971

***Discoaster* Tan 1927**

Discoaster barbadiensis Tan 1971

Discoaster binodosus Martini 1958

Discoaster deflandrei Bramlette & Riedel 1954

Discoaster distinctus Martini 1958

Discoaster gemmifer Stradner 1961

Discoaster nodifer (Bramlette & Riedel 1954) Bukry 1973

Discoaster saipanensis Bramlette & Riedel 1954

Discoaster strictus Stradner 1961

Discoaster tanii Bramlette & Riedel 1954

***Ericsonia* Black 1964**

Ericsonia formosa (Kamptner 1963) Haq 1971

***Helicosphaera* Kamptner 1954**

Helicosphaera lophota (Bramlette & Sullivan 1961) Locker 1973

***Lanternithus* Stradner 1962**

Lanternitus minutus Stradner 1962

***Litostromation* Deflandre 1942**

***Micula* Vekshina 1959**

***Nannotetrina* Achuthan & Stradner 1969**

Nannotetrina alata (Martini & Stradner 1960) Haq & Lohmann 1976

***Neococcolithes* Sujkowski 1931**

Neococcolithes dubius (Deflandre & Fert 1954) Black 1967

Neococcolithes minutus (Perch-Nielsen 1967) Perch-Nielsen 1971

***Pontosphaera* Lohmann 1902**

***Reticulofenestra* Hay et al. 1966**

Reticulofenestra daviesi (Haq 1968) Haq 1971

Reticulofenestra umbilicus (Levin 1965) Martini & Ritzkowski 1968

***Sphenolithus* Deflandre in Grassé 1952**

Sphenolithus furcatolithoides Locker 1967

Sphenolithus moriformis (Bronnimann & Stradner, 1960) Bramlette & Wilcoxon
1967

Sphenolithus obtusus Bukry 1971

Sphenolithus predistentus Bramlette & Wilcoxon 1967

Sphenolithus radians Deflandre in Grassé 1952

Sphenolithus spiniger Bukry 1971

***Thorocosphaera* Kamptner 1927**

***Watznaueria* Reinhardt 1964**

***Zygrhablithus* Deflandre 1959**

Zygrhablithus bijugatus (Deflandre & Fert 1954) Deflandre 1959

A2. SCHEDE CONTEGGI

Tabella A1 – Conteggio effettuato su 300 esemplari di nanfossili calcarei

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Blackites gladius</i>	<i>Blackites</i> spp.	<i>Chiasmolithus consuetus</i>	<i>Chiasmolithus solitus</i>	<i>Chiasmolithus nitidus</i>	<i>Chiasmolithus titus</i>	<i>Chiasmolithus grandis</i>	<i>Chiasmolithus</i>	<i>Chiasmolithus</i> spp.	<i>Coccolithus eopelagicus</i> (16-20µm)
BX 260	5720	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 255	5445	0	4	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 250	5170	3	6	0	3	0	0	0	0	0	0
BX 245	4955	2	11	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 240	4690	0	10	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 235	4378	2	8	0	1	0	1	0	0	0	0
BX 230	4268	1	10	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 225	4135	2	6	0	0	0	1	0	0	0	0
BX 220	3976	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 215	3814	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 210	3710	2	2	0	2	0	1	0	0	0	0
BX 205	3663	4	5	0	1	0	4	0	0	0	0
BX 200	3600	4	12	0	3	0	1	0	0	0	0
BX 195	3546	2	2	0	3	0	0	0	0	0	0
BX 190	3490	1	12	0	3	0	0	1	0	0	0
BX 184	3463	2	9	0	3	0	1	0	0	0	0
BX 180	3404	2	7	0	2	0	0	0	0	0	0
BX 175	3369	4	8	0	0	0	1	0	0	0	0
BX 170	3300	10	12	0	6	1	2	0	0	0	0
BX 165	3231	9	7	0	7	2	3	0	0	0	0
BX 160	3181	3	10	0	2	0	0	0	0	0	0
BX 155	3137	7	12	1	3	0	0	0	0	0	0
BX 150	3082	5	6	2	2	0	0	0	0	0	0
BX 145	3035	6	6	0	7	0	0	0	0	0	0
BX 140	2988	7	9	0	4	0	0	0	0	0	0
BX 135	2922	5	5	0	2	0	0	0	0	0	0
BX 130	2865	7	2	1	6	0	0	0	0	0	0
BX 125	2803	5	12	1	4	0	0	0	0	0	0
BX 120	2725	6	14	0	8	0	0	0	0	0	0
BX 115	2677	6	8	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 110	2615	8	10	0	5	1	0	0	0	0	0
BX 105	2483	11	13	0	8	4	0	0	0	0	0
BX 100	2377	5	15	3	17	1	0	0	0	0	0
BX 95	2223	7	11	4	11	0	0	0	0	0	0
BX 90	2085	8	9	8	14	2	0	0	0	0	0
BX 80	1857	14	6	13	8	0	0	0	0	0	0
BX 70	1685	15	2	4	11	0	0	0	0	0	0
BX 60	1475	8	2	3	8	0	0	0	0	0	1
BX 50	1275	8	1	1	9	0	0	1	0	0	0
BX 40	1047	8	2	9	13	0	0	1	0	0	0
BX 30	859	6	5	4	6	0	0	1	0	0	0
BX 20	710	6	1	9	12	0	0	2	0	0	0
BX 15	686	5	2	14	22	0	0	0	0	0	0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Coccolithus miopelagicus</i> (13-16µm)	<i>Coccolithus pelagicus</i> (6-13µm)	<i>Coccolithus</i>	<i>Coccolithus</i> spp.	<i>Cribocentrum reticulatum</i>	<i>Cribocentrum erbae</i>	<i>Cribocentrum</i>	<i>Cribocentrum</i> spp.	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Cyclicargolithus</i> spp.
BX 260	5720	1	25	0	0	36	0	0	0	0	0
BX 255	5445	0	14	0	0	39	0	0	0	0	0
BX 250	5170	1	19	0	0	14	0	0	0	0	0
BX 245	4955	1	33	0	0	33	0	0	0	0	0
BX 240	4690	2	25	0	1	18	0	0	0	0	0
BX 235	4378	1	37	0	0	11	0	0	0	0	0
BX 230	4268	1	22	0	0	9	0	0	0	0	0
BX 225	4135	2	28	0	0	10	0	0	0	0	0
BX 220	3976	1	14	0	0	19	0	0	0	0	0
BX 215	3814	1	12	0	0	19	0	0	0	2	0
BX 210	3710	2	27	0	0	16	0	0	0	0	0
BX 205	3663	0	20	0	0	14	0	0	0	0	0
BX 200	3600	0	9	0	0	7	0	0	0	1	0
BX 195	3546	1	11	0	0	3	0	0	0	2	0
BX 190	3490	0	17	0	0	15	0	0	0	1	0
BX 184	3463	1	28	0	0	4	0	0	0	0	0
BX 180	3404	4	38	0	0	7	0	0	0	1	0
BX 175	3369	2	17	0	0	7	0	0	0	1	0
BX 170	3300	2	32	0	0	8	0	0	0	1	0
BX 165	3231	2	20	0	0	10	0	0	0	0	0
BX 160	3181	2	24	0	0	3	0	0	0	1	0
BX 155	3137	4	33	0	0	8	0	0	0	2	0
BX 150	3082	1	31	0	0	5	0	0	0	2	0
BX 145	3035	1	21	0	0	5	0	0	0	6	0
BX 140	2988	4	30	0	0	12	0	0	0	3	0
BX 135	2922	2	29	0	0	11	0	0	0	0	0
BX 130	2865	3	24	0	0	11	0	0	0	2	0
BX 125	2803	3	42	0	0	6	0	0	0	4	0
BX 120	2725	0	47	0	0	12	0	0	0	2	0
BX 115	2677	2	23	0	0	5	0	0	0	3	0
BX 110	2615	0	31	0	0	5	0	0	0	1	0
BX 105	2483	1	35	0	0	1	0	0	0	2	0
BX 100	2377	2	71	0	0	0	0	0	0	1	0
BX 95	2223	0	36	0	0	0	0	0	0	1	0
BX 90	2085	3	63	0	0	0	0	0	0	3	0
BX 80	1857	6	46	0	0	0	0	0	0	1	0
BX 70	1685	1	43	0	0	0	0	0	0	1	0
BX 60	1475	8	34	0	0	0	0	0	0	2	0
BX 50	1275	9	64	0	0	0	0	0	0	1	0
BX 40	1047	6	47	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 30	859	1	35	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 20	710	6	25	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 15	686	12	48	0	0	0	0	0	0	0	0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Dictyococites affine bisectus</i>	<i>Dictyococites bisectus</i>	<i>Dictyococites hesslandii (o scrippsae)</i>	<i>Dictyococites</i>	<i>Dictyococites</i> spp.	<i>Discoaster barbadiensis</i>	<i>Discoaster saipanensis</i>	<i>Discoaster nodifer</i>	<i>Discoaster binodosus</i>	<i>Discoaster tanii</i>
BX 260	5720	5	1	1	0	1	2	0	0	0	0
BX 255	5445	5	1	1	0	1	1	0	0	2	0
BX 250	5170	10	2	1	0	0	0	0	0	0	0
BX 245	4955	5	0	5	0	0	0	0	0	0	0
BX 240	4690	6	0	0	0	1	0	0	0	0	0
BX 235	4378	6	3	0	0	1	1	2	0	0	0
BX 230	4268	4	0	1	0	1	1	0	0	0	0
BX 225	4135	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0
BX 220	3976	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 215	3814	22	1	1	0	2	1	1	0	0	0
BX 210	3710	21	0	2	0	0	1	0	0	0	0
BX 205	3663	9	0	1	0	0	0	0	0	0	0
BX 200	3600	2	0	1	0	0	1	0	0	0	0
BX 195	3546	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0
BX 190	3490	2	0	1	0	0	3	0	0	0	0
BX 184	3463	1	0	1	0	0	5	2	0	0	1
BX 180	3404	2	0	7	0	0	1	0	0	0	0
BX 175	3369	8	2	3	0	2	2	1	0	0	0
BX 170	3300	5	1	0	0	0	1	1	0	0	0
BX 165	3231	2	2	0	0	0	1	0	0	0	0
BX 160	3181	2	1	0	0	0	2	1	0	0	0
BX 155	3137	6	2	0	0	0	0	1	0	0	0
BX 150	3082	5	0	0	0	0	1	1	0	0	0
BX 145	3035	3	0	0	0	1	2	0	0	0	0
BX 140	2988	4	0	0	0	0	1	1	0	0	0
BX 135	2922	2	0	0	0	2	1	1	0	0	0
BX 130	2865	0	0	0	0	1	2	1	0	0	0
BX 125	2803	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0
BX 120	2725	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
BX 115	2677	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
BX 110	2615	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0
BX 105	2483	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0
BX 100	2377	0	0	0	0	0	2	2	0	0	0
BX 95	2223	0	0	0	0	0	1	2	0	0	1
BX 90	2085	0	0	0	0	0	5	2	0	0	0
BX 80	1857	0	0	0	0	1	14	0	0	0	0
BX 70	1685	0	0	0	0	0	4	1	0	0	0
BX 60	1475	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0
BX 50	1275	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0
BX 40	1047	0	0	0	0	0	3	3	0	0	0
BX 30	859	0	0	0	0	0	7	1	0	0	1
BX 20	710	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0
BX 15	686	0	0	0	0	0	5	2	0	0	0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Discoaster gemmifer</i>	<i>Discoaster deflandrei</i>	<i>Discoaster distinctus</i>	<i>Discoaster</i>	<i>Discoaster</i> spp.	<i>Ericsonia formosa</i>	<i>Ericsonia</i>	<i>Ericsonia</i> spp.	<i>Helicosphaera lophota</i>	<i>Helicosphaera</i> spp.
BX 260	5720	1	0	0	0	0	3	0	0	0	0
BX 255	5445	0	0	0	0	0	5	0	0	1	0
BX 250	5170	0	0	0	0	0	6	0	0	2	0
BX 245	4955	0	0	0	0	0	11	0	0	1	0
BX 240	4690	0	0	0	0	0	11	0	0	1	0
BX 235	4378	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
BX 230	4268	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
BX 225	4135	0	0	0	0	0	5	0	0	1	0
BX 220	3976	0	0	0	0	0	7	0	0	1	0
BX 215	3814	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
BX 210	3710	0	0	0	0	0	14	0	0	0	0
BX 205	3663	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
BX 200	3600	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
BX 195	3546	0	0	0	0	0	4	0	0	2	0
BX 190	3490	0	0	0	0	0	11	0	0	1	0
BX 184	3463	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0
BX 180	3404	0	0	2	0	0	33	0	0	1	0
BX 175	3369	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0
BX 170	3300	0	0	0	0	0	21	0	0	1	0
BX 165	3231	0	0	0	0	0	14	0	0	1	0
BX 160	3181	0	0	0	0	0	8	0	0	3	0
BX 155	3137	0	0	0	0	0	17	0	0	0	0
BX 150	3082	1	0	0	0	0	14	0	0	2	0
BX 145	3035	1	0	0	0	0	21	0	0	0	0
BX 140	2988	0	0	1	0	0	23	0	0	2	0
BX 135	2922	0	0	2	0	0	13	0	0	3	0
BX 130	2865	0	0	1	0	0	20	0	0	0	0
BX 125	2803	0	0	0	0	0	25	0	0	0	0
BX 120	2725	0	0	0	0	0	16	0	0	0	0
BX 115	2677	0	0	0	0	0	17	0	0	0	0
BX 110	2615	0	0	1	0	0	18	0	0	0	0
BX 105	2483	0	0	0	0	0	8	0	0	3	0
BX 100	2377	1	0	0	0	0	18	0	0	1	0
BX 95	2223	0	0	2	0	0	13	0	0	0	0
BX 90	2085	0	0	1	0	0	28	0	0	0	0
BX 80	1857	2	0	1	0	0	26	0	0	1	0
BX 70	1685	0	0	2	0	0	13	0	0	0	0
BX 60	1475	0	0	2	0	0	7	0	0	0	0
BX 50	1275	2	0	1	0	0	42	0	0	1	0
BX 40	1047	1	0	0	0	0	31	0	0	4	0
BX 30	859	0	0	1	0	0	25	0	0	2	0
BX 20	710	0	0	0	0	0	12	0	0	0	0
BX 15	686	1	0	0	0	0	22	0	0	0	0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Lanternitus minutus</i>	<i>Lanternitus</i> spp.	<i>Litostromation</i> spp.	<i>Micula</i> spp. (*)	<i>Nannotetrina alata</i>	<i>Nannotetrina</i>	<i>Nannotetrina</i> spp.	<i>Neococcolithes dubius</i>	<i>Neococcolithes minutus</i>	<i>Neococcolithes</i> spp. (rotto)
BX 260	5720	33	0	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 255	5445	13	0	4	0	0	0	0	1	1	0
BX 250	5170	16	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 245	4955	7	0	2	0	0	0	0	1	0	0
BX 240	4690	18	0	1	0	0	0	0	1	0	0
BX 235	4378	7	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 230	4268	10	0	1	1	0	0	0	0	0	0
BX 225	4135	19	0	0	1	0	0	0	1	0	0
BX 220	3976	8	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 215	3814	4	0	0	1	0	0	0	1	0	0
BX 210	3710	10	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 205	3663	9	0	0	1	0	0	0	1	0	0
BX 200	3600	3	0	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 195	3546	2	0	0	0	0	0	0	2	0	0
BX 190	3490	4	0	4	2	0	0	0	2	0	0
BX 184	3463	1	0	0	1	0	0	0	2	0	0
BX 180	3404	12	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 175	3369	10	0	1	1	0	0	0	0	0	1
BX 170	3300	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 165	3231	7	0	1	0	0	0	0	1	0	0
BX 160	3181	4	0	1	0	0	0	0	0	0	0
BX 155	3137	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 150	3082	13	0	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 145	3035	13	0	1	1	0	0	0	1	0	0
BX 140	2988	6	0	1	1	0	0	0	3	0	0
BX 135	2922	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 130	2865	12	0	1	0	0	0	0	1	0	0
BX 125	2803	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 120	2725	15	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 115	2677	6	0	1	0	0	0	0	2	0	0
BX 110	2615	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 105	2483	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 100	2377	15	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 95	2223	23	0	2	0	1	0	0	3	0	0
BX 90	2085	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 80	1857	4	0	1	0	1	0	0	0	0	0
BX 70	1685	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 60	1475	1	0	0	0	1	0	0	2	0	0
BX 50	1275	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 40	1047	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0
BX 30	859	6	0	0	1	0	0	0	0	0	0
BX 20	710	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BX 15	686	6	0	0	0	1	0	0	1	0	0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Pontosphaera</i> spp.	<i>Reticulofenestra</i> spp. (<4µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (4-8 µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (8-11 µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (11-14 µm)	<i>Reticulofenestra umbilicus</i> (>14 µm)	<i>Reticulofenestra daviesi</i>	<i>Reticulofenestra</i> spp.	<i>Sphenolithus moriformis</i> group	<i>Sphenolithus furcatalithoides</i>
BX 260	5720	2	84	71	2	2	0	0	0	5	0
BX 255	5445	3	83	73	8	3	2	0	0	9	0
BX 250	5170	4	85	82	10	3	1	0	0	14	0
BX 245	4955	7	97	73	0	1	0	0	0	2	0
BX 240	4690	4	116	94	3	1	0	0	0	3	0
BX 235	4378	6	127	95	14	0	3	0	0	3	0
BX 230	4268	1	162	98	5	4	2	0	0	7	0
BX 225	4135	5	148	71	8	4	2	0	0	7	0
BX 220	3976	6	163	71	1	1	0	0	0	2	0
BX 215	3814	11	186	128	6	0	1	0	0	2	0
BX 210	3710	3	151	66	6	0	0	0	0	3	0
BX 205	3663	9	143	67	7	0	0	0	0	1	0
BX 200	3600	7	148	81	4	0	0	0	0	3	0
BX 195	3546	2	173	93	1	1	0	0	0	2	0
BX 190	3490	9	201	102	1	1	1	0	0	3	0
BX 184	3463	9	153	69	2	1	1	0	0	1	0
BX 180	3404	3	123	55	8	0	1	0	0	3	0
BX 175	3369	4	153	74	0	0	1	0	0	6	0
BX 170	3300	11	162	94	11	0	0	0	0	3	0
BX 165	3231	7	137	102	1	0	0	0	0	3	0
BX 160	3181	3	121	84	7	1	0	0	0	2	0
BX 155	3137	0	130	83	5	0	0	0	0	4	0
BX 150	3082	6	137	94	3	0	0	0	0	5	0
BX 145	3035	9	149	77	1	0	0	0	0	6	0
BX 140	2988	4	177	96	5	0	0	0	0	7	0
BX 135	2922	3	171	91	2	0	1	0	0	5	0
BX 130	2865	5	161	57	2	1	0	0	0	2	0
BX 125	2803	2	138	83	2	0	0	0	0	4	3
BX 120	2725	5	107	100	0	0	0	0	0	5	3
BX 115	2677	5	142	112	2	0	0	0	0	1	1
BX 110	2615	5	124	83	2	1	1	0	0	3	2
BX 105	2483	8	120	122	3	0	1	0	0	5	6
BX 100	2377	9	78	133	9	6	1	0	0	9	3
BX 95	2223	7	52	93	3	3	1	0	0	7	6
BX 90	2085	7	44	109	4	1	0	0	0	7	2
BX 80	1857	7	58	118	2	1	1	0	0	3	2
BX 70	1685	5	51	103	2	0	1	0	0	5	9
BX 60	1475	4	67	123	12	5	2	0	0	1	1
BX 50	1275	7	93	145	15	1	0	0	0	5	0
BX 40	1047	7	56	151	7	1	0	0	0	10	1
BX 30	859	5	111	129	17	4	0	0	0	7	1
BX 20	710	7	74	108	13	2	1	0	0	9	1
BX 15	686	7	68	83	21	2	0	2	0	8	3

