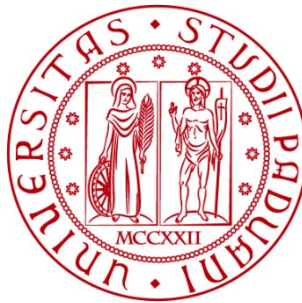


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI BIOLOGIA

Corso di Laurea in Scienze Naturali



ELABORATO DI LAUREA

**BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI
CALCAREI DELLA SEZIONE EOCENICA DI
FACEN (BELLUNO)**

**Calcareous nannofossil biostratigraphy of the
Eocene Facen section (BL, Northeastern Italy)**

Tutor: Eliana Fornaciari
Dipartimento di Geoscienze

Co-tutor: Luca Giusberti
Dipartimento di Geoscienze

Laureanda: Sara Fior

ANNO ACCADEMICO 2021/2022

INDICE

1. INTRODUZIONE E SCOPI	p. 1
2. I NANNOFOSSILI CALCAREI	p. 3
2.1 GENERALITÀ	
2.2 METODI DI STUDIO E APPLICAZIONI BIOSTRATIGRAFICHE	
3. BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI DELL’EOCENE INFERIORE	p. 9
4. INQUADRAMENTO CLIMATICO DELL’EOCENE INFERIORE	p. 11
4.1 L’EARLY EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (EECO)	
5. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRATIGRAFICO	p. 15
5.1 LA SEDIMENTAZIONE PELAGICA NELL’EOCENE DEL VENETO CENTRO ORIENTALE	
5.2 L’EECO NEL VENETO CENTRO ORIENTALE	
6. LA SEZIONE DI FACEN	p. 21
7. METODI DI ANALISI	p. 27
7.1 ANALISI AL MICROSCOPIO	
8. RISULTATI	p. 29
1.1 CARATTERISTICHE GENERALI DELLE ASSOCIAZIONI	
1.2 BIOSTRATIGRAFIA ED ETÀ DELLA SEZIONE	
1.3 OSSERVAZIONI SUI CAMBIAMENTI NELL’ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI DELLA SEZIONE DI FACEN	
9. CONCLUSIONI	p. 43
10. BIBLIOGRAFIA	p. 45

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE E SCOPI

Il tirocinio, di cui questo elaborato è resoconto finale, è stato da me svolto presso il Dipartimento di Geoscienze di Padova. Esso è consistito nello studio biostratigrafico dell'associazione a nannofossili calcarei di una sezione, campionata in modo preliminare nel 2013, affiorante presso l'abitato di Facen, frazione di Pedavena (Belluno).

Lo studio della sezione eocenica di Facen era parte integrante di un progetto PRIN (Programmi di Ricerca Scientifica di Rilevante Interesse Nazionale) che aveva come scopo oltre che il recupero di sedimenti dell'intera successione dell'Eocene medio-superiore (*Chron* C24r - *Chron* C18n) anche lo studio in alta risoluzione del massimo termico dell'Eocene inferiore (*Early Ecocene Climatic Optimum*; EECO). Sotto la supervisione della prof.ssa Fornaciari, ho effettuato l'analisi al microscopio polarizzatore di venticinque *smear slide* della sezione preliminare di Facen al fine di identificare le principali forme di nannofossili calcarei presenti nell'associazione, utili a determinarne l'età. I dati raccolti sono poi stati elaborati per le considerazioni finali. Lo scopo principale del mio elaborato era valutare se la sezione di Facen fosse adatta per studi integrati in alta risoluzione atti a raggiungere gli obiettivi del PRIN. Per questo mi sono prefissata come fine di:

1. Inquadrare, dal punto di vista crono-biostratigrafico, la sezione studiata;
2. Verificare se fosse possibile individuare, da un punto di vista biostratigrafico, l'intervallo che potenzialmente contiene l'EECO;
3. Confrontare l'espansione stratigrafica della sezione studiata con quella della vicina sezione di Possagno (Treviso).

CAPITOLO 2 I NANNOFOSSILI CALCAREI

2.1 - GENERALITÀ

I nannofossili calcarei si definiscono come particelle carbonatiche scheletriche, dette coccoliti, che rappresentano il ricoprimento esterno di organismi fitoplanctonici unicellulari (alghe) e di dimensioni comprese tra 1 e 40 μm . Nei sedimenti pelagici ed emipelagici la maggior parte del contenuto carbonatico inferiore ai 20/30 μm è caratterizzato dai nannofossili calcarei. Secondo Bramlette (1961) i nannofossili calcarei costituiscono circa per il 30% alla deposizione dei carbonati negli oceani attuali, ma il loro contributo sembra essere arrivato a circa il 60% nel Cenozoico, tanto da costituire importanti formazioni quali la Scaglia Rossa, il Biancone, la Maiolica e le megatorbiditi carbonatiche del Flysch a Elmintoidi delle Alpi e degli Appennini. La cellula è di tipo eucariotico e si presenta di forma ovale allungata o sferica di dimensioni comprese tra 15 e 100 μm

(Fig. 2.1) ricoperta da placchette carbonatiche (Fig. 2.2).

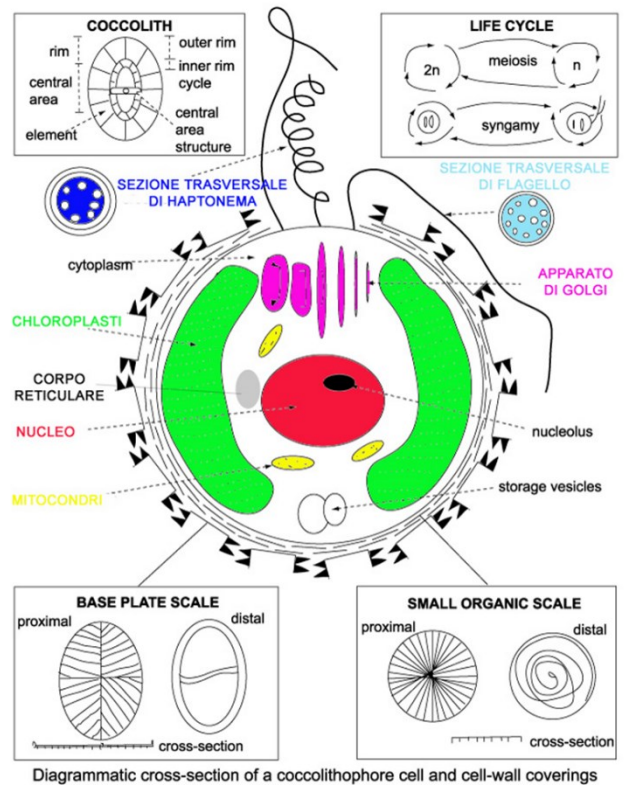


Fig. 2.1 - Rappresentazione schematica di una cellula di coccolitoforide vivente.

