



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Dipartimento di Geoscienze

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN  
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**Biostratigrafia e significato paleoecologico dei  
nannofossili calcarei alla transizione Oligocene-  
Miocene al Site IODP U1507 (Mare di Tasmania)**

*Calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoecological  
significance at Oligocene-Miocene transition at Site IODP  
U1507 (Tasman Sea)*

Relatore: Prof.ssa Claudia Agnini

Laureanda: Giuseppina Burgarello

ANNO ACCADEMICO 2018 / 2019



## ABSTRACT

This Master thesis is a biostratigraphic and biochronologic study of an Oligocene-Miocene section retrieved at Site IODP U1507 (Tasman Sea) during the IODP Expedition 371. The interval studied is comprised from 480 to 413.2 mbsf (meter below sea floor).

The biostratigraphic analysis carried on the calcareous nannofossil assemblages allows to date the study sedimentary sequence by means biostratigraphic events (e.g., appearance, disappearance, ...). To this end, the standard zonations (Martini, 1971; Okada and Bukry, 1980) have been applied. In addition, more recent biostratigraphic schemes (Agnini et al., 2014; Backman et al., 2012) were used to improve the biostratigraphic resolution of onboard data. According to the standard zonations, the study section extends from Zone N25 to Zone NN3 (Martini, 1971), and from Subzone CP19a to Zone CN2 (Okada and Bukry, 1980). If more recent schemes are adopted the section comprises an interval between Zone CNO5 (Agnini et al., 2014) to Zone CNM5 (Backman et al., 2012). From the chronostratigraphic point of view the analyzed section spans from the Chattian (late Oligocene) to the Burdigalian (early Miocene).

The development of an integrated age model allows to estimate the interval spanned from the Base of the section (24.62 Ma) to the Top of the section (17.86 Ma), which means ca.7 Myr. In addition, the age model was used to provide new independent biochronological data of several biohorizons. A comparison between our results and data already available from literature have highlighted a substantial consistency. However, calibrations available for the Top of *S. ciperoensis* show a remarkable difference (ca. 0.4 Ma).

The Oligo-Miocene boundary (23.03 Ma) is formally defined in the Global Stratotype Section and Point (GSSP) at the Lemme-Carosio section (N Italy). Unfortunately, when comparing calcareous nannofossil biostratigraphic data available from this section and those obtained at Site IODP U1507, there are some inconsistencies. In particular, the Top of *S. dephix* is observed in different positions in the two successions, if tied to magnetostratigraphy, and this has obviously implications also for chronostratigraphy. A further comparison with other

successions has permitted to point out that data from Site IODP U1507 are consistent with results from the equatorial (Ceara Rise), northern (J-Anomaly Ridge) and southern (Agulhas Ridge) Atlantic Ocean (Pälike et al., 2006; Norris et al., 2014).

## RIASSUNTO

In questo lavoro di tesi si presenta l'analisi biostratigrafica e biocronologica di una successione oceanica recuperata al Site U1507 (Mare di Tasmania), perforata durante la spedizione IODP 371. La successione esaminata va da una profondità di 480 a 413.2 mbsf.

L'analisi biostratigrafica effettuata sulle associazioni a nannofossili calcarei ha permesso di inquadrare la successione studiata utilizzando eventi di comparsa e scomparsa. A questo scopo, sono state utilizzate le biozonature standard di Martini (1971) e di Okada and Bukry (1980). Inoltre, per migliorare la risoluzione biostratigrafica sono state utilizzate le recenti biozonature di Agnini et al. (2014) per il Paleogene e quella di Backman et al. (2012) per il Neogene.

Secondo le biozonature standard, la sezione si estende dalla Zona NP25 fino alla zona NN3 (Martini, 1971), mentre secondo la biozonatura di Okada and Bukry (1980) essa si estende dalla Subzona CP19b alla Zona CN2. Infine, la sezione copre un intervallo che va dalla Zona CNO5 alla Zona CNM5 (Backman et al., 2012; Agnini et al., 2014). Dal punto di vista cronostratigrafico la successione si estende dal Chattiano (Oligocene superiore) al Burdigaliano (Miocene inferiore).

Lo sviluppo di un modello di età integrato ha permesso di stimare l'intervallo di tempo coperto dalla Base della sezione (24.62 Ma) al Top della sezione stessa (17.86 Ma) per una durata complessiva di circa 7 Myr.

Grazie al modello di età è stato possibile fornire nuovi dati biocronologici su molti dei biorizzanti presi in considerazione. Una comparazione dei risultati ha messo in evidenza una sostanziale consistenza dei nuovi dati rispetto ai dati di letteratura. Tuttavia, le calibrature del Top di *S. ciperensis* differiscono sostanzialmente (circa 0.4 Myr).

Il limite Oligocene-Miocene (23.03 Ma) è formalmente definito nel Global Stratotype Section and Point (GSSP) della sezione di Lemme-Carrosio, in nord Italia. Se messi a confronto, i dati biostratigrafici provenienti da questa sezione e quelli ottenuti al Site U1507 non sono perfettamente confrontabili e, in particolare, il Top di *Sphenolithus delphix* è osservato in posizioni diverse rispetto al dato magnetostratigrafico e, di conseguenza, al limite cronostratigrafico. Un ulteriore

confronto con altre successioni ha però messo in evidenza che i dati raccolti al Site IODP U1507 sono assolutamente consistenti con i risultati provenienti dall'Atlantico equatoriale (Ceara Rise) come pure dall'Atlantico meridionale (Agulhas Ridge) e settentrionale (J-Anomaly Ridge) (Pälike et al., 2006; Norris et al., 2014).

## Sommario

ABSTRACT.....	III
RIASSUNTO.....	V
INTRODUZIONE.....	1
1 CONTESTO PALEOCLIMATICO CENOZOICO.....	5
1.1 Variazioni climatiche durante il Cenozoico .....	5
1.2 Transizione Oligocene-Miocene.....	8
1.2.1 Forzanti astronomiche .....	9
2 PERFORAZIONE FONDALI OCEANICI E SITE U1507B.....	11
2.1 Programma IODP e cenni storici sui progetti di perforazione dei fondali oceanici.....	11
2.2 JOIDES Resolution.....	13
2.2.1 Tecniche di perforazione .....	14
2.3 Spedizione IODP 371 .....	17
2.3.1 Assetto geologico dell'area .....	17
2.3.2 Cambiamenti climatici e Scopi della spedizione.....	19
3 MATERIALI E METODI.....	21
3.1 Il Site U1507 .....	21
3.1.1 Litologia del Site U1507 .....	22
3.1.2 Indagini paleomagnetiche, petrografiche e geochimiche al Site U1507	23
3.2 Metodi.....	26
4 BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI E BIOCRONOLOGIA.....	29
4.1 Nannofossili calcarei e cenni storici .....	29
4.2 Biorizzonte.....	30
4.2.1 Biorizzonti utilizzati .....	31

4.3	Introduzione alla biozonatura a nannofossili calcarei per l'intervallo Oligocene superiore- Miocene inferiore .....	32
5	RISULTATI E DISCUSSIONE .....	37
5.1	Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei al Site IODP U1507B .....	37
5.2	Biostratigrafia a nannofossili calcarei al Site IODP U1507B .....	44
5.2.1	I biorizzonti della zonatura standard .....	44
5.2.2	I biorizzonti addizionali .....	45
5.3	Classificazione biostratigrafica della sezione.....	47
5.4	Biocronologia a nannofossili calcarei al Hole U1507B .....	47
5.4.1	Limite Oligocene-Miocene: confronto con altre sezioni.....	51
6	Conclusioni .....	53
	<b>Bibliografia</b> .....	55
	<b>Sitografia</b> .....	64
	TAVOLA I .....	65
	TAVOLA II.....	66
	TAVOLA III .....	67
	Ringraziamenti .....	69



## INTRODUZIONE

La storia geologica della Terra è segnata da numerose variazioni climatiche repentine e intense che hanno modificato anche in maniera brusca il clima e hanno prodotto intense perturbazioni nel biota.

Tuttavia, ancora oggi non sono del tutto chiari le dinamiche e l'iterazione tra i processi che controllano e forzano questi cambiamenti. Per poter comprendere l'evoluzione del clima e poter creare dei modelli predittivi attendibili è necessario studiare e capire come questi processi abbiano lavorato nel passato (Zachos et al., 2001). L'intervallo preso in esame in questo lavoro di tesi è la transizione Oligocene-Miocene. Da un punto di vista paleoclimatologico la transizione Oligocene-Miocene (OMT; 23Ma), nota come Mi-1 (Miller et al., 1991; Zachos et al., 1997), viene descritta come un evento di raffreddamento associato ad una espansione della calotta antartica (Beddow et al. 2016). Si tratta quindi di un momento della storia della Terra dove il regime climatico era di tipo *icehouse* e che si posiziona tra l'istaurarsi della prima calotta antartica al limite Eocene-Oligocene (ca. 34 Ma) e la comparsa della calotta artica (ca. 2.75 Ma; Zachos et al., 2008).

Per poter analizzare e discutere i vari step osservabili nel record geologico e, in particolare, proporre scenari il più possibile verosimili è cruciale utilizzare dei modelli d'età rigorosi basati su un approccio che integri diverse discipline della stratigrafia, come ad esempio la biostratigrafia e la magnetostratigrafia. Questo si rivela fondamentale quando si cerca di stimare la durata degli eventi e che tipo di processi possano essere adottati per spiegare i tempi di risposta al cambiamento e di ripristino delle condizioni di background. In questo senso lo strumento scelto per questo lavoro ha delle potenzialità considerevoli poiché se da una parte rappresenta uno strumento "cronologico" importante, soprattutto quando integrato al dato magnetostratigrafico, dall'altra può essere una preziosa fonte di informazioni che può permetterci di ricostruire i cambiamenti paleoceanografici e paleoclimatici in determinati intervalli di tempo.

Lo strumento principe utilizzato in questo lavoro di tesi sono i nannofossili calcarei che se da una parte sono ormai considerati uno dei più potenti strumenti stratigrafici a disposizione, come testimoniato anche dalla grande vitalità della letteratura di settore, dall'altro sono un elemento fondamentale negli ecosistemi marini poiché,

posizionandosi alla base della catena alimentare, sono i primi a subire gli effetti dei cambiamenti paleoclimatici e a trasferirli ai livelli più alti della catena trofica.

Nell'intervallo studiato cade un importante limite cronostratigrafico, ovvero la base del piano Aquitaniano. Questo limite corrisponde anche al limite tra Oligocene e Miocene, e tra Paleogene e Neogene. Si tratta quindi di un limite cronostratigrafico di particolare rilievo. L'International Commission of Stratigraphy (ICS) nelle sue linee guida (<http://www.stratigraphy.org/bak/guide/abguid.htm>) mette in evidenza come per la definizione di una scala cronostratigrafica sia necessario definire i così detti GSSP (Global Stratotype Section and Point), ovvero quei punti all'interno di una successione che identificano la base dei singoli piani. Nel caso dell'Aquitaniano, il GSSP è definito nella sezione di Lemme-Carrosio (Nord Italia) (Fig. 1) al metro 35 della successione stessa in corrispondenza alla base del Subchron C6Cn.2n. Inoltre, vengono forniti altri eventi che possono aiutare nella correlazione del GSSP al di fuori della sezione di riferimento. In particolare, per quanto riguarda i nannofossili calcarei, sebbene in Steininger et al. (1997), gli autori suggeriscano il Top di *S. ciperensis* (base della Zona CN1a) e il Top di *H. recta* (Base Zona NN1), nel corso degli anni si è evidenziato come gli eventi che meglio approssimano questo limite siano legati alle brevi distribuzioni di *S. delphix* e *S. capricornutus* e che in particolare il Top di *S. delphix* anticipi, sebbene di poco, il limite O-M (Pälike et al., 2006). Infine, un altro elemento di correlazione è la base del foraminifero planctonico *Paragloborotalia kugleri* (Steininger et al., 1997) che è stata osservata appena sopra il limite.

In questo contesto, gli scopi di questa tesi di laurea sono dunque i seguenti:

- aumentare la risoluzione del quadro biostratigrafico (basato sui nannofossili calcarei) disponibile per la successione studiata durante questa tesi e proveniente dal Site IODP U1507 (Mare di Tasmania; Sutherland et al., 2019);
- sviluppare un modello di età integrato per la successione analizzata al Site 1507;
- fornire dati biocronologici per i principali biorizzonti a nannofossili dell'intervallo considerato e confrontare i dati ottenuti con i dati di letteratura (Backman et al., 20012; Agnini et al., 2014);

- Confrontare i dati ottenuti al Site IODP U1507 alla transizione Oligo-Miocene con quelli disponibile nel Global Stratotype Section and Point della sezione di Lemme-Carrosio.

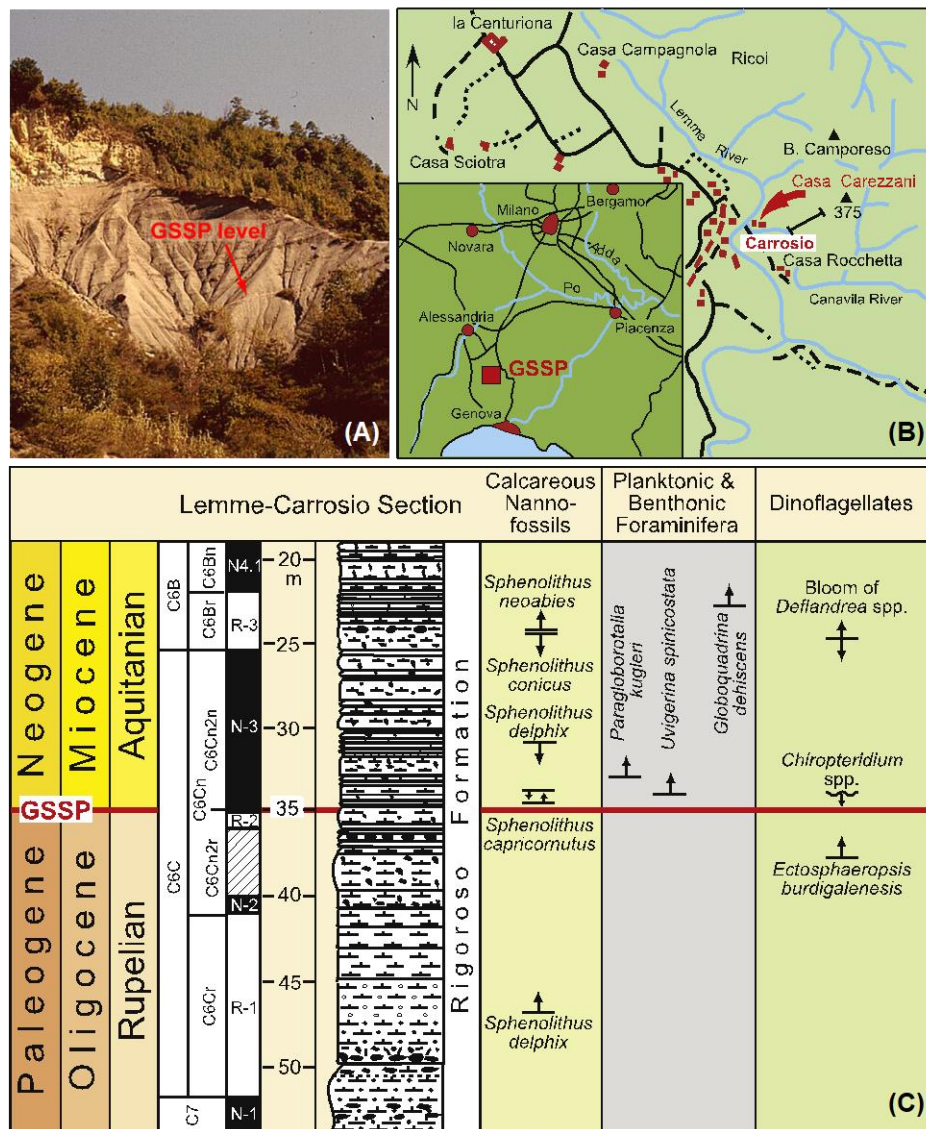


Figura 1 Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) per la base dell'Aquitano. Questo limite corrisponde anche al limite Oligocene-Miocene. La sezione di riferimento Lemme -Carrosio si trova in Nord Italia e il limite è situato a 35 m dal top della sezione. In A viene riportata una immagine della sezione, in B la posizione geografica e in C il log litologico e i dati magneto-cronostratigrafici (GTS2012; Gradstein et al., 2012)



# 1 CONTESTO PALEOCLIMATICO CENOZOICO

## 1.1 Variazioni climatiche durante il Cenozoico

Negli ultimi 65 milioni di anni la Terra è stata soggetta a diverse e importanti variazioni dal punto di vista climatico (Zachos et al. 2001). Si è passati da condizioni caratterizzate da alta temperatura e assenza di calotte glaciali (*greenhouse*) ad un progressivo raffreddamento che ha condotto all'instaurarsi ed al successivo espandersi di calotte polari (*icehouse*).

Questi cambiamenti climatici sono legati a variazioni dei parametri astronomici quali eccentricità, obliquità, precessione, a cause tettoniche e alla quantità di gas serra quali la CO<sub>2</sub> in atmosfera (Zachos et al., 2001; Raymo and Ruddiman, 1992; Ruddiman, 2008).

I parametri astronomici sono responsabili dei cambiamenti climatici ad alta frequenza (10<sup>4</sup> a 10<sup>5</sup> ky) in quanto queste variazioni vanno a modificare l'insolazione incidente della Terra. (Hays et al. 1976)

Tra i diversi eventi tettonici occorsi durante il Cenozoico che potrebbero aver avuto un ruolo importante nell'evoluzione del clima, ci sono:

- ❖ il vulcanismo legato al *rift* nell'area del Nord Atlantico e l'apertura di due passaggi, quello di Drake e quello in Tasmania (Lawver et al 1998)
- ❖ collisione dell'India con l'Asia e conseguente sollevamento della catena Himalayana (Copeland P. 1997)
- ❖ sollevamento di Panama e chiusura del passaggio centro americano (Haug et al 1998)
- ❖ declino dei valori atmosferici di pCO<sub>2</sub> (DeConto et al., 2008).;

Lo studio ad alta risoluzione degli isotopi stabili ( $\delta^{18}\text{O}$  e del  $\delta^{13}\text{C}$ ) misurati prevalentemente su materiale proveniente dalle spedizioni DSDP/ODP ha consentito di migliorare la nostra comprensione dei cambiamenti climatici durante il Cenozoico. In particolare, gli studi ad alta risoluzione hanno permesso di riconoscere la presenza dei cosiddetti eventi *transienti*, ovvero eventi brevi ma estremi con profonde ripercussioni sulla biosfera e sull'ambiente (Kennett et al., 1991).

Zachos et al. (2001a) raggruppano i cambiamenti climatici in tre differenti tipologie: eventi a lungo termine ( $10^6$ - $10^7$  anni), a breve termine o orbitali ( $10^4$ - $10^5$  anni) e aberrazioni ( $10^3$ - $10^4$  anni).

Nonostante nella storia della Terra il clima abbia raggiunto più volte condizioni *greenhouse* anche più estreme di quelle documentate nel Cenozoico (e.g., Cretaceo), se consideriamo solo gli ultimi 65 milioni di anni osserviamo che a partire dal Paleocene medio (Selandiano) e fino all'Eocene inferiore il clima è caratterizzato da un continuo riscaldamento che raggiunge il suo acme durante l'Early Eocene Climatic Optimum (EECO). A partire da questo momento, le condizioni sono caratterizzate da un raffreddamento progressivo fino all'Oligocene inferiore (33.8 Ma) (Zachos et al., 2001a). In questi ca. 15 milioni di anni le temperature dei fondali oceanici hanno subito un abbassamento fino a 7 gradi, passando da circa 12 °C a circa 4.5 °C. I valori di  $\delta^{18}\text{O}$  e il rapporto Mg/Ca ricavato dai foraminiferi bentonici mostrano un aumento (appesantimento) in questo periodo, che documenta un raffreddamento seguito dall'instaurarsi della calotta antartica al limite Eocene-Oligocene (Lear et al., 2000).

Durante l'Oligocene i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  rimangono alti poiché la calotta agisce come reservoir di  $^{16}\text{O}$  (Hambrey et al. 1991). In questa fase il volume dei ghiacci in Antartide è stimato essere pari a circa al 50% rispetto alla calotta attuale (Zachos et al., 1993). Questa fase di relativo raffreddamento è continuata fino al Miocene inferiore quando inizia una nuova fase di riscaldamento che culmina nel Middle Miocene Climatic Optimum (MMCO; 17-15 Ma) (Flower et al., 1994; Holbourn et al., 2015). In questo intervallo, il volume dei ghiacci si riduce e la temperatura degli oceani aumenta gradualmente (Wright et al., 1992). In prossimità del limite Oligo-Miocene sono stati documentati una serie di eventi di raffreddamento transienti denominati (Mi-event) (Wright et al., 1993). Dopo il MMCO, il trend climatico si caratterizza con un ulteriore periodo di raffreddamento, interrotto da una fase calda durante il Pliocene medio, che porterà infine al raffreddamento che consentirà lo sviluppo di una calotta polare artica permanente (Northern Hemisphere Glaciation - NHG) a ca. 2.7 Ma (Mudelsea et al., 2005).

Nel contesto delle variazioni climatiche a lungo termine si inseriscono a breve termine le *aberrazioni*.

Le aberrazioni vengono definite come anomalie brevi che si distinguono dal normale trend di variabilità e possono avere un forte impatto sulla biosfera (Zachos et al., 2001). Questi autori hanno riconosciuto tre aberrazioni durante il Cenozoico (Fig 1.1) : il Late Paleocene Thermal Maximum (55.8 Ma), ora noto come Paleocene-Eocene Thermal Maximum che coincide con il limite Paleocene-Eocene; l'evento *Oi-1* o Eocene – Oligocene Transition (EOT) al limite Eocene-Oligocene (33.8 Ma); l'evento *Mi-1* in prossimità del limite Oligo-Miocene; altrimenti detto Oligocene-Miocene Transition (OMT) (23 Ma; (Zachos et al., 2001; Paul et al., 2000).