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Sphenolithus radians</i>	<i>Sphenolithus obtusus</i>	<i>Sphenolithus predistentus</i>	<i>Sphenolithus</i> spp. (con punta)	<i>Sphenolithus</i> spp.	<i>Thoracosphaera</i> spp.	<i>Watznaueria</i> spp. (*)	<i>Zygrhablithus bijugatus</i>	<i>Zygrhablithus</i> spp.	Nanofossile indeterminato
BX 260	5720	0	0	1	0	0	3	0	23	0	0
BX 255	5445	0	5	5	0	0	8	0	12	0	0
BX 250	5170	0	6	2	0	0	6	0	17	0	0
BX 245	4955	0	4	3	0	0	5	0	11	0	0
BX 240	4690	0	4	6	0	0	1	0	11	0	0
BX 235	4378	0	1	4	0	0	0	0	10	0	0
BX 230	4268	0	1	2	0	0	0	0	8	0	0
BX 225	4135	2	1	3	0	0	0	0	15	0	0
BX 220	3976	0	0	5	0	0	1	1	6	0	0
BX 215	3814	0	1	8	0	0	2	1	3	0	0
BX 210	3710	0	0	4	0	0	0	0	4	0	0
BX 205	3663	0	0	5	0	0	1	0	9	0	0
BX 200	3600	0	0	3	0	0	4	0	2	0	0
BX 195	3546	0	0	7	1	0	3	0	2	0	0
BX 190	3490	0	3	4	1	0	8	0	3	0	0
BX 184	3463	0	0	2	2	0	5	0	5	0	0
BX 180	3404	1	1	1	1	0	3	1	10	0	0
BX 175	3369	0	0	3	2	0	1	0	3	0	0
BX 170	3300	1	2	2	2	0	2	0	6	0	0
BX 165	3231	0	1	1	9	0	1	0	4	0	0
BX 160	3181	0	1	1	4	0	2	0	3	0	0
BX 155	3137	0	2	2	3	0	2	0	9	0	0
BX 150	3082	1	1	1	11	0	0	0	9	0	0
BX 145	3035	0	0	1	2	0	0	1	8	0	0
BX 140	2988	1	0	2	1	0	1	0	8	0	0
BX 135	2922	2	1	2	2	0	1	0	3	0	0
BX 130	2865	1	0	4	3	0	1	0	9	0	0
BX 125	2803	8	0	5	2	0	2	0	10	0	0
BX 120	2725	5	0	2	0	0	0	0	14	0	0
BX 115	2677	2	0	2	0	0	0	0	8	0	0
BX 110	2615	3	0	0	1	0	3	0	16	0	0
BX 105	2483	1	0	0	1	0	1	0	8	0	0
BX 100	2377	1	0	0	0	0	1	0	8	0	0
BX 95	2223	1	0	0	0	0	2	0	14	0	0
BX 90	2085	0	0	0	0	0	5	0	15	0	0
BX 80	1857	0	0	0	0	0	0	0	12	0	0
BX 70	1685	2	0	0	2	0	8	0	13	0	0
BX 60	1475	1	1	0	1	0	8	0	3	0	0
BX 50	1275	0	0	0	0	0	4	0	8	0	0
BX 40	1047	2	0	0	0	0	1	0	15	0	0
BX 30	859	1	0	0	0	0	1	0	17	0	0
BX 20	710	1	0	0	0	0	2	0	20	0	0
BX 15	686	0	1	0	4	0	2	0	14	0	0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	Totale	N. CAMPI	Preservazione
BX 260	5720	307	6	buona
BX 255	5445	306	6	buona
BX 250	5170	314	4	buona
BX 245	4955	316	4	buona
BX 240	4690	343	7	buona
BX 235	4378	349	5	buona
BX 230	4268	354	4	buona
BX 225	4135	348	5	buona
BX 220	3976	327	4	buona
BX 215	3814	431	7	buona
BX 210	3710	341	8	buona
BX 205	3663	320	5	molto buona
BX 200	3600	304	5	buona
BX 195	3546	324	5	buona
BX 190	3490	417	11	medio buona
BX 184	3463	326	11	medio buona
BX 180	3404	342	7	buona
BX 175	3369	331	8	buona
BX 170	3300	428	9	buona
BX 165	3231	361	6	buona
BX 160	3181	304	6	buona
BX 155	3137	352	10	buona
BX 150	3082	367	10	buona
BX 145	3035	359	10	buona
BX 140	2988	421	10	buona
BX 135	2922	394	10	buona
BX 130	2865	347	7	buona
BX 125	2803	381	10	buona
BX 120	2725	368	10	buona
BX 115	2677	352	6	buona
BX 110	2615	344	10	buona
BX 105	2483	376	10	buona
BX 100	2377	426	10	buona
BX 95	2223	325	12	buona
BX 90	2085	357	10	buona
BX 80	1857	369	10	buona
BX 70	1685	313	10	buona
BX 60	1475	313	8	buona
BX 50	1275	436	7	buona
BX 40	1047	384	8	buona
BX 30	859	410	10	buona
BX 20	710	326	7	buona
BX 15	686	364	11	buona

Campione	Stratigraphic Position [cm]	FUORI CONTEGGIO
BX 260	5720	<i>C. solitus</i> , <i>H. lophota</i> , <i>Litostromation</i> spp.
BX 255	5445	<i>D. nodifer</i> , <i>D. distinctus</i> , <i>Micula</i> spp.
BX 250	5170	
BX 245	4955	<i>D. binodosus</i>
BX 240	4690	
BX 235	4378	<i>D. binodosus</i> , <i>Litostromation</i> spp., <i>Micula</i> spp., <i>Thorocosphera</i> spp.
BX 230	4268	<i>C. titus</i> , <i>H. lophota</i> , <i>N. dubius</i>
BX 225	4135	<i>Litostromation</i> spp.
BX 220	3976	<i>C. titus</i> , <i>Dictyococites</i> spp., <i>Litostromation</i> spp.
BX 215	3814	<i>H. lophota</i> , <i>N. minutus</i>
BX 210	3710	<i>Micula</i> spp., <i>Thorocosphera</i> spp.
BX 205	3663	<i>D. distinctus</i> , <i>H. lophota</i> , <i>Litostromation</i> spp.
BX 200	3600	<i>D. distinctus</i> , <i>H. lophota</i>
BX 195	3546	<i>Litostromation</i> spp., <i>Micula</i> spp.
BX 190	3490	<i>C. titus</i>
BX 184	3463	<i>N. minutus</i> , <i>Watznaueria</i> spp.
BX 180	3404	<i>D. binodosus</i>
BX 175	3369	<i>D. nodifer</i> , <i>D. distinctus</i> , <i>N. dubius</i>
BX 170	3300	<i>D. distinctus</i> , <i>Watznaueria</i> spp.
BX 165	3231	
BX 160	3181	<i>C. nitidus</i> , <i>D. tani</i> , <i>D. distinctus</i> , <i>Micula</i> spp., <i>N. dubius</i>
BX 155	3137	<i>Discoaster distinctus</i> , <i>Micula</i> spp.
BX 150	3082	<i>C. eopelagicus</i> , <i>D. nodifer</i> , <i>N. dubius</i> , <i>Watznaueria</i> spp.
BX 145	3035	<i>C. consuetus</i> , <i>Torocosphera</i> spp.
BX 140	2988	
BX 135	2922	<i>Litostromation</i> spp., <i>N. dubius</i>
BX 130	2865	<i>D. binodosus</i> , <i>H. lophota</i>
BX 125	2803	<i>D. distinctus</i> , <i>H. lophota</i> , <i>N. dubius</i>
BX 120	2725	<i>Micula</i> spp., <i>Watznaueria</i> spp.
BX 115	2677	<i>C. consuetus</i> , <i>C. eopelagicus</i> , <i>D. tani</i> , <i>D. distinctus</i> ,
BX 110	2615	
BX 105	2483	<i>Micula</i> spp.
BX 100	2377	<i>C. nitidus</i> , <i>D. distinctus</i>
BX 95	2223	
BX 90	2085	<i>D. gemmifer</i> , <i>Micula</i> spp., <i>Watznaueria</i> spp.
BX 80	1857	<i>N. dubius</i>
BX 70	1685	<i>N. alata</i> , <i>N. dubius</i> , <i>Litostromation</i> spp.
BX 60	1475	
BX 50	1275	<i>Micula</i> spp., <i>N. dubius</i>
BX 40	1047	<i>D. nodifer</i>
BX 30	859	<i>N. dubius</i>
BX 20	710	<i>D. distinctus</i> , <i>H. lophota</i> , <i>N. alata</i> , <i>N. dubius</i>
BX 15	686	<i>D. deflandrei</i> , <i>D. distinctus</i>

Campione	Stratigraphic Position [cm]	NOTE
BX 260	5720	Molti frammenti
BX 255	5445	Molti frammenti
BX 250	5170	
BX 245	4955	Abbastanza frammenti
BX 240	4690	Moltissimi frammenti
BX 235	4378	
BX 230	4268	Molti frammenti
BX 225	4135	Molti frammenti
BX 220	3976	Molti frammenti
BX 215	3814	Abbastanza frammenti; <i>Dictyococites</i> spp. con area centrale piuttosto grande
BX 210	3710	Molti frammenti; <i>Dictyococites</i> spp. con area centrale piuttosto grande
BX 205	3663	Pochi frammenti
BX 200	3600	Molti frammenti
BX 195	3546	Molti frammenti e presenza di argilla
BX 190	3490	Moltissimi frammenti e presenza di argilla
BX 184	3463	Moltissimi frammenti e presenza di argilla
BX 180	3404	Molti frammenti
BX 175	3369	Molti frammenti e argilla; alcuni <i>Dictyococites</i> con l'area centrale piuttosto grande.
BX 170	3300	Molti frammenti e argilla; area centrale dei <i>Dictyococites</i> piuttosto grande
BX 165	3231	
BX 160	3181	Molti frammenti
BX 155	3137	
BX 150	3082	<i>D. aff. bisectus</i> con l'area centrale piuttosto grande
BX 145	3035	<i>D. aff. bisectus</i> con l'area centrale piuttosto grande
BX 140	2988	<i>D. aff. bisectus</i> con l'area centrale piuttosto grande
BX 135	2922	
BX 130	2865	Sfenoliti, soprattutto <i>S. predistentus</i> , molto piccoli
BX 125	2803	Sfenoliti molto piccoli
BX 120	2725	Sfenoliti molto piccoli
BX 115	2677	Sfenoliti, soprattutto <i>S. predistentus</i> , molto piccoli
BX 110	2615	<i>Sphenolithus predistentus</i> molto piccolo; sfenoliti poco abbondanti
BX 105	2483	Uno sfenolite con la punta non riconosciuto; sfenoliti poco abbondanti
BX 100	2377	
BX 95	2223	
BX 90	2085	
BX 80	1857	
BX 70	1685	Due sfenoliti con la punta non riconosciuti
BX 60	1475	Uno sfenolite con la punta non riconosciuto; molti frammenti
BX 50	1275	
BX 40	1047	
BX 30	859	
BX 20	710	
BX 15	686	Placcoliti indeterminati < 2µm; quattro sfenoliti con la punta non riconosciuti