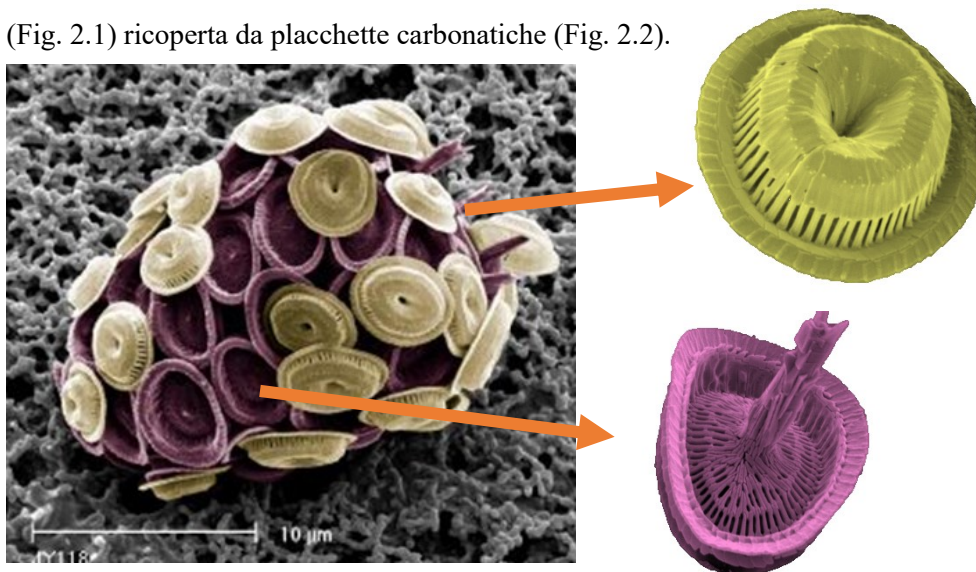


Fig. 2.2 - Coccosfera a sinistra e singoli coccoliti a destra. Immagini da Nannotax3

Generalmente il ciclo vitale di questi organismi si svolge in due fasi: una motile e una non motile. La prima fase, nella quale non vengono prodotti coccoliti, è caratterizzata da due flagelli detti *undulipodia*, in mezzo ai quali è posto un terzo flagello detto *haptonema*, che presenta un ultrastruttura diversa dai precedenti e le cui funzioni non sono ancora state chiarite. Nella seconda fase, invece, i flagelli scompaiono e vengono prodotti i coccoliti. (Fig. 2.3). La funzione dei coccoliti non è ancora stata chiarita. Sono state formulate numerose ipotesi ma senza giungere a significativi chiarimenti.

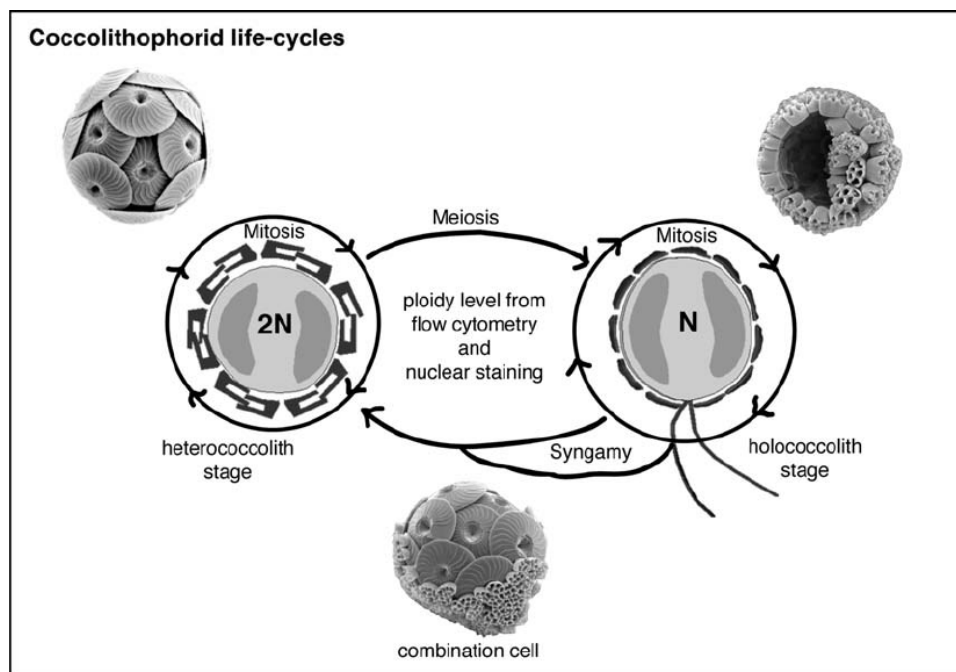


Fig. 2.3 - Schema del ciclo vitale di un coccolitoforide (da Geisen *et al.*, 2002).

Per alcuni svolgono un ruolo di protezione dalla luce, per altri servono invece a concentrarla per svolgere poi la fotosintesi. Altre supposizioni li vedono come dispositivi di difesa dai predatori o per il galleggiamento. I coccoliti sono prodotti all'interno della cellula, dall'apparato di Golgi (Fig. 2.1) e dal corpo reticolare, tramite un processo detto coccolitogenesi. Una volta estrusi dalla cellula si uniscono a formare una coccosfera che può comprendere da 10 fino a 100 coccoliti (Fig. 2.2). Alla morte dell'organismo la coccosfera si disintegra e raramente è conservata allo stato fossile. Molto più frequentemente si disintegra e le sue parti si depositano sul fondo (Thierstein e Young, 2004). La sedimentazione dei coccoliti è favorita dalla loro aggregazione (*pelagic snow*) o dall'inclusione nelle *fecal pellets* di organismi zooplanctonici. Le dimensioni degli aggregati o dei *fecal pellets* sono tali da permettere una rapida deposizione e limitandone il trasporto al fondo o la dissoluzione. La sistematica del nannoplacton calcareo non è

ancora stata definita con precisione, ma si basa sulla paratassonomia, cioè sulla morfologia e sulla struttura delle placchette. In genere è considerato un gruppo monofiletico associato alle *Prymnesiophyceae* o alle *Haptophyceae*. Tuttavia lavori più recenti (e.g. Janin, 1995) considerano il nannoplacton calcareo come un gruppo polifiletico i cui caratteri sono le piccole dimensioni e la natura calcitica delle scaglie che ricoprono questi organismi. Generalmente i nannofossili vengono suddivisi in due supergruppi (Fig. 2.4):

- I coccoliti (comprendenti la maggior parte delle forme attuali) che vengono considerati un gruppo monofiletico, appartenente al Regno *Chromista*, Divisione *Haptophyta*, Classe *Prymnesiophyceae*;
- I nannoliti che presentano forme diverse, ed essendo per la maggior parte estinti, la loro posizione tassonomica risulta incerta.