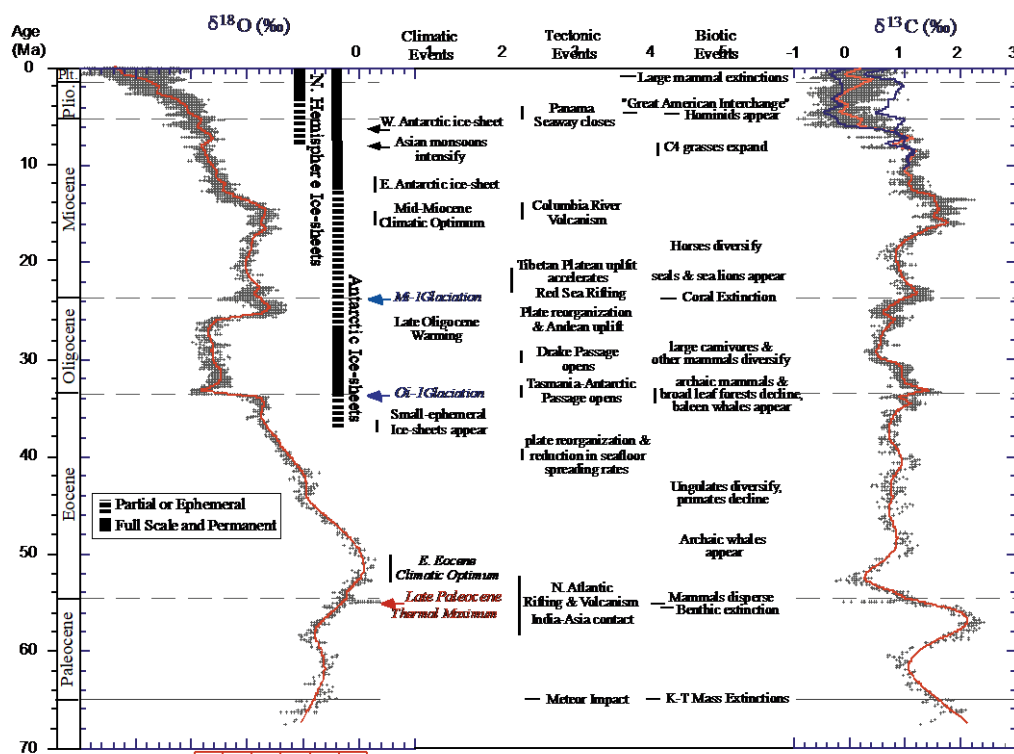


Figura 1.1 Record globali degli isotopi dell'ossigeno e del carbonio basati su dati provenienti da più di 40 siti DSDP e ODP. La maggior parte dei dati deriva dall'analisi di due foraminiferi bentonici *Cibicidoides* and *Nuttallides*. per il calcolo della scala di temperatura del  $\delta^{18}O$  è stato assunto come condizione un oceano libero da ghiacci ed è valida solo nell'intervallo che precede la glaciazione in Antartide (ca. 34 Ma). Dall'Oligocene ad oggi la variabilità nel record del  $\delta^{18}O$  rispecchia i ghiacci presenti ai poli e le loro variazioni. Nel grafico le barre verticali rappresentano il volume dei ghiacci approssimativo in ciascun emisfero, relativo al Last Glacial Maximum; le linee tratteggiate indicano i periodi di minima copertura dei ghiacci (minore o uguale al 50%), la barra solida i periodi in cui si ha quasi copertura totale (maggiore o uguale al 50%). (modificato da Zachos et al, 2001a).

## 1.2 Transizione Oligocene-Miocene

La transizione Oligocene-Miocene (OMT; 23Ma), altrimenti nota anche come Mi-1 (Miller et al., 1991; Zachos et al., 1997), viene descritta come un evento di raffreddamento globale associato ad una espansione a larga scala della calotta antartica (Beddow et al. 2016). È caratterizzata da un'escursione positiva di circa 1 ‰ nei valori del  $\delta^{18}\text{O}$  dei foraminiferi bentonici marini.

Questo aumento è connesso a grande scala alla rapida espansione del volume di ghiaccio in Antartide accompagnato da una caduta della temperatura degli oceani profondi soprattutto alle alte latitudini (Miller et al., 1991; Zachos et al., 1997).

Nel tardo Oligocene, le temperature sono relativamente più calde rispetto a quelle registrate durante il Miocene inferiore che sono associate a fluttuazioni a grande scala nel volume dei ghiacci (Zachos et al., 2001; Miller et al., 1991; Mawbey and Lear, 2013).

Storicamente il record degli isotopi stabili per l'OMT è stato prodotto misurando successioni dell'Oceano Atlantico, tuttavia recentemente si è cominciato a comprendere il ruolo cruciale che l'Oceano Pacifico ha probabilmente svolto soprattutto come veicolo di calore tra oceani (Lyle et al., 2008).

Beddow et al (2016) hanno studiato alcuni site del Pacifico e hanno confrontato i risultati ottenuti con i risultati già presenti in letteratura per l'Oceano Atlantico. Questi autori hanno osservato che a ca 23.2 Ma i dati mostrano un cambiamento verso valori più positivi del  $\delta^{18}\text{O}$  seguiti da un picco positivo (+ 2.43 ‰) a 23.03 Ma. Questo cambiamento in termini di  $\delta^{18}\text{O}$  è stato successivamente descritto come composto da due fasi:

- La prima fase caratterizzata con bassi valori di  $\delta^{18}\text{O}$  (0.5 ‰) e di  $\delta^{13}\text{C}$  (0.4‰) da 24.14 Ma a 23.03 Ma
- Una seconda fase con uno shift positivo con variabilità ad alta ampiezza del  $\delta^{18}\text{O}$  (1.0‰) e del  $\delta^{13}\text{C}$  (0.6‰) da 22.9 a 21.91 Ma.

Il  $\delta^{18}\text{O}$  dei foraminiferi bentonici è funzione della composizione isotopica e della temperatura dell'acqua al momento della calcificazione. Beddow et al (2016) analizzando i dati di  $\delta^{18}\text{O}$  misurati su foraminiferi bentonici, suggeriscono che almeno il 50% della variazione di  $\delta^{18}\text{O}$  sia guidato da processi legati al



cambiamento in volume dei ghiacci in Antartide con un conseguente abbassamento del livello del mare stimato a circa 50 m.

Anche i valori di  $\delta^{13}\text{C}$  mostrano una tendenza positiva durante l'OMT, interpretato come un cambiamento a scala globale del ciclo del carbonio messo in moto dall'espansione della calotta Antartica. La presenza di gradienti tra siti diversi suggerisce la presenza di differenti masse d'acqua supportando in questo modo l'idea che una massa d'acqua profonda si formasse e successivamente si inabissasse nel Nord Atlantico durante l'Oligocene-Miocene (Beddow et al., 2016).

### 1.2.1 Forzanti astronomiche

Le variazioni climatiche osservate alla transizione Oligocene-Miocene possono essere spiegate anche attraverso l'analisi di parametri astronomici quale eccentricità ed obliquità (Fig. 1.2).

L'evento Mi-1 all' OMT corrisponde ad una condizione in cui si ha un minimo di eccentricità e una minima modulazione dell'obliquità a bassa-ampiezza (Zachos et al. 2001a). La minima eccentricità indica un momento in cui l'orbita della Terra attorno al sole diminuisce la sua eccentricità diventando più circolare, mentre le variazioni dell'obliquità indicano un restringimento tra il Tropico del Cancro e il Tropico del Capricorno, portando ad una diminuzione della stagionalità (Zou et al 2016). Durante questa condizione le aree equatoriali ricevono più energia solare mentre alle alte latitudini si assiste ad una diminuzione di insolazione, con crescita delle calotte glaciali. Questa fase registra alti valori di  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  (Zachos et al., 2001).

Interpolando i dati isotopici con i valori orbitali è emerso che i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  e di  $\delta^{13}\text{C}$  sono altamente coerenti con l'eccentricità in ogni banda di frequenza.

La fase di minima eccentricità alla base del Miocene coincide con il raffreddamento dei fondali oceanici (foraminiferi bentonici) e con l'espansione della calotta antartica, come dimostrato dagli isotopi stabili dell'ossigeno (Zachos et al., 2001a). Nel dettaglio l'aumento del  $\delta^{18}\text{O}$  è preceduto di circa 1 Ma da un aumento del  $\delta^{13}\text{C}$  legato ai cicli di grande eccentricità (di 400 ka) (Zachos et al., 2001a). Questo implica che le oscillazioni osservate in  $\delta^{13}\text{C}$ , e quindi nel ciclo del carbonio, sono

collegate alle variazioni climatiche osservate durante l'OMT. Inoltre, la diminuzione della  $p\text{CO}_2$  atmosferica potrebbe spiegare l'elevata sensibilità del dataset isotopico all' eccentricità. In questo intervallo (21.7 e 23 Ma) infatti i cicli legati all' eccentricità mostrano un'ampiezza particolarmente rilevante probabilmente legata al fatto che la sensibilità del sistema, rispetto all' eccentricità, è più elevata in condizioni di bassa  $p\text{CO}_2$ .

Dopo l'evento Mi-1 si registrano valori di  $\delta^{18}\text{O}$  che mostrano un ritorno a condizioni relativamente più calde (Zachos et al., 2001; Lear et al., 2004; Mawbey and Lear, 2013).

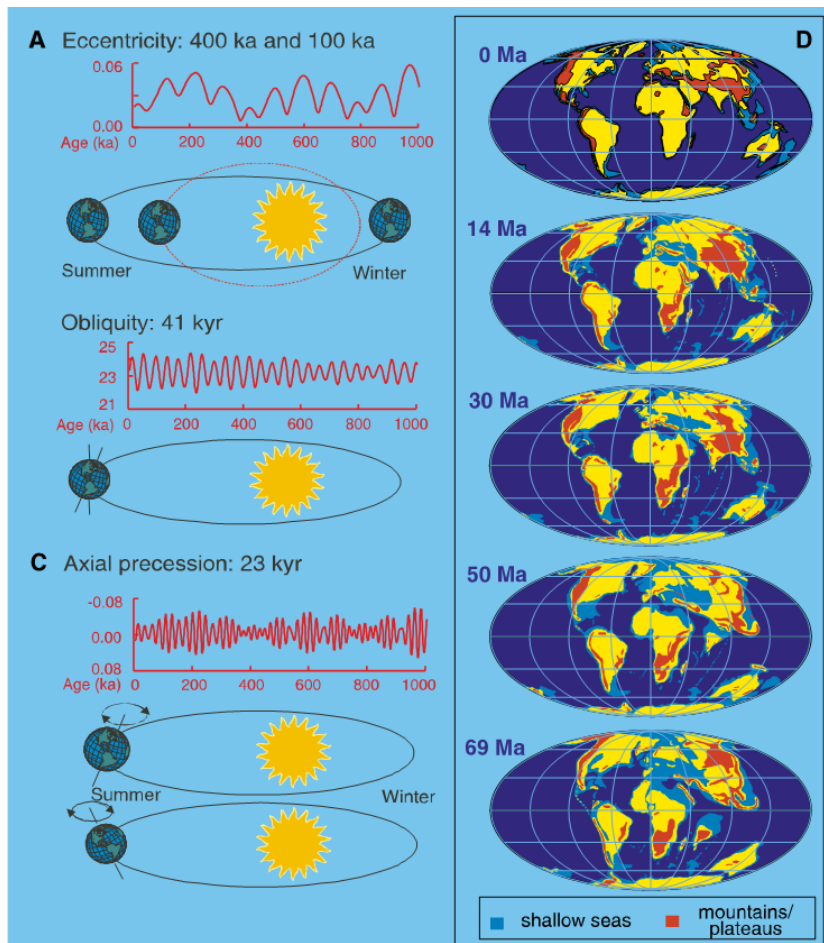


Figura 1.2 Sulla sinistra vengono mostrate le componenti orbitali primarie, sulla destra la paleogeografia durante il Cenozoico. La forza gravitazionale esercitata da altri corpi celesti influenza l'orbita terrestre. Come risultato di questo la quantità e la distribuzione della radiazione solare oscilla nel tempo. Le principali perturbazioni orbitali sono: eccentricità (400 e 100 kyr) e precessione (23-19 kyr). **A**. Eccentricità. Si riferisce alla forma dell'orbita terrestre. La variazione consiste nella variazione della forma che passa da ellittica a quasi circolare. **B** Obliquità. Si riferisce alla variazione dell'angolo dell'asse terrestre rispetto al piano dell'eclittica. Un angolo elevato aumenterà il contrasto stagionale. **C** Precessione. Si riferisce alle vibrazioni a cui è soggetta l'asse di rotazione mentre descrive un cerchio nello spazio. **D**. Geografia dei continenti ricostruita per gli ultimi 70 Ma. (modificato da Zachos 2001a).

## 2 PERFORAZIONE FONDALI OCEANICI E SITE U1507B

### 2.1 Programma IODP e cenni storici sui progetti di perforazione dei fondali oceanici

Lo studio dei fondali oceanici, attraverso l'utilizzo di navi da perforazione a scopo scientifico, ha fornito un grande contributo alla conoscenza del nostro pianeta soprattutto in ambienti, quali quelli oceanici, che se da una parte potenzialmente contengono un archivio eccezionalmente completo dall'altra non sono facilmente accessibili. Le navi ad uso scientifico permettono agli scienziati di indagare le profondità dei fondali attraverso indagini che vengono eseguite su campioni di roccia, sedimento o fluido che viene prelevato direttamente dal sottosuolo.

L'esplorazione dei fondali oceanici iniziò nel XIX secolo quando ebbe luogo la prima spedizione scientifica che segnò la nascita dell'oceanografia moderna. Nel 1872 Charles Wyville Thomson (Università di Edimburgo) fu a capo della prima spedizione oceanografica. La Royal Society of London ottenne l'uso della corvetta della Marina Reale H.M.S. Challenger (Fig 2.1), che fu equipaggiata con laboratori scientifici. Durante la spedizione che durò quattro anni (1872-1876) furono condotte diverse analisi: furono eseguite 497 campionamenti di acque profonde, 133 dragaggi del fondale, analisi di temperatura e furono scoperte 4717 nuovi organismi marini. Inoltre, il materiale recuperato durante questa spedizione si rivelò di fondamentale importanza per gli studi che vennero condotti in ambito micropaleontologico.

In tempi più recenti (anni '40), si sono sviluppate tecniche quali il *piston coring* che consentono il recupero di successioni fino a 15 m.

Nel 1961 all'ambito del Progetto MoHole fu utilizzato un sistema di posizionamento dinamico per mantenere la piattaforma di perforazione in posizione corretta anche con forti correnti. Il progetto MoHole, finanziato dall'U.S. National Science Foundation fu così denominato poiché la sua finalità era quella di raggiungere la discontinuità di Mohorovicic (Moho) ovvero il limite tra crosta e mantello. Finalità piuttosto ambiziosa considerando che l'obiettivo è ancora lontano dall'essere raggiunto.



Figura 2.1 H.M.S. Challenger durante la navigazione. Fonte: <http://awesomeocean.com/guest-columns/the-hms-challenger/>

Nel 1964 nacque il consorzio JOIDES (Joint Oceanographic Institution and Deep Earth Sampling) seguito a breve dal progetto DSDP (Deep Sea Drilling Project). Dal 1966 al 1983 durante il progetto DSDP, coordinato da enti di ricerca americani, furono perforate aree dell'Oceano Atlantico, Indiano e Pacifico ma anche siti localizzati nel Mar Mediterraneo e nel Mar Rosso. La nave utilizzata durante questa prima fase del progetto fu la *Glomar Challenger* il cui nome fa riferimento alla prima nave utilizzata per spedizioni oceanografiche, la H.M.S. Challenger, e al *contractor* che costruì la nave, la Global Marine Inc.

Dal 1983 al 2003 si sviluppa il progetto ODP (Ocean Drilling Program). Durante questo progetto la nave *Glomar Challenger* fu sostituita dalla *JOIDES Resolution* (Fig. 2.2) che, in questo ventennio di attività, ha condotto 110 spedizioni in tutti gli oceani del mondo.

Negli anni successivi (2003-2013) al progetto ODP seguì il progetto IODP (Integrated Ocean Drilling Program). Questo programma si è sviluppato grazie al contributo di 26 nazioni partecipanti. Durante questa fase del progetto oltre alle spedizioni completate dalla *JOIDES Resolution* viene per la prima volta impiegata la nave giapponese, (*Chikyu* ovvero Terra) che ha l'obiettivo di raggiungere la Moho in una delle aree più sismicamente attive, il Giappone.

Dall'ottobre del 2013 e fino al 2023 il progetto mantiene il nome IODP ma diventa l'*International Ocean Discovery Program: Exploring the Earth Under the Sea*.



Figura 2.2 Immagine della JOIDES Resolution in navigazione. Fonte : <http://gisborneherald.co.nz/localnews/3172127-135/joides-resolution-heads-to-antarctica>

## 2.2 JOIDES Resolution

La *JOIDES Resolution* è stata costruita nel 1978 ad Halifax (Nova Scozia) e nasce come nave utilizzata da una compagnia petrolifera. Nel 1984, la nave è stata riadattata per accogliere laboratori scientifici e gli equipaggiamenti necessari per le operazioni di perforazione. Da quel momento, il suo nome, ovvero Sadco/BP471, fu cambiato in *JOIDES Resolution*.

Questa imbarcazione è lunga 144 metri e larga 21 metri ed ha un *derrick* che si eleva di 66 metri sul livello del mare.

Quando la nave raggiunge l'area di perforazione (i.e., site) la posizione è mantenuta grazie ad un sistema di posizionamento dinamico che utilizza 12 *thruster* controllati da computer di bordo. Una volta che la nave ha raggiunto la posizione voluta è possibile assemblare e calare sul fondo la *drill pipe*, al cui interno si trova un

dispositivo recuperabile via cavo (*core barrell*), provvisto di un sistema di perforazione composta da una punta con corone dentate (*drill bit*)

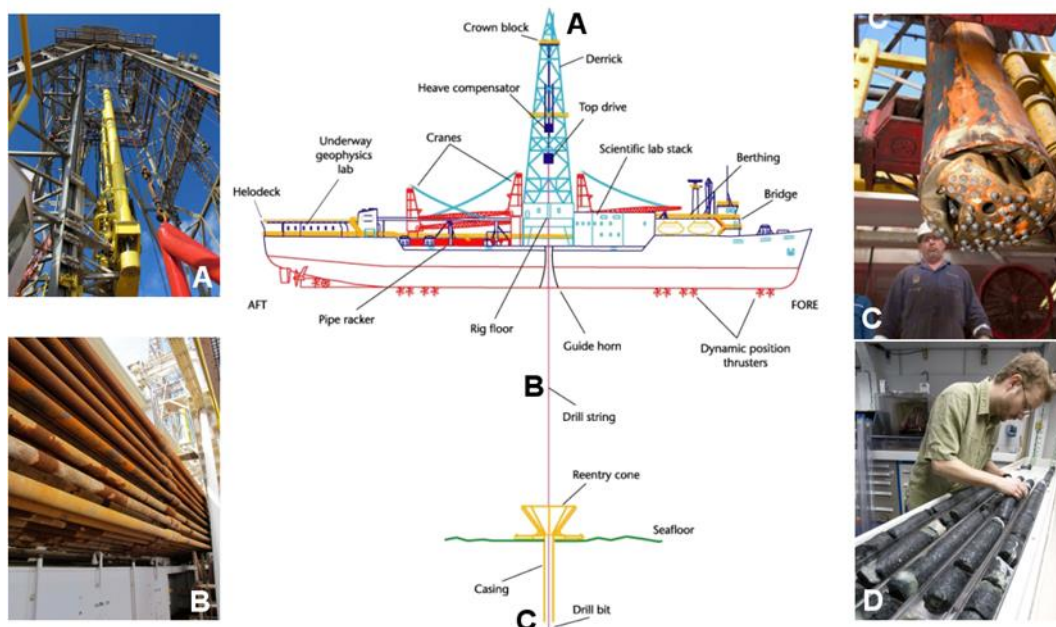


Figura 2.3 I principali elementi tecnici della nave JOIDES resolution.. Fonte: <http://praymond.rodriquez1.free.fr/DocumentsTerre-int/joides2.png>

## 2.2.1 Tecniche di perforazione

A bordo della *JOIDES Resolution* vengono utilizzate tecniche diverse di perforazione ( Fig. 2.5) in base al tipo di litologia e all'obiettivo da raggiungere:

- ❖ RCB (Rotary Core Barrell). Tecnica principalmente utilizzata per la perforazione di rocce ignee del basamento oceanico e sedimentarie compatte.
- ❖ XCB (Extended Core Barrell). Metodo utilizzato per il recupero di carote (ca. 9.5 m) composte da sedimenti da leggermente a moderatamente litificati. Trova impiego nello studio paleoceanografico, sedimentologico e paleoclimatico.
- ❖ APC (Advanced Piston Core). Metodo usato per l'estrazione di carote indisturbate e orientate di sedimenti poco consolidati. Usato per studi paleoecologici, paleoclimatici, paleoceanografici ad alta risoluzione.

Se, per strategia di perforazione non è necessario il recupero di intervalli di sedimenti viene utilizzata la tecnica detta del *wash coring* che aumenta significativamente la velocità di perforazione. Questo sistema prevede il



pompaggio a pressione di acqua che fa fuoriuscire il sedimento nello spazio tra la “drill pipe” e le pareti del pozzo.

Una volta recuperato il sedimento (*core* o carota) questo viene riportato in superficie sul *drill floor* (piattaforma di perforazione della nave) all’interno del *core barrell*. La carota viene successivamente aperta e viene recuperato il *core catcher*, lo strumento che impedisce al sedimento all’interno della carota di fuoriuscire. La carota viene posizionata sul *catwalk* e sezionata in più sezioni di ca.1.5 m ciascuna che vengono progressivamente numerate e poste a riposare in appositi frigoriferi. Dopo alcune ore, vengono sezionate in due metà: l’*archive half* e la *working half*. L’*archive half* viene conservata perfettamente integra, mentre sulla *working half* vengono eseguite analisi di varia natura (paleontologiche, geochimiche, sedimentologiche, ecc). Le due metà vengono poi conservate all’interno di *repository*, depositi adeguati per garantirne la preservazione.

I repository sono quattro sparsi per il mondo (Fig.2.4):

- BCR Bremen Core Repository a Brema in Germania
- GCR Gulf Coast Repository in Texas (USA)
- Rutgers/NJGS in New Jersey (USA), repository satellite di GCR
- KCC-Kochi Core Center in Giappone.