**Tabella A2 – Conteggio effettuato su 300 esemplari di nanofossili calcarei
convertito in termini percentuali**

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Blackites gladius</i>	<i>Blackites</i> spp.	<i>Chiasmolithus consuetus</i>	<i>Chiasmolithus solitus</i>	<i>Chiasmolithus nitidus</i>	<i>Chiasmolithus titus</i>	<i>Chiasmolithus grandis</i>	<i>Chiasmolithus</i>	<i>Chiasmolithus</i> spp.	<i>Coccolithus eopelagicus</i> (16-20µm)
BX 260	5720	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 255	5445	0,0	1,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 250	5170	1,0	1,9	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 245	4955	0,6	3,5	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 240	4690	0,0	2,9	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 235	4378	0,6	2,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 230	4268	0,3	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 225	4135	0,6	1,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 220	3976	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 215	3814	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 210	3710	0,6	0,6	0,0	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 205	3663	1,3	1,6	0,0	0,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 200	3600	1,3	3,9	0,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 195	3546	0,6	0,6	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 190	3490	0,2	2,9	0,0	0,7	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
BX 184	3463	0,6	2,8	0,0	0,9	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 180	3404	0,6	2,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 175	3369	1,2	2,4	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 170	3300	2,3	2,8	0,0	1,4	0,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 165	3231	2,5	1,9	0,0	1,9	0,6	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 160	3181	1,0	3,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 155	3137	2,0	3,4	0,3	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 150	3082	1,4	1,6	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 145	3035	1,7	1,7	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 140	2988	1,7	2,1	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 135	2922	1,3	1,3	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 130	2865	2,0	0,6	0,3	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 125	2803	1,3	3,1	0,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 120	2725	1,6	3,8	0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 115	2677	1,7	2,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 110	2615	2,3	2,9	0,0	1,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 105	2483	2,9	3,5	0,0	2,1	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 100	2377	1,2	3,5	0,7	4,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 95	2223	2,2	3,4	1,2	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 90	2085	2,2	2,5	2,2	3,9	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 80	1857	3,8	1,6	3,5	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 70	1685	4,8	0,6	1,3	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 60	1475	2,6	0,6	1,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
BX 50	1275	1,8	0,2	0,2	2,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
BX 40	1047	2,1	0,5	2,3	3,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 30	859	1,5	1,2	1,0	1,5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
BX 20	710	1,8	0,3	2,8	3,7	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
BX 15	686	1,4	0,5	3,8	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Coccolithus miopelagicus</i> (13-16µm)	<i>Coccolithus pelagicus</i> (6-13µm)	<i>Coccolithus</i>	<i>Coccolithus</i> spp.	<i>Cribocentrum reticulatum</i>	<i>Cribocentrum erbae</i>	<i>Cribocentrum</i>	<i>Cribocentrum</i> spp.	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Cyclicargolithus</i>
BX 260	5720	0,3	8,1	0,0	0,0	11,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 255	5445	0,0	4,6	0,0	0,0	12,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 250	5170	0,3	6,1	0,0	0,0	4,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 245	4955	0,3	10,4	0,0	0,0	10,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 240	4690	0,6	7,3	0,0	0,3	5,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 235	4378	0,3	10,6	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 230	4268	0,3	6,2	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 225	4135	0,6	8,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 220	3976	0,3	4,3	0,0	0,0	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 215	3814	0,2	2,8	0,0	0,0	4,4	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
BX 210	3710	0,6	7,9	0,0	0,0	4,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 205	3663	0,0	6,3	0,0	0,0	4,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 200	3600	0,0	3,0	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 195	3546	0,3	3,4	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 190	3490	0,0	4,1	0,0	0,0	3,6	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
BX 184	3463	0,3	8,6	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 180	3404	1,2	11,1	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 175	3369	0,6	5,1	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 170	3300	0,5	7,5	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
BX 165	3231	0,6	5,5	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 160	3181	0,7	7,9	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 155	3137	1,1	9,4	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 150	3082	0,3	8,4	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
BX 145	3035	0,3	5,8	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0
BX 140	2988	1,0	7,1	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0
BX 135	2922	0,5	7,4	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 130	2865	0,9	6,9	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 125	2803	0,8	11,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0
BX 120	2725	0,0	12,8	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
BX 115	2677	0,6	6,5	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0
BX 110	2615	0,0	9,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 105	2483	0,3	9,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
BX 100	2377	0,5	16,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
BX 95	2223	0,0	11,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 90	2085	0,8	17,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0
BX 80	1857	1,6	12,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 70	1685	0,3	13,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 60	1475	2,6	10,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 50	1275	2,1	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
BX 40	1047	1,6	12,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 30	859	0,2	8,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 20	710	1,8	7,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 15	686	3,3	13,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Cyclicargolithus</i> spp.	<i>Dictyococites</i> affine <i>bisectus</i>	<i>Dictyococites</i> <i>bisectus</i>	<i>Dictyococites</i> <i>hesslandii</i> (<i>o scrippsae</i>)	<i>Dictyococites</i>	<i>Dictyococites</i> spp.	<i>Discoaster</i> <i>barbadiensis</i>	<i>Discoaster</i> <i>saipanensis</i>	<i>Discoaster</i> <i>nodifer</i>	<i>Discoaster</i> <i>binodosus</i>
BX 260	5720	0,0	1,6	0,3	0,3	0,0	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0
BX 255	5445	0,0	1,6	0,3	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,7
BX 250	5170	0,0	3,2	0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 245	4955	0,0	1,6	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 240	4690	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 235	4378	0,0	1,7	0,9	0,0	0,0	0,3	0,3	0,6	0,0	0,0
BX 230	4268	0,0	1,1	0,0	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 225	4135	0,0	0,9	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 220	3976	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 215	3814	0,0	5,1	0,2	0,2	0,0	0,5	0,2	0,2	0,0	0,0
BX 210	3710	0,0	6,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 205	3663	0,0	2,8	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 200	3600	0,0	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 195	3546	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 190	3490	0,0	0,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
BX 184	3463	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	1,5	0,6	0,0	0,0
BX 180	3404	0,0	0,6	0,0	2,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 175	3369	0,0	2,4	0,6	0,9	0,0	0,6	0,6	0,3	0,0	0,0
BX 170	3300	0,0	1,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
BX 165	3231	0,0	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 160	3181	0,0	0,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	0,0	0,0
BX 155	3137	0,0	1,7	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 150	3082	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0
BX 145	3035	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,0	0,0
BX 140	2988	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0
BX 135	2922	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,5	0,3	0,3	0,0	0,0
BX 130	2865	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,3	0,0	0,0
BX 125	2803	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,5	0,0	0,0
BX 120	2725	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 115	2677	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 110	2615	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,6	0,0	0,0
BX 105	2483	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,3	0,0	0,0
BX 100	2377	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	0,0
BX 95	2223	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,0
BX 90	2085	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,6	0,0	0,0
BX 80	1857	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	3,8	0,0	0,0	0,0
BX 70	1685	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,3	0,0	0,0
BX 60	1475	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0
BX 50	1275	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2	0,0	0,0
BX 40	1047	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,8	0,0	0,0
BX 30	859	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,2	0,0	0,0
BX 20	710	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,3	0,0	0,0
BX 15	686	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,5	0,0	0,0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Discoaster strictus</i>	<i>Discoaster tanii</i>	<i>Discoaster gemmifer</i>	<i>Discoaster deflandrei</i>	<i>Discoaster distinctus</i>	<i>Discoaster</i>	<i>Discoaster</i> spp.	<i>Ericsonia formosa</i>	<i>Ericsonia</i>	<i>Ericsonia</i> spp.
BX 260	5720	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
BX 255	5445	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0
BX 250	5170	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0
BX 245	4955	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0
BX 240	4690	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0
BX 235	4378	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 230	4268	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 225	4135	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0
BX 220	3976	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0
BX 215	3814	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
BX 210	3710	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0
BX 205	3663	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
BX 200	3600	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
BX 195	3546	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0
BX 190	3490	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,0	0,0
BX 184	3463	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0
BX 180	3404	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	9,6	0,0	0,0
BX 175	3369	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0
BX 170	3300	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,9	0,0	0,0
BX 165	3231	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,9	0,0	0,0
BX 160	3181	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,0	0,0
BX 155	3137	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	0,0
BX 150	3082	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	3,8	0,0	0,0
BX 145	3035	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	5,8	0,0	0,0
BX 140	2988	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	5,5	0,0	0,0
BX 135	2922	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0
BX 130	2865	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	5,8	0,0	0,0
BX 125	2803	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,6	0,0	0,0
BX 120	2725	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,3	0,0	0,0
BX 115	2677	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,8	0,0	0,0
BX 110	2615	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	5,2	0,0	0,0
BX 105	2483	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0
BX 100	2377	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	4,2	0,0	0,0
BX 95	2223	0,0	0,3	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0
BX 90	2085	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	7,8	0,0	0,0
BX 80	1857	0,0	0,0	0,5	0,0	0,3	0,0	0,0	7,0	0,0	0,0
BX 70	1685	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	4,2	0,0	0,0
BX 60	1475	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	2,2	0,0	0,0
BX 50	1275	0,0	0,0	0,5	0,0	0,2	0,0	0,0	9,6	0,0	0,0
BX 40	1047	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	8,1	0,0	0,0
BX 30	859	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	6,1	0,0	0,0
BX 20	710	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0
BX 15	686	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	6,0	0,0	0,0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Helicosphaera lophota</i>	<i>Helicosphaera</i>	<i>Helicosphaera</i> spp.	<i>Lanternitus minutus</i>	<i>Lanternitus</i> spp.	<i>Litostromation</i> spp.	<i>Micula</i> spp. (*)	<i>Nannotetrina alata</i>	<i>Nannotetrina</i>	<i>Nannotetrina</i> spp.
BX 260	5720	0,0	0,0	0,0	10,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 255	5445	0,3	0,0	0,0	4,2	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 250	5170	0,6	0,0	0,0	5,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 245	4955	0,3	0,0	0,0	2,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 240	4690	0,3	0,0	0,0	5,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 235	4378	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 230	4268	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 225	4135	0,3	0,0	0,0	5,5	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 220	3976	0,3	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 215	3814	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
BX 210	3710	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 205	3663	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 200	3600	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 195	3546	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 190	3490	0,2	0,0	0,0	1,0	0,0	1,0	0,5	0,0	0,0	0,0
BX 184	3463	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 180	3404	0,3	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 175	3369	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 170	3300	0,2	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 165	3231	0,3	0,0	0,0	1,9	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 160	3181	1,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 155	3137	0,0	0,0	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 150	3082	0,5	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 145	3035	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 140	2988	0,5	0,0	0,0	1,4	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0
BX 135	2922	0,8	0,0	0,0	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 130	2865	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 125	2803	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 120	2725	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 115	2677	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 110	2615	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 105	2483	0,8	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 100	2377	0,2	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 95	2223	0,0	0,0	0,0	7,1	0,0	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 90	2085	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 80	1857	0,3	0,0	0,0	1,1	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 70	1685	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 60	1475	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 50	1275	0,2	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 40	1047	1,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 30	859	0,5	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
BX 20	710	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 15	686	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Neococcolithes dubius</i>	<i>Neococcolithes minutus</i>	<i>Neococcolithes</i>	<i>Neococcolithes</i> spp. (rotto)	<i>Pontosphaera</i> spp.	<i>Reticulofenestra</i> spp. (<4µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (4-8 µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (8-11 µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (11-14 µm)	<i>Reticulofenestra umbilicus</i> (>14 µm)
BX 260	5720	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	27,4	23,1	0,7	0,7	0,0
BX 255	5445	0,3	0,3	0,0	0,0	1,0	27,1	23,9	2,6	1,0	0,7
BX 250	5170	0,3	0,0	0,0	0,0	1,3	27,1	26,1	3,2	1,0	0,3
BX 245	4955	0,3	0,0	0,0	0,0	2,2	30,7	23,1	0,0	0,3	0,0
BX 240	4690	0,3	0,0	0,0	0,0	1,2	33,8	27,4	0,9	0,3	0,0
BX 235	4378	0,3	0,0	0,0	0,0	1,7	36,4	27,2	4,0	0,0	0,9
BX 230	4268	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	45,8	27,7	1,4	1,1	0,6
BX 225	4135	0,3	0,0	0,0	0,0	1,4	42,5	20,4	2,3	1,1	0,6
BX 220	3976	0,3	0,0	0,0	0,0	1,8	49,8	21,7	0,3	0,3	0,0
BX 215	3814	0,2	0,0	0,0	0,0	2,6	43,2	29,7	1,4	0,0	0,2
BX 210	3710	0,3	0,0	0,0	0,0	0,9	44,3	19,4	1,8	0,0	0,0
BX 205	3663	0,3	0,0	0,0	0,0	2,8	44,7	20,9	2,2	0,0	0,0
BX 200	3600	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	48,7	26,6	1,3	0,0	0,0
BX 195	3546	0,6	0,0	0,0	0,0	0,6	53,4	28,7	0,3	0,3	0,0
BX 190	3490	0,5	0,0	0,0	0,0	2,2	48,2	24,5	0,2	0,2	0,2
BX 184	3463	0,6	0,0	0,0	0,0	2,8	46,9	21,2	0,6	0,3	0,3
BX 180	3404	0,3	0,0	0,0	0,0	0,9	36,0	16,1	2,3	0,0	0,3
BX 175	3369	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	46,2	22,4	0,0	0,0	0,3
BX 170	3300	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	37,9	22,0	2,6	0,0	0,0
BX 165	3231	0,3	0,0	0,0	0,0	1,9	38,0	28,3	0,3	0,0	0,0
BX 160	3181	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	39,8	27,6	2,3	0,3	0,0
BX 155	3137	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	36,9	23,6	1,4	0,0	0,0
BX 150	3082	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	37,3	25,6	0,8	0,0	0,0
BX 145	3035	0,3	0,0	0,0	0,0	2,5	41,5	21,4	0,3	0,0	0,0
BX 140	2988	0,7	0,0	0,0	0,0	1,0	42,0	22,8	1,2	0,0	0,0
BX 135	2922	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	43,4	23,1	0,5	0,0	0,3
BX 130	2865	0,3	0,0	0,0	0,0	1,4	46,4	16,4	0,6	0,3	0,0
BX 125	2803	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	36,2	21,8	0,5	0,0	0,0
BX 120	2725	0,3	0,0	0,0	0,0	1,4	29,1	27,2	0,0	0,0	0,0
BX 115	2677	0,6	0,0	0,0	0,0	1,4	40,3	31,8	0,6	0,0	0,0
BX 110	2615	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	36,0	24,1	0,6	0,3	0,3
BX 105	2483	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	31,9	32,4	0,8	0,0	0,3
BX 100	2377	0,2	0,0	0,0	0,0	2,1	18,3	31,2	2,1	1,4	0,2
BX 95	2223	0,9	0,0	0,0	0,0	2,2	16,0	28,6	0,9	0,9	0,3
BX 90	2085	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	12,3	30,5	1,1	0,3	0,0
BX 80	1857	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	15,7	32,0	0,5	0,3	0,3
BX 70	1685	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	16,3	32,9	0,6	0,0	0,3
BX 60	1475	0,6	0,0	0,0	0,0	1,3	21,4	39,3	3,8	1,6	0,6
BX 50	1275	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	21,3	33,3	3,4	0,2	0,0
BX 40	1047	0,3	0,0	0,0	0,0	1,8	14,6	39,3	1,8	0,3	0,0
BX 30	859	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	27,1	31,5	4,1	1,0	0,0
BX 20	710	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	22,7	33,1	4,0	0,6	0,3
BX 15	686	0,3	0,0	0,0	0,0	1,9	18,7	22,8	5,8	0,5	0,0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Reticulofenestra daviesi</i>	<i>Reticulofenestra</i> spp.	<i>Sphenolithus moriformis</i> group	<i>Sphenolithus spiniger</i>	<i>Sphenolithus furcator</i> hoides	<i>Sphenolithus radians</i>	<i>Sphenolithus obtusus</i>	<i>Sphenolithus predistentus</i>	<i>Sphenolithus</i> (con punta)	<i>Sphenolithus</i> spp.
BX 260	5720	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 255	5445	0,0	0,0	2,9	0,3	0,0	0,0	1,6	1,6	0,0	0,0
BX 250	5170	0,0	0,0	4,5	0,0	0,0	0,0	1,9	0,6	0,0	0,0
BX 245	4955	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	1,3	0,9	0,0	0,0
BX 240	4690	0,0	0,0	0,9	1,2	0,0	0,0	1,2	1,7	0,0	0,0
BX 235	4378	0,0	0,0	0,9	0,6	0,0	0,0	0,3	1,1	0,0	0,0
BX 230	4268	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,0
BX 225	4135	0,0	0,0	2,0	0,3	0,0	0,6	0,3	0,9	0,0	0,0
BX 220	3976	0,0	0,0	0,6	0,9	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0
BX 215	3814	0,0	0,0	0,5	0,2	0,0	0,0	0,2	1,9	0,0	0,0
BX 210	3710	0,0	0,0	0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0
BX 205	3663	0,0	0,0	0,3	1,9	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0
BX 200	3600	0,0	0,0	1,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
BX 195	3546	0,0	0,0	0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	2,2	0,3	0,0
BX 190	3490	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,7	1,0	0,2	0,0
BX 184	3463	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,6	0,6	0,0
BX 180	3404	0,0	0,0	0,9	3,2	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,0
BX 175	3369	0,0	0,0	1,8	1,2	0,0	0,0	0,0	0,9	0,6	0,0
BX 170	3300	0,0	0,0	0,7	2,6	0,0	0,2	0,5	0,5	0,5	0,0
BX 165	3231	0,0	0,0	0,8	1,7	0,0	0,0	0,3	0,3	2,5	0,0
BX 160	3181	0,0	0,0	0,7	2,6	0,0	0,0	0,3	0,3	1,3	0,0
BX 155	3137	0,0	0,0	1,1	2,0	0,0	0,0	0,6	0,6	0,9	0,0
BX 150	3082	0,0	0,0	1,4	1,9	0,0	0,3	0,3	0,3	3,0	0,0
BX 145	3035	0,0	0,0	1,7	2,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0
BX 140	2988	0,0	0,0	1,7	1,7	0,0	0,2	0,0	0,5	0,2	0,0
BX 135	2922	0,0	0,0	1,3	3,3	0,0	0,5	0,3	0,5	0,5	0,0
BX 130	2865	0,0	0,0	0,6	1,7	0,0	0,3	0,0	1,2	0,9	0,0
BX 125	2803	0,0	0,0	1,0	2,4	0,8	2,1	0,0	1,3	0,5	0,0
BX 120	2725	0,0	0,0	1,4	1,4	0,8	1,4	0,0	0,5	0,0	0,0
BX 115	2677	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,6	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 110	2615	0,0	0,0	0,9	0,3	0,6	0,9	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 105	2483	0,0	0,0	1,3	0,8	1,6	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 100	2377	0,0	0,0	2,1	3,1	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 95	2223	0,0	0,0	2,2	5,5	1,8	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 90	2085	0,0	0,0	2,0	1,1	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 80	1857	0,0	0,0	0,8	5,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 70	1685	0,0	0,0	1,6	4,2	2,9	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 60	1475	0,0	0,0	0,3	1,0	0,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0
BX 50	1275	0,0	0,0	1,1	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 40	1047	0,0	0,0	2,6	0,5	0,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 30	859	0,0	0,0	1,7	3,7	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 20	710	0,0	0,0	2,8	2,5	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 15	686	0,5	0,0	2,2	1,4	0,8	0,0	0,3	0,0	1,1	0,0

Campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Thoracosphaera</i> spp.	<i>Watznaueria</i> spp. (*)	<i>Zygrhablithus bijugatus</i>	<i>Zygrhablithus</i> spp.	Placolith indeterminato (<2µm)	Nanofossile indeterminato	TOTALE %
BX 260	5720	1,0	0,0	7,5	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 255	5445	2,6	0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 250	5170	1,9	0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 245	4955	1,6	0,0	3,5	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 240	4690	0,3	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 235	4378	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 230	4268	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 225	4135	0,0	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 220	3976	0,3	0,3	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 215	3814	0,5	0,2	0,7	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 210	3710	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 205	3663	0,3	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 200	3600	1,3	0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	100,0
BX 195	3546	0,9	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 190	3490	1,9	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 184	3463	1,5	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 180	3404	0,9	0,3	2,9	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 175	3369	0,3	0,0	0,9	0,0	0,3	0,0	100,0
BX 170	3300	0,5	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 165	3231	0,3	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 160	3181	0,7	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 155	3137	0,6	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 150	3082	0,0	0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 145	3035	0,0	0,3	2,2	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 140	2988	0,2	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 135	2922	0,3	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 130	2865	0,3	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 125	2803	0,5	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 120	2725	0,0	0,0	3,8	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 115	2677	0,0	0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 110	2615	0,9	0,0	4,7	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 105	2483	0,3	0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 100	2377	0,2	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 95	2223	0,6	0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 90	2085	1,4	0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 80	1857	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 70	1685	2,6	0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 60	1475	2,6	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 50	1275	0,9	0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 40	1047	0,3	0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 30	859	0,2	0,0	4,1	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 20	710	0,6	0,0	6,1	0,0	0,0	0,0	100,0
BX 15	686	0,5	0,0	3,8	0,0	0,8	0,0	100,0

**Tabella A3 – Abbondanze relative di alcune specie appartenenti
al genere *Sphenolithus* (conteggio su 50 o 100 Sfenoliti)**

campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Sphenolithus furcatalithoides</i>	<i>Sphenolithus moriformis</i> gr.	<i>Sphenolithus obtusus</i>	<i>Sphenolithus preclistentus</i>	<i>Sphenolithus radians</i>	<i>Sphenolithus springer</i>	<i>Sphenolithus</i> spp. (con punta)	Totale	N. CAMPI
BX 260	5720	0	39	4	6	1	0	0	50	34
BX 255	5445	0	60	17	17	1	5	0	100	46
BX 250	5170	0	66	15	14	2	5	0	102	27
BX 245	4955	0	24	9	7	2	8	0	50	37
BX 240	4690	0	15	10	16	0	9	0	50	34
BX 235	4378	0	27	3	10	1	9	0	50	44
BX 230	4268	0	24	3	12	5	6	0	50	38
BX 225	4135	0	31	2	9	5	4	0	51	34
BX 220	3976	0	23	2	27	3	45	0	100	61
BX 215	3814	0	14	4	26	0	6	0	50	88
BX 210	3710	0	23	1	12	3	11	0	50	53
BX 205	3663	0	4	1	14	0	31	0	50	38
BX 200	3600	0	11	4	23	0	9	3	50	67
BX 195	3546	0	7	1	33	2	5	2	50	42
BX 190	3490	0	18	4	19	0	7	2	50	77
BX 184	3463	0	13	4	13	0	6	15	51	65
BX 180	3404	0	11	3	5	3	22	7	51	29
BX 175	3369	0	17	0	5	0	22	7	51	36
BX 170	3300	0	12	4	6	1	20	8	51	33
BX 165	3231	0	9	4	5	0	18	15	51	21
BX 160	3181	0	7	3	4	0	28	9	51	22
BX 155	3137	0	12	3	3	0	23	9	50	33
BX 150	3082	0	28	2	3	1	41	26	101	41
BX 145	3035	0	16	0	2	2	23	8	51	26
BX 140	2988	0	20	0	2	2	23	5	52	25
BX 135	2922	0	11	1	4	3	29	4	52	28
BX 130	2865	3	11	0	8	2	19	9	52	24
BX 125	2803	3	15	0	11	22	27	22	100	34
BX 120	2725	5	17	0	2	14	12	0	50	25
BX 115	2677	8	12	0	5	18	9	0	52	27
BX 110	2615	8	16	0	2	18	5	1	50	46
BX 105	2483	18	16	0	0	6	9	2	51	44
BX 100	2377	9	20	0	0	2	20	0	51	21
BX 95	2223	7	13	0	0	1	30	0	51	19
BX 90	2085	7	28	0	0	0	16	0	51	39
BX 80	1857	6	8	0	0	1	35	0	50	21
BX 70	1685	14	13	0	0	3	21	1	52	20
BX 60	1475	14	7	3	0	1	25	1	51	38
BX 50	1275	3	19	0	0	1	28	0	51	21
BX 40	1047	3	28	0	0	6	16	0	53	24
BX 30	859	3	16	0	0	2	30	2	53	21
BX 20	710	3	22	0	0	2	24	1	52	24
BX 15	686	8	19	1	0	1	17	5	51	23

Tabella A4 – Abbondanze relative di alcune specie appartenenti al genere

***Sphenolithus* convertite in termini percentuali**

campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Sphenolithus furcatolithoides</i>	<i>Sphenolithus moriformis</i> gr.	<i>Sphenolithus obtusus</i>	<i>Sphenolithus predistentus</i>	<i>Sphenolithus radians</i>	<i>Sphenolithus spiniger</i>	<i>Sphenolithus</i> spp. (con punta)
BX 260	5720	0,0	78,0	8,0	12,0	2,0	0,0	0,0
BX 255	5445	0,0	60,0	17,0	17,0	1,0	5,0	0,0
BX 250	5170	0,0	64,7	14,7	13,7	2,0	4,9	0,0
BX 245	4955	0,0	48,0	18,0	14,0	4,0	16,0	0,0
BX 240	4690	0,0	30,0	20,0	32,0	0,0	18,0	0,0
BX 235	4378	0,0	54,0	6,0	20,0	2,0	18,0	0,0
BX 230	4268	0,0	48,0	6,0	24,0	10,0	12,0	0,0
BX 225	4135	0,0	60,8	3,9	17,6	9,8	7,8	0,0
BX 220	3976	0,0	23,0	2,0	27,0	3,0	45,0	0,0
BX 215	3814	0,0	28,0	8,0	52,0	0,0	12,0	0,0
BX 210	3710	0,0	46,0	2,0	24,0	6,0	22,0	0,0
BX 205	3663	0,0	8,0	2,0	28,0	0,0	62,0	0,0
BX 200	3600	0,0	22,0	8,0	46,0	0,0	18,0	6,0
BX 195	3546	0,0	14,0	2,0	66,0	4,0	10,0	4,0
BX 190	3490	0,0	36,0	8,0	38,0	0,0	14,0	4,0
BX 184	3463	0,0	25,5	7,8	25,5	0,0	11,8	29,4
BX 180	3404	0,0	21,6	5,9	9,8	5,9	43,1	13,7
BX 175	3369	0,0	33,3	0,0	9,8	0,0	43,1	13,7
BX 170	3300	0,0	23,5	7,8	11,8	2,0	39,2	15,7
BX 165	3231	0,0	17,6	7,8	9,8	0,0	35,3	29,4
BX 160	3181	0,0	13,7	5,9	7,8	0,0	54,9	17,6
BX 155	3137	0,0	24,0	6,0	6,0	0,0	46,0	18,0
BX 150	3082	0,0	27,7	2,0	3,0	1,0	40,6	25,7
BX 145	3035	0,0	31,4	0,0	3,9	3,9	45,1	15,7
BX 140	2988	0,0	38,5	0,0	3,8	3,8	44,2	9,6
BX 135	2922	0,0	21,2	1,9	7,7	5,8	55,8	7,7
BX 130	2865	5,8	21,2	0,0	15,4	3,8	36,5	17,3
BX 125	2803	3,0	15,0	0,0	11,0	22,0	27,0	22,0
BX 120	2725	10,0	34,0	0,0	4,0	28,0	24,0	0,0
BX 115	2677	15,4	23,1	0,0	9,6	34,6	17,3	0,0
BX 110	2615	16,0	32,0	0,0	4,0	36,0	10,0	2,0
BX 105	2483	35,3	31,4	0,0	0,0	11,8	17,6	3,9
BX 100	2377	17,6	39,2	0,0	0,0	3,9	39,2	0,0
BX 95	2223	13,7	25,5	0,0	0,0	2,0	58,8	0,0
BX 90	2085	13,7	54,9	0,0	0,0	0,0	31,4	0,0
BX 80	1857	12,0	16,0	0,0	0,0	2,0	70,0	0,0
BX 70	1685	26,9	25,0	0,0	0,0	5,8	40,4	1,9
BX 60	1475	27,5	13,7	5,9	0,0	2,0	49,0	2,0
BX 50	1275	5,9	37,3	0,0	0,0	2,0	54,9	0,0
BX 40	1047	5,7	52,8	0,0	0,0	11,3	30,2	0,0
BX 30	859	5,7	30,2	0,0	0,0	3,8	56,6	3,8
BX 20	710	5,8	42,3	0,0	0,0	3,8	46,2	1,9
BX 15	686	15,7	37,3	2,0	0,0	2,0	33,3	9,8