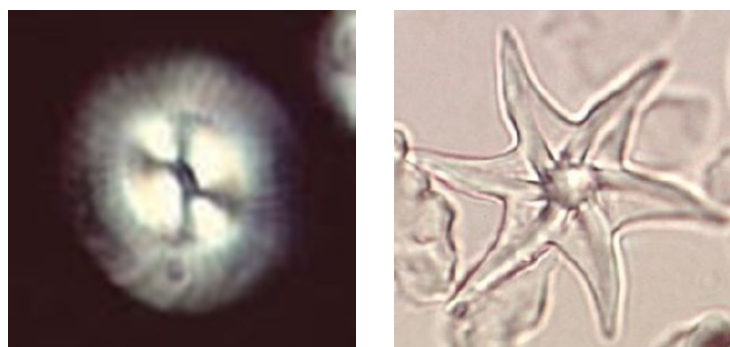


Fig. 2.4 – A sinistra un esempio di coccolite (*Coccolitus pelagius*). A destra un esempio di nannolite (*Discoaster lodoenensis*). Immagini da Nannotax3.

Un'importante porzione del nannoplancton vivente è costituita da coccolitoforidi, alghe unicellulari giallo-brune, planctoniche, essenzialmente marine, capaci di fotosintesi, per cui viventi nella zona fotica. I nannofossili calcarei sono studiati per la loro importanza biostratigrafica, ovvero per la datazione e correlazione delle rocce sedimentarie in quanto: sono abbondanti nelle successioni litologiche (a partire dal Giurassico); hanno un'ampia distribuzione geografica; sono generalmente resistenti alla dissoluzione; hanno subito una rapida evoluzione e sono veloci da preparare e analizzare. Negli ultimi anni hanno trovato anche un'importante applicazione paleoambientale e possono infatti essere utilizzati per effettuare ricostruzioni paleoclimatiche, paleoceanografiche e delle condizioni ambientali nella zona fotica.

2.2 - METODI DI STUDIO E APPLICAZIONI BIOSTRATIGRAFICHE

Date le piccole dimensioni, lo studio dei nannofossili calcarei viene condotto mediante due strumenti: il microscopio ottico polarizzatore a elevato ingrandimento (tra

400 e 1600 X) oppure con microscopi elettronici (Microscopio elettronico a scansione, SEM; Microscopio elettronico a trasmissione, TEM;). I due strumenti presentano tra loro caratteristiche decisamente diverse e possono essere considerati complementari l'uno dell'altro per lo studio dei nannofossili calcarei. Le osservazioni effettuate in microscopia elettronica, soprattutto attraverso il microscopio a scansione (SEM), sono utili per una dettagliata descrizione morfologica dei nannofossili calcarei, operazione non facile se non addirittura impossibile da condurre con il microscopio ottico. Tuttavia, quest'ultimo è lo strumento favorito per le analisi con finalità stratigrafiche, perché facile da reperire e adatto a tutte le condizioni di lavoro, come in nave o in cantiere. Inoltre è favorito anche per la possibilità di osservare migliaia di esemplari in breve tempo (facilitando il ritrovamento dei marker stratigrafici rari nell'associazione), vista la rapidità con cui si preparano i materiali da osservare. Le osservazioni al microscopio ottico richiedono sia l'uso del solo polarizzatore inserito (“*nicol paralleli*”; Fig. 2.5) sia il contemporaneo inserimento del polarizzatore e dell'analizzatore (“*nicol incrociati*”; Fig. 2.6).

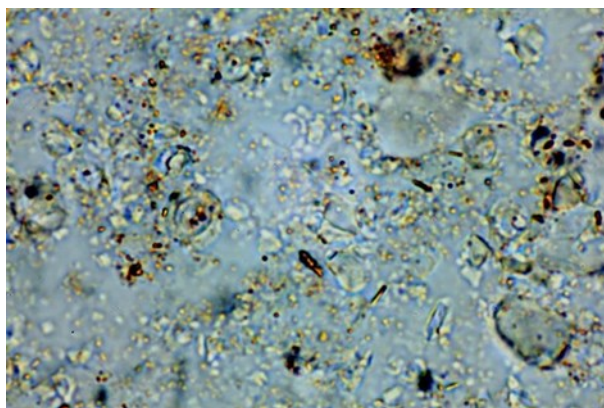


Fig. 2.5 – Campo di una *smear slide* visto a “*nicol paralleli*” a 1250 ingrandimenti.

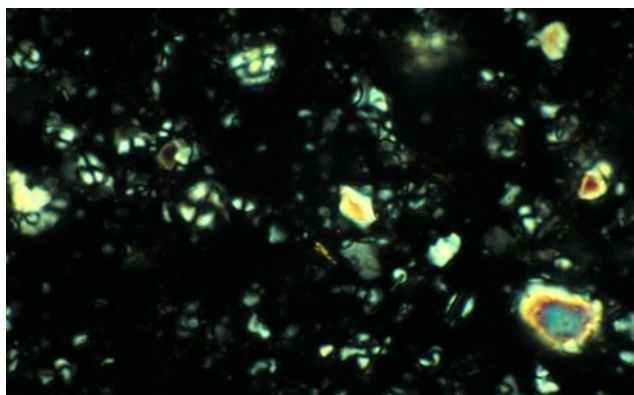


Fig. 2.6 – Campo di una *smear slide* visto a “*nicol incrociati*” a 1250 ingrandimenti.

Le osservazioni in luce parallela sono necessarie per determinare le caratteristiche

morfologiche dei nannofossili calcarei, mentre le osservazioni a “*nicol* incrociati” forniscono le informazioni sulle caratteristiche strutturali nei nannofossili calcarei. Infatti questi sono costituiti da numerosi cristalli elementari di calcite, la cui disposizione determina il loro comportamento ottico a “*nicol* incrociati” (completa estinzione o birifrangenza caratteristica), fondamentale per la loro determinazione (Figg. 2.5, 2.6).

Il comportamento ottico a “*nicol* incrociati” dei nannofossili calcarei è diagnostico. In molte situazioni è l’unico mezzo utile per poter definire una specie, in quanto non sempre l’osservazione in luce parallela rivela particolari morfologici discriminanti. Inoltre, negli esemplari mal conservati le caratteristiche morfologiche vengono obliterate, mentre restano visibili quelle ottico-strutturali a “*nicol* incrociati”. I nannofossili calcarei sono uno dei gruppi di microfossili più utilizzati in biostratigrafia in quanto si è appurato che sono degli eccezionali strumenti di datazione delle rocce sedimentarie marine del Cretaceo e del Cenozoico, anche in *facies* poco favorevoli come la piattaforma. Essi presentano, infatti, tutte le caratteristiche dei “fossili guida”:

- Sono incredibilmente abbondanti (sono stati trovati anche centinaia di migliaia di nannofossili in un campione di pochi milligrammi di roccia);
- Mostrano un’ampia distribuzione biogeografica correlata al loro stile di vita planctonico;
- Si sono evoluti rapidamente (secondo Haq, nel Cenozoico è comparsa una specie ogni 30000 anni).