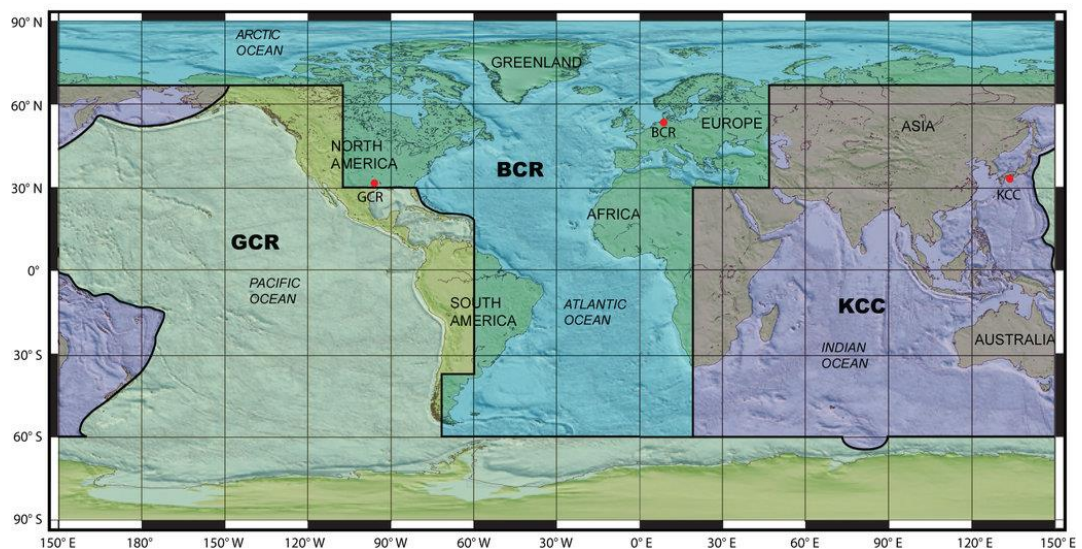


Figura 2.4 Localizzazione delle aree di competenza dei repository IODP

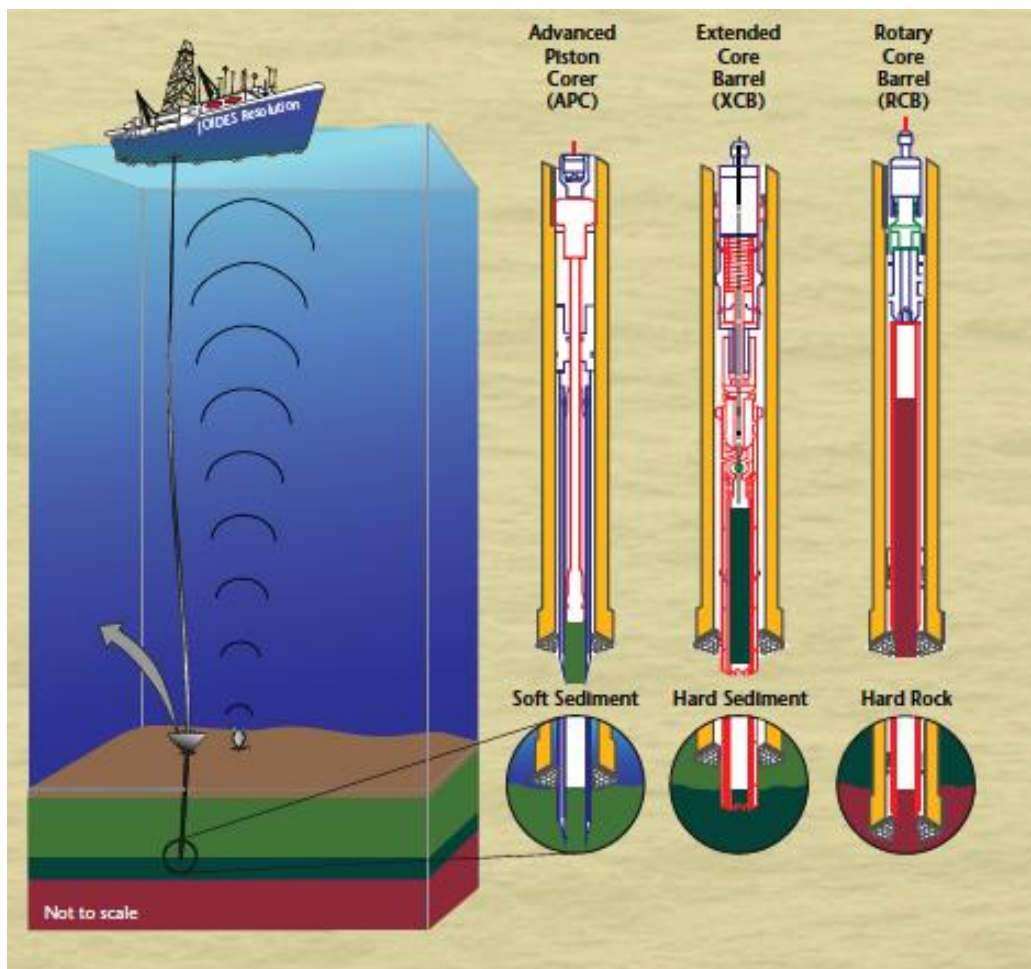


Figura 2.5 Metodi di perforazione. APC (Advanced Piston Corer); XCB (Extended Core Barrel); RCB (Rotary Core Barrel). Fonte: [http://iodp.tamu.edu/labs/ship/ship\\_brochure.pdf](http://iodp.tamu.edu/labs/ship/ship_brochure.pdf)



## 2.3 Spedizione IODP 371

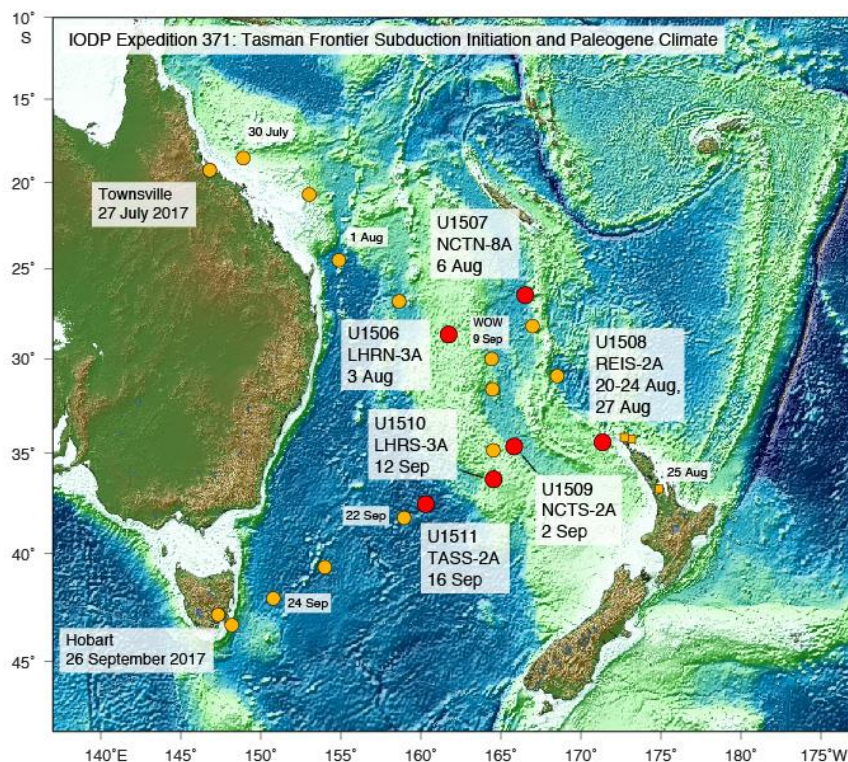


Figura 2.6. La mappa mostra i punti dove sono situati i Site perforati durante la spedizione IODP-371. Fonte: Sutherland et al., 2016.

La spedizione IODP 371 ha perforato sei siti (U1506-U1511) dal 27 luglio al 26 settembre 2017 nel Mar di Tasmania (Pacifico sud-occidentale) (Fig. 2.6). Sono stati recuperati 2506 metri di sedimento e rocce vulcaniche in un totale di 36.4 giorni di perforazione, durante la spedizione di durata complessiva di 58 giorni.

Nei primi cinque site (U1506-U1510) sono stati campionati *ooze* a nanofossili e foraminiferi a volte intercalati a sedimenti vulcanoclastici con contenuto variabile in argilla. Nell'ultimo Site (U1511) è stata campionata una sequenza di argille profonde e diatomiti spesso caratterizzata dall'assenza di carbonato. L'età degli strati campionati va dal Pleistocene al Cretaceo superiore.

### 2.3.1 Assetto geologico dell'area

Il fondale del Mare di Tasmania nel Pacifico sud-occidentale è formato da diversi alti e bassi batimetrici. Gli alti batimetrici, le isole della Nuova Zelanda e la Nuova Caledonia fanno parte della zona settentrionale del continente denominato *Zealandia* (Mortimer et al., 2017). A differenza degli altri continenti che sono

costituiti da terre emerse, *Zealandia* è sommerso per più del 90 % della sua area. Una parte di questo continente è posizionato lungo un sistema di subduzione Kermadec-Tonga (Mortimer et al., 2017)

L'area occupata dal sistema Tonga-Kermadec è stata caratterizzata da persistenti condizioni sottomarine tali da permettere la preservazione di sedimenti ricchi in fossili, inoltre dati di sismica a riflessione suggeriscono un'attività tettonica associata all'inizio della fase di subduzione durante l'Eocene. (Cande and Stock 2004; Sutherland, 1995).

La storia tettonica del Tasman Sea può essere riassunta in 4 fasi principali:

- ❖ >350-100 Ma subduzione lungo il margine orientale del continente Gondwana;
- ❖ 100-80 Ma rifting continentale nella regione del Mar di Tasmania;
- ❖ 80-50 Ma rifting oceanico e apertura del Mar di Tasmania
- ❖ 50-0 Subduzione del sistema Tonga-Kermadec

Una profonda riorganizzazione delle placche tettoniche dell'area pacifica corrisponde all'inizio della fase di subduzione registrata durante l'Eocene nel Pacifico Occidentale. Si nota quindi la coincidenza tra il cambio di direzione della placca Pacifica, il riarrangiamento del limite di placca del Pacifico/Farallon (Caress et al. 1988) e i cambiamenti osservati nel Mar di Tasmania (Gaina et al. 1998). In particolare, il cambiamento di direzione e il rapido aumento nel tasso di espansione della placca australiana-antartica con conseguente accelerazione dell'Australia verso Nord (Muller et al 2000; Seton et al. 2012; Whittaker et al. 2007) e l'inizio del movimento della placca australiana-pacifica a Sud della Nuova Zelanda (Keller,2003; Sutherland ,1995; Wood et al.,1996). La riconfigurazione delle placche localizzate in Antartide, Oceano Indiano e Asia confermano variazioni dovute a importanti cambiamenti tettonici (Cande et al.,2000; Cande et al. 2010; Aitchison et al. 2007).

Secondo alcuni autori, la deviazione verso ovest della placca pacifica è avvenuta all'incirca in corrispondenza dell'inizio della fase di subduzione (Gurnis et al., 2004; Hall et al., 2003; Steinberger et al.,2004). I sistemi Izu-Bonin-Mariane e Tonga-Kermadec sono considerati fondamentali per la comprensione dell'evoluzione tettonica dell'area e hanno consentito, nel caso di Izu-Bonin-

Mariane, e potranno consentire, nel caso Tonga-Kermadec, di sviluppare nuovi modelli geodinamici.

### 2.3.2 Cambiamenti climatici e Scopi della spedizione

L'evoluzione tettonica eocenica del Mare di Tasmania coincide con un particolare momento dell'evoluzione climatica del Cenozoico. Nell'Eocene si assiste infatti al passaggio da condizioni *greenhouse* con temperature fino a 10 gradi superiori rispetto all'attuale, (Zachos et al., 2008; Pagani et al., 2011; Pearson et al., 2009) e culminate nell'EEOCO (Early Eocene Climate Optimum), a condizioni *icehouse* con diminuzione delle temperature legate all'instaurarsi delle calotte polari nel continente antartico. Comparando le stime di temperatura disponibili con i modelli paleoclimatici prodotti per l'area di studio si osservano delle significative differenze, fino a 5-10 °C. L'inconsistenza tra modelli e dati è stata messa in relazione alla presenza di una corrente oceanica calda con direzione Sud che i modelli solitamente non includono (Hollis et al., 2012). Il bonus delle successioni recuperate durante l'IODP Exp. 371 è che potenzialmente rappresentano un archivio prezioso dell'evoluzione climatica dal tardo Paleocene-Eocene basale che potrà essere comparata con il dataset fornito dalle successioni su terra (Dallanave et al., 2015; Hancock et al., 2003; Hollis et al., 2005; Nicolo et al., 2010, 2007; Slotnick et al., 2012)

Molti studiosi affermano che l'apertura del passaggio in Tasmania e successivo sviluppo della Corrente Circumpolare Antartica (ACC) ha avuto un ruolo importante nel cambiamento del clima in zona pacifica (Kennett and Exon, 2004), tuttavia molti altri sostengono che ad avere un ruolo decisivo sia stato una diminuzione della CO<sub>2</sub> in atmosfera legata a fattori tettonici (DeConto and Pollard, 2003; Huber et al., 2004), ovvero che con l'instaurarsi della subduzione nel Pacifico durante l'Eocene si creò una rete di margini di placca sottomarini che in un primo momento causarono un aumento della CO<sub>2</sub> nell'atmosfera e, in seguito, potrebbero aver prodotto una diminuzione del flusso di CO<sub>2</sub> in atmosfera (Sutherland et al., 2019).

Sulla base di quanto finora detto gli obiettivi della spedizione erano due.

Il primo obiettivo è quello di comprendere le dinamiche e le cause che hanno portato alla subduzione del sistema Tonga-Kermadec analizzando i record sedimentari prelevati nei sei nuovi site. Inoltre, capire se l'instaurarsi della subduzione è riconducibile a uno dei due modelli geodinamici presenti in letteratura: il primo che propone che la convergenza di placche e gli stress orizzontali preesistenti siano in grado di indurre la subduzione (induced), il secondo in cui si presuppone che la subduzione sia causata da importanti contrasti di densità laterali (spontaneous).

Il secondo obiettivo della spedizione è legato ai cambiamenti climatici avvenuti a partire dall'Eocene nel sud-est Pacifico. In particolar modo si vuole scoprire se effettivamente durante l'Eocene, l'area di studio rappresenti un'anomalia positiva rispetto alle temperature stimate e se e come l'evoluzione climatica sia correlabile a cambiamenti tettonici.

## 3 MATERIALI E METODI

### 3.1 Il Site U1507

Il Site U1507 (Fig. 3.1) è localizzato nel New Caledonia Trough posizionata circa 460 km a sud della Nuova Caledonia, circa 620 km a nord del Site DSDP 206 e circa 530 km ad est dai site DSDP 208 e 588. Il New Caledonia Trough è una struttura lunga circa 1700 km con orientamento nord-sud e nordovest-sudest a nord entro il continente di *Zealandia* (Sutherland et al. 2019).

Sulla base dei dati raccolti grazie al Site DSDP 206 è stato possibile definire una prima fase di rifting di età cretacea seguita da una fase di subduzione cenozoica. Indagini geofisiche più recenti hanno evidenziato che il New Caledonia Trough si è formato durante l'Eocene in corrispondenza con l'inizio della fase di subduzione. Il Site U1507 è stato scelto in particolare per determinare l'età della deformazione e del sollevamento del Norfolk Ridge e l'età della formazione della depressione tettonica e del conseguente riempimento del bacino (Sutherland et al., 2016).

Lo scopo della perforazione del Site U1507 era quello di recuperare una sequenza di circa 500-700 m di spessore che possa fornire un modello di età preciso che possa essere correlato con i vari step dell'evoluzione tettonica.

Al Site U1507 sono stati perforati due Hole, U1507A e U1507B:

- Hole U1507A con coordinate geografiche 26°29.3158' S, 166°31.7039' E e profondità del fondale di 3568 m;
- Hole U1507B con coordinate geografiche (26°29.3158' S, 166°31.7155' E e profondità del fondale di 3568m.

Hole U1507A è stato perforato con la tecnica APC usata dalla *core* 1H alla 26H. Dalla *core* 26H alla 47X si è utilizzata la tecnica XCB. Il recupero totale in questo pozzo è stato di 352.7 m in un totale di 3.6 giorni.

Hole U1507B, progettato inizialmente per recuperare un pozzo gemello è stato invece utilizzato per recuperare la parte più profonda della successione. I primi 376 m sono stati perforati ma non recuperati successivamente il pozzo è stato perforato con tecnica RCB, dalla *core* 2R alla 53R da 376.0 to 864.4 m con un recupero totale di 371.5 m (76% di recupero). La durata delle operazioni è stata di 8.1 giorni.

Per lo studio effettuato in questo lavoro di tesi si è utilizzato materiale proveniente dal Hole U1507B (Fig.3.2).

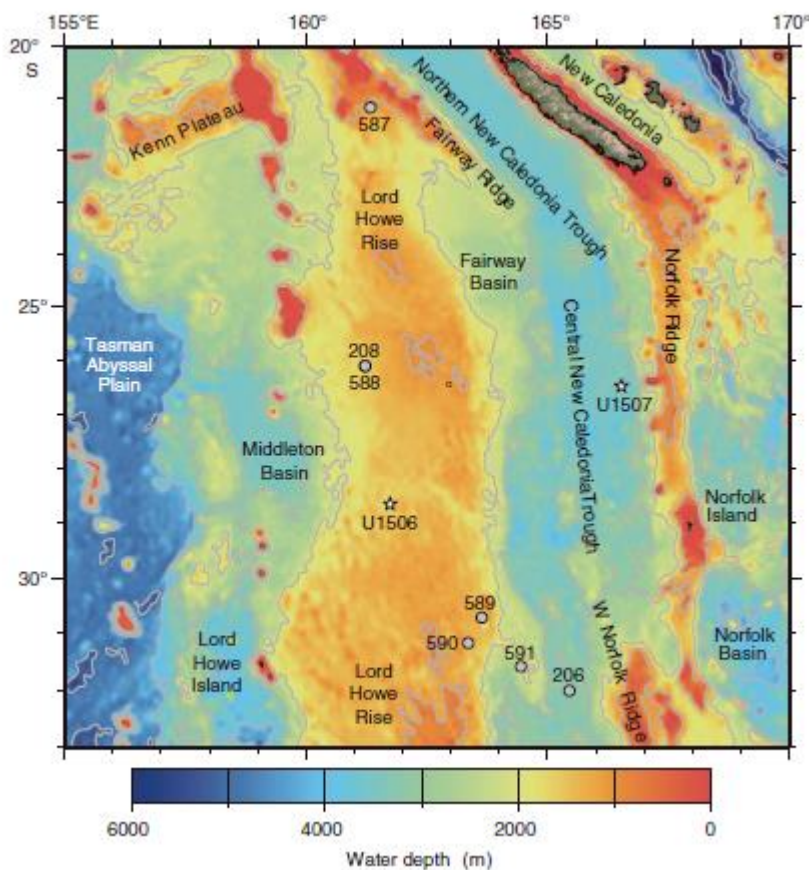


Figura 3.1 Localizzazione del Site U1507 (contrassegnato con una stella). Nell'immagine è mostrata la posizione di altri Site DSDP e dei principali elementi geografici dell'area.

### 3.1.1 Litologia del Site U1507

La sequenza sedimentaria recuperata durante la perforazione del Hole U1507B è composta da due unità litostratigrafiche. L'unità I è formata da circa 685 m di ooze biogenico e *chalk* intervallata con turbiditi vulcanoclastiche e calcari. La sottostante unità II è composta da circa 170 m di *chalk* argilloso a nannofossili e risulta più omogenea rispetto all'unità I.

Inoltre, l'Unità I è stata ulteriormente suddivisa in tre subunità sulla base dei cambiamenti litologici e delle caratteristiche sedimentologiche e basate su analisi macroscopiche e microscopiche eseguite a bordo.

- ❖ La subunità Ia va da 0 a 401.1 mbsf ed è composta da *ooze* bianchi a nannofossili calcarei e *chalk*, associati ad argille da verde chiaro a grigie ricche in nannofossili con presenza di cenere vulcanica, *ooze* ricchi in foraminiferi da bianco a grigio normalmente gradati, e da intervalli di breccie vulcanica di colore verde scuro grigio e arenaria tufacea.
- ❖ La subunità Ib va da 401.2 a 542.9 mbsf ed è costituita da *chalk* argillosi a nannofossili di colore verde-grigio con presenza di ceneri vulcaniche che indicano deformazioni tipiche di sedimenti non compattati, intervallate ad arenarie tufacea grigio scure e calcare argilloso a foraminiferi verde-grigio con clasti vulcanici.
- ❖ La subunità Ic va da 542.9 a 685.5 mbsf consiste di conglomerati verde scuro-grigio con gradazione da grossolana a fine, arenaria e tufi alternati a *chalk* argillosi verde chiaro. Il limite con la subunità superiore è definito dalla prima comparsa di una spesso strato di conglomerato tufaceo.

Le litologie dei clasti vulcanici suggeriscono una genesi dovuta a differenti processi di flussi gravitativi che vanno da *debris flow* a *turbidity current*. Le litologie dei clasti vulcanici mostrano presenza di fenocristalli di minerali basaltici come pirosseni, plagioclasti e olivina ed inoltre frammenti di vetro vulcanico e pomice e esemplari di foraminiferi bentonici di grandi dimensioni.

L'unità II che va da 658.5 a 855.7mbsf è formata da *chalk* omogeneo verde-grigio a nannofossili e da letti costituiti da calcari a foraminiferi. La sedimentazione indica un setting emipelagico. Da 826 a 836mbsf la litologia cambia ed è caratterizzata da argilla verde-grigio a nannofossili.

### 3.1.2 Indagini paleomagnetiche, petrografiche e geochimiche al Site U1507

Al Site U1507, durante la perforazione, sono state effettuate analisi di varia natura. Sono stati ottenuti dati paleomagnetici ad alta risoluzione da sedimenti del Hole U1507B, da cui sono stati ricostruiti una serie di inversioni del campo magnetico. L'elevata qualità testimoniata dall'alta intensità della NRM (Natural Remanent Magnetization) è probabilmente legata alla buona preservazione dei sedimenti. Comparando i risultati magnetostratigrafici con i risultati biostratigrafici si evince

che l'intervallo tra 433.3 e 682.9 mbsf documenta la maggior parte dei *Chron*, in particolare dal *Chron C6Br* nel (Miocene inferiore) al *Chron C16n* (Eocene superiore).

A bordo sono anche state eseguite analisi sulle proprietà fisiche dei sedimenti. È stata rilevata la temperatura e la densità dei sedimenti perforati. La densità aumenta con la profondità e passa da valori di 1.5 g/cm<sup>3</sup> sul fondale a 2.4 g/cm<sup>3</sup> nelle profondità massime raggiunte durante la perforazione del Site 1507. Si osserva una locale diminuzione a circa 420-500 mbsf. Anche la velocità delle onde P aumenta gradualmente e a profondità 400-520 mbsf la velocità aumenta per poi mantenersi stabile fino alla fine della perforazione.

Sono stati raccolti campioni di gas ma la concentrazione di idrocarburi è rimasta sotto il limite di rilevamento.