**Tabella A5 – Numero di esemplari di una stessa specie
presenti in un'area specifica (N/mm²)**

campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Cribocentrum reticulatum</i>	<i>Dictyococcites bisectus</i>	<i>Dictyococcites aff. bisectus</i>	<i>Dictyococcites scrippseae</i>	<i>Discoaster barbadensis</i>	<i>Discoaster saipanensis</i>	<i>Reticulofenestra umbilicus</i>	<i>Blackites gladius</i>
BX 260	5720	133	8	54	8	9	2	2	0
BX 255	5445	123	3	29	18	3	1	3	3
BX 250	5170	63	12	47	17	1	1	4	5
BX 245	4955	74	10	48	16	1	0	1	13
BX 240	4690	58	0	22	3	2	0	2	2
BX 235	4378	46	18	33	5	2	3	15	8
BX 230	4268	35	1	10	7	2	1	11	6
BX 225	4135	41	0	8	4	3	2	7	5
BX 220	3976	88	0	26	6	3	2	4	3
BX 215	3814	42	2	44	1	3	2	4	2
BX 210	3710	45	0	46	2	1	0	3	4
BX 205	3663	73	0	50	4	1	3	2	14
BX 200	3600	36	0	14	3	2	0	1	7
BX 195	3546	23	1	15	2	1	1	4	3
BX 190	3490	30	4	17	4	3	2	2	2
BX 184	3463	17	6	11	10	4	4	3	6
BX 180	3404	20	8	15	23	2	2	4	11
BX 175	3369	24	12	40	16	4	5	1	19
BX 170	3300	28	5	25	2	5	3	0	20
BX 165	3231	29	5	15	1	6	2	1	18
BX 160	3181	32	3	9	0	7	4	0	15
BX 155	3137	28	8	21	2	3	2	0	14
BX 150	3082	16	4	38	0	5	2	0	11
BX 145	3035	20	0	8	1	6	2	0	17
BX 140	2988	34	0	14	1	4	3	3	21
BX 135	2922	30	0	2	0	3	1	4	17
BX 130	2865	53	0	0	0	6	4	1	35
BX 125	2803	37	0	0	0	5	4	4	19
BX 120	2725	40	0	0	0	3	2	2	21
BX 115	2677	28	0	0	0	2	6	2	39
BX 110	2615	21	0	0	0	9	6	6	27
BX 105	2483	7,5	0	0	0	6	2	1	32
BX 100	2377	15	0	0	0	4	5	2	19
BX 95	2223	4	0	0	0	4	4	2	25
BX 90	2085	4	0	0	0	9	4	4	45
BX 80	1857	0	0	0	0	32	4	6	50
BX 70	1685	3	0	0	0	10	2	5	44
BX 60	1475	8	0	0	0	7	5	10	45
BX 50	1275	2	0	0	0	16	8	4	60
BX 40	1047	0	0	0	0	18	10	0	41
BX 30	859	0	0	0	0	24	4	3	26
BX 20	710	0	0	0	0	17	10	5	27
BX 15	686	0	0	0	0	26	17	5	35

campione	Stratigraphic Position [cm]	<i>Sphenolithus furcatalithoides</i>	<i>Sphenolithus moriformis</i> gr.	<i>Sphenolithus obtusus</i>	<i>Sphenolithus predistentus</i>	<i>Sphenolithus radians</i>	<i>Sphenolithus spinger</i>	<i>Sphenolithus con punta</i>	<i>Chiasmolithus solitus</i>	<i>Chiasmolithus grandis</i>
BX 260	5720	0	41	5	7	1	0	0	3	0
BX 255	5445	0	47	13	14	1	5	0	4	0
BX 250	5170	0	87	19	19	4	6	0	8	0
BX 245	4955	0	23	9	7	2	8	0	4	1
BX 240	4690	0	16	10	17	0	10	0	3	0
BX 235	4378	0	23	3	9	1	8	0	3	0
BX 230	4268	0	23	3	12	5	6	0	5	0
BX 225	4135	0	32	3	9	6	4	0	3	0
BX 220	3976	0	15	1	14	2	29	0	4	1
BX 215	3814	0	6	3	16	0	2	0	3	0
BX 210	3710	0	17	1	10	2	7	0	7	0
BX 205	3663	0	4	1	13	0	29	0	6	0
BX 200	3600	0	7	3	12	0	6	1,5	17	0
BX 195	3546	0	6	0	31	2	4	1,5	13	0
BX 190	3490	0	7	3	11	0	3	1	7	0
BX 184	3463	0	5	1	9	0	5	10	9	0
BX 180	3404	0	16	3	6	3	23	7	9	0
BX 175	3369	0	17	0	5	0	22	7	4	1
BX 170	3300	0	12	4	6	1	21	8	18	0
BX 165	3231	0	15	9	12	0	30	17	21	0
BX 160	3181	0	11	5	4	0	41	14	7	0
BX 155	3137	0	12	3	3	0	25	11	9	0
BX 150	3082	0	26	2	3	1	41	24	6	0
BX 145	3035	0	21	0	3	3	29	12	17	0
BX 140	2988	0	31	0	3	2	23	6	14	0
BX 135	2922	0	17	1	4	3	32	5	5	0
BX 130	2865	3	14	0	11	2	28	18	21	1
BX 125	2803	3	16	0	11	23	29	23	14	0
BX 120	2725	7	22	0	2	20	15	0	29	0
BX 115	2677	9	19	0	6	22	10	0	21	2
BX 110	2615	6	13	0	2	10	5	1	19	0
BX 105	2483	15	13	0	0	6	9	2	27	1
BX 100	2377	12	38	0	0	5	34	0	36	1
BX 95	2223	13	28	0	0	3	46	0	22	0
BX 90	2085	7	26	0	0	0	15	0	26	1
BX 80	1857	12	18	0	0	2	54	0	19	0
BX 70	1685	24	26	0	0	4	35	1	23	1
BX 60	1475	13	7	3	0	1	23	1	26	2
BX 50	1275	3	35	0	0	2	47	0	39	3
BX 40	1047	5	41	0	0	7	25	0	52	3
BX 30	859	4	32	0	0	4	44	2	32	4
BX 20	710	4	33	0	0	3	24	1	45	7
BX 15	686	13	32	1	0	2	22	5	46	5

**Tabella A6 – Abbondanze relative di alcuni generi
che compongono l'associazione**

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]	<i>Blackites gladius</i>	<i>Blackites</i> spp.	TOT BLACKITES %	<i>Coccolithus eopelagicus</i> (16-20µm)	<i>Coccolithus miopelagicus</i> (13-16µm)	<i>Coccolithus pelagicus</i> (6-13µm)	<i>Coccolithus</i>	<i>Coccolithus</i> spp.	TOT COCCOLITHUS %
BX 260	5720	0,0	1,3	1,3	0,0	0,3	8,1	0,0	0,0	8,5
BX 255	5445	0,0	1,3	1,3	0,0	0,0	4,6	0,0	0,0	4,6
BX 250	5170	1,0	1,9	2,9	0,0	0,3	6,1	0,0	0,0	6,4
BX 245	4955	0,6	3,5	4,1	0,0	0,3	10,4	0,0	0,0	10,8
BX 240	4690	0,0	2,9	2,9	0,0	0,6	7,3	0,0	0,3	8,2
BX 235	4378	0,6	2,3	2,9	0,0	0,3	10,6	0,0	0,0	10,9
BX 230	4268	0,3	2,8	3,1	0,0	0,3	6,2	0,0	0,0	6,5
BX 225	4135	0,6	1,7	2,3	0,0	0,6	8,0	0,0	0,0	8,6
BX 220	3976	0,0	2,4	2,4	0,0	0,3	4,3	0,0	0,0	4,6
BX 215	3814	0,0	2,1	2,1	0,0	0,2	2,8	0,0	0,0	3,0
BX 210	3710	0,6	0,6	1,2	0,0	0,6	7,9	0,0	0,0	8,5
BX 205	3663	1,3	1,6	2,8	0,0	0,0	6,3	0,0	0,0	6,3
BX 200	3600	1,3	3,9	5,3	0,0	0,0	3,0	0,0	0,0	3,0
BX 195	3546	0,6	0,6	1,2	0,0	0,3	3,4	0,0	0,0	3,7
BX 190	3490	0,2	2,9	3,1	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0	4,1
BX 184	3463	0,6	2,8	3,4	0,0	0,3	8,6	0,0	0,0	8,9
BX 180	3404	0,6	2,0	2,6	0,0	1,2	11,1	0,0	0,0	12,3
BX 175	3369	1,2	2,4	3,6	0,0	0,6	5,1	0,0	0,0	5,7
BX 170	3300	2,3	2,8	5,1	0,0	0,5	7,5	0,0	0,0	7,9
BX 165	3231	2,5	1,9	4,4	0,0	0,6	5,5	0,0	0,0	6,1
BX 160	3181	1,0	3,3	4,3	0,0	0,7	7,9	0,0	0,0	8,6
BX 155	3137	2,0	3,4	5,4	0,0	1,1	9,4	0,0	0,0	10,5
BX 150	3082	1,4	1,6	3,0	0,0	0,3	8,4	0,0	0,0	8,7
BX 145	3035	1,7	1,7	3,3	0,0	0,3	5,8	0,0	0,0	6,1
BX 140	2988	1,7	2,1	3,8	0,0	1,0	7,1	0,0	0,0	8,1
BX 135	2922	1,3	1,3	2,5	0,0	0,5	7,4	0,0	0,0	7,9
BX 130	2865	2,0	0,6	2,6	0,0	0,9	6,9	0,0	0,0	7,8
BX 125	2803	1,3	3,1	4,5	0,0	0,8	11,0	0,0	0,0	11,8
BX 120	2725	1,6	3,8	5,4	0,0	0,0	12,8	0,0	0,0	12,8
BX 115	2677	1,7	2,3	4,0	0,0	0,6	6,5	0,0	0,0	7,1
BX 110	2615	2,3	2,9	5,2	0,0	0,0	9,0	0,0	0,0	9,0
BX 105	2483	2,9	3,5	6,4	0,0	0,3	9,3	0,0	0,0	9,6
BX 100	2377	1,2	3,5	4,7	0,0	0,5	16,7	0,0	0,0	17,1
BX 95	2223	2,2	3,4	5,5	0,0	0,0	11,1	0,0	0,0	11,1
BX 90	2085	2,2	2,5	4,8	0,0	0,8	17,6	0,0	0,0	18,5
BX 80	1857	3,8	1,6	5,4	0,0	1,6	12,5	0,0	0,0	14,1
BX 70	1685	4,8	0,6	5,4	0,0	0,3	13,7	0,0	0,0	14,1
BX 60	1475	2,6	0,6	3,2	0,3	2,6	10,9	0,0	0,0	13,7
BX 50	1275	1,8	0,2	2,1	0,0	2,1	14,7	0,0	0,0	16,7
BX 40	1047	2,1	0,5	2,6	0,0	1,6	12,2	0,0	0,0	13,8
BX 30	859	1,5	1,2	2,7	0,0	0,2	8,5	0,0	0,0	8,8
BX 20	710	1,8	0,3	2,1	0,0	1,8	7,7	0,0	0,0	9,5
BX 15	686	1,4	0,5	1,9	0,0	3,3	13,2	0,0	0,0	16,5

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]	<i>Cribocentrum reticulatum</i>	<i>Cribocentrum erbae</i>	<i>Cribocentrum</i>	<i>Cribocentrum</i> spp.	TOT CRIBROCENTRUM %	<i>Dictyococites affine bisectus</i>	<i>Dictyococites bisectus</i>	<i>Dictyococites hesslandii (o scrippsae)</i>	<i>Dictyococites</i>	<i>Dictyococites</i> spp.	TOT DICTYOCOCCOCITES %
BX 260	5720	11,7	0,0	0,0	0,0	11,7	1,6	0,3	0,3	0,0	0,3	2,6
BX 255	5445	12,7	0,0	0,0	0,0	12,7	1,6	0,3	0,3	0,0	0,3	2,6
BX 250	5170	4,5	0,0	0,0	0,0	4,5	3,2	0,6	0,3	0,0	0,0	4,1
BX 245	4955	10,4	0,0	0,0	0,0	10,4	1,6	0,0	1,6	0,0	0,0	3,2
BX 240	4690	5,2	0,0	0,0	0,0	5,2	1,7	0,0	0,0	0,0	0,3	2,0
BX 235	4378	3,2	0,0	0,0	0,0	3,2	1,7	0,9	0,0	0,0	0,3	2,9
BX 230	4268	2,5	0,0	0,0	0,0	2,5	1,1	0,0	0,3	0,0	0,3	1,7
BX 225	4135	2,9	0,0	0,0	0,0	2,9	0,9	0,0	0,6	0,0	0,0	1,4
BX 220	3976	5,8	0,0	0,0	0,0	5,8	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
BX 215	3814	4,4	0,0	0,0	0,0	4,4	5,1	0,2	0,2	0,0	0,5	6,0
BX 210	3710	4,7	0,0	0,0	0,0	4,7	6,2	0,0	0,6	0,0	0,0	6,7
BX 205	3663	4,4	0,0	0,0	0,0	4,4	2,8	0,0	0,3	0,0	0,0	3,1
BX 200	3600	2,3	0,0	0,0	0,0	2,3	0,7	0,0	0,3	0,0	0,0	1,0
BX 195	3546	0,9	0,0	0,0	0,0	0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9
BX 190	3490	3,6	0,0	0,0	0,0	3,6	0,5	0,0	0,2	0,0	0,0	0,7
BX 184	3463	1,2	0,0	0,0	0,0	1,2	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,6
BX 180	3404	2,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,6	0,0	2,0	0,0	0,0	2,6
BX 175	3369	2,1	0,0	0,0	0,0	2,1	2,4	0,6	0,9	0,0	0,6	4,5
BX 170	3300	1,9	0,0	0,0	0,0	1,9	1,2	0,2	0,0	0,0	0,0	1,4
BX 165	3231	2,8	0,0	0,0	0,0	2,8	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	1,1
BX 160	3181	1,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,7	0,3	0,0	0,0	0,0	1,0
BX 155	3137	2,3	0,0	0,0	0,0	2,3	1,7	0,6	0,0	0,0	0,0	2,3
BX 150	3082	1,4	0,0	0,0	0,0	1,4	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4
BX 145	3035	1,4	0,0	0,0	0,0	1,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,3	1,1
BX 140	2988	2,9	0,0	0,0	0,0	2,9	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
BX 135	2922	2,8	0,0	0,0	0,0	2,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0
BX 130	2865	3,2	0,0	0,0	0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3
BX 125	2803	1,6	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 120	2725	3,3	0,0	0,0	0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 115	2677	1,4	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 110	2615	1,5	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 105	2483	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 100	2377	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 95	2223	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 90	2085	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 80	1857	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3
BX 70	1685	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 60	1475	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 50	1275	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 40	1047	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 30	859	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 20	710	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 15	686	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]	<i>Reticulofenestra</i> spp. (<4µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (4-8 µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (8-11 µm)	<i>Reticulofenestra</i> spp. (11-14 µm)	<i>Reticulofenestra umbilicus</i> (>14 µm)	<i>Reticulofenestra daviesi</i>	<i>Reticulofenestra</i> spp.	TOT RETICULOFENESTRA %
BX 260	5720	27,4	23,1	0,7	0,7	0,0	0,0	0,0	51,8
BX 255	5445	27,1	23,9	2,6	1,0	0,7	0,0	0,0	55,2
BX 250	5170	27,1	26,1	3,2	1,0	0,3	0,0	0,0	57,6
BX 245	4955	30,7	23,1	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	54,1
BX 240	4690	33,8	27,4	0,9	0,3	0,0	0,0	0,0	62,4
BX 235	4378	36,4	27,2	4,0	0,0	0,9	0,0	0,0	68,5
BX 230	4268	45,8	27,7	1,4	1,1	0,6	0,0	0,0	76,6
BX 225	4135	42,5	20,4	2,3	1,1	0,6	0,0	0,0	67,0
BX 220	3976	49,8	21,7	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	72,2
BX 215	3814	43,2	29,7	1,4	0,0	0,2	0,0	0,0	74,5
BX 210	3710	44,3	19,4	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0	65,4
BX 205	3663	44,7	20,9	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	67,8
BX 200	3600	48,7	26,6	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	76,6
BX 195	3546	53,4	28,7	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	82,7
BX 190	3490	48,2	24,5	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	73,4
BX 184	3463	46,9	21,2	0,6	0,3	0,3	0,0	0,0	69,3
BX 180	3404	36,0	16,1	2,3	0,0	0,3	0,0	0,0	54,7
BX 175	3369	46,2	22,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	68,9
BX 170	3300	37,9	22,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	62,4
BX 165	3231	38,0	28,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	66,5
BX 160	3181	39,8	27,6	2,3	0,3	0,0	0,0	0,0	70,1
BX 155	3137	36,9	23,6	1,4	0,0	0,0	0,0	0,0	61,9
BX 150	3082	37,3	25,6	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	63,8
BX 145	3035	41,5	21,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	63,2
BX 140	2988	42,0	22,8	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	66,0
BX 135	2922	43,4	23,1	0,5	0,0	0,3	0,0	0,0	67,3
BX 130	2865	46,4	16,4	0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	63,7
BX 125	2803	36,2	21,8	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	58,5
BX 120	2725	29,1	27,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	56,3
BX 115	2677	40,3	31,8	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	72,7
BX 110	2615	36,0	24,1	0,6	0,3	0,3	0,0	0,0	61,3
BX 105	2483	31,9	32,4	0,8	0,0	0,3	0,0	0,0	65,4
BX 100	2377	18,3	31,2	2,1	1,4	0,2	0,0	0,0	53,3
BX 95	2223	16,0	28,6	0,9	0,9	0,3	0,0	0,0	46,8
BX 90	2085	12,3	30,5	1,1	0,3	0,0	0,0	0,0	44,3
BX 80	1857	15,7	32,0	0,5	0,3	0,3	0,0	0,0	48,8
BX 70	1685	16,3	32,9	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	50,2
BX 60	1475	21,4	39,3	3,8	1,6	0,6	0,0	0,0	66,8
BX 50	1275	21,3	33,3	3,4	0,2	0,0	0,0	0,0	58,3
BX 40	1047	14,6	39,3	1,8	0,3	0,0	0,0	0,0	56,0
BX 30	859	27,1	31,5	4,1	1,0	0,0	0,0	0,0	63,7
BX 20	710	22,7	33,1	4,0	0,6	0,3	0,0	0,0	60,7
BX 15	686	18,7	22,8	5,8	0,5	0,0	0,5	0,0	48,4