A queste caratteristiche si possono aggiungere anche altri aspetti positivi per le loro applicazioni biostratigrafiche: sono facilmente rapidi da preparare e analizzare (in pochi minuti, infatti, con i nannofossili calcarei si può datare un campione di sedimenti pelagici); presentano una grande resistenza alla dissoluzione, fatto che li avvantaggia notevolmente sui foraminiferi planctonici. È grazie a ciò che si possono datare, usando i nannofossili calcarei, anche sedimenti pelagici con pochissimo carbonato, depositi in vicinanza della CCD (livello di compensazione dei carbonati), dove gli altri microfossili a parete calcarea sono virtualmente assenti. Oltre a queste caratteristiche favorevoli, va indicato almeno un aspetto negativo: la tendenza al rimaneggiamento. Le caratteristiche sopra menzionate, quali l’abbondanza e la resistenza alla dissoluzione, fanno in modo che i nannofossili calcarei possano riciclarsi con estrema facilità e si ritrovino, talora in grandi quantità, rimaneggiati in sedimenti più recenti. Questo fatto rende necessaria una maggiore cautela nell’utilizzare i dati di estinzione, specialmente in contesti tettonici attivi con apporti terrigeni significativi. Il problema del rimaneggiamento può venire – anche se non totalmente – superato se i dati di distribuzione vengono raccolti in modo quantitativo e/o semi-quantitativo. In particolare, il dato di presenza di una specie in pochi esemplari va

valutato attentamente nel contesto dell'associazione ritrovata e delle caratteristiche di distribuzione stratigrafica della specie considerata.

CAPITOLO 3

LA BIOSTRATIGRAFIA A NANNOFOSSILI CALCAREI DELL'EOCENE INFERIORE

La biostratigrafia a nannofossili calcarei dell'Eocene, nelle sue linee essenziali, è oramai ben assestata (e.g., Martini, 1971; Okada e Bukry, 1980; Agnini *et al.*, 2014; Fig. 3.1) ma è grazie ai lavori pionieristici di Bramlette e Sullivan (1961) e Hay e Mohler in Hay *et al.* (1967), che per primi proposero uno schema biostratigrafico fondato sui nannofossili calcarei riguardanti questo intervallo di tempo, che iniziò a essere delineata. Gli intervalli zonalı individuati da questi autori vennero in seguito incorporati nello schema biostratigrafico proposto da Martini (1971) che copre l'intero Cenozoico. Martini propose una Zonatura da lui definita *Standard*, costituita da 46 biozone codificate con la sigla NP (*Nannoplankton Paleogene*) per il Paleogene e NN (*Nannoplankton Neogene*) per il Neogene, seguita da numeri successivi. Nel 1980, Okada e Bukry proposero, similmente a quanto fatto da Martini, uno schema zonale per le basse latitudini per il Paleogene e il Neogene, codificati rispettivamente con le sigle CP (*Coccolithus Paleogene*) e CN (*Coccolithus Neogene*), seguite da numeri (zone) e lettere (sottozone). Questa zonatura è costituita da 30 zone/sottozone per il Paleogene e da 29 zone/sottozone per il Neogene, ed è la sintesi dell'imponente lavoro svolto da Bukry (1970, 1971, 1973, 1975), che studiò delle successioni oceaniche recuperate durante il progetto internazionale di perforazione dei fondi oceanici *Deep Sea Drilling Project* (DSDP).

Di recente studi biostratigrafici e biocronologici basati sui nannofossili calcarei del Paleogene hanno ricevuto un nuovo impulso grazie all'interesse suscitato dagli studi su eventi climatici estremi come il PETM/ETM1 (*Paleocene Eocene Thermal Maximum 1*; Zachos *et al.*, 2001), l'ETM2 (*Eocene Thermal Maximum 2*; Lourens *et al.*, 2005), l'EECO (*Early Eocene Climatic Optimum*, Zachos *et al.*, 2001) e il MECO (*Middle Eocene Climatic Optimum*; Bohaty e Zachos, 2003). Tali lavori hanno messo in evidenza come la risoluzione biostratigrafica e l'affidabilità biocronologica dei biorizzonti a nannofossili calcarei del Paleogene inferiore fosse migliorabile (e.g., Raffi *et al.*, 2005; Bernaola *et al.*, 2006; Agnini *et al.*, 2006, 2007; Westerhold *et al.*, 2008; Dallanave *et al.*, 2009, 2012; Fornaciari *et al.*, 2010). La sintesi di questi studi è stata la messa a punto di una nuova Zonatura (Agnini *et al.*, 2014a; Raffi *et al.*, 2016) per le basse e medie latitudini (Fig. 3.1). Lo scopo di questo nuovo schema zonale, sulla base delle Zonature "standard" di Martini (1970, 1971) e Okada e Bukry (1980), è quello di rendere più immediata e stabile la biostratigrafia a nannofossili calcarei. È per questo motivo che la nuova zonatura si basa relativamente su poche

zonature, ma di facile e vasta applicabilità (Backman *et al.*, 2012; Agnini *et al.*, 2014a). Nello specifico, per l'Eocene inferiore, oggetto di studio di questo elaborato di laurea, lo schema zonale di Martini (1970, 1971) prevede circa cinque biozone. Lo schema zonale di Agnini *et al.* (2014) di questo intervallo riconosce sei biozone, codificate con la sigla CNE (*Calcareous Nannofossil Eocene*), con numeri successivi (Fig. 3.1).

"Standard" Zonations								
Bramlette & Sullivan (1961)	Hay et al. (1967)	Romein (1979)	Martini (1970)	Biohorizon	Okada & Bukry (1980)	Agnini et al. (2014)		
						Biohorizon		
<i>C. acanthodes</i> (Unit 4)	<i>D. sublodoensis</i>	<i>D. sublodoensis</i>	NP14	<i>B. inflatus</i> B	CP12a	CNE7	<i>D. barbadiensis</i>	<i>N. cristata</i> B <i>B. inflatus</i> B
						CNE6	<i>D. sublodoensis</i> / <i>D. lodoensis</i>	<i>D. lodoensis</i> T <i>C. crassus</i> T
	<i>D. lodoensis</i>	<i>D. lodoensis</i>	NP13	<i>D. sublodoensis</i> B	CP11	CNE5	<i>R. dictyoda</i>	"5-rayed" <i>D. sublodoensis</i> Bc
<i>D. Tribrachiatus</i> (Unit 3)	<i>M. tribrachiatus</i>	<i>T. orthostylus</i>	NP12	<i>T. orthostylus</i> T <i>C. crassus</i> B	CP10	CNE4	<i>D. lodoensis</i> / <i>T. orthostylus</i>	<i>T. orthostylus</i> T <i>C. crassus</i> B <i>Toweius/Dictyococcites</i> + <i>Reticulofenestra</i> turnover
	<i>D. binodosus</i>	<i>D. binodosus</i>	NP11	<i>D. lodoensis</i> B				<i>D. lodoensis</i> Bc
<i>D. multiradiatus</i> (Unit 2)					CP9	b	CNE3	<i>T. orthostylus</i>
	<i>M. contortus</i>	<i>T. contortus</i>	NP10	<i>T. contortus</i> T		a	CNE2	<i>T. emines</i>
	<i>D. multiradiatus</i>	<i>D. multiradiatus</i>	NP9	<i>D. diastypus</i> B	CP8	b	CNE1	<i>F. tympaniformis</i>
				<i>T. bramlettei</i> B <i>Rhomboaster</i> B				<i>F. tympaniformis</i> T <i>Rhomboaster</i> B <i>F. richardii</i> B