Il contenuto in carbonato è molto alto (circa il 90%) all'interno della subunità Ia, mentre nelle sottostanti subunità Ib e Ic varia tra il 30-70 %. Nell'unità II il contenuto in carbonato è ancora alto e si aggira intorno al 50-80 %. I valori di TOC (Total Organic Carbon) sono bassi per entrambe le unità (0.4 %).

I tassi di sedimentazioni LSRs (Linear Sedimentation Rates) sono stati calcolati integrando i dati paleomagnetici a quelli biostratigrafici. Il modello di età ottenuto indica che il record recuperato è sostanzialmente continuo, nonostante la presenza di depositi turbiditici. I LSRs variano tra 30-60 m/My durante l'Eocene medio-superiore ma decrescono in prossimità della transizione Eocene-Oligocene. L'intervallo Oligocene - Miocene è caratterizzato da relativamente bassi tassi di sedimentazione (circa 12 m/My) fatta eccezione per due brevi intervalli, da 30 a 29 Ma e da 25 a 23 Ma.



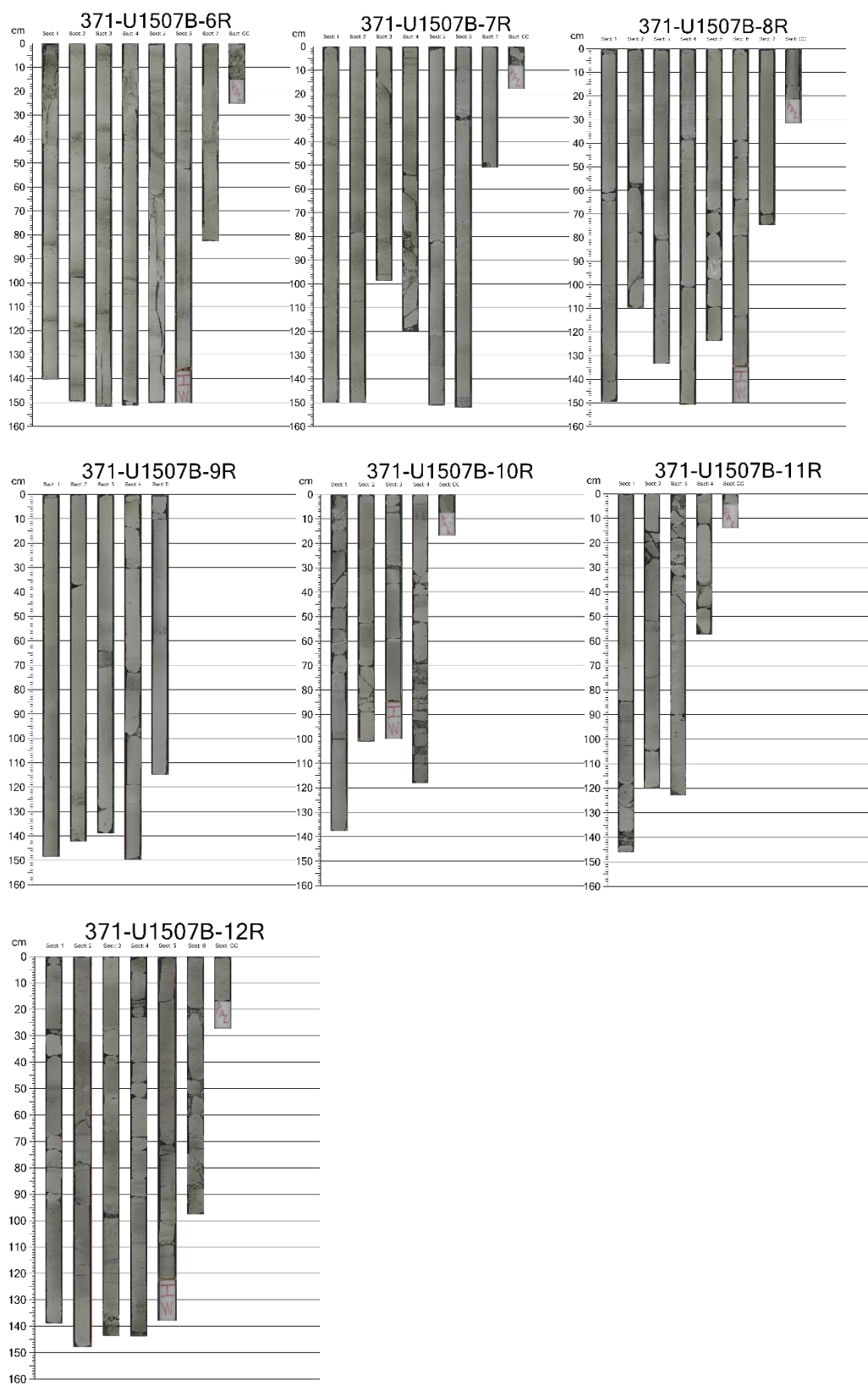


Figura 3.2 Immagini delle carote studiate in questo lavoro. Fonte: <http://web.iodp.tamu.edu/LORE/>

## 3.2 Metodi

Il materiale recuperato durante la perforazione del pozzo U1507B è stato preparato utilizzando la tecnica standard delle *smear slide* (Bown, 1998). Il metodo consiste nel prelevare una minima quantità di materiale e porla su un vetrino *portaoggetto* che è stato precedentemente siglato con i dati del campione. Successivamente viene aggiunta al sedimento una goccia di acqua distillata e il tutto viene amalgamato con l'ausilio di una cannucina di plastica. Il preparato viene steso sul vetrino avendo cura di creare delle "bande" a differente densità e posto ad asciugare su una piastra preriscaldata a circa 100 °C per qualche secondo. Una volta asciutto viene applicato un adesivo ad alto indice di rifrazione (Norland Optical Adhesive) e un vetrino *coprioggetto*. Successivamente viene esposto alla luce UV di una lampada per la completa asciugatura dell'adesivo.

Ultimata l'asciugatura il campione è pronto per essere analizzato al microscopio ottico polarizzatore.



Figura 3.3 Microscopio ottico polarizzatore utilizzato per l'analisi di dati del Site U1507B.

Al fine di una corretta determinazione dei nannofossili presenti e per un corretto riconoscimento delle caratteristiche peculiari di ogni forma, gli esemplari vanno

osservati grazie ad un microscopio ottico polarizzatore (Fig.3.3) sia a nicols paralleli che a nicols incrociati.

In questo lavoro di tesi è stata eseguita una analisi qualitativa preliminare allo scopo di valutare l'abbondanza, il grado di preservazione e il grado di ricristallizzazione/dissoluzione basato sul metodo proposto da Roth and Thierstein (1972) e Roth (1983). Nell'applicazione di questo metodo si tiene conto del grado di "dissoluzione" e di "ricristallizzazione" delle associazioni fossili presenti nei campioni analizzati. I termini proposti dagli autori sono i seguenti:

X, eccellente grado di preservazione

Per la dissoluzione:

E-1, lieve dissoluzione, presenza di strutture delicate affette da lieve incisione ma ben preservate;

E-2, moderata dissoluzione, le specie più delicate sono state dissolte, le delicate strutture centrali distrutte, contorni irregolari;

E-3, forte dissoluzione, i campioni contengono principalmente specie resistenti alla dissoluzione, abbondanti frammenti di nannofossili;

Per la ricristallizzazione:

O-1 lieve ricristallizzazione, lieve ispessimento dell'area centrale;

O-2 moderata ricristallizzazione, le strutture centrali sono ricristallizzate ad un grado che li rende difficile da riconoscere, crescita irregolare dei cristalli;

O-3 forte ricristallizzazione, identificazione impossibile per via della presenza di calcite secondaria pervasiva.

Successivamente all'analisi qualitativa (tabella An. Qualitativa contenuta nel supporto digitale in allegato) è stata eseguita un'analisi di tipo quantitativo. Il primo di questi prevede il conteggio di 300 esemplari per una stima delle abbondanze relative, che viene espressa in % (Pospichal, 1991). Un secondo conteggio viene eseguito contando il numero degli esemplari di uno stesso taxon in un'area complessiva corrispondente a 1 mm<sup>2</sup>. Questo metodo viene utilizzato per una stima semi-quantitativa delle abbondanze di alcuni taxa e si applica allo scopo di ottenere pattern di abbondanza dei marker biostratigrafici. Per alcuni specie indice (*Sphenolithus ciperoensis*, *Sphenolithus delphix* e *Sphenolithus capricornutus*) in alcuni campioni il conteggio è stato esteso a 2 mm<sup>2</sup> e quindi normalizzato a 1 mm<sup>2</sup>.

L'ultimo tipo di conteggio prevede di contare un determinato numero di esemplari appartenenti alla stessa categoria tassonomica. In questo lavoro di tesi, il conteggio è stato effettuato su 100 esemplari del genere *Sphenolithus*.

Le biozonature che sono state adottate sono quelle proposte da Martini (1971) e da Okada and Bukry (1980). A queste si aggiungono degli schemi più recenti: quello proposto da Agnini et al. (2014) per il Paleogene e quello proposto da Backman (2012) per il Neogene. Inoltre, in Appendice vengono fornite delle microfotografie di alcuni taxa (Tavole 1-3).

I risultati ottenuti dai conteggi sono stati analizzati allo scopo di ottenere dati biostratigrafici e paleoecologici. Per analizzare i dati ottenuti si utilizzano grafici creati con il software *Grapher*, e successivamente elaborati mediante l'utilizzo del programma *Adobe Illustrator*. In questo modo è possibile evidenziare le variazioni di abbondanza e di comparsa/scomparsa dei singoli taxa all'interno dell'associazione.

## 4 BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI E BIOCRONOLOGIA

### 4.1 Nannofossili calcarei e cenni storici

I nannofossili calcarei sono frammenti fossili di alghe unicellulari marine (fitoplancton) con dimensioni che variano da 1 a 30  $\mu\text{m}$ .

Furono osservati per la prima volta nel 1836 da Christian G. Ehrenberg che li descrisse come concrezioni all'interno di una roccia. Nel 1858 Thomas H. Huxley diede loro il nome di *coccoliti* (Fig 4.1). Nel 1861 Wallich e Sorby per primi compresero che i nannofossili avevano natura organica ma non ne catturarono appieno le potenzialità.



Figura 4.1 *Coccosphaera* di *Coccolithus pelagicus*. Fonte: [www.mikrotax.org](http://www.mikrotax.org)

Con la prima spedizione oceanografica, quella condotta sulla H.M.S. Challenger tra il 1872-1876, alcuni scienziati cominciarono a pubblicare lavori sulla biologia e biogeografia di questi organismi. Lohman nel 1902 riconobbe la presenza di flagelli e fu il primo ad introdurre in letteratura il termine di *nannoplancton*. Gli scienziati realizzarono presto che queste forme potevano presentare morfologie e microstrutture piuttosto diverse e complesse.

La loro importanza da un punto di vista stratigrafico divenne evidente quando si comprese che ogni taxon aveva una distribuzione unica nello spazio (biogeografica) e nel tempo (biostratigrafica).

Nel 1954 Bramlette and Riedel pubblicarono un lavoro in cui riconoscevano che i nannofossili erano forme comuni a partire dal Mesozoico e fornirono una prima distribuzione stratigrafica di alcuni taxa. (Bramlette and Riedel, 1954).

Grazie alle spedizioni oceanografiche dei progetti DSDP e IODP divenne sempre più evidente il loro potenziale a fini stratigrafici e/o per ricostruzioni paleoambientali, infatti questo gruppo di microfossili è responsabile della maggior parte della produzione ed esportazione di carbonato negli oceani

La loro importanza soprattutto da un punto di vista biostratigrafico risiede nel fatto che rappresentano un record paleontologico continuo e derivando da organismi planctonici mostrano una distribuzione geografica molto ampia, caratteristica estremamente importante nel caso di correlazioni tra aree geografiche lontane tra loro (Agnini et al., 2017).

## 4.2 Biorizzonte

Per definizione, secondo la Guida Internazionale di Nomenclatura Stratigrafica (Salvador, 1994), i *biorizzonti* sono definiti come un limite stratigrafico o superficie riconosciuta all'interno di una successione sedimentaria dove si può osservare un cambiamento del contenuto fossilifero.

Gli eventi biostratigrafici possono essere controllati da alcuni fattori quali:

- ❖ l'evoluzione organica, non ripetitiva, che produce eventi di comparsa e scomparsa evolutiva;
- ❖ dall'evoluzione ambientale, ripetitiva, che crea eventi controllati da
  - Comparsa/scomparsa per migrazione o esclusione ambientale
  - Variazione morfologica
  - Fluttuazioni di abbondanza
  - Intervalli di abbondanza assenza

Un biorizzonte viene definito affidabile quando mantiene lo stesso *spacing*, ovvero la stessa spaziatura temporale, e la stessa successione relativa (*ranking*) fra le

diverse successione e all'interno della stessa successione, tra autori diversi.

L'affidabilità di un evento è data da:

- ❖ Abbondanza della specie
- ❖ Facile riconoscimento della specie che definisce l'evento
- ❖ Distribuzione continua
- ❖ Potenziale di preservazione
- ❖ Possibilità di rimaneggiamento
- ❖ Tracciabilità
- ❖ Sincronia, possibilità di fare buone correlazioni temporali

#### 4.2.1 Biorizzonti utilizzati

In letteratura gli autori utilizzano spesso termini come *First Occurrence (FO)* e *Last Occurrence (LO)* per descrivere gli eventi di comparsa e scomparsa di un taxon. Alcuni autori sostengono non sia corretto utilizzarli perché collegati al concetto di tempo, mentre la biostratigrafia si occupa dei rapporti stratigrafici tra strati rocciosi (Aubry, 2014). È stato quindi proposto l'uso di *Lowest occurrence (LO)* e *Highest Occurrence (HO)* per determinare la comparsa e scomparsa di un taxon relativo ad una specifica sezione (e.g., ICS 2017).

L'acronimo LO assume così due significati diversi e per evitare fraintendimenti è stato introdotto l'utilizzo del concetto di *Base (B)* e *Top (T)* per descrivere la comparsa e scomparsa di un taxon, ed inoltre biorizzonti aggiuntivi quali *Base common and continuous (Bc)* e *Top common and continuous (Tc)* e *Cross-over (X)* (Backman et al. 2012; Agnini et al., 20014; 2017).

In questo lavoro di tesi si preferisce utilizzare per i biorizzonti quest'ultima nomenclatura che risulta più efficace e non ambigua.

Il posizionamento di ogni biorizzonte è stato ottenuto utilizzando il punto medio  
Ad esempio, nel caso della scomparsa 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. Lo stesso procedimento è eseguito nel caso di scomparsa del taxon (x) per il biorizzonte T(x)

### 4.3 Introduzione alla biozonatura a nannofossili calcarei per l'intervallo Oligocene superiore- Miocene inferiore

Le biozonatura comunemente utilizzata per l'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore è quella di Martini (1971) a cui si aggiunge quella di Okada and Bukry (1980). La biozonatura di Martini (1971) utilizza una notazione alfanumerica, NP (Nannoplankton Paleogene) per il Paleogene con un totale di 25 biozone e NN (Nannoplankton Neogene) con un totale di 21 biozone, tutte ordinate in serie progressiva. Negli stessi anni in cui Martini pubblicava il suo schema biostratigrafico, Bukry lavorava su una biozonatura cenozoica alternativa (Bukry 1973,1975) alla quale vennero aggiunte in un secondo momento le sigle CP (Coccolith Paleogene) e CN (Coccolith Neogene) seguita dalle lettere a, b, c per l'identificazione delle subzone da (Okada and Bukry, 1980). Negli anni '80 e '90 preziosi contributi vennero anche da altri quali Perch-Nielsen (1985), Young (1998) e Hine and Heaver (1998).

Recentemente sono state pubblicate due nuove zonazioni valide per le basse e medie latitudine per il Neogene-Quaternario e il Paleogene (Backman et al. 2012; Agnini et al. 2014) (Fig 4.2 e Fig 4.3). Questi lavori rappresentano un'integrazione rispetto ai lavori precedenti in quanto alcuni biorizzonti utilizzati non si sono rivelati sempre affidabili. La scarsa affidabilità è da collegarsi a:

- ❖ Scarsa abbondanza di marker biostratigrafici rari anche in campioni con buona preservazione;
- ❖ Alcuni biorizzonti non rispettano lo stesso *ranking* e/o *spacing* (Agnini et al. 2014). Negli anni sono stati individuati eventi biostratigrafici con maggiore affidabilità (Agnini et al., 2014; 2017; Fornaciari et al., 2010)

La biozonatura di Agnini et al. (2014) (Fig. 4.2) si basa su dati raccolti da materiale recuperato durante spedizioni DSDP/ODP e da successioni marine affioranti a terra. La nomenclatura è stata ispirata a quella proposta da Wade et al (2011) che contiene un codice in lettere che rappresenta il gruppo di microfossili CN (Calcareous Nannofossil), una lettera per ogni serie (P=Paleocene; E=Eocene; O=Oligocene) e un numero per ogni biozona partendo dalla base della serie. Nel complesso si hanno 38 biozone così suddivise:

- ❖ 11 per il Paleocene (CNP1-CNP11);



- ❖ 21 per l'eocene (CNE1-CNE21);
- ❖ 6 per l'Oligocene (CNO1-CNO6);

Ogni biozona viene definita sulla base di un solo biorizzonte al fine di garantire maggiore stabilità alla zonatura stessa. Spesso vengono forniti biorizzonti aggiuntivi.

La biozonatura di Backman et al. (2012) (Fig. 4.3) come la precedente utilizza un codice alfabetico CN (Calcareous Nannoplankton) per descrivere il gruppo di microfossili seguito da una lettera per ogni serie, in questo caso M= Miocene, PL= Plio-Pleistocene. La suddivisione è la seguente:

- ❖ 20 biozone per il Miocene (CNM1-CNM20);
- ❖ 11 biozone per il Plio-pleistocene (CNPL1-CNPL11).

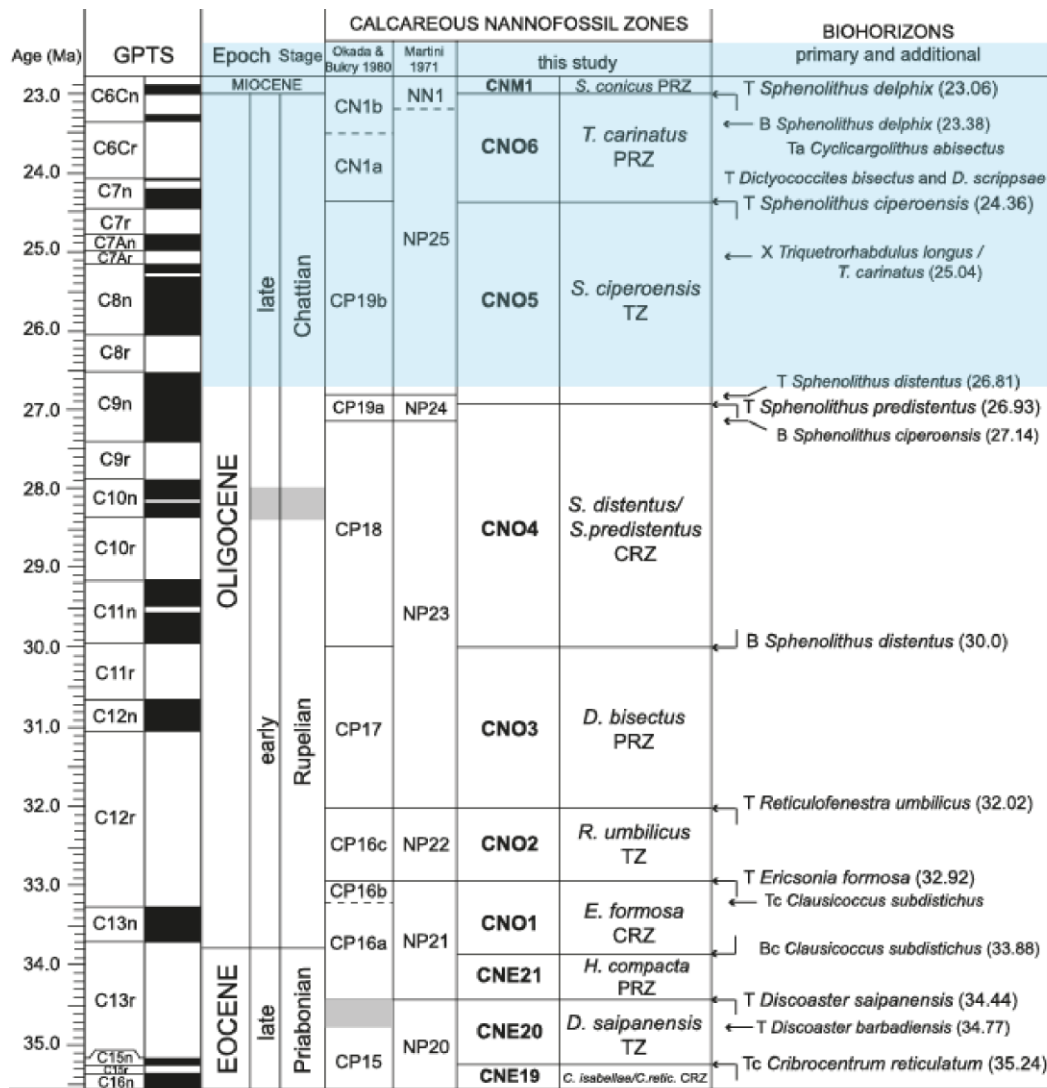


Figura 4.2 Figura 4.2 Biostratigrafia e Biocronologia a nanfossili calcarei del Paleogene p.p. (Agnini et al., 2014): sono riportati con le biozone di Martini (1971) e Okada and Bukry (1980). La Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) è quella di Pälike et al. (2006). Le bande grigie rappresentano l'incertezza nel definire i limiti cronostratigrafici e di biozona. Il riquadro azzurro mostra l'intervallo preso in esame

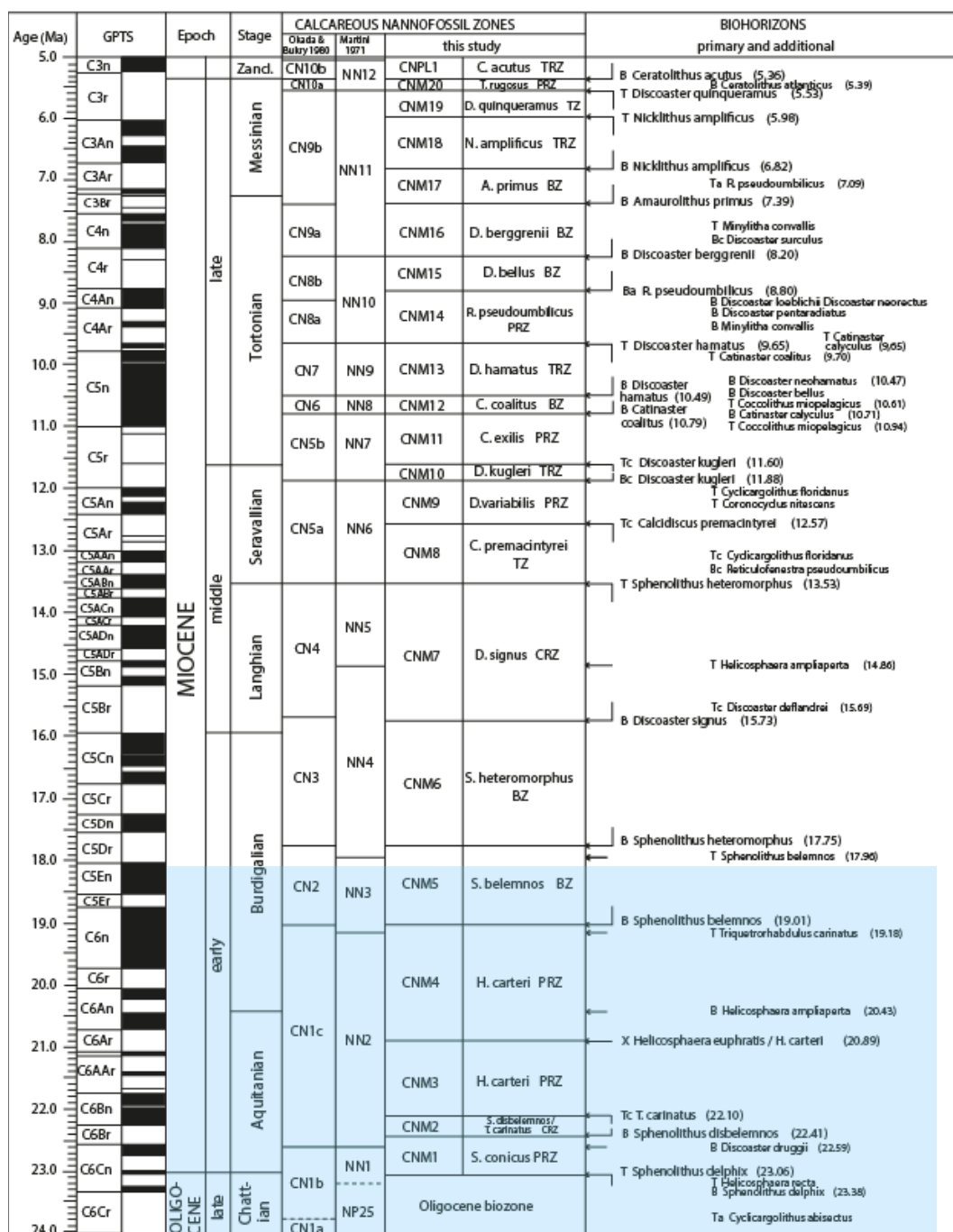


Figura 4.3 Biostratigrafia e Biocronologia a nannofossili calcarei del Neogene p.p.: sono riportate le biozonature di Martini (1971) e Okada and Bukry (1980). La Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) è quella di Lourens et al. (2004). Nel riquadro azzurro la porzione utilizzata in questo studio.