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]		<i>Sphenolithus moriformis</i> group	<i>Sphenolithus spiniger</i>	<i>Sphenolithus furcatolithoides</i>	<i>Sphenolithus radians</i>	<i>Sphenolithus obtusus</i>	<i>Sphenolithus predistentus</i>	<i>Sphenolithus</i> spp. (con punta)	<i>Sphenolithus</i> spp.	TOT SPHENOLITHUS %
BX 260	5720		1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	2,0
BX 255	5445		2,9	0,3	0,0	0,0	1,6	1,6	0,0	0,0	6,5
BX 250	5170		4,5	0,0	0,0	0,0	1,9	0,6	0,0	0,0	7,0
BX 245	4955		0,6	0,0	0,0	0,0	1,3	0,9	0,0	0,0	2,8
BX 240	4690		0,9	1,2	0,0	0,0	1,2	1,7	0,0	0,0	5,0
BX 235	4378		0,9	0,6	0,0	0,0	0,3	1,1	0,0	0,0	2,9
BX 230	4268		2,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,0	2,8
BX 225	4135		2,0	0,3	0,0	0,6	0,3	0,9	0,0	0,0	4,0
BX 220	3976		0,6	0,9	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0	3,1
BX 215	3814		0,5	0,2	0,0	0,0	0,2	1,9	0,0	0,0	2,8
BX 210	3710		0,9	0,9	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0	2,9
BX 205	3663		0,3	1,9	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0	3,8
BX 200	3600		1,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	2,6
BX 195	3546		0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	2,2	0,3	0,0	3,4
BX 190	3490		0,7	0,0	0,0	0,0	0,7	1,0	0,2	0,0	2,6
BX 184	3463		0,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,6	0,6	0,0	2,1
BX 180	3404		0,9	3,2	0,0	0,3	0,3	0,3	0,3	0,0	5,3
BX 175	3369		1,8	1,2	0,0	0,0	0,0	0,9	0,6	0,0	4,5
BX 170	3300		0,7	2,6	0,0	0,2	0,5	0,5	0,5	0,0	4,9
BX 165	3231		0,8	1,7	0,0	0,0	0,3	0,3	2,5	0,0	5,5
BX 160	3181		0,7	2,6	0,0	0,0	0,3	0,3	1,3	0,0	5,3
BX 155	3137		1,1	2,0	0,0	0,0	0,6	0,6	0,9	0,0	5,1
BX 150	3082		1,4	1,9	0,0	0,3	0,3	0,3	3,0	0,0	7,1
BX 145	3035		1,7	2,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	5,0
BX 140	2988		1,7	1,7	0,0	0,2	0,0	0,5	0,2	0,0	4,3
BX 135	2922		1,3	3,3	0,0	0,5	0,3	0,5	0,5	0,0	6,3
BX 130	2865		0,6	1,7	0,0	0,3	0,0	1,2	0,9	0,0	4,6
BX 125	2803		1,0	2,4	0,8	2,1	0,0	1,3	0,5	0,0	8,1
BX 120	2725		1,4	1,4	0,8	1,4	0,0	0,5	0,0	0,0	5,4
BX 115	2677		0,3	0,3	0,3	0,6	0,0	0,6	0,0	0,0	2,0
BX 110	2615		0,9	0,3	0,6	0,9	0,0	0,0	0,3	0,0	2,9
BX 105	2483		1,3	0,8	1,6	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	4,3
BX 100	2377		2,1	3,1	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	6,1
BX 95	2223		2,2	5,5	1,8	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	9,8
BX 90	2085		2,0	1,1	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6
BX 80	1857		0,8	5,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8
BX 70	1685		1,6	4,2	2,9	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0	9,9
BX 60	1475		0,3	1,0	0,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	2,6
BX 50	1275		1,1	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,9
BX 40	1047		2,6	0,5	0,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	3,9
BX 30	859		1,7	3,7	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	5,9
BX 20	710		2,8	2,5	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	5,8
BX 15	686		2,2	1,4	0,8	0,0	0,3	0,0	1,1	0,0	5,8

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]		<i>Chiasmolithus consuetus</i>	<i>Chiasmolithus solitus</i>	<i>Chiasmolithus nitidus</i>	<i>Chiasmolithus titus</i>	<i>Chiasmolithus grandis</i>	<i>Chiasmolithus</i>	<i>Chiasmolithus</i> spp.	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	<i>Cyclicargolithus</i>	<i>Cyclicargolithus</i> spp.
BX 260	5720		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 255	5445		0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 250	5170		0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 245	4955		0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 240	4690		0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 235	4378		0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 230	4268		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 225	4135		0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 220	3976		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 215	3814		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0
BX 210	3710		0,0	0,6	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 205	3663		0,0	0,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 200	3600		0,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 195	3546		0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 190	3490		0,0	0,7	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
BX 184	3463		0,0	0,9	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 180	3404		0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 175	3369		0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 170	3300		0,0	1,4	0,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
BX 165	3231		0,0	1,9	0,6	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 160	3181		0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 155	3137		0,3	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 150	3082		0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0
BX 145	3035		0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,0
BX 140	2988		0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
BX 135	2922		0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 130	2865		0,3	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 125	2803		0,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
BX 120	2725		0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0
BX 115	2677		0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
BX 110	2615		0,0	1,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 105	2483		0,0	2,1	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0
BX 100	2377		0,7	4,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
BX 95	2223		1,2	3,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 90	2085		2,2	3,9	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
BX 80	1857		3,5	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 70	1685		1,3	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 60	1475		1,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 50	1275		0,2	2,1	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
BX 40	1047		2,3	3,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 30	859		1,0	1,5	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 20	710		2,8	3,7	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 15	686		3,8	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]		<i>Discoaster barbadiensis</i>	<i>Discoaster saipanensis</i>	<i>Discoaster nodifer</i>	<i>Discoaster binodosus</i>	<i>Discoaster strictus</i>	<i>Discoaster tanii</i>	<i>Discoaster gemmifer</i>	<i>Discoaster deflandrei</i>	<i>Discoaster distinctus</i>	<i>Discoaster</i>
BX 260	5720		0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 255	5445		0,3	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 250	5170		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 245	4955		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 240	4690		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 235	4378		0,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 230	4268		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 225	4135		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 220	3976		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 215	3814		0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 210	3710		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 205	3663		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 200	3600		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 195	3546		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 190	3490		0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 184	3463		1,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 180	3404		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 175	3369		0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 170	3300		0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 165	3231		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 160	3181		0,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 155	3137		0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 150	3082		0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 145	3035		0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 140	2988		0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
BX 135	2922		0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
BX 130	2865		0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 125	2803		0,3	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 120	2725		0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 115	2677		0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 110	2615		0,9	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 105	2483		0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 100	2377		0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
BX 95	2223		0,3	0,6	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 90	2085		1,4	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 80	1857		3,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,3	0,0
BX 70	1685		1,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 60	1475		0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0
BX 50	1275		0,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,2	0,0
BX 40	1047		0,8	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
BX 30	859		1,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0
BX 20	710		0,6	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
BX 15	686		1,4	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]		<i>Discoaster</i> spp.	<i>Ericsonia formosa</i>	<i>Ericsonia</i>	<i>Ericsonia</i> spp.	<i>Helicosphaera lophota</i>	<i>Helicosphaera</i>	<i>Helicosphaera</i> spp.	<i>Lanternitus minutus</i>	<i>Lanternitus</i> spp.	<i>Litostromation</i> spp.
BX 260	5720		0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,7	0,0	0,0
BX 255	5445		0,0	1,6	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	4,2	0,0	1,3
BX 250	5170		0,0	1,9	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	5,1	0,0	0,0
BX 245	4955		0,0	3,5	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	2,2	0,0	0,6
BX 240	4690		0,0	3,2	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	5,2	0,0	0,3
BX 235	4378		0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0
BX 230	4268		0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	0,3
BX 225	4135		0,0	1,4	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	5,5	0,0	0,0
BX 220	3976		0,0	2,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	2,4	0,0	0,0
BX 215	3814		0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0
BX 210	3710		0,0	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,9	0,0	0,0
BX 205	3663		0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	0,0	0,0
BX 200	3600		0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
BX 195	3546		0,0	1,2	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 190	3490		0,0	2,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	1,0	0,0	1,0
BX 184	3463		0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 180	3404		0,0	9,6	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0
BX 175	3369		0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,0	0,0	0,3
BX 170	3300		0,0	4,9	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	4,0	0,0	0,0
BX 165	3231		0,0	3,9	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,9	0,0	0,3
BX 160	3181		0,0	2,6	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,3
BX 155	3137		0,0	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,0	0,0
BX 150	3082		0,0	3,8	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0
BX 145	3035		0,0	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	0,3
BX 140	2988		0,0	5,5	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	1,4	0,0	0,2
BX 135	2922		0,0	3,3	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	4,8	0,0	0,0
BX 130	2865		0,0	5,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	0,0	0,3
BX 125	2803		0,0	6,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0
BX 120	2725		0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0
BX 115	2677		0,0	4,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	0,3
BX 110	2615		0,0	5,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0
BX 105	2483		0,0	2,1	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	2,1	0,0	0,0
BX 100	2377		0,0	4,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	3,5	0,0	0,0
BX 95	2223		0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,1	0,0	0,6
BX 90	2085		0,0	7,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,6	0,0	0,0
BX 80	1857		0,0	7,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,1	0,0	0,3
BX 70	1685		0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0
BX 60	1475		0,0	2,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
BX 50	1275		0,0	9,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0
BX 40	1047		0,0	8,1	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0
BX 30	859		0,0	6,1	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	1,5	0,0	0,0
BX 20	710		0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0
BX 15	686		0,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	0,0

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]		<i>Micula</i> spp. (*)	<i>Nannotetrina alata</i>	<i>Nannotetrina</i>	<i>Nannotetrina</i> spp.	<i>Neococcolithes dubius</i>	<i>Neococcolithes minutus</i>	<i>Neococcolithes</i>	<i>Neococcolithes</i> spp. (rotto)	<i>Pontosphaera</i> spp.	<i>Thoracosphaera</i> spp.
BX 260	5720		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	1,0
BX 255	5445		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	1,0	2,6
BX 250	5170		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,3	1,9
BX 245	4955		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	2,2	1,6
BX 240	4690		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,2	0,3
BX 235	4378		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0
BX 230	4268		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
BX 225	4135		0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0
BX 220	3976		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,8	0,3
BX 215	3814		0,2	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	2,6	0,5
BX 210	3710		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0
BX 205	3663		0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	2,8	0,3
BX 200	3600		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	1,3
BX 195	3546		0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,6	0,9
BX 190	3490		0,5	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	2,2	1,9
BX 184	3463		0,3	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	2,8	1,5
BX 180	3404		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,9	0,9
BX 175	3369		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,2	0,3
BX 170	3300		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	0,5
BX 165	3231		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,9	0,3
BX 160	3181		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,7
BX 155	3137		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
BX 150	3082		0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0
BX 145	3035		0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	2,5	0,0
BX 140	2988		0,2	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,0	0,2
BX 135	2922		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,3
BX 130	2865		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,4	0,3
BX 125	2803		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5
BX 120	2725		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0
BX 115	2677		0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	1,4	0,0
BX 110	2615		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	0,9
BX 105	2483		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,3
BX 100	2377		0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	2,1	0,2
BX 95	2223		0,0	0,3	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	2,2	0,6
BX 90	2085		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	1,4
BX 80	1857		0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0
BX 70	1685		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	2,6
BX 60	1475		0,0	0,3	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	1,3	2,6
BX 50	1275		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6	0,9
BX 40	1047		0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,8	0,3
BX 30	859		0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,2
BX 20	710		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,6
BX 15	686		0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,9	0,5