Fig. 3.1 – Confronto tra gli schemi zonali proposti per l'Eocene inferiore da Bramlette e Sullivan (1961), Hay *et al.* (1967), Romein (1979), le cosiddette zonature standard (Martini, 1970; Okada e Bukry, 1980) e la zonatura delle medie-basse latitudini di Agnini *et al.* (2014). In nero i maker zonali e in blu i biorizzonti aggiuntivi proposti da Agnini *et al.* (2014).

CAPITOLO 4

INQUADRAMENTO CLIMATICO DELL'Eocene INFERIORE

Uno degli argomenti di ricerca più affascinanti nell'ambito delle Scienze della Terra è lo studio dei grandi cambiamenti climatici che hanno segnato l'evoluzione del nostro pianeta. Negli ultimi cento milioni di anni il clima della Terra è stato soggetto a profondi cambiamenti, transitando dal regime “greenhouse” (*Hothouse* e *Warmhouse*) del Cretaceo-Paleogene Inferiore al regime “icehouse” del Cenozoico Superiore (Fig. 4.1).

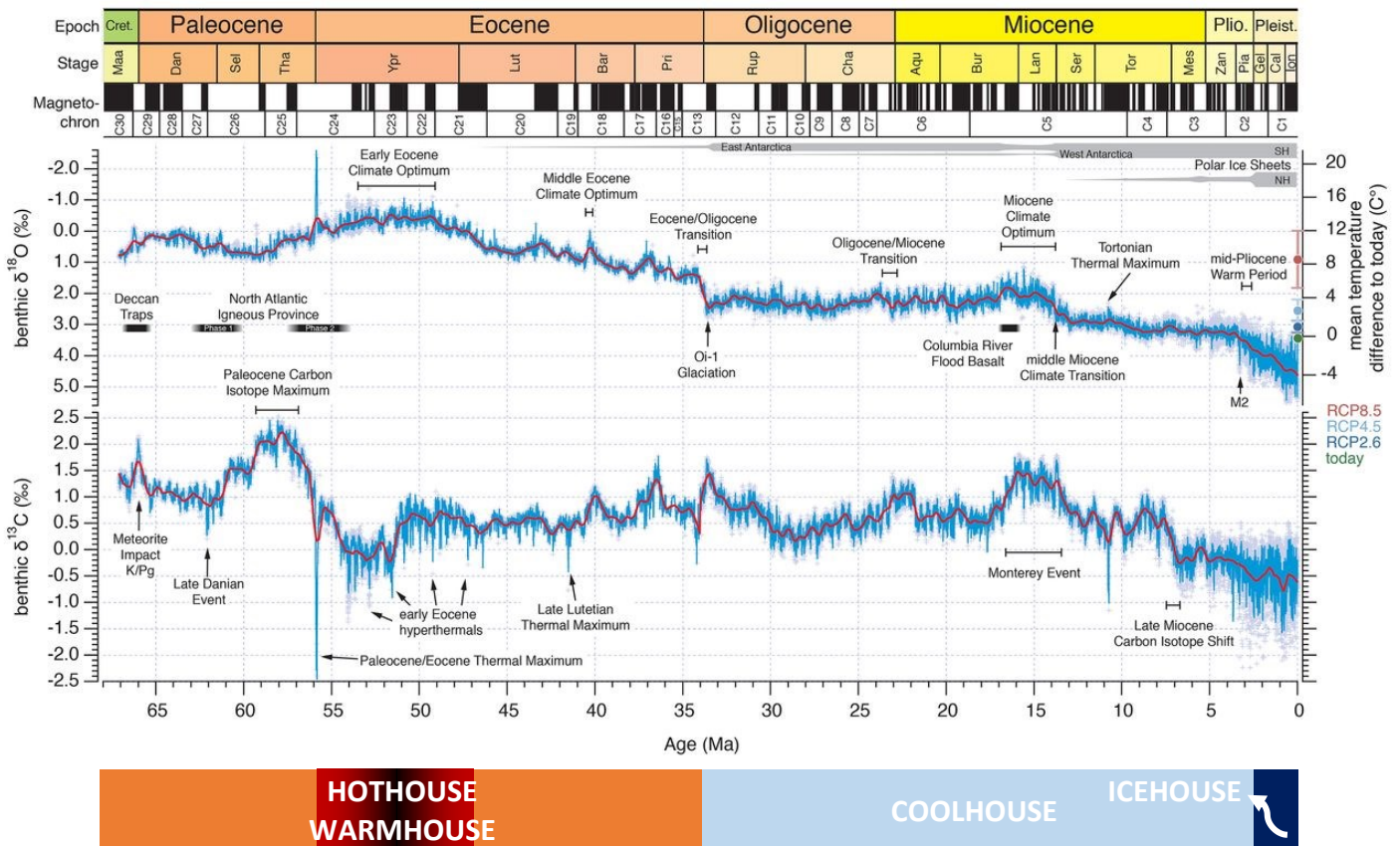


Fig. 4.1 - Schema Tempo, escursioni degli isotopi $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, principali province magmatiche e principali eventi climatici degli ultimi 66Ma. Da Westerhold *et al.* (2020).