## 5 RISULTATI E DISCUSSIONE

### 5.1 Caratteristiche generali dell'associazione a nannofossili calcarei al Site IODP U1507B

Nella successione studiata sono stati analizzati un totale di 67 campioni, dal campione 371-U1507B-12R-CC\_28 (480 mbsf - meter below sea floor) al campione 371-U1507B-5R-7W\_71 (413.2 mbsf).

Il contenuto fossilifero è abbondante in quasi tutti i campioni fatta eccezione del campione 371-U1507B-12R-5W\_91, 371-U1507B-7R-7W\_28, 371-U1507B-7R-4W\_50 che presentano un'abbondanza inferiore. Al contrario dei campioni 371-U1507B-6R-5W\_(2/2), 371-U1507B-6R-CC\_4, 371-U1507B-8R-4W\_36, 371-U1507B-9R-1W\_70 che invece risultano essere molto abbondanti. Le abbondanze dei singoli campioni potrebbero essere legate al metodo di preparazione che non assicura l'utilizzo dello stesso quantità di materiale. Tuttavia la stessa disomogeneità potrebbe risultare anche da un'effettiva variazione di abbondanza dei nannofossili presenti nei singoli campioni.

La preservazione nel complesso è medio-buona fatta eccezione per alcuni campioni che hanno un grado di preservazione inferiore. Un solo campione presenta grado di preservazione E-3 (371-U1507B-7R-5W\_90) e contiene un grande quantitativo di frammenti di placoliti ed inoltre tantissimi esemplari appartenenti ai generi *Sphenolithus* e *Discoaster* che sono solitamente, ricristallizzati e quindi di difficile riconoscimento. Nei campioni analizzati il grado di ricristallizzazione è mediamente basso sebbene alcuni taxa (e.g., *Discoaster* e *Sphenolithus*) mostrino sempre un certo grado di ricristallizzazione secondaria costante per tutta la successione.

I generi più abbondanti presenti nell'associazione (Fig. 4.6) sono *Cyclicargolithus*, con abbondanze che vanno da 9.6 % a 59.4 %, in particolare per la presenza di *Cyclicargolithus floridanus* che è la specie dominante in tutti i campioni analizzati. Il genere, *Coccolithus*, entro cui la specie dominante è *C. pelagicus*, mostra percentuali fino a valori massimi di ca. 14.6%.

Inoltre, in tutti i campioni della successione risulta essere da comune a dominante la presenza di piccoli placoliti indeterminati (*small placoliths*) con percentuali che variano da ca. il 18 a circa il 77%. (Fig. 4.6; Fig. 4.5)

Il genere *Sphenolithus* (1.20-15.83 %) mostra valori piuttosto costanti nella prima parte della successione con localizzati picchi (Fig. 4.7). A circa 435 mbsf, la curva mostra una diminuzione in % di questo genere che è seguito da valori piuttosto omogenei con un andamento che si mantiene costante fino a ca. 428 mbsf. All'interno del genere *Sphenolithus*, la specie più abbondante è *S. moriformis* (ca. 13.546 %) e *S. dissimilis group* (ca. 3.17%). Esaminando la successione studiata, sono presenti numerose specie con abbondanze relativamente basse, ma con importante significato biostratigrafico quali *S. ciproensis*, *S. delphix*, *S. capricornutus*, *S. disbelemnus* and, *S. belemnus*. I conteggi su n/mm<sup>2</sup> condotti per le specie *S. delphix*, *S. capricornutus* si evidenziano come questi taxa mostrino un range di distribuzione davvero breve se confrontato con quelli di altri taxa all'interno dallo stesso genere. Inoltre, durante i conteggi sono state create due unità tassonomiche informali: *S. cf. delphix* e *S. cf. capricornutus* che pur avendo caratteristiche morfologiche molto simili rispettivamente a *S. delphix* e *S. capricornutus* se ne differenziano per aspetti significativi. In particolare, *Sphenolithus cf. delphix* è caratterizzato da una punta apicale più corta e da cicli laterali poco divergenti. *Sphenolithus cf. capricornutus* presenta biforcazioni delle spine apicali meno accentuate rispetto a *Sphenolithus capricornutus*. Tuttavia, confrontando i pattern di abbondanza ottenuti sul n/mm<sup>2</sup> si osserva che *Sphenolithus cf. delphix* e *Sphenolithus cf. capricornutus* hanno trend e distribuzioni simili.

Il genere *Discoaster* (0.5-17 %) mostra delle abbondanze relative mai superiori all'8 % fino a circa ca.430 mbsf, successivamente il genere subisce un aumento significativo (Fig. 4.8). La specie più comune è il *D. deflandrei*, che è anche presente nella variante a 7 e 5 raggi, ovvero *D. leroyi*. A 438 mbsf compare la specie *D. druggii*, taxon di grande rilevanza dal punto di vista biostratigrafico ma che, sfortunatamente, nella successione analizzata, mostra abbondanze molto basse (Fig. 4.4). All'interno di questo taxon si riconoscono tre morfotipi: > 15 µm, compreso tra 10 e 15 µm e <10 µm. Come già osservato, nella successione studiata spesso

esemplari ascrivibili al genere *Discoaster* presentano chiari processi di ricristallizzazione che rendono talvolta difficile la determinazione tassonomica a livello specifico.

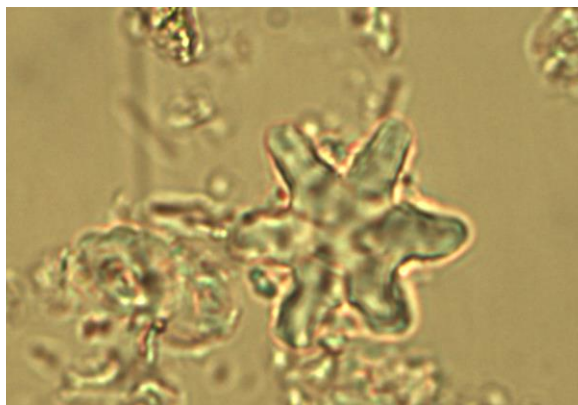


Figura 4.4 Esempio di *Discoaster cf. druggi* a nicols paralleli, 371-U1507B-7R-6W\_100.

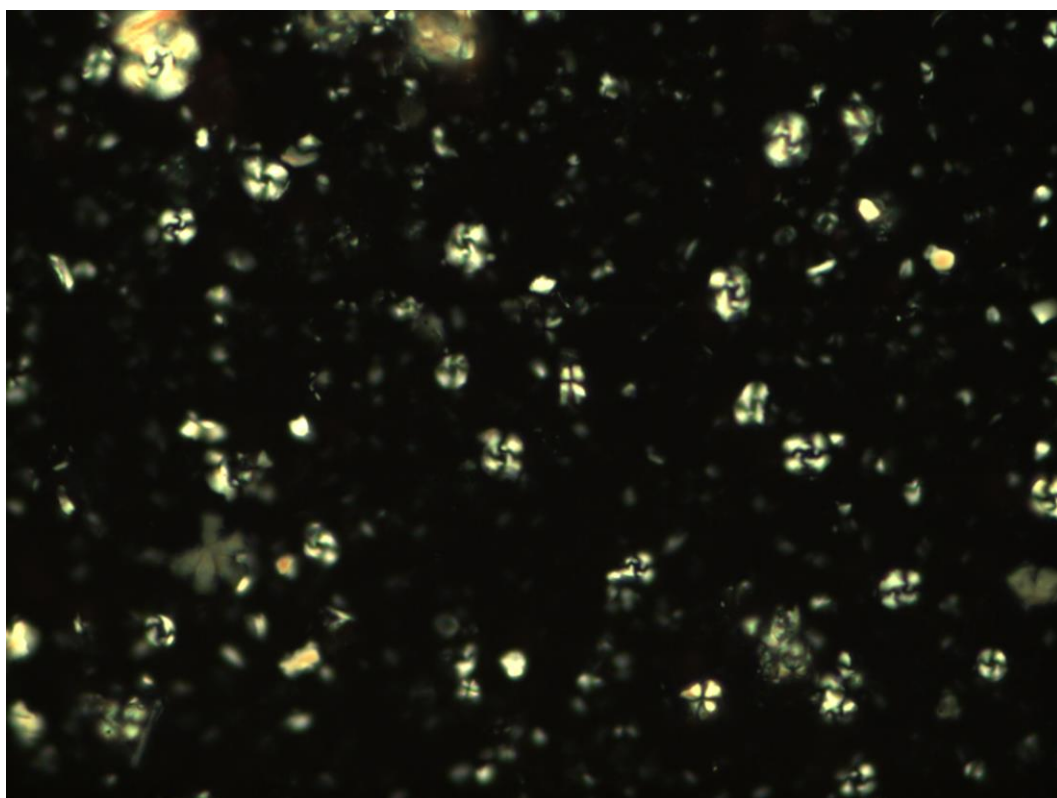


Figura 4.5 Immagine di un campo di visione (Field of view - FOV) al microscopio polarizzatore a nicols incrociati. Nella foto si osservano esemplari di *Cyclicargolithus floridanus* e *small placolith* che per l'intera successione dominano le associazioni a nannofossili calcarei, 371-U1507B-10R-1W\_90.

Altro genere presente è *Reticulofenestra* (ca. 0.5-3.5 %). Il pattern di abbondanza di questo genere evidenzia percentuali relativamente più alte nella parte bassa della

successione (Fig. 4.7). Qualche raro esemplare di *R. umbilicus* è stato osservato nei campioni analizzati, tuttavia, considerato il range stratigrafico di questa specie indice, (Eocene medio – Oligocene inferiore, Agnini et al., 2014) questa anomala presenza viene interpretata come evidenza di fenomeni di rimaneggiamento.

Il genere *Dictyococcites* (0-3.5%) è presente in maniera continua, seppur scarsa, fino a 453 mbsf (Fig. 4.8). Il genere include diversi taxa tra cui *D. bisectus*, *D. aff. bisectus* e *D. hesslandii*.

Infine, i generi *Helicosphaera* (Fig. 4.8) e *Triquetrorhabdulus* (Fig. 4.7) hanno abbondanze relative piuttosto basse, rispettivamente di 0-2.45% e di 0-1%. Entrambi i taxa mostrano pattern di abbondanza discontinui. La presenza di numerosi frammenti di esemplari di *Triquetrorhabdulus* ha prodotto una sottostima delle abbondanze relative poiché solo gli esemplari che rappresentino più del 50% dell'esemplare intero sono stati inclusi nei conteggi (Fig.4.10)

I generi con percentuali inferiori sono stati riportati nella categoria “altro” e comprendono: *Pontosphaera*, *Umbilicosphaera*, *Coronocyclus*, *Inselithina*, *Ercisonia* e nannofossili indeterminati o rimaneggiati (Fig.4.7)

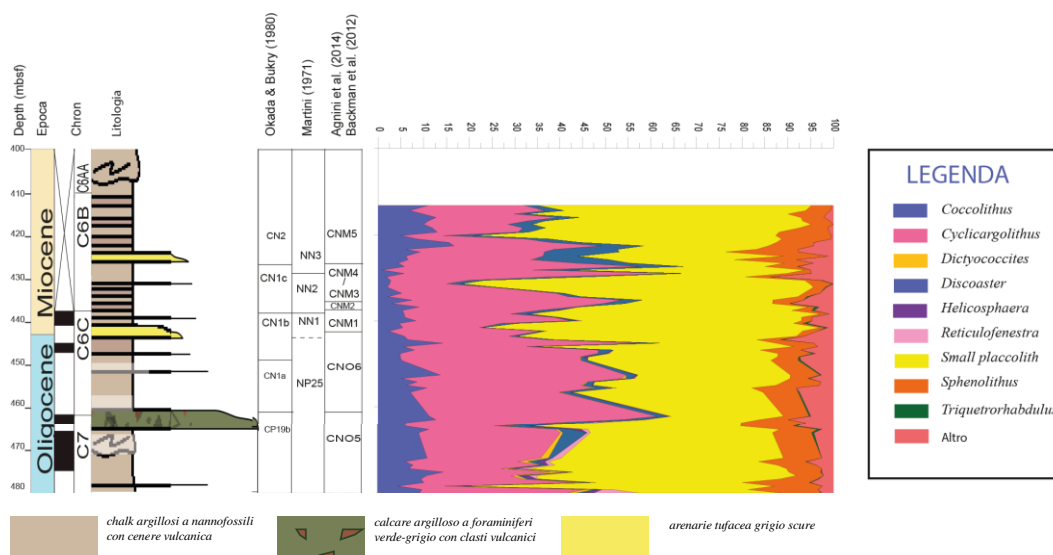


Figura 4.6 Grafico delle abbondanze relative (%) cumulative dei generi che formano l'associazione a nannofossili calcarei nell'intervallo studiato al Site U1507. Sulla sinistra sono riportati profondità (mbsf), epoca, Chron, litologia e biostratigrafia (CP Okada and Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CNO Agnini et al., 2014; CNM Backman et al., 2012). Sulla destra è riportata la legenda dei generi.



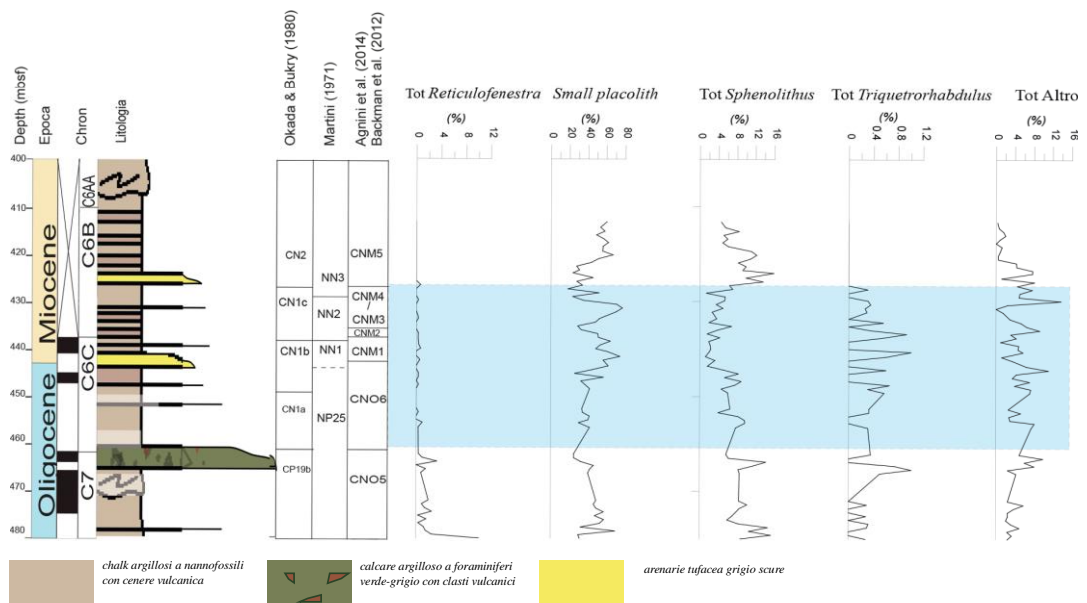


Figura 4.7 Grafico delle abbondanze relative (%) dei generi che formano l'associazione a nannofossili calcarei al Site U1507B. Sulla sinistra sono riportati profondità (mbsf), epoca, Chron, litologia, biostratigrafia (CP Okada and Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CNO Agnini et al., 2014; CNM Backman et al., 2012). La fascia in azzurro segna l'intervallo preso in esame in questo studio.

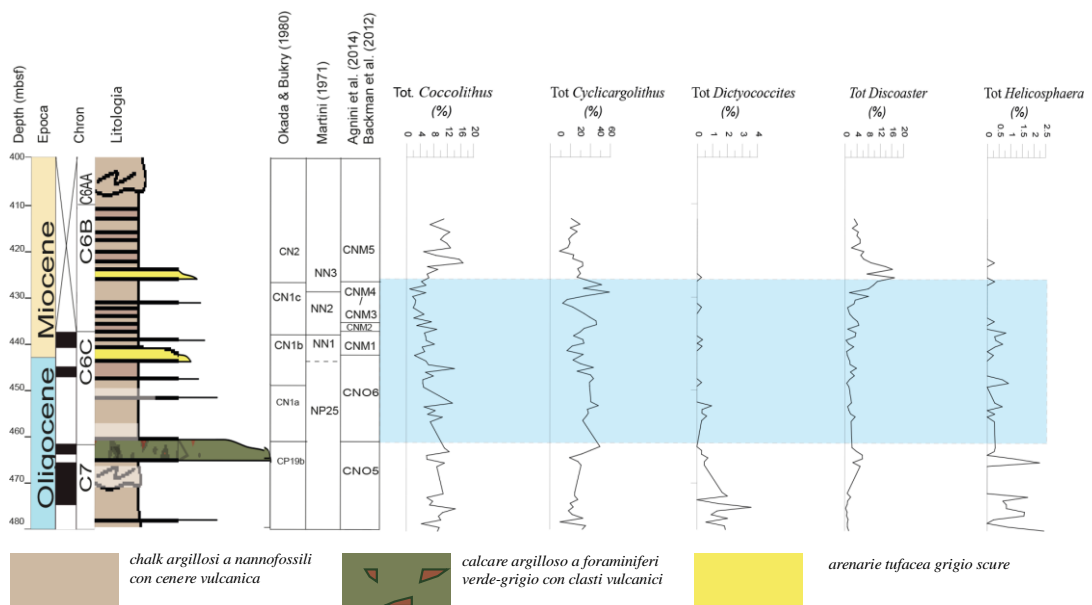


Figura 4.8 Grafico delle abbondanze relative (%) dei generi che formano l'associazione a nannofossili calcarei al Site U1507B. Sulla sinistra sono riportati iprofondità (mbsf), epoca, Chron, litologia, biostratigrafia (CP Okada and Bukry, 1980; NP Martini, 1971; CNO Agnini et al., 2014; CNM Backman et al. 2012). La fascia in azzurro segna l'intervallo preso in esame in questo studio.

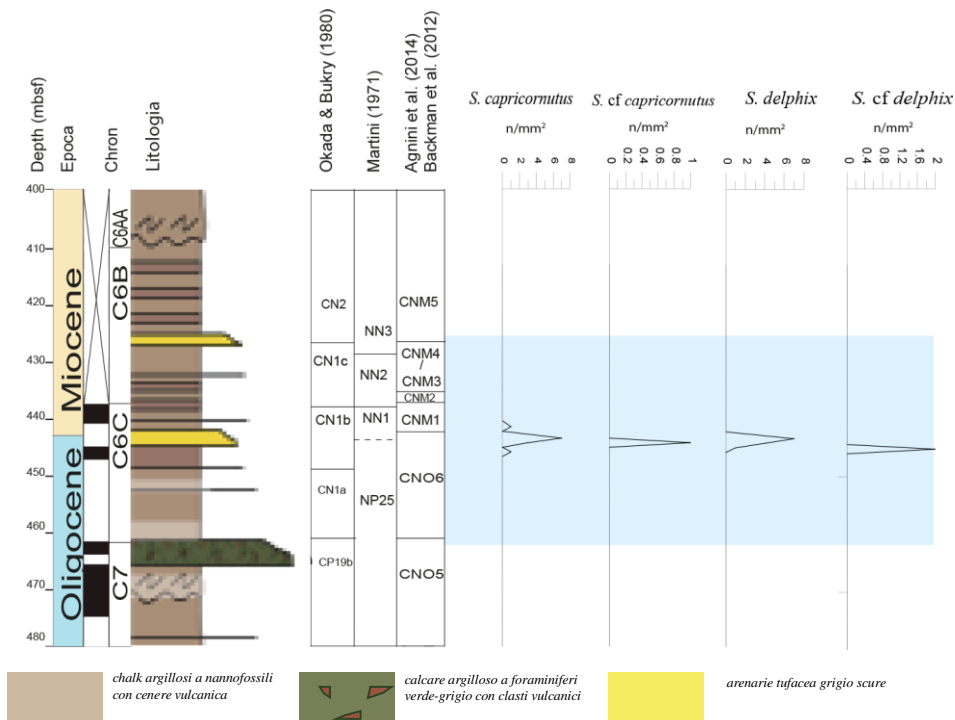


Figura 4.9 Abbondanza ( $n/mm^2$ ) di *S. delphix*, *S. cf delphix*, *S. capricornutus* e *S. cf capricornutus*. I pattern di abbondanza mostrano abbondanze simili. *S. cf delphix* e *S. cf capricornutus* hanno morfologie molto simili a *S. delphix* e *S. capricornutus*. Sulla sinistra vengono riportati profondità (mbsf), epoca, Chron, litologia, biostratigrafia (CP Okada and Bukry, 1980; NP-NN Martini, 1971; CNO Agnini et al., 2014; CNM Backman et al., 2012). In azzurro l'intervallo preso in esame.