CAMPIONE	Stratigraphic Position [cm]		<i>Watznaueria</i> spp. (*)	<i>Zygrhablithus bijugatus</i>	<i>Zygrhablithus</i> spp.	Placolith indeterminato (<2µm)	Nanofossile indeterminato	TOT ALTRO %
BX 260	5720		0,0	7,5	0,0	0,0	0,0	22,1
BX 255	5445		0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	17,0
BX 250	5170		0,0	5,4	0,0	0,0	0,0	17,5
BX 245	4955		0,0	3,5	0,0	0,0	0,0	14,6
BX 240	4690		0,0	3,2	0,0	0,0	0,0	14,3
BX 235	4378		0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	8,9
BX 230	4268		0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	6,8
BX 225	4135		0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	13,8
BX 220	3976		0,3	1,8	0,0	0,0	0,0	9,5
BX 215	3814		0,2	0,7	0,0	0,0	0,0	7,2
BX 210	3710		0,0	1,2	0,0	0,0	0,0	10,6
BX 205	3663		0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	11,9
BX 200	3600		0,0	0,7	0,0	0,7	0,0	9,2
BX 195	3546		0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	7,1
BX 190	3490		0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	12,5
BX 184	3463		0,0	1,5	0,0	0,0	0,0	14,4
BX 180	3404		0,3	2,9	0,0	0,0	0,0	20,5
BX 175	3369		0,0	0,9	0,0	0,3	0,0	10,6
BX 170	3300		0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	16,4
BX 165	3231		0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	13,6
BX 160	3181		0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	9,9
BX 155	3137		0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	12,5
BX 150	3082		0,0	2,5	0,0	0,0	0,0	14,7
BX 145	3035		0,3	2,2	0,0	0,0	0,0	19,8
BX 140	2988		0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	14,0
BX 135	2922		0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	12,2
BX 130	2865		0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	17,9
BX 125	2803		0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	15,5
BX 120	2725		0,0	3,8	0,0	0,0	0,0	16,8
BX 115	2677		0,0	2,3	0,0	0,0	0,0	12,8
BX 110	2615		0,0	4,7	0,0	0,0	0,0	20,1
BX 105	2483		0,0	2,1	0,0	0,0	0,0	14,1
BX 100	2377		0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	18,8
BX 95	2223		0,0	4,3	0,0	0,0	0,0	26,8
BX 90	2085		0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	28,9
BX 80	1857		0,0	3,3	0,0	0,0	0,0	24,7
BX 70	1685		0,0	4,2	0,0	0,0	0,0	20,4
BX 60	1475		0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	13,7
BX 50	1275		0,0	1,8	0,0	0,0	0,0	19,0
BX 40	1047		0,0	3,9	0,0	0,0	0,0	23,7
BX 30	859		0,0	4,1	0,0	0,0	0,0	19,0
BX 20	710		0,0	6,1	0,0	0,0	0,0	21,8
BX 15	686		0,0	3,8	0,0	0,8	0,0	27,5

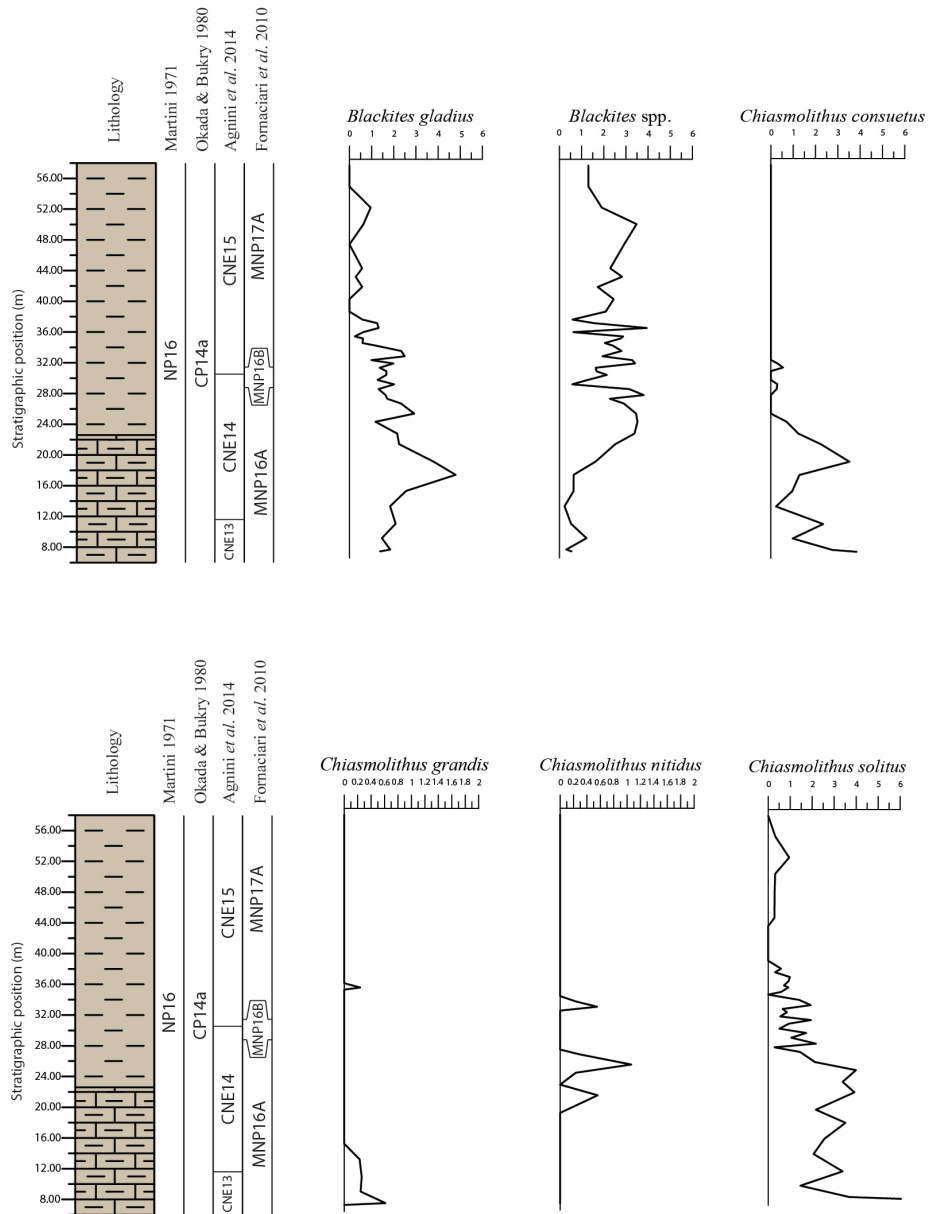
A3. DATI ISOTOPICI E CONTENUTO DI CaCO₃

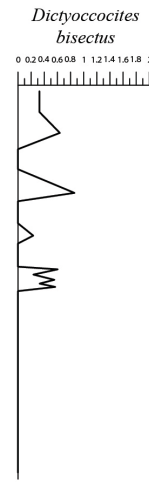
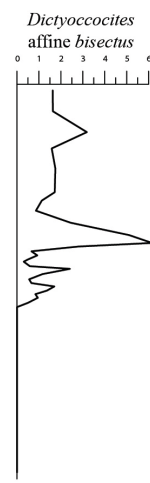
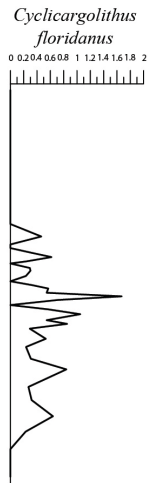
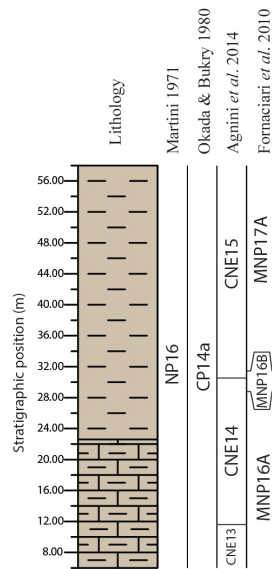
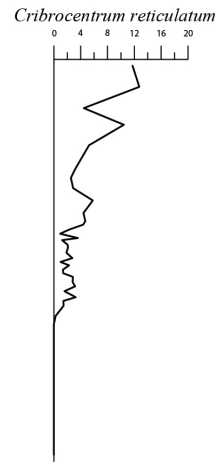
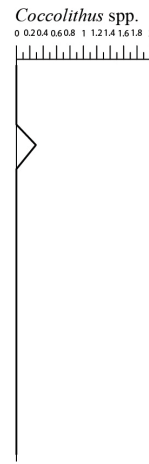
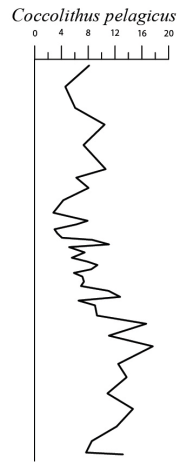
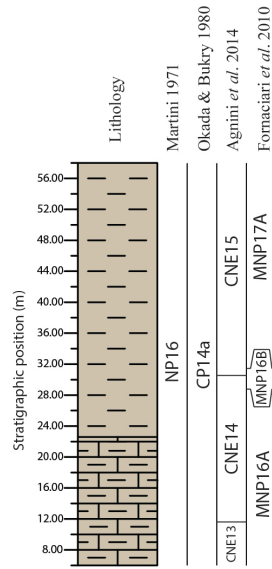
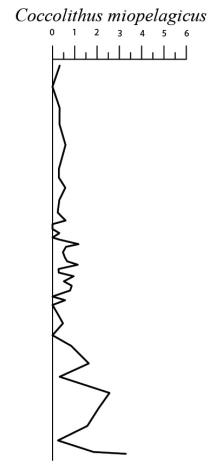
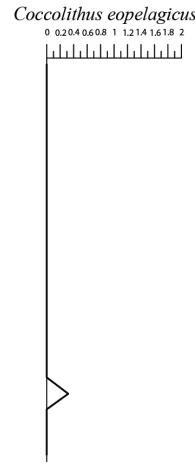
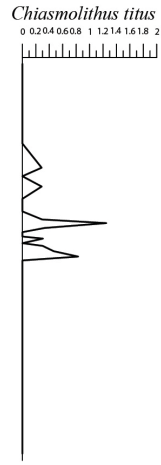
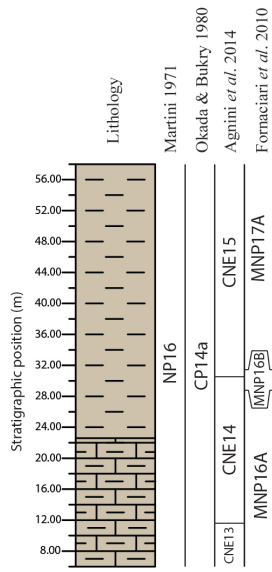
DATI ISOTOPICI ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) E CONTENUTO DI CaCO₃ RICAVATI DAL SEDIMENTO DELLA SUCCESSIONE

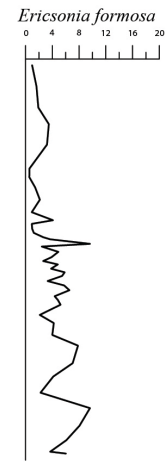
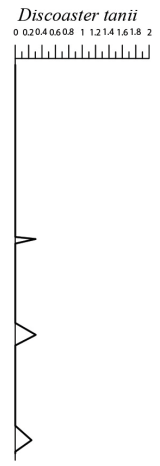
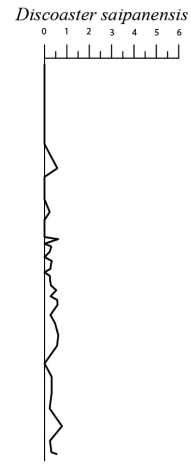
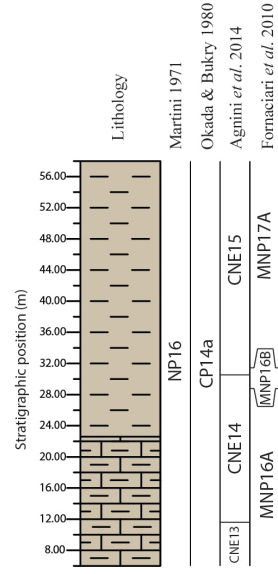
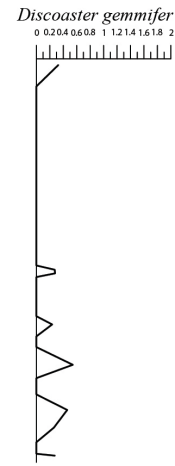
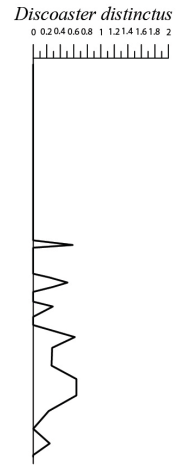
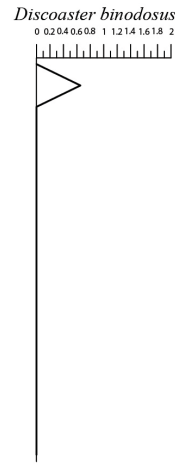
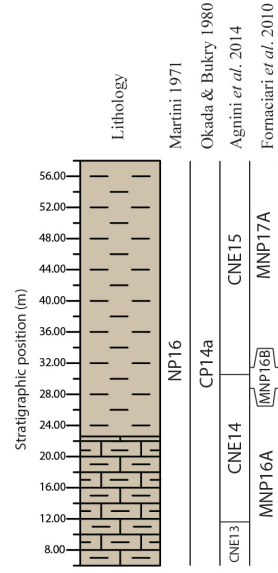
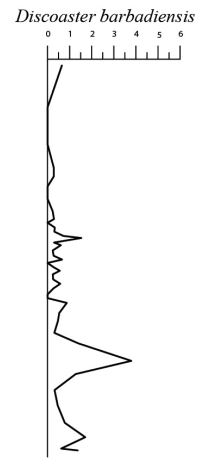
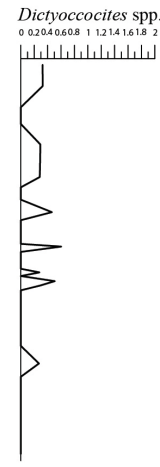
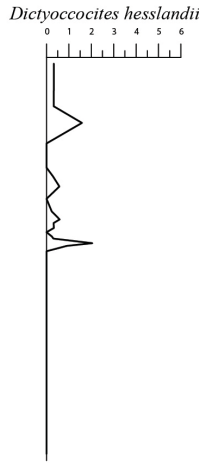
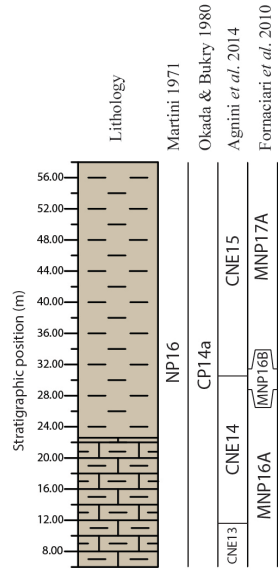
CAMPIONE	Str. Pos. (cm)	cal13C	cal18O	CaCO3%
BX15	686	1,793591569	-2,398276775	78,42855167
BX20	710	1,654527136	-2,688895233	82,02422511
BX30	859	1,472578795	-2,859871425	84,04091017
BX40	1047	1,338583706	-2,906003511	88,44987217
BX50	1275	1,798660912	-2,737217568	85,1279558
BX60	1475	2,439590385	-3,170612781	77,89040194
BX70	1685	1,79331755	-3,354730457	74,35492023
BX80	1857	1,602600614	-3,507089545	68,07346455
BX90	2085	1,374069113	-3,651645876	68,62050418
BX95	2223	1,300221104	-3,463832158	59,83956615
BX100	2377	1,669598158	-3,057404366	50,88633028
BX105	2483	1,586981555	-3,418932085	52,1834118
BX110	2615	1,411335641	-3,460409896	50,36820181
BX115	2677	1,633153686	-3,49394806	51,71035057
BX120	2725	1,321457545	-3,174308823	62,37967689
BX125	2803	1,097310341	-4,096539888	55,25622978
BX130	2865	1,175679657	-3,551305165	61,29146885
BX135	2922	1,717003374	-3,242206494	56,17440206
BX140	2988	1,40969153	-4,203177561	50,04733324
BX145	3035	1,22157777	-3,755545739	61,61359034
BX150	3082	1,349681459	-3,335292011	58,09458474
BX155	3137	1,740705982	-3,498876117	61,99171387
BX160	3181	1,188969558	-3,933640235	54,21938955
BX165	3231	1,560401752	-3,87929472	53,83411401
BX170	3300	1,487923836	-3,87340843	60,11352734
BX175	3369	1,462166089	-4,680514614	50,85454938
BX180	3404	1,441340676	-4,05574653	58,92990994
BX185	3463	1,814279972	-6,300750161	29,16060647
BX190	3490	1,852505565	-5,470509489	27,47551931
BX195	3546	2,498230363	-6,015470432	28,59243061
BX200	3600	1,851957527	-6,318545922	32,46745222
BX205	3663	1,357490989	-3,763211605	64,17935975
BX210	3710	1,842229868	-3,640147077	51,80140089
BX215	3814	2,164612734	-3,575808558	54,44438561
BX220	3976	1,417912087	-4,038361441	59,08429719
BX225	4135	1,705220575	-3,180605785	65,07214659
BX230	4268	1,833872301	-3,136663945	55,21785609
BX235	4378	1,808936609	-3,504214845	70,50061726
BX240	4690	1,791125401	-3,263424516	61,85684637
BX245	4955	1,453260485	-2,915859625	72,58057337
BX250	5170	1,567115207	-2,833588455	61,7068584
BX255	5445	1,255556075	-3,14679384	41,3415361
BX260	5720	0,962767216	-2,675890639	78,31627027