Questa transizione avvenuta nel Paleogene, e in particolare nell'Eocene inferiore-medio, rappresenta uno dei periodi climaticamente più dinamici della storia del nostro pianeta. Infatti, i diversi *proxy* utilizzati per ricostruire a grandi linee una storia climatica della Terra degli ultimi 70 Ma ne hanno evidenziato la complessità caratterizzata da una tendenza globale di lungo periodo verso il raffreddamento e culminata con la formazione di calotte glaciali nell'Oligocene basale (Miller *et al.*, 1987; Miller e Katz, 1987; Stott e Kennet, 1990; Wing, 2000; Zachos *et al.*, 1994, 2001; Fig. 4.1). Questa storia di

progressivo deterioramento climatico è però punteggiata da eventi transitori di riscaldamento climatico “estremo” noti come ipertermali, il più iconico dei quali è *Eocene Thermal maximum 1* (ETM1) noto anche come *Paleocene/Eocene Thermal Maximum* (PETM; Zachos *et al.*, 2001). All’ETM1 seguono una serie di ipertermali minori (e.g., *Eocene Thermal maximum 2* – ETM2; H2, I, J, K, *Eocene Thermal maximum 3* – ETM3) che ne condividono le caratteristiche (e.g., escursione negativa degli isotopi stabili del carbonio detta CIE) pur con un’intensità sempre decrescente. In questo contesto la Terra prima della definitiva tendenza al raffreddamento raggiunse il suo climax durante il massimo termico dell’Eocene Inferiore (*Early Eocene Climatic Optimum* – EECO; Zachos *et al.*, 2001) tra circa i 53 e i 49 Ma fa (Luciani *et al.*, 2016; Fig. 4.1).

4.1 L’EARLY EOCENE CLIMATIC OPTIMUM (EECO)

Una delle caratteristiche climatiche prominenti del Paleogene inferiore è il cosiddetto “*Early Eocene Climatic Optimum*” (EECO), tarato tra 49 e 53 Ma (Fig. 4.2) (Zachos *et al.*, 2001; Biozone a nannofossili calcarei NP12-NP13 o CNE4-CNE5). Subito dopo l’EECO, i “record” oceanici mostrano una significativa risalita degli isotopi stabili dell’ossigeno (Fig. 4.2). Questo è il primo di quattro eventi maggiori che punteggiano il deterioramento climatico del Cenozoico (Miller *et al.*, 1987). Questo evento sembra corrispondere a una forte regressione globale e a un massimo di “*hiatus*” nei sedimenti oceanici (Miller *et al.*, 1987; Zachos *et al.*, 1994). Inoltre esso potrebbe corrispondere all’inizio dell’intensificazione della produttività del plancton siliceo e del seppellimento del Corg., responsabili probabilmente di un’inversione dell’effetto serra (McGowran, 1989). Recentemente i dati degli isotopi del boro nella calcite dei foraminiferi planctonici hanno portato all’ipotesi (peraltro molto discussa) di una diminuzione e di una marcata variabilità dei valori della pCO_2 (Pearson e Palmer, 2000). L’Eocene inferiore terminale è un intervallo con una forte pressione evolutiva.

L’*Early Eocene Climatic Optimum* è una fase climatica caratterizzata da bassi valori del $\delta^{18}O$ (Zachos *et al.*, 2001, 2008; Bijl *et al.*, 2009; Hollis *et al.*, 2009, 2012; Westerhold *et al.*, 2018) e numerose violente escursioni transitorie degli isotopi del carbonio interpretate come rapidi (< 200 kyr) eventi transitori di riscaldamento (CIEs; Luciani *et al.*, 2016; Cappelli *et al.*, 2019) che si discosta in termini di durata, grandezza e significato dagli ipertermali paleogenici associati a rapidi episodi di rilascio di carbonio seguiti da un recupero relativamente rapido. Infatti, L’EECO fu un intervallo di tempo caratterizzato da condizioni estremamente calde persistite a lungo (ca. 2-4 Myr; Fig. 4.2) con temperature medie alle alte latitudini di almeno $10^{\circ}C$ superiori a quelle attuali (Luciani *et al.*, 2016), gradienti di temperatura latitudinali piuttosto ridotti o quasi inesistenti

(Greenwood & Wing, 1995; Lucchi, 2007; Bijl *et al.*, 2009; Cramwinckel *et al.*, 2018; Cappelli *et al.*, 2019) e valori di pCO₂ molto elevati (Pagani *et al.*, 2005; Zachos *et al.*, 2008; Beerling e Royer, 2011; Cappelli *et al.*, 2019). Tuttavia la durata, l'inizio e la fine dell'EEO sono stati oggetto di dibattito con età che per l'inizio variano da 54 a 46 Ma (Payros *et al.*, 2015; Luciani *et al.*, 2016; Cappelli *et al.*, 2019). In particolare, Luciani *et al.* (2016) suggeriscono che l'*onset* dell'EEO avvenga in coincidenza con l'inizio di uno degli ipertermali minore dell'Eocene: l'evento J a circa 53 Ma, mentre la sua fine avverrebbe in corrispondenza alla Bc di *Discoaster sublodoensis* (Base Zona CNE6 di Agnini *et al.*, 2014) a circa 49 Ma secondo la "2012 *Geologic Time Scale*" (GTS; Vandenberghe *et al.*, 2012). Quindi la durata dell'EEO secondo questi Autori sarebbe di ben 4 Myr. Il motivo di questa incertezza secondo Payros *et al.* (2015) potrebbe essere dovuta all'utilizzo di scale tempo differenti tra i diversi autori, a un'effettiva diacronia legata alla latitudine o semplicemente causata dalla natura stessa dell'evento che rappresenta il culmine di un *trend* di riscaldamento globale iniziato nel Paleocene superiore che quindi di per sé non potrebbe non avere un inizio e una fine distinta.