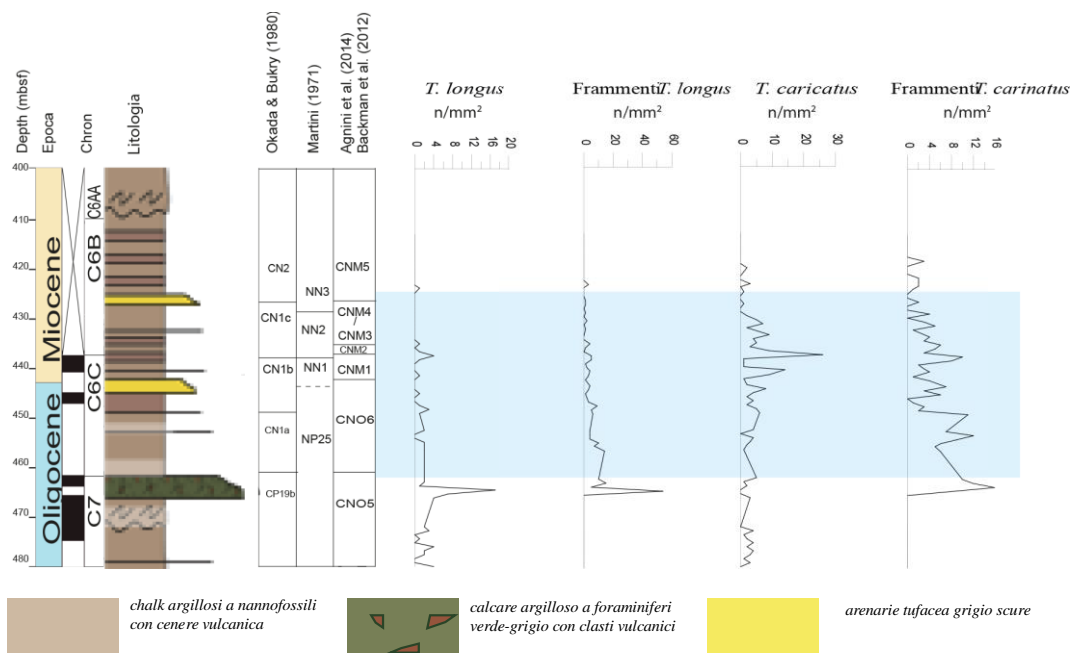


Figura 4.10 Abbondanza ( $n/mm^2$ ) di *T. carinatus* e *T. longus* messe in relazione al quantitativo di frammenti. Al Site U1507B il conteggio delle specie appartenenti al genere *Triquetrorhabdulus* è stato sottostimato per via dei numerosi frammenti. Nella parte sinistra vengono riportati profondità (mbsf), epoca, Chron, Litologia, biostratigrafia (CP Okada and Bukry, 1980; NP-NN Martini, 1971; CNO Agnini et al., 2014; CNM Backman et al., 2012). In azzurro l'intervallo preso in esame.

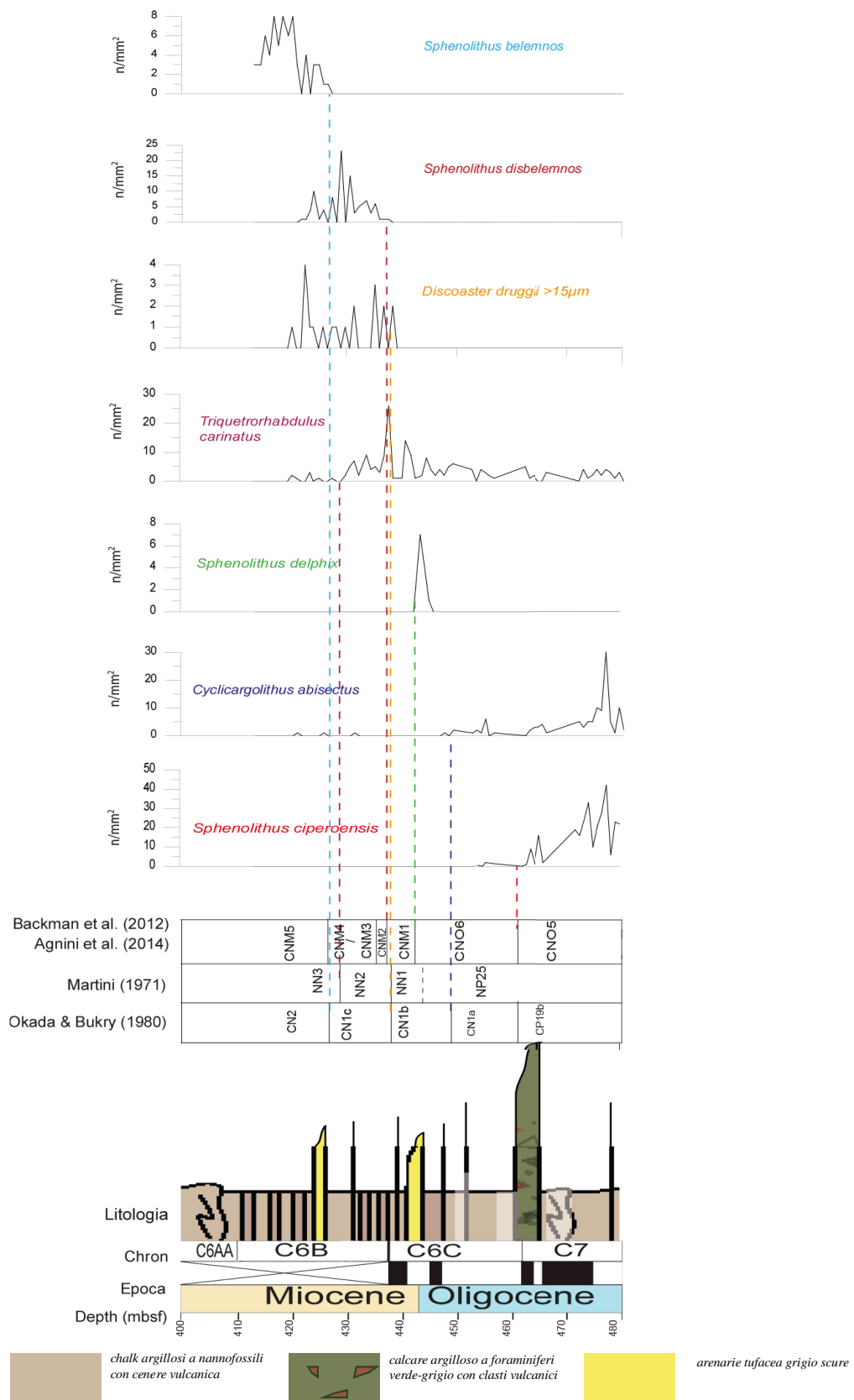


Figura 4.11 Principali taxa utilizzati nella biostratigrafia. Le linee tratteggiate colorate collegano il biorizzonte con il Top o Base utilizzato. Il nome di ogni taxon ha lo stesso colore della linea tratteggiata che lo caratterizza. Sulla sinistra sono riportati: profondità (mbsf), epoca, Chron, Litologia, biostratigrafia (CP Ohada and Bukry, 1980; NP-NN Martini, 1971; CNO Agnini et al., 2014; CNM Backman et al., 2012).

## 5.2 Biostratigrafia a nannofossili calcarei al Site IODP U1507B

### 5.2.1 I biorizzonti della zonatura standard

Nel paragrafo seguente vengono descritti i biorizzonti utilizzati nelle zonature standard (Martini, 1971; Okada and Bukry, 1980) che sono stati riconosciuti nell'intervallo studiato o che servono ad inquadrare la successione dal punto di vista stratigrafico (Fig. 4.11; Tabella 4.2)

In appendice vengono fornite tre tavole fotografiche contenenti le microfotografie dei taxa biostratigraficamente più significativi (Tavola1-3).

#### Top *Sphenolithus ciperensis* (base Subzona CN1a)

Nella successione studiata *S. ciperensis* è presente già a partire dal primo campione 371-U1507B-12R-CC\_14 (480 mbsf). La sua scomparsa (T) è stata osservata tra il campione 371-U1507B-11R-1W\_90 (462.6 mbsf) e 371-U1507B-11R-1W\_10 (461.97 mbsf). In letteratura la scomparsa (T) di *S. ciperensis* segna la base della Subzona CN1a (Okada and Bukry, 1980). La presenza di *S. ciperensis* sin dalla base della successione indica che quest'ultima è ascrivibile alla Biozona CN1a

#### *Helicosphaera recta*

*Helicosphaera recta* mostra abbondanze rare e una distribuzione discontinua, per questa ragione non è stato possibile posizionare questo biorizzonte che già in passato era stato considerato poco affidabile (Perch-Nielsen, 1985).

#### Top *Cyclicargolithus abisectus* (top Subzona CN1a)

Nella successione studiata *Cyclicargolithus abisectus* è presente già dal primo campione. La sua scomparsa è stata osservata tra il campione 371-U1507B-9R-5w-\_50 e 371-U1507B-4W\_118 (448.8 mbsf). In letteratura il Top di *C. abisectus* definisce la base il top della Subzona CN1b (Okada and Bukry, 1980).

#### Base *Discoaster druggi* (base zona NN2; base Subzona CN1c)

La comparsa (Base) di *Discoaster druggii* nella successione studiata è osservata i tra i campioni 371-U1507B-8R-5W\_42 e 371-U1507B-8R-4W\_116 (438.8 mbsf). La comparsa di *D. druggii* in letteratura segna la base della Zona NN2 (Martini 1971) e coincide con la base della Subzona CN1c.

Top *Triquetrorhabdulus carinatus* (base Zona NN3)

La scomparsa (T) di *T. carinatus* all'interno della successione analizzata cade tra i campioni 371-U1507B-7R-5W\_90 e 371-U1507B-5W\_10 (429.9 mbsf). Come già ribadito, le abbondanze di questo taxon sono state probabilmente sottostimate a causa dei numerosi frammenti. Il top (T) di *T. carinatus* definisce la base della Zona NN3 (Martini, 1971).

Base *Sphenolithus belemnus* (Base Zona CN2)

Nella successione studiata *S. belemnus* compare tra 371-U1507B-7R-3W\_70 e 371-U1507B-7R-2W\_145 (427 mbsf). I dati della comparsa sono consistenti con dati preliminari di bordo che pongono la base di questo taxon tra i campioni 371-U1507B-6R-CC\_16-26 e 371-U1507B-7R-3W\_70 (425.81 mbsf).

*Sphenolithus belemnus* definisce la base della zona CN2 (Okada and Bukry, 1980). L'assenza di esemplari ascrivibili a questa specie nei campioni analizzati indica che la parte alta della successione appartiene alla Subzona CN1c.

### 5.2.2 I biorizzonti addizionali

I biorizzonti delle biozonature standard (Martini, 1971; Okada and Bukry, 1980) sono stati utilizzati per la classificazione biostratigrafica della successione analizzata al Site U1507. Tuttavia, allo scopo di migliorare la risoluzione biostratigrafica e di integrare le zonature standard con gli schemi proposti da Agnini et al. (2014) per il Paleogene e Backman et al. (2012) per il Neogene sono stati utilizzati i biorizzonti proposti in queste due recenti biozonature.

Top *Sphenolithus delphix* (base Zona CNM1)

La scomparsa di *S. delphix* definisce la base della Zona CNM1 e approssima il limite cronostratigrafico tra Oligocene e Miocene, ovvero il limite Chattiano -Aquitano.

Nella sezione esaminata, il Top di *S. delphix* è stato osservato tra i campioni 371-U1507B-9r-1W\_70 e 371-U1507B-8R-CC\_15 (443 mbsf). Questo risultato è coerente con i dati di bordo (442.24 mbsf).

Base *Sphenolithus disbelemnus* (base Zona CNM2)

La successione studiata mostra la Base (B) di *S. disbelemnus* tra i campioni 371-U1507B-8R-4W\_116 e 371-U1507B-8R-4W\_36 (438 mbsf), valore simile a quello ottenuto a bordo durante la 438.7 (mbsf).

Top common *Triquetrorhabdulus carinatus* (base Zona CNM3)

La curva di *T. carinatus* mostra un incremento dei valori a circa 442 mbsf. Il trend mostra un picco in corrispondenza del campione 371-U1507B-8R-4W\_36 seguito da una diminuzione. Il Top common (Tc) è posizionato tra i campioni 371-U1507B-8R-3W\_90 e 371-U1507B-8R-3W\_10 (436.4 mbsf). Il Top common di *T. carinatus* definisce la base della zona CNM3, e ricade all'interno della zona NN2 (Martini, 1971) e della Subzona CN1c (Okada and Burky, 1980).

Cross-over tra *Helicosphaera euphratis* / *H. carteri* (base Zona CNM4)

Il cross-over in abbondanza tra *Helicosphaera euphratis* e *H. carteri* non è stato osservato in questa successione. Le basse abbondanze dei due taxa hanno reso difficile il posizionamento di questo biorizzonte. Di conseguenza non è stato possibile stabilire la posizione della base della Zona CNM4. Per questo si è scelto di utilizzare la Zona indifferenziata CNM3-CNM4.

Base *Sphenolithus belemnus* (base Zona CNM5)

Nella sezione studiata la base di *S. belemnus* è stata osservata tra i campioni 371-U1507B-7R-3W\_70 e 371-U1507B-7R-2W\_145 (427 mbsf), dato compatibile con i dati di bordo (425.81 mbsf). La presenza di *S. belemnus* fino al top della successione e l'assenza di *S. heteromorphus* indica che il top della sezione appartiene alla Zona CN2 (Okada and Bukry, 1980), ovvero alla Zona NN3 (Martini, 1971) o, in alternativa alla Zona CNM5 (Backman et al., 2012).

### 5.3 Classificazione biostratigrafica della sezione

Dai dati discussi nel paragrafo precedente si evince che l'intervallo della sezione studiata al Site U1507 si estende dal punto di vista cronostratigrafico dall'Oligocene superiore al Miocene inferiore, più specificatamente dal Chattiano superiore al Burdigaliano.

Seguendo le biozonature standard la successione presa in esame si estende dalla Zona NP25 alla Zona NN3 (Martini, 1971), mentre secondo la biozonatura di Okada and Bukry (1980) si estende dalla Subona CP19b alla Zona CN2.

Secondo le biozonature più recenti, la sezione si estende dalla Zona CNO5 (Agnini et al., 2014) e la Zona CNM5 (Backman et al., 2012).

### 5.4 Biocronologia a nannofossili calcarei al Hole U1507B

I dati ottenuti dalle analisi eseguite a bordo hanno permesso la costruzione di un grafico età-profondità (age-depth plot; Fig. 4.12)), da cui sono state ricavate le velocità di sedimentazione.

Il grafico mostra in ascissa le età relative ai singoli biorizzonti espresse in Ma disponibili in letteratura, ed in ordinata le loro relative profondità (mbsf). A causa dell'alto flusso di lavoro e, talvolta, della mancanza di dati, non è possibile integrare i dati acquisiti in modo completo e quindi si preferisce fornire il dato magnetostratigrafico e il dato biostratigrafico grezzo.

Durante questo lavoro di tesi si sono utilizzati i reversal magnetostratigrafici come tie-point e il modello di età così costruito è servito per calibrare il dato biocronologico (l'età) dei singoli biorizzonti in maniera indipendente, non utilizzando i dati di letteratura. In particolare, le età dei biorizzonti sono state calcolate assumendo che tra reversal successivi la velocità di sedimentazione rimanga costante. Inoltre, per l'età dei reversal è stata utilizzata la GTS2012.

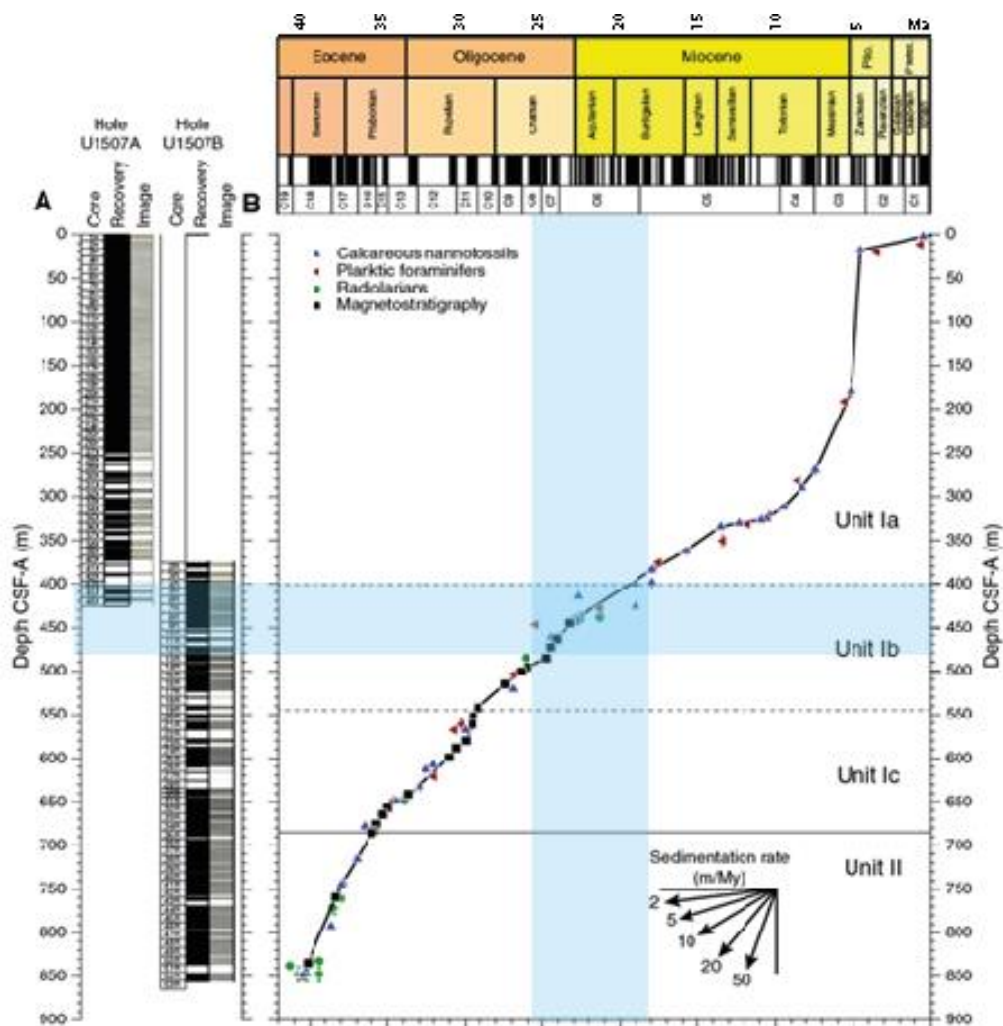


Figura 4.12 Age-depth model ottenuto dai dati di bordo al Site IODP U1507. Sulla sinistra sono riportati: depth (mbsf), carota, recupero (in nero) e immagini delle carote del Site IODP U1507. A destra unità litostatigrafiche (Unità I e II). L'inclinazione delle frecce indicano i valori dei tassi di sedimentazione (Sutherland et al., 2019). In alto la Timescale adottata (GTS 2012).

Questo ha quindi consentito di confrontare i dati biocronologici di letteratura con quelli calcolati con il modello di età appena descritto. Il modello di età ottenuto e le relative velocità di sedimentazione risultano coerenti con il modello età-profondità costruito con i dati di bordo (Tab. 4.2)

Nel dettaglio, le velocità di sedimentazione si mantengono simili con valori che oscillano tra 18 e 26 m/Myra fino ad una profondità di 443.625 mbsf. (Fig. 4.13).



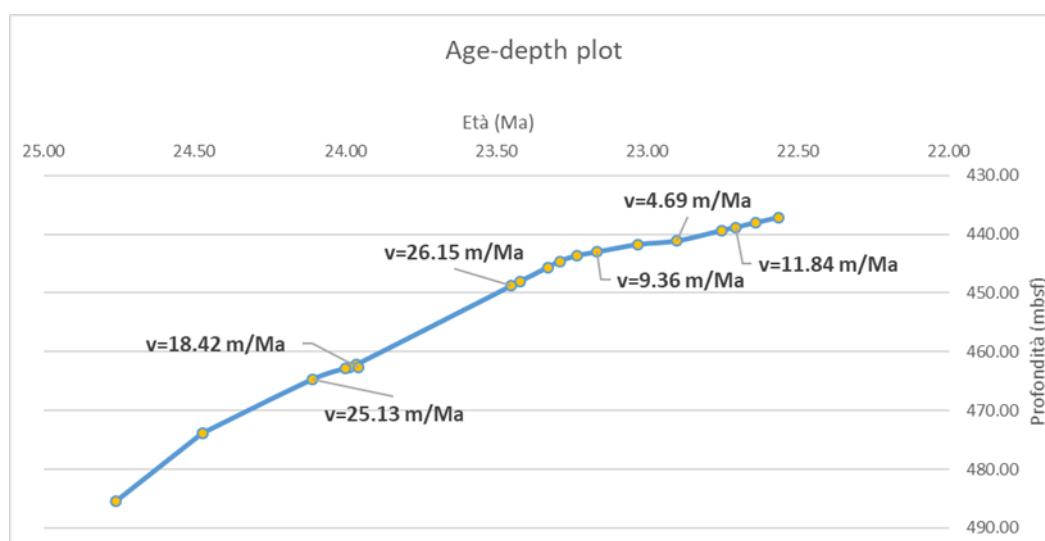


Figura 4.13 Age-depht plot: il modello di età è stato costruito utilizzando i reversal magnetostratigrafici di bordo (Sutherland et al., 2019) e la Timescale GTS2012. Sulla base di questo modello di età sono stati calibrati gli eventi a nannofossili calcarei

Al limite Oligocene-Miocene i tassi di velocità si riducono fino ad arrivare a 4 m/Myr alla profondità intorno a 441.125 mbsf. Dalla profondità di 439.435 mbsf i valori ritornano a crescere e si mantengono costanti intorno a ca. 12 m/Myr (12 cm/kyr). Questi valori sono concordi con quelli ottenuti preliminarmente a bordo (Fig 4.12). Purtroppo, i dati magnetostratigrafici di bordo non sono disponibili per l'intera sezione presa in esame, mancano infatti i dati della parte superiore della successione. Per la datazione dei Tc e Top (T) *Triquetrorhabdulus carinatus*, e della Base (B) di *Sphenolithus belemnus* si sono utilizzati i valori di letteratura (Backman et al., 2012).