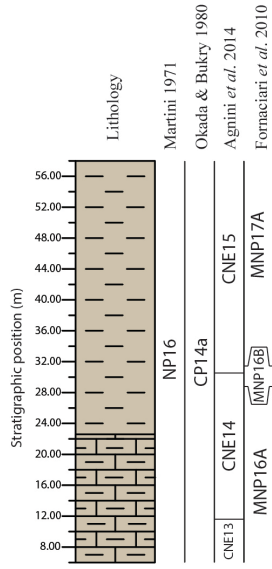
A4. GRAFICI RELATIVI AL CONTEGGIO SU 300 ESEMPLARI

(N.B. per la legenda litologica si faccia riferimento alla Figura 4.1)

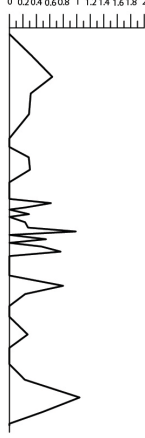




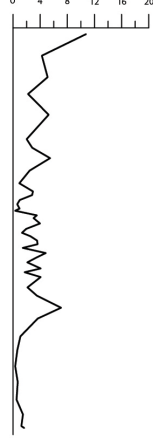




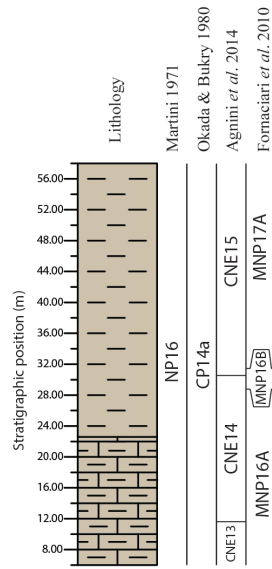
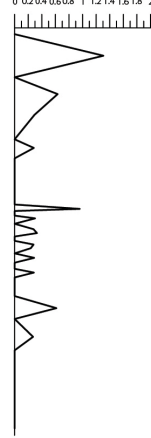
Helicosphaera lophota



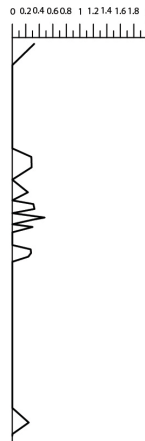
Lanternitus minutus



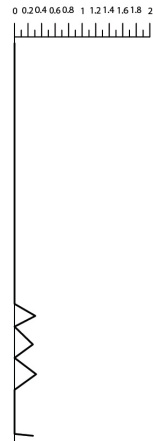
Litostromation spp.



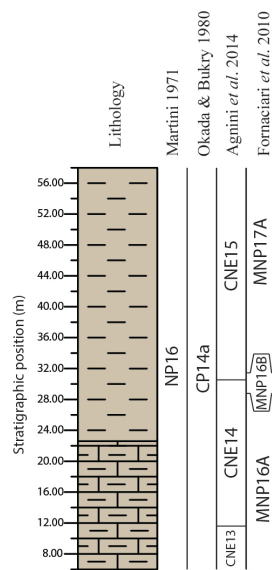
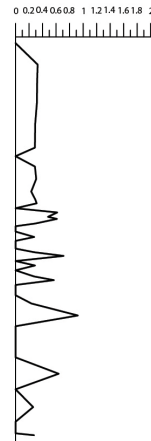
Micula spp.



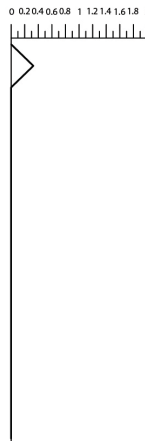
Nannotetrina alata



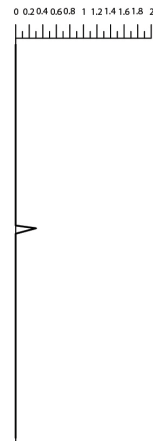
Neococolithes dubius



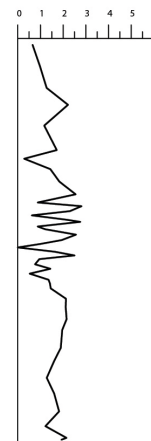
Neococolithes minutus

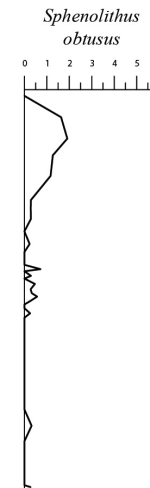
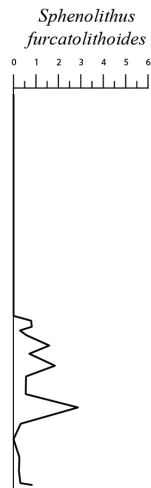
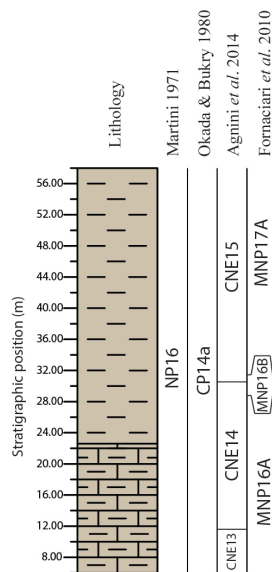
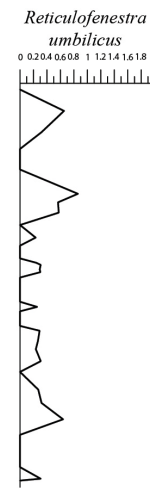
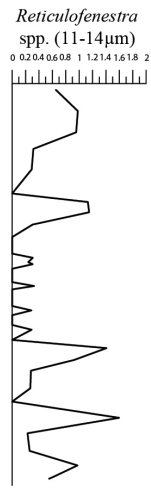
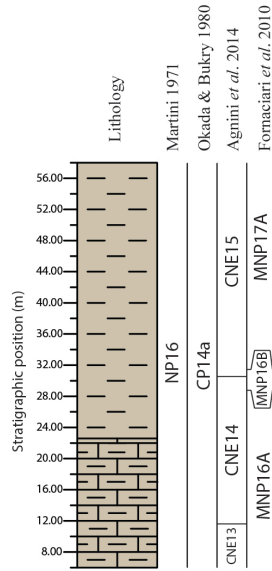
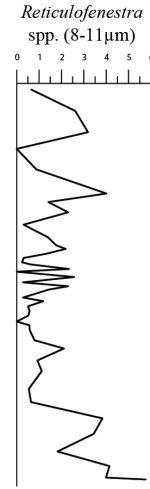
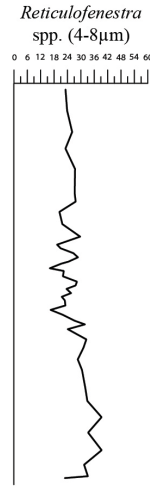
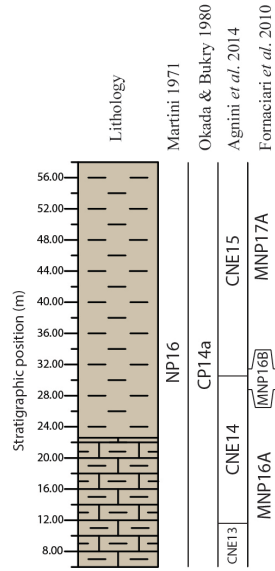


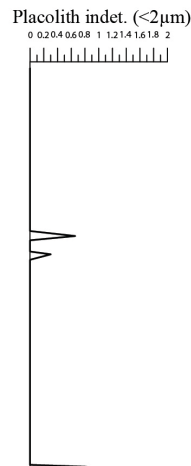
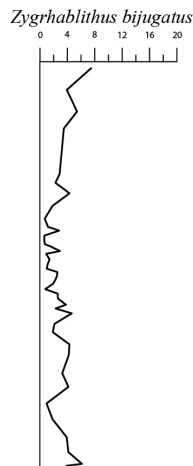
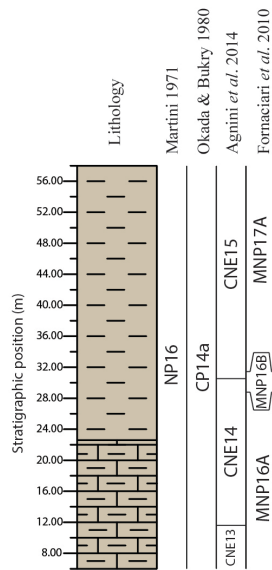
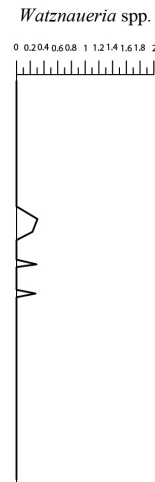
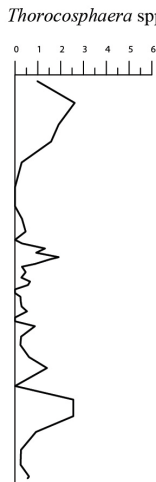
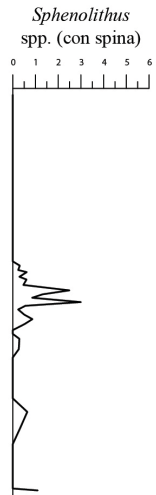
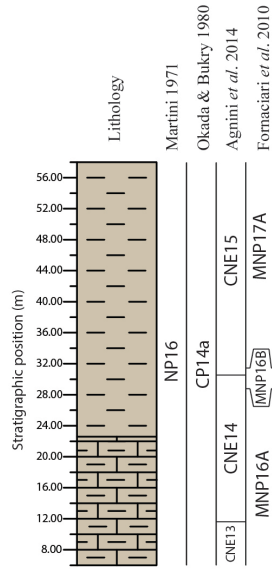
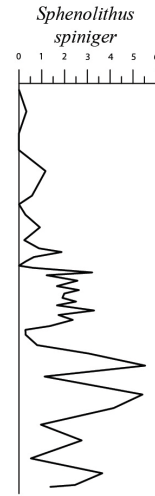
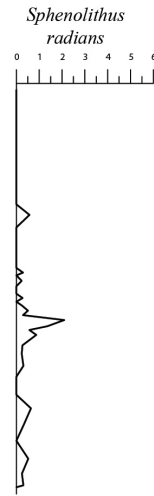
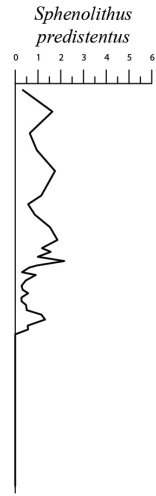
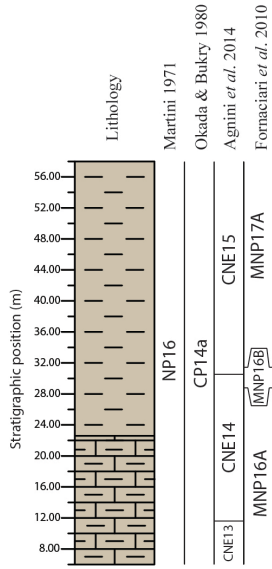
Neococolithes spp.



Pontosphaera spp.







RINGRAZIAMENTI

Il mio primo grazie per la riuscita di questa tesi va innanzitutto alla Prof.ssa Agnini, che con il suo supporto e la sua pazienza ha saputo incoraggiarmi e aiutarmi, seguendomi in ogni momento e trasmettendomi entusiasmo nel lavoro e curiosità nell'argomento.

Un ringraziamento speciale va anche a Carlotta, che è sempre stata molto disponibile nell'aiutarmi e nel consigliarmi.

Vorrei ringraziare anche il Sig. Stefano Castelli per la preparazione delle microfotografie e delle tavole.

Un sentito grazie va alla mia famiglia, che ha saputo sostenermi in questo percorso di studio, supportando le mie scelte e i miei desideri.

Infine, un doveroso ringraziamento va agli amici: quelli che ho conosciuto all'università, con cui ho condiviso i numerosi momenti di studio, di ansia, ma anche di gioie e soddisfazioni, e quelli di sempre, che hanno sempre saputo ascoltarmi e incoraggiarmi.