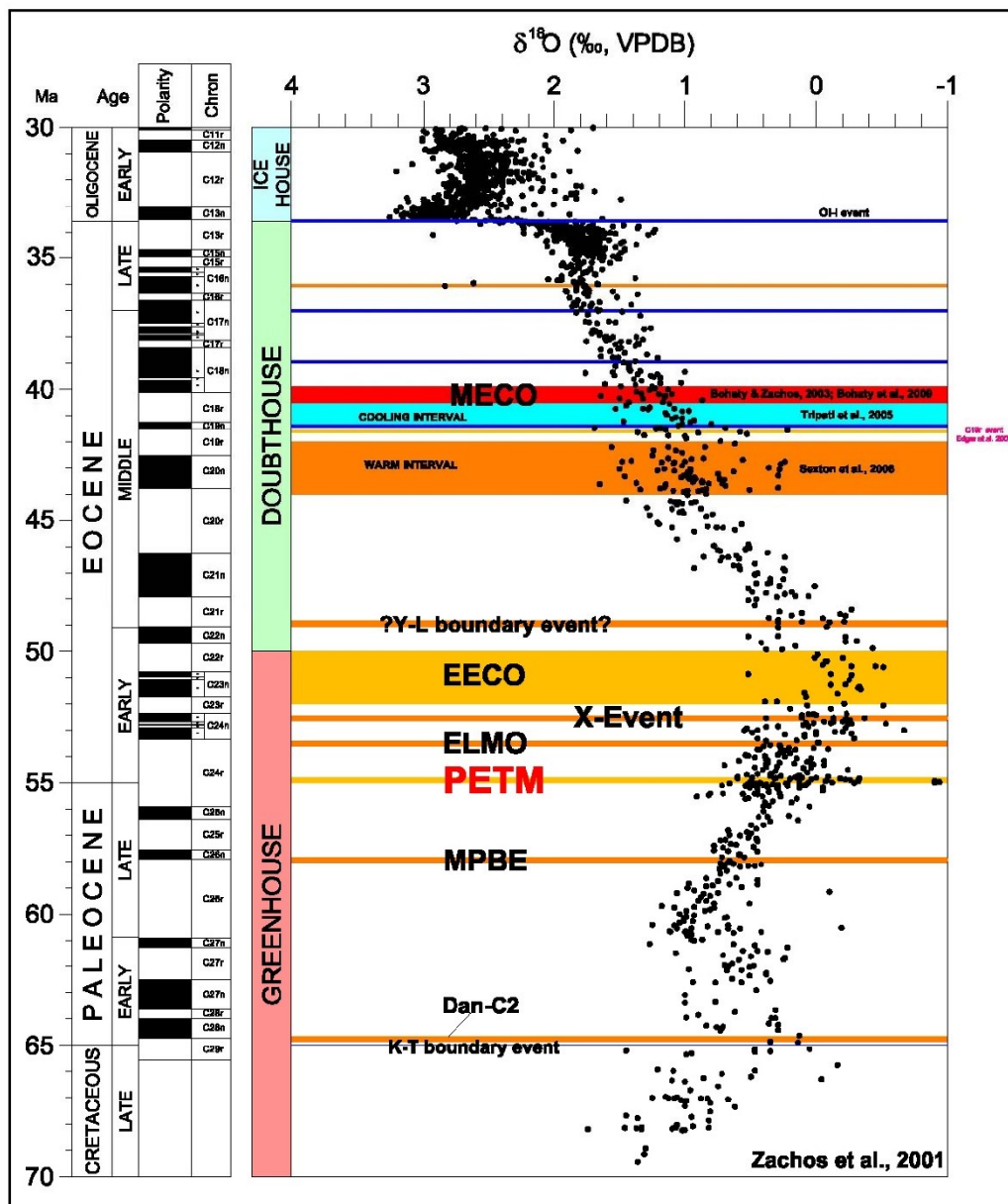


Fig. 4.2 - Sintesi dell'andamento degli isotopi stabili dell'ossigeno nella calcite dei foraminiferi bentonici degli ultimi 70 milioni di anni con indicati i principali ipertermali riconosciuti nel mondo *greenhouse* e *doubthouse* e l'EECO (da Zachos *et al.*, 2001 con modifiche).

CAPITOLO 5

INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRATIGRAFICO

La Sezione di Facen affiora a sud-ovest dell'abitato di Pedavena (Feltre, Belluno), nel Sudalpino orientale (Italia nordorientale, Regione Veneto; Fig. 5.1a).

Il Sudalpino orientale è caratterizzato da un sistema di faglie sud-vergenti ed è delimitato dai sistemi di faglie ("linee") Insubrica a nord e dalle Giudicarie a ovest. Le rocce che lo costituiscono sono per la maggior parte sedimentarie e poggiano su un basamento cristallino dal basso grado di metamorfismo (Doglioni e Bosellini, 1987). In questo contesto geologico il Sudalpino rappresenta parte del margine continentale passivo meridionale della Tetide mesozoica (e.g. Bernoulli e Jenkyns, 1974; Winterer e Bosellini, 1981; Sarti *et al.*, 1992). Esso ha subito un raccorciamento crostale che ha interessato questa zona soprattutto nel Paleogene-Neogene con un'intensità inferiore che altrove e per questo motivo l'attuale disposizione dei sedimenti di bacino e piattaforma riflette la paleogeografia del margine continentale durante il Mesozoico (Channell e Medizza, 1981; Fig. 5. 1).

Durante il Giurassico Inferiore, un processo regionale di *rifting* comportò la disgregazione e il collasso dell'estesa regione di piattaforme carbonatiche sviluppatesi nell'area durante il Triassico Medio-Superiore e alla base del Giurassico (e.g., Dolomia Principale, Costa *et al.*, 1996; Bosellini, 1996). Si formarono così dal Giurassico Inferiore quattro zone paleogeografiche separate tra loro da faglie normali con andamento circa NNE-SSW: da est verso ovest, la Piattaforma Friulana, il Bacino Bellunese, la Piattaforma di Trento e il Bacino Lombardo (Bernoulli e Jenkyns, 1974; Bernoulli *et al.*, 1979; Winterer e Bosellini, 1981; Agnini *et al.*, 2014b; Fig 5.1b). Tale topografia, che si originò durante il *rifting* permiano e mesozoico, ha influenzato la sedimentazione in quest'area dal Giurassico al Paleogene inferiore (Agnini *et al.*, 2014b). A partire dal Giurassico Superiore e nel Cretaceo Inferiore la Piattaforma Friulana è caratterizzata dalla presenza di margini biocostruiti dai quali si originano torbiditi bioclastiche che vanno a sedimentarsi nell'adiacente Bacino Bellunese, intercalandosi ai depositi pelagici ed emipelagici (Bosellini *et al.*, 1980). Secondo Bosellini *et al.* (1980) il Bacino Bellunese era principalmente una scarpata di raccordo tra la piattaforma Friulana e il relativamente più profondo *Plateau* di Trento che è stato interpretato come una catena di *seamount* derivata dall'annegamento della piattaforma trentina al passaggio tra Giurassico Inferiore e Giurassico Medio. Durante il Giurassico Medio e Superiore sul Trento Plateau si depositò la Formazione del Rosso Ammonitico, costituita da calcari nodulari rossastri mentre nel Bacino Bellunese questo avvenne nel Giurassico Superiore (Fig. 5.2). Questa formazione

è tradizionalmente suddivisa in “Rosso Ammonitico Inferiore” (Baiociano-Calloviano/Oxfordiano) e “Rosso Ammonitico Superiore” (Kimmeridgiano-Titoniano) e le due unità sono separate dai calcari selciferi della Formazione di Fonzaso in alcuni settori del Trento Plateau (Membro “selcifero”) e del Bacino Bellunese (Calloviano-Kimmeridgiano; Bosellini, 1996; Fig. 5.2). A partire dal Titoniano superiore la sedimentazione diventò più uniforme nell’intero Sudalpino, quando i calcari pelagici della Maiolica e del Biancone cominciarono a “imbiancare” la maggior parte del Bacino Lombardo e Bellunese, così come il Trento Plateau (Channell *et al.*, 1992; Fig. 5.2). I depositi di “Scaglia” (pelagici ed emipelagici) successivi sono anch’essi ampiamente diffusi in tutta l’area, in particolare nel Bacino Bellunese (Veneto centro-orientale). Nel Cretaceo Inferiore si depositò una successione di calcari bianchi con selce fittamente stratificati (Formazione della Maiolica e della Scaglia Variegata Alpina, ex Biancone) che suggeriscono condizioni marine profonde (Bosellini, 1996; Agnini *et al.*, 2014b). La Scaglia Variegata Alpina termina con la deposizione a macchia di leopardo di un livello di spessore variabile di *black shale* (Livello Bonarelli) che documenta l’*Oceanic Anoxic Event* 2 (OAE2) che approssima la base del Turoniano (Agnini *et al.*, 2014b). Sopra il Livello Bonarelli, ove presente, si depositarono marne di calcari nodulari con selce di colore rosso-rosato che, a partire dalla parte alta del Cretaceo Superiore, incrementano gradualmente il loro contenuto terrigeno (Scaglia Rossa) raggiungendo, in alcuni casi, anche spessori notevoli (250 m; Costa *et al.*, 1996; Agnini *et al.*, 2014b;) (Fig. 5.2).