La variazione di velocità in prossimità del limite Oligocene-Miocene corrisponde anche ad una variazione della litologia. Ciò non sorprende poiché molti record al limite Oligo-Miocene risultano di fatto condensati (Norris et al., 2014; Pälike et al., 2006) se non addirittura affetti da hiatus. Questa diminuzione dei tassi di accumulo è di solito legata all'evento Mi-1 che avrebbe causato una perturbazione globale e una condensazione delle successioni documentanti quell'intervallo.

Utilizzando i reversal magnetostratigrafici è stato possibile calcolare l'età in Ma per la Base della sezione studiata a 480 mbsf. Per il calcolo dell'età del Top della sezione a 413.2 mbsf si è utilizzato, invece, il dato biocronologico di letteratura (Backman et al.2012) della Base di *S. belemnus* e si è assunta costante la velocità di sedimentazione dell'ultimo tratto della sezione. L'età della Base e del Top della

sezione risultano essere rispettivamente 24.62 Ma e 17.86 Ma, per una durata totale di 6.76 Myr.

Confrontando i dati di età e le posizioni all'interno dei relativi Chron ricavati in questo studio con i dati da Backman et al. (2012) e Agnini et al. (2014) si osserva come la stima di età del Top *S. ciproensis* varia di quasi 400 Kyr. Questa differenza è probabilmente dovuta ad un problema legato al range di distribuzione di questo taxa che risulta essere discontinuo nella parte finale del suo range di distribuzione. Si osserva la Base di *S. disbelemnus* è stata osservata entro il C6Cn.1n, mentre è riportata nel Chron essere C6Br da Backman et al. (2012): Questa inconsistenza produce una differenza di 0.23 Myr per la Base di *S. disbelemnus* (Tab 4.1)

Evento	Età (Ma) (this study)	Chron (this study)	Età (Ma) (letteratura)	Chron (letteratura)	Differenza di età (Ma)
B. <i>S. disbelemnus</i>	22.64	C6Cn.1n	22.41	C6Br	0.23
B. <i>D. druggii</i>	22.71	C6Cn.1n	22.59	C6Cn.1n	0.12
T. <i>S. delphix</i>	23.17	C6Cn.2r	23.06	C6Cn.2r	0.11
B. <i>S. delphix</i>	23.33	C6Cr	23.38	C6Cr	0.05
T. <i>D. bisectus</i>	23.99	C7n.1n		C7n	
T. <i>S. ciproensis</i>	23.99	C7n.1n	24.36	C7n	0.37

Tabella 4.1 Tabella riepilogativa delle età (Ma) e dei Chron per singolo biorizzonte. Si riportano i dati ottenuti in questo lavoro di tesi e i dati di letteratura: In particolare per la Base di *S. disbelemnus* e la Base di *D. druggii* si sono utilizzati i dati di Backman et al. (2012), mentre per la Base e il Top di *S. delphix*, il Top di *D. bisectus* e il Top di *S. ciproensis*, i dati sono quelli di Agnini et al. (2014).

Evento	età evento (Ma)	campione top	campione base	mid point (mbsf)	Chron
B. <i>S. belemnus</i>	19.01	371-U1507B-7R-2W_145	371-U1507B-7R-3W_70	427.00	C6n
T. <i>T. carinatus</i>	19.18	371-U1507B-7R-5W_90	371-U1507B-7R-5W_10	429.40	C6n
Tc. <i>T. carinatus</i>	22.10	371-U1507B-8R-3W_10	371-U1507B-8R-3W_90	436.40	C6Bn
B. <i>S. disbelemnus</i>	22.64	371-U1507B-8R-4W_116	371-U1507B-8R-4W_36	438	C6Cn.1n
B. <i>D. druggii</i>	22.71	371-U1507B-8R-5W_42	371-U1507B-8R-4W_116	438.8	C6Cn.1n
T. <i>S. delphix</i>	23.16	371-U1507B-9R-1W_70	371-U1507B-8R-CC_15	443	C6Cn.2r
B. <i>S. delphix</i>	23.33	371-U1507B-9R-2W_80	371-U1507B-9R-3W_22	445.6	C6Cr
T. <i>C. abisectus</i>	23.45	371-U1507B-9R-4W_118	371-U1507B-9R-55_50	448.8	C6Cr
T. <i>S. ciproensis</i>	23.98	371-U1507B-11R-1W_10	371-U1507B-11R-1W_90	462.6	C7n.1n
T. <i>D. bisectus</i>	23.95	371-U1507B-11R-1W_10	371-U1507B-11R-1W_90	462.6	C7n.1n

Tabella 4.2 I Biorizzonti a nanofossili calcarei osservati al Hole U1507B. La posizione dei biorizzonti corrisponde al punto medio tra i due campioni che definiscono il biorizzonte. La biocronologia è quella ottenuta in questo lavoro. Per la Base di *S. belemnus*, il Top di *T. carinatus*, il Top common di *T. carinatus* le calibrature sono quelle di Backman et al (2012).

### 5.4.1 Limite Oligocene-Miocene: confronto con altre sezioni

Mettendo a confronto i dati biostratigrafici provenienti dallo studio della successione al Hole U1507B con la sezione di Lemme-Carrosio, GSSP della base dell'Aquitaniense, si osserva che il Top di *S. delphix* si trova in posizioni diverse rispetto ai dati magnetostratigrafici. Nello specifico nella sezione di Lemme-Carrosio (Fig.1; Steininger et al., 1997), il Top di *S. delphix* cade entro il Chron C6Cn.2n, mentre nella sezione esaminata l'evento è stato osservato entro il Chron C6Cn.2r, con conseguente diversa posizione rispetto al limite cronostratigrafico. Poiché la Base dell'Aquitaniense coincide con la base del Chron C6Cn.2n, nella sezione di Lemme-Carrosio il Top di *S. delphix* ha età aquitaniana mentre al Hole IODP U1507B esso è ha età chattiana.

Un ulteriore confronto tra i dati ricavati al Hole U1507B e altre successioni di letteratura, come ad esempio i Site ODP 926 e 929 (Ceara Rise) e 1090 (Agulhas Ridge) e il Site IODP-U1405A (J-Anomaly Ridge), mette in evidenza come i risultati di questo lavoro siano consistenti con i dati provenienti dall'Atlantico. In particolare, i dati mostrano che il Top di *S. delphix* e la Base di *S. disbelemnos* cadono rispettivamente all'interno dei Chron C6Cn.2r e C6Cn.1r (Fig. 4.14; Pälike et al., 2006; Norris et al., 2014).

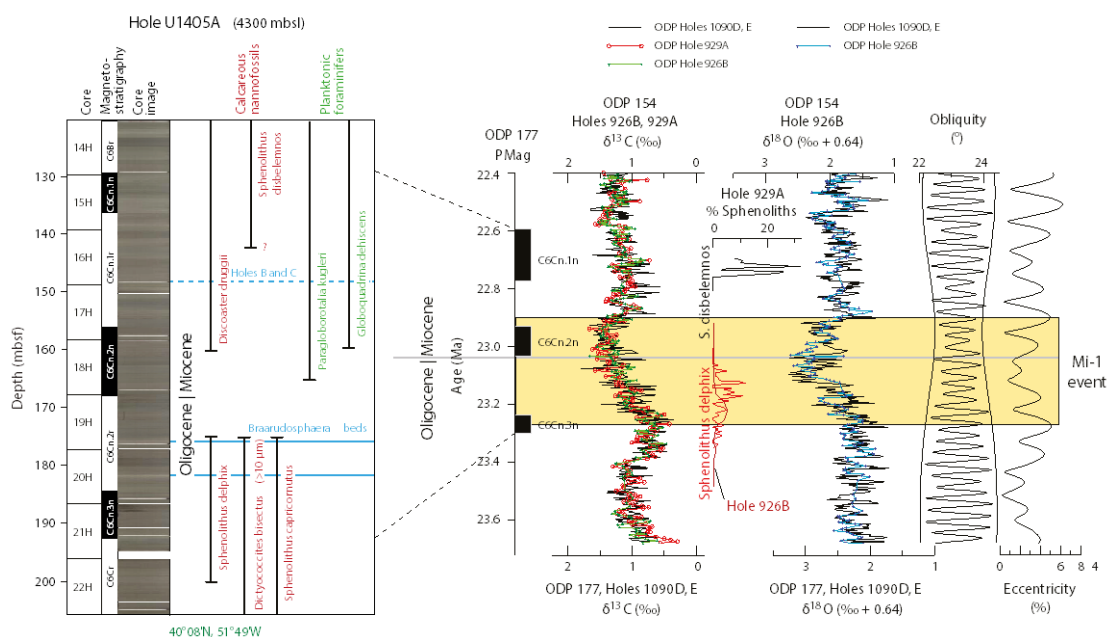


Figura 4.14 La transizione Oligocene- Miocene al Site IODP U1405 (Norris et al., 2014).



## 6 Conclusioni

Lo studio delle associazioni a nannofossili calcarei al pozzo IODP 1507B eseguito in questo lavoro di tesi ha permesso di analizzare la successione da un punto di vista biostratigrafico e biocronologico. In accordo con le biozonature standard, la sezione si estende dalla Zona NP25 alla zona NN3 (Martini, 1971), secondo la biozonatura di Okada and Bukry (1980) si estende dalla Subzona CP19b alla Zona CN2. La presenza fino dal primo campione analizzato di *S. ciproensis* indica che la base della successione cade entro la Zona NP25 (Subzona CP19b o Zona CNO5 Martini, 1971; Okada and Bukry, 1980, Agnini et al., 2014). La presenza di *Sphenolithus belemnus* nell'ultimo campione analizzato e l'assenza di *S. heteromorphus* nell'ultimo campione analizzato indicano che la parte superiore della successione cade entro la zona NN3 (Martini, 1971), ovvero CN2 (Okada and Bukry, 1980), ovvero o CNM5 (Backman et al., 2012).

Da un punto di vista cronostratigrafico la sezione si estende dal Chattiano (Oligocene superiore) al Burdigaliano (Miocene inferiore).

L'età calcolata in questo studio per il Top di *S. ciproensis* si discosta di circa 0.4 Ma rispetto ai dati di letteratura (Agnini et al., 2014). Nonostante questa differenza piuttosto marcata, il nuovo modello di età mostra come invece tutti gli altri dati ottenuti siano comparabili con i dati di letteratura.

Utilizzando i reversal magnetostratigrafici per il calcolo dell'età della base della sezione e il dato biocronologico di letteratura (Backman et al. 2012) della Base di *S. belemnus* per l'età del Top della sezione e ipotizzando costante la velocità di sedimentazione dell'ultimo tratto è stata calcolata la durata della sezione stessa che risulta essere di circa 7 Myr.

Le velocità di sedimentazione ottenute hanno valori di circa 16-26 m/Myr fino ad una profondità di circa 443.63 mbsf. Nel tratto successivo i valori diminuiscono fino ad arrivare a 4 m/yr alla profondità di 441.13 mbsf. In questo intervallo è documentato il limite Oligocene-Miocene e le variazioni di velocità osservate possono essere probabilmente collegate all'evento Mi-1. I valori del tratto successivo tornano a salire mostrando valori costanti di circa 12 m/Myr.

Comparando i dati biocronologici ottenuti in questo studio con quelli disponibili in letteratura (Backman et al., 2012; Agnini et al., 2014) si osserva che la Base di *S. disbelemnus* è stata osservata entro il C6Cn.1n, mentre Backman et al. (2012) la riportano occorrere entro il Chron C6Br.

Infine, un ulteriore confronto è stato fatto tra i dati biostratigrafici della successione analizzata al Hole U1507B e la sezione di riferimento per il limite Oligocene-Miocene (Lemme-Carosio, Steininger et al., 1997). Si osserva come le posizioni del Top di *S. delphix* tra la sezione di riferimento e quella studiata differiscano rispetto al dato magnetostratigrafico e quindi anche rispetto al limite cronostratigrafico. Nella sezione di Lemme.Carosio (GSSP Aquitaniano) il Top di *S. delphix* cade entro il Chron C6Cn.2n mentre nella sezione esaminata al pozzo IODP U1507B questo stesso evento è stato osservato prima e, in particolare, entro il Chron C6Cn.2r.

Un ulteriore raffronto con altre successioni disponibili in letteratura mostra che i risultati ottenuti al Hole U1507B sono estremamente consistenti con i risultati disponibili dall'Atlantico meridionale, equatoriale e settentrionale. (Pälike et al., 2006; Norris et al., 2014).

## Bibliografia

**Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälke H., Backman J., Rio D. 2014.** Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low to middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*. 2014, Vol. 47 (2), p. 131-181.

**Agnini C., Monechi S., Raffi I. 2017.** Calcareous nannofossil biostratigraphy: historical background and application in Cenozoic chronostratigraphy. *Lethaia*. 2017, Vol. 50, p. 447-463.

**Aitchison J.C., Ali J.R., Davis A.M. 2007.** When and where did India and Asia collide? *Journal of Geophysical Research:Solid Earth*. 2007, 112 (B5):B05423.

**Aubry, M. P. 2014.** Biostratigraphy. *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Springer : Rink W. J and Thompson J.W., 2014, p. 1-35.

**Backman J., Raffi I., Rio D., Fornaciari E., Palike H. 2012.** Biozonation and biochronology of Miocene through Pleistocene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletter on Stratigraphy*. 2012, 45, p. 221-244.

**Beddow H.M., Liebrand D., Sluij A., Wade B.S., Lourens L.J. 2016.** Global change across the Oligocene-Miocene transition:High-resolution stable isotope records from IODP Site U1334 (equatorial Pacific Ocean). *Paleoceanography*. 2016, Vol. 31, p. 81-97.

**Bizon G., Miller C. 1977.** Remarks on some Biostratigraphic problems in the Mediterranean Neogene. *International Symposium on Structural History of the Mediterranean Basins, Split (Yugoslavia), (25-29 October,1976)*. s.l. : Biju-Duval B., Montadert L. eds, 1977, p. 381-390.

**Bizon G., Muller C., 1979.** Remarks on the Oligocene/Miocene boundary based on results obtained from the Pacific and the Indian Ocean:VIIth International Congress on Mediterranean Neogene, Athens. *Annales Geologiques des Pays Helleniques, Tomehors serie*. 1979, Vol. 1, p. 101-111.

- Bown P.R., Young J.R., 1998.** Techniques. In: Bown, P.R., Ed., *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publications Series.* 1998, p. 16-28.
- Bramlette M.N., and Riedel W.R. 1954.** Stratigraphic value of discoaster and some other microfossils related to recent coccolithophores. *Journal of Paleontology.* 1954, 28, p. 385-403.
- Brownlee C., and Taylor A. 2004.** Calcification in Coccolithophores: a cellular perspective. *Coccolithophores-From Molecular Processes to Global Impact.* Springer : Thiersten H.R., and Young J.R. (eds), 2004, p. 31-49.
- Bukry, D. 1975.** Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, north-western Pacific Ocean, Deep sea Drilling Project Leg 32. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.* 1975, 32, p. 677-701.
- . **1973.** Low latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project.* 1973, 15, p. 685-703.
- Cande S.C, Stock J.M., Muller R.D., Ishihara T. 2000.** Cenozoic motion between east and west Antarctica. *nature.* 2000, Vol. 404 (6774), p. 145-150.
- Cande S.C., Patriat P., Dymant J. 2010.** Motion between the Indian, Antarctic and African plates in the early Cenozoic. *Geophysical Journal International.* 2010, Vol. 183, 1, p. 127-149.
- Cande, S.C., and Stock, J.M. 2004.** Pacific-Antarctic-Australia motion and the formation of the Macquarie plate. *Geophysical Journal International, 157(1).* 2004, p. 399-414.
- Caress D.W., Menard H.W., Hey R.N. 1998.** Eocene reorganization of the Pacific-Farallon spreading center north of the Mendocino Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 1998, 93 (B4), p. 2813-2838.
- Copeland P. 1997.** [aut. libro] Ruddiman W.F. *Tectonic Uplift and climate Change.* Plenum, New York : s.n., 1997.
- Dallanave E., Agnini C., Bachtadse V., Muttoni G., Crampton J.S., Strong C.P., Hines B.R., Hollis C.J., Slotnick B.S. 2015.** Early to middle Eocene magneto-biochronology of the southwest Pacific Ocean and climate influence on sedimentation: insights from the Mead Stream section, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin.* 2015, 127 (5-7), p. 643-660.



**DeConto R.M., Pollard D. 2003.** Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by Declining atmospheric Co<sub>2</sub>. *Nature*. 2003, 421 (6920), p. 245-249.

**Deconto R.M., Pollard M., Wilson P.A., Palike H., Lear C., Pagani M. 2008.** Thresholds for Cenozoic bipolar glaciation. *Nature*. 2008, Vol. 455 (7213), p. 652-656.

**Flower B.P., Kennett J.P. 1994.** The middle Micene climatic transition: East Antarctic ice sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1994, Vol. 108, 3-4, p. 537-555.

**Fornaciari, E., et al. 2010.** Mid-Latitude calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and evolution across the middle to late Eocene transition. *Stratigraphy*. 2010, 7, p. 229-264.

**Gaina C., Muller D.R., Royer J.Y., Stock J.,Hardebeck J., Symonds P. 1998.** The tectonic History of the Tasman Sea: a puzzle with 13 pieces. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1998, 103 (B6), p. 12413-12433.

**Gartner S. Jr. 1974.** Nnnofossil biostratigraphy, Leg 22. [aut. libro] Von der Borch C.C. Sclater J.G. and others. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*. s.l. : Government Printing Office, 1974, p. 577-599.

**Gurnis M., Hall C., Lavier L. 2004.** Evolving force balance during incipient subduction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*. 2004, Vol. 5, 7.

**Hall C.E., Gurnis M., Sdrolias M., Lavier L.L. Dietmar Muller R. 2003.** Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones. *Earth and Planetary Science Letters*. 2003, Vol. 212, 1-2, p. 15-30.

**Hambrey M. J., Ehrmann W. U., Larsen B. 1991.** Proc. Ocean Drill. Program Sci. Result. 1991, Vol. 119, 77.

**Hancock H.J.L., Dickens G.R., Strong C.P., Hollis C.J., Field B.D. 2003.** Foraminiferal and carbon isotope stratigraphy through the Paleocene-Eocene transition at Dee Stream, Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of geology and Geophysics*. 2003, 46 (1), p. 1-19.

**Haug G.H., Tiedemann R. 1998.** Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*. 1998, Vol. 393, p. 673-676.

- Hay, W.W. 2004.** Carbonate Fluxes and calcareous nannoplankton. *Coccolithophores-from Molecular Processes to Global impact*. Springer : Thiersten H.R., and Young J.R. (eds), 2004, p. 509-528.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. 1976.** Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*. 1976, Vol. 194, p. 1121-1132.
- Hine N., and Weaver P.P.E. 1998.** Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. [a cura di] Chapman and Hall. Berlin : Bown P.R. (ed.), 1998, p. 266-283.
- Holbourn A., Kuhnt W., Kochann K.G.D., Andersen N., Maier K.J. 2015.** Global perturbation of the carbon cycle at the onset of the Miocene Climatic Optimum. *Geology*. 2015, Vol. 43, 2, p. 123-126.
- Hollis C.J., Dickens G.R., Field B.D., Jones C.M, Strong C.P. 2005.** The Paleocene-Eocene transition at Mead Stream, New Zealand: a southern Pacific record of early Cenozoic global change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005, 215 (3-4), p. 313-343.
- Huber M., Brinkhuis H., Stickley C.E., Doos K., Sluijs A., Warnaar J., Schellenberg S.A., Williams G.L. 2004.** Eocene circulation of the Southern Ocean: was Antarctica kept warm by subtropical waters? *Paleoceanography*. 2004, 19 (4): PA 4026.
- Keller W.R. 2003.** Cenozoic plate tectonic reconstruction and plate boundary processes in the southwest Pacific [Ph.D. dissertation]. California Institute of Technology. 2003.
- Kennett J.P., Exon N.F. 2004.** Paleooceanographic evolution of the Tasmanian seaway and its climatic implication. in Exon N.F., Kennett J.P., Malone M.J. (Eds), *The Cenozoic Southern Ocean: Tectonics, Sedimentation, and Climate Change between Australia and Antarctica. Geophysical Monograph*. 2004, 151, p. 345-367.
- Kennett J.P., Stott L.D. 1991.** Article | Published: 19 September 1991. *Nature*. 1991, Vol. 353, p. 225-229.
- Lawver L.A., Gahagan L.M. 1998.** [aut. libro] Burke K.G. Crowley T.J. *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*. New York : Oxford Univ. Press, 1998, Vol. 39.

**Lear C.H., Elderfield H., Wilson P.A. 2000.** Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volume from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*. 2000, Vol. 287, p. 269-272.

**Lear C.H., Rosenthal Y., Coxall H.K., Wilson P.A. 2004.** Late Eocene to early Miocene ice sheet dynamics and the global carbon cycle. *Paleoceanography*. 2004, Vol. 19, p. 1-11.

**Lyle M., Barron J., Bralower T.J., Huber M., Olivarez Lyle A., Ravelo A.C, Rea D.K., and Wilson P.A. 2008.** Pacific Ocean and Cenozoic evolution of climate. *Reviews of Geophysics*. 2008, Vol. 46, 2.

**Martini e., Muller C. 1975.** Calcareous nannoplankton from the type Chattian (upper Oligocene):IV Congress of the research Committee on Mediterranean Neogene, Bratislava, Proceedings. 1975, Vol. 1, p. 37-41.

**Martini, E. 1971.** Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. [aut. libro] Farinacci A. (ed). *Proceeding of the Second Planktonic Conference Roma 1970*. Roma : Edizioni Tecnoscienza, 1971, Vol. 2, p. 739-785.

**Martini, E. 1971.** Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. *Proc. II Planktonic Conf. Roma*. 1971, p. 739-785.

**Mawbey E. M., and Lear C.H. 2013.** Carbon cycle feedbacks during the Oligocene-Miocene transient glaciation. *Geology*,. 2013, Vol. 41, 9, p. 963-966.

**Miller K.G., Wright J.D., Fairbanks R.G. 1991.** Unlocking the Ice House: Oligocene-Miocene Oxygen Isotopes, Eustasy, and Margin Erosion. *Journal of Geophysical Research*. 1991, Vol. 96, b4, p. 6829-6848.

**Mudalsea M, Raymo M.E. 2005.** Slow dynamics of the Northern Hemisphere glaciation. *Paleoceanography*. 2005, Vol. 20.

**Muller R.D., Gaina C., Tikku A., Mihut D., Cande S.C., Stock J.M. 2000.** Mesozoic/Cenozoic tectonic events around Australia. in Richards M.A., Gordon R.G., Van Der Hilst R.D: (Eds), *The History and Dynamics of global Plate Motion. Geophysical Monograph*. 2000, 121, p. 161-188.

**Nicolo M.J., Dickens G.R, Hollis C.J. 2010.** South Pacific intermediate water oxygen depletion at the onset of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum as depicted in New Zealand margin section. *Paleoceanography*. 2010, 25 (4).

- Nicolo M.J., Dickens G.R., Hollis C.J., Zachos J.C. 2007.** Multiple early Eocene Hyperthermals: their sedimentary expression on the New Zealand continental margin and in the deep sea. *Geology*. 2007, 35 (8), p. 699-702.
- Okada H., and Bukry D. 1980.** Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973;1975). *Marine Micropaleontology*. 1980, 5, p. 321-325.
- Okada H., and Bukry, D. 1980.** Supplementary Modification and Introduction of Code Numbers to the Low-Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation. (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*. 1980, Vol. 51, p. 321-325.
- P., Aubry M. 2014.** Biostratigraphy. in Rink W. J. and Thompson J.W. (eds). *Encyclopedia of scientific Dating methods*. Springer : s.n., 2014, p. 1-35.
- Pagani M., Huber M., Liu Z., Bohaty S.M., Henderiks J., Sijp W., Krishnan S., DeConto R.M. 2011.** The role of carbon dioxide during the onset of Antarctic glaciation. *Science*. 2011, 334 (6060), p. 1261-1264.
- Palike H., Frazier J., Zachos J.C. 2006.** Extended orbitally forced palaeoclimatic records from the equatorial Atlantic Ceara Rise. *Quaternary Science Reviews*. 2006, Vol. 25, p. 3138-3149.
- Paul H.A., Zachos J.C., FlowernB.P., Tripathi A. 2000.** Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography*. 2000, Vol. 15, p. 471-485.
- Pearson P. N., Palmer M. R. 2000.** Atmospheric carbon dioxide over the past 60 million years. *Nature*. 2000, Vol. 406, p. 695-699.
- Pearson P.N., Foster G.L., Wade B.S. 2009.** Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate Transition. *Nature*. 2009, 461 (7267), p. 1110-1113.
- Perch-Nielsen, K. 1985.** Cenozoic calcareous nannofossils. In Bolli H.m., Saunders J.B., and Perch-Nielsen K. (eds). *Plankton Stratigraphy*. 1985, p. 427-554.
- Pospichal, J.J. 1991.** Calcareous nannofossils across Cretaceous/Tertiary boundary at Site 752, Eastern Indian Ocean. *Proc. ODP. Sci. Res.* 1991, Vol. 121, p. 395-413.
- Raymo M., Ruddiman W.F. 1992.** Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*. 1992, Vol. 359, p. 117-122.

- Roth P.H. 1983.** Jurassic and Lower Cretaceous calcareous nannofossil in the Western North Atlantic (Site534): Biostratigraphy, Preservation, and some observations on Biogeography and Paleoceanography. 1983.
- Roth P.H., Thierstein H. 1972.** Calcareous Nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. 1972.
- Ruddiman W.F. 2008.** *Earth's Climate: Past and Future. 2nd ed.* New York : Freeman W.H. and Company., 2008. Vol. 388.
- Seton M., Muller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. 2012.** Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma. *Earth-Science Reviews.* 2012, 113 (3-4), p. 212-270.
- Slotnick B.S., Dickens G.R., Nicolo M.J., Hollis C.J., Crampton J.S., Zachos J.C., Sluijs A. 2012.** Large-amplitude variation in carbon cycling and terrestrial weathering during the latest Paleocene and earliest Eocene: the record at Mead Stream, New Zealand. *The Journal of Geology.* 2012, 120 (5), p. 487-505.
- Steinberger B., Sutherland R., O'Connell R.J. 2004.** Prediction of Emperor-Hawaii Seamount locations from a revised model of global plate motion and mantle flow. *Nature.* 2004, Vol. 430, p. 167-173.
- Steininger F.F., Aubry M.-P., Berggren W.A., Biolzi M., Borsetti A.M., Cartlidge J.E., Cati F., Corfield R., Gelati R., Iaccarino S., Napoleone C., Ottner R., Rogl F., Roetzel R., Spezzaferri S., Tateo F., Villas G., Zevenboom D. 1997.** The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. 1997, Vol. episode 20, p. 23-28.
- Subcommission, ICS 2017: Stratigraphy.org (Website Of the International.** <http://www.stratigraphy.org/upload/bak/bio.htm> (accessed on 10/02/2019). [Online]
- Sutherland R. 1995.** The Australia-Pacific boundary and Cenozoic plate motion in the SW Pacific: some constraints from Geosat data. *Tectonics.* 1995, 14 (4), p. 819-831.
- Sutherland R., Dickens G.R., Blum >P. 2016.** Expedition 371 Scientific Prospectus: Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate. International Ocean Discovery Program. 2016.

**Sutherland R., Dickens G.R., Expedition 371 Scientists. 2019.** *International Ocean Discovery Program Expedition 371 Preliminary Report. Tasman Frontier Subduction Initiation and Paleogene Climate.* 2019.

**Wade B.S., Pearson P.N., Berggren W.A., Palike H. 2011.** Review and revision of Cenozoic tropical plankton foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science reviews.* 2011, 104, p. 111-142.

**Whittaker J.M., Muller R.D., Leitchkov G., Stagg H., Sdrolias M., Gaina C., Goncharov A. 2007.** Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time. *Science.* 2007, 318 (5847), p. 83-86.

**Wood R.A., Lamarche G., Herzer R.H., Delteil J., Davy B. 1996.** Paleogene seafloor spreading in the southeast Tasman Sea. *Tectonics.* 1996, 15 (5), p. 966-975.

**Wright J.D., Miller K.G., Fairbanks R.G. 1992.** Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography and Paleoclimatology.* 1992, Vol. 7, 3, p. 357-389.

**Wright J.D., Miller K.G. 1993.** The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. *American Geophysical Union, Washington, DC.* 1993, p. 1-25.

**Young J.R.** Neogene. In Bown P.R. (ed): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropalaeontological Society Publication series. Chapman and Hall, Berlin.* p. 225-265.

**Zachos J., Pagani M., Thomas E., Billups K. 2001a.** Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to present. *Science.* 2001a, Vol. 292, p. 686-693.

**Zachos J., Shackleton N.J., Revenaugh J.S., Palike H., Flower B.P. 2001.** Climate Response to Orbital Forcing Across the Oligocene-Miocene Boundary. *Science.* 2001, Vol. 292, p. 274-278.

**Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E. 2008.** An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature.* 2008, 451 (7176), p. 279-283.

**Zachos J.C., Flower B.P., Paul H. 1997.** Orbitally paced climate oscillations across the Oligocene/Miocene boundary. *Nature.* 1997, Vol. 388, p. 567-570.

**Zachos J.C., Lohmann K.C., Walker J.C.,Wide S.W. 1993.** Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: a marine perspective. *The Journal of Geology*. 1993, Vol. 101, 2, p. 191-213.

**Zou Z.Y., Huang C., LI M.S., Zhang Y. 2016.** Climate change response to astronomical forcing during the Oligocene-Miocene transition in the equatorial Atlantic (ODP Site 926). *Science China Earth Science*. 2016, Vol. 9, 8, p. 1665-1673.

## Sitografia

<http://www.stratigraphy.org/upload/bak/bio-htm>

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

<http://web.iodp.tamu.edu/>

<http://iodp.tamu.edu/publicinfo/drillship.html>

<http://www.nannotax.org>

[www.mikrotax.org](http://www.mikrotax.org)



## TAVOLA I

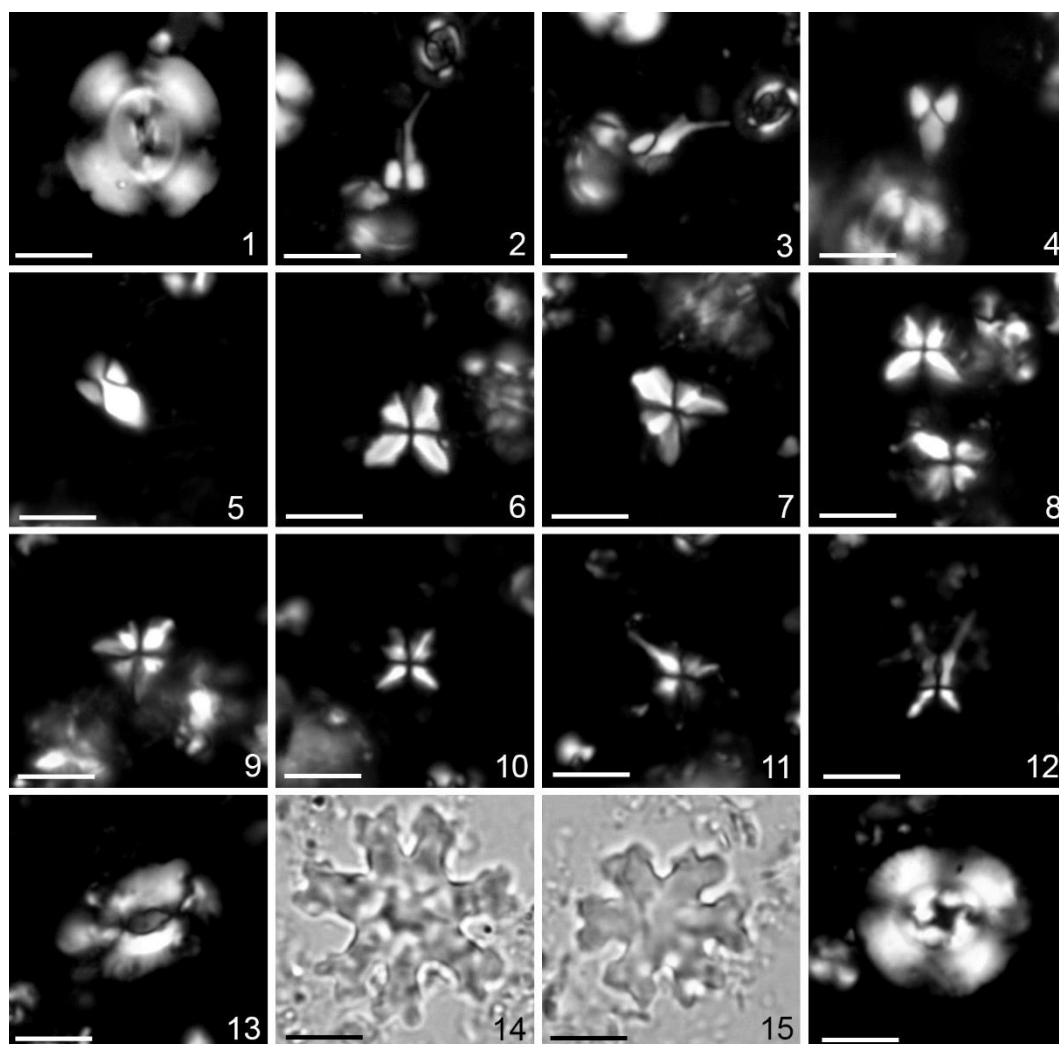


Tavola 1. Microfotografie a nannofossili calcarei, IODP U1507B, nell'intervallo Oligocene-Miocene. Microscopio ottico polarizzatore (1250 ingrandimenti), nicol incrociati. Barra di scala = 5  $\mu\text{m}$ . **1.** *Dictyococcites bisectus* 371-U1507B-12R-CC\_14. **2.3.** *Sphenolithus ciperoensis* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ), 371-U1507B-12R-CC\_14. **4-5.** *Sphenolithus ciperoensis* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ , 371-U1507B-12R-6W\_30. **6-7.** *Sphenolithus bipedis* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ , 371-U1507B-9R-3W\_90. **8-9.** *Sphenolithus spinula* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ , 371-U1507B-9R-3W\_90. **10-11** *Sphenolithus delphix* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ , 371-U1507B-9R-2W\_80. **12** *Sphenolithus capricornutus* ( $0^\circ$ ), 371-U1507B-9R-2W\_1. **13.** *Helicosphaera euphratis* 371-U1507B-12R-2W\_50. **14.** *Discoaster deflandreii* (7raggi)-nicols paralleli 371-U1507B-8R-6W\_67. **15.** *Discoaster deflandreii*- nicols paralleli 371-U1507B-12R-3W\_141. **16.** *Cyclicargolithus abisectus* 371-U1507B-11R-3W\_62

## TAVOLA II

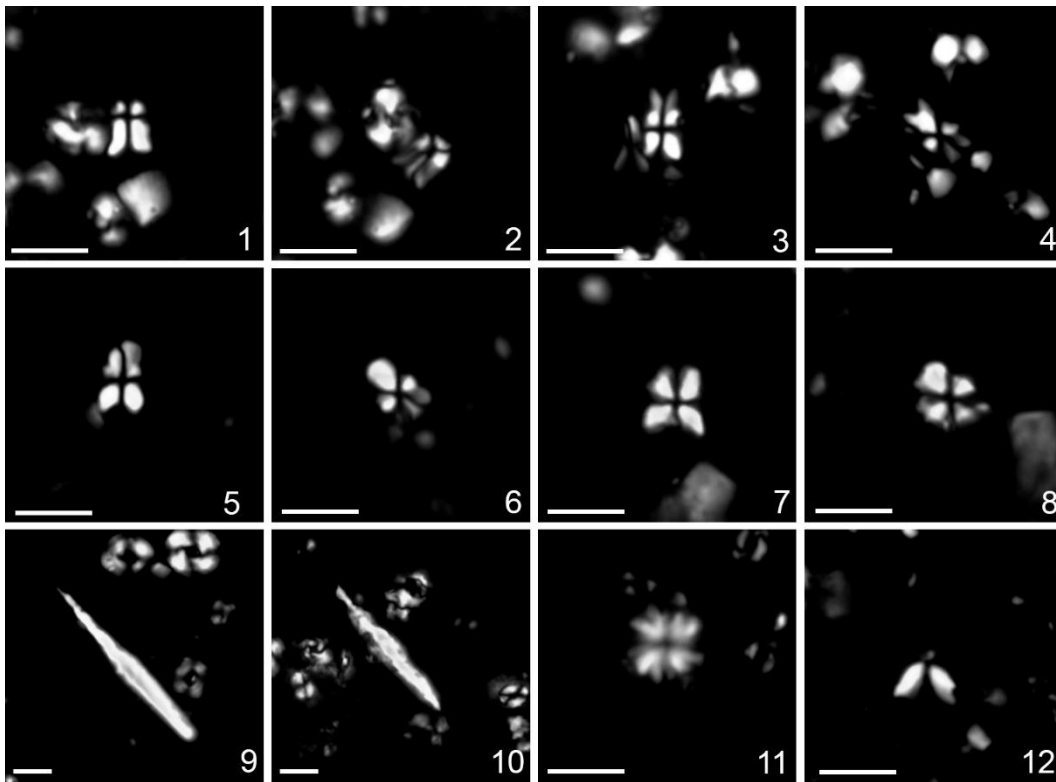


Tavola 2 Microfotografie a nannofossili calcarei, IODP U1507B, nell'intervallo Oligocene-Miocene. Microscopio ottico polarizzatore (1250 ingrandimenti), nicol incrociati. Barra di scala = 5  $\mu$ m. 1-2. *Sphenolithus disbelemnus* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ), 371-u1507B-7R-6W\_19. 3-4. *Sphenolithus cometa* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ), 371-U1507B-7R-1W\_132. 5-6. *Sphenolithus dissimilis* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ), 371-U1507B-7R-1W\_132. 7-8. *Sphenolithus procerus* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ), 371-U1507B-7R-1W\_132. 9-10. *Triquetrorhabdulus carinatus* 371-U1507B-8R-6W\_67. 11-12. *Sphenolithus umbrellus* ( $0^\circ$ ,  $45^\circ$ ), 371-U1507B-7R-1W\_132..

### TAVOLA III

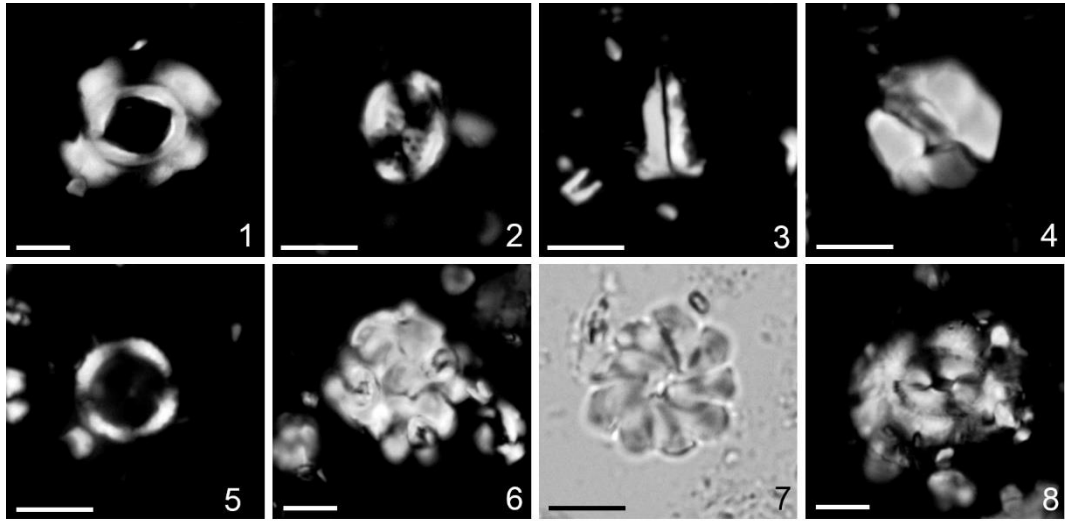


Tavola 3 Microfotografie a nannofossili calcarei, IODP U1507B, nell'intervallo Oligocene-Miocene. Microscopio ottico polarizzatore (1250 ingrandimenti), nicol incrociati. Barra di scala = 5  $\mu\text{m}$ . 1. *Reticulafenestra umbilicus*, 371-U1507B-12R-CC\_14. 2. *Phontosphaera* spp., 371-U1507B-12R-CC\_14. 3. *Zighrablitius bijugatus*, 371-U1507B-12R-44\_80. 4. *Lanternitus minutus*, 371-U1507B-11R-1W\_90. 5. *Coronocyclus nitescens*, 371-U1507B-10R-4W\_70. 6. *Coccosphaera* spp., 371-U1507B-12R-2W\_130. 7. *Discoaster molheri*, 371-U1507B-12R-5W\_12. 8. *Coccolithus eopelagicus*, 371-U1507B-11R-2W\_101

## Contenuti supporto digitale

In allegato è presente un supporto digitale con i seguenti documenti:

1. File Excel (Foglio conteggio campioni) relativo i conteggi effettuati. Al suo interno sono presenti più fogli di calcolo così suddivisi
  - 300: conteggio effettuato su 300 esemplari di nannofossili calcarei
  - %300: percentuale relativa al conteggio 300
  - %generi: abbondanza relativa in % dei generi che compongono l'associazione
  - Cumulativa: abbondanze relative cumulative di alcuni generi che compongono l'associazione a nannofossili calcarei
  - Sphenolithus: abbondanze relative riferite al Genere Sphenolithus con conteggio su 100 esemplari
  - Mm2: numero di esemplare di una stessa specie presenti in un'area di 1 mm<sup>2</sup>. (n/mm<sup>2</sup>)
  - Note: vengono riportati di gradi di preservazione e ricristallizzazione, abbondanze e note relative al singolo campione
  - Biocronologia: tabelle contenente i vari biorizzonti presenti nella successione studiata, campioni di riferimento dei biorizzonti, Chron e mid point (mbsf) ed età in Ma; grafico age-depth plot con età biorizzonti e profondità (mbsf)
2. File pdf contenente: grafico relativo alle abbondanze relative, grafico cumulativa, grafico con biorizzonti utilizzati per biostratigrafia, grafico confronto *S. delphix-S cf delphix* e *S. capricornutus -S. cf. capricornutus*. Grafico *T. carnitus*, *T. longus* con relativi frammenti.

## Ringraziamenti

Desidero innanzitutto ringraziare la prof.ssa Agnini per la sua infinita gentilezza e pazienza e per il prezioso aiuto che mi ha offerto nonostante i suoi numerosi impegni. Un grazie anche per la comprensione mostrata e per l'incoraggiamento datomi in questi lunghi mesi.

Un doveroso ringraziamento va a Carlotta Cappelli per la sua gentilezza e per i consigli dati. Un grazie va anche alla segreteria didattica del dipartimento di Geoscienze per la loro infinità cortesia.

Ringrazio i miei genitori che mi hanno sempre sostenuto in tutte le mie scelte e mi hanno supportato nei momenti difficili.

Ringrazio tutti i compagni di corso con i quali ho condiviso gioie e ansie degli esami. Un grazie va ad Elisa, Elena, Melissa e Massimo, grazie a loro il periodo universitario a Padova è stato più gioioso ed interessante.

Ringrazio tutte le mie amiche del Forcellini Monica, Maddalena, Ester per il costante supporto morale e per le cene all'insegna delle risate. Un grazie va ad Alessandra, ormai inseparabile compagna di mille risate ed avventure, che ha saputo sempre consigliarmi al meglio in ogni situazione e mi è stata accanto nei momenti più bui e difficili di questi due anni sopportando tutte le mie "cammurrie".

Infine, il grazie più grande va a Davide, per tutto l'amore che mi dimostra ogni giorno anche con piccole cose, per il continuo supporto e aiuto nonostante la distanza, per non aver mai smesso di credere in me e nelle mie capacità anche quando ero io che avevo dubbi su me stessa. Grazie per tutte le parole di incoraggiamento, e per essere sempre al mio fianco nonostante tutto.