5.1 LA SEDIMENTAZIONE PELAGICA NELL'EOCENE DEL VENETO ORIENTALE

Nella regione Veneto la Scaglia, o meglio la “Scaglia Rossa” (o “Scaglia Rossa veneta”) rappresenta l’ultimo termine della successione mesozoica e complessivamente si estende dal Cretaceo Superiore all’Eocene. La base di questa formazione non è isocrona per tutta l’area veneta: per la maggior parte turoniana, è aptiana nella zona di Cortina o santoniano-campaniana nel settore più orientale, ove ricopre il “Calcare di Soccher”, o addirittura maastrichtiana, in eteropia con il Calcare del M. Cavallo (Fig. 5.2). Si tratta di calcari rossastri, con letti e noduli di selce nella porzione pre-campaniana, ben stratificati e a frattura scagliosa. La frazione argillosa aumenta verso l’alto nei termini maastrichtiano-paleogenici. Quest’unità litostratigrafica è costituita prevalentemente da nannoplancton calcareo e foraminiferi planctonici e si è deposta generalmente a profondità superiori ai 1000 metri (Bosellini *et al.*, 1978; Poletti *et al.*, 2004). Come detto in precedenza, nel Veneto orientale, la Scaglia Rossa raggiunge spessori elevati. Parte di questa espansione stratigrafica è da attribuirsi alla presenza di intercalazioni di torbiditi carbonatiche prodotte dallo smantellamento della Piattaforma Friulana accelerato da movimenti tettonici e/o temporanee emersioni (Antonelli *et al.*, 1990). A causa della presenza di questi materiali e di locali variazioni di colore e contenuto in terrigeno, ai termini più recenti della Scaglia Rossa affioranti in Valbelluna sono stati attribuiti differenti nomi formazionali (*e.g.* Formazione di Cugnan, Conglomerato di Rifugio Sasso, “Scaglia Cinerea”, Marna della Vena d’Oro; Di Napoli Alliata *et al.*, 1970; Costa *et al.*, 1996) (Fig. 5.3). A tutt’oggi queste unità locali necessitano di revisione stratigrafica.

Durante l’Eocene, la collisione tra la placca europea e quella africana generò un’importante riorganizzazione paleogeografica del Sudalpino (Doglioni e Bosellini, 1987). La sedimentazione emipelagica persiste nel Vallone Bellunese fino all’Ypresiano (Eocene inferiore) e in particolare fino alla base della biozona NP12 di Martini (1971)/CNE4 di Agnini *et al.* (2014) (Grandesso, 1976; Costa *et al.*, 1996; Giusberti *et al.*, 2007; Dallanave *et al.*, 2009). Successivamente si ha la deposizione del Flysch di Belluno (Grandesso, 1976; Giusberti *et al.*, 2007; Agnini *et al.*, 2014b), un corpo sedimentario piuttosto potente (da circa 750 m a oltre un migliaio di metri; Stefani e Grandesso, 1991) esteso dall’Alpago al Feltrino e nella fascia pedemontana, da Vittorio Veneto a Segusino (Fig. 5.2). Esso è costituito dall’alternanza ritmica di marne argillose, calcareniti e arenarie, tipica delle sequenze torbiditiche. L’intervallo pelitico è in genere molto più spesso di quello arenaceo, dove prevale la frazione carbonatica su quella silicoclastica. Lungo il fianco meridionale del Vallone Bellunese la successione contiene intercalazioni di breccie bioclastiche in banchi plurimetrici di notevole evidenza morfologica. In Alpago e nei

dintorni di Belluno, il flysch è esclusivamente eocenico inferiore mentre, nel Feltrino orientale, è anche medio-eocenico (Grandesso, 1976; Stefani e Grandesso, 1991). Tale progressivo e sensibile ringiovanimento verso ovest è legato alla migrazione dell'asse deposizionale del bacino, quale riflesso dell'avanzamento del fronte dei sovrascorrimenti dinarici (Costa *et al.*, 1996). Al tetto il Flysch di Belluno è ricoperto in discordanza angolare dall'Arenaria glauconitica di Belluno (Chattiano superiore; Fig. 5.2). Nel Feltrino la successione torbiditica del flysch si chiude bruscamente in prossimità della zona di Pedavena-Croce d'Aune dove l'Eocene è rappresentato da depositi emipelagici (Fig. 5.2). In continuità di sedimentazione sopra la Scaglia Rossa poggiano, infatti, più di 400 metri di marne grigie e argille marnose (*in facies* di Scaglia Cinerea; Grandesso, 1976; Grandesso e Stefani, 1993) di età ypresiano-priaboniana con intercalazioni bioclastiche e piroclastiche, via via più frequenti a partire dall'Ypresiano terminale. Nello specifico a partire dall'Ypresiano superiore fino al Luteziano nella zona di Pedavena e Croce d'Aune si ebbe dapprima la deposizione di biocalciruditi fini-bioclastiti con spessore decimetrico e successivamente, nel Luteziano, quella di corpi carbonatici plurimetrici (Stefani e Grandesso, 1993). Entrambi sono la testimonianza della risedimentazione di materiale proveniente dai Lessini *Shelf*, una piattaforma carbonatica che si è imposta sul Trento Plateau nell'Eocene inferiore. Nello stesso intervallo di tempo la zona è stata raggiunta anche da torbiditi, testimoniate da intercalazioni arenitiche, che sono state interpretate come le terminazioni più occidentali del Flysch di Belluno (Stefani e Grandesso, 1993).

5.2 L'EEO NEL VENETO CENTRO ORIENTALE

Nell'area di studio (Veneto centro-orientale), i sedimenti dell'Ypresiano superiore-Luteziano inferiore che dovrebbero contenere l'EEO, per quanto di mia conoscenza, sono stati finora scarsamente esplorati. Le uniche sezioni che attraversano l'EEO sono la ben nota sezione di Possagno, oggetto di studi fin dagli anni '60 (*e.g.*, Bolli, 1975; Agnini *et al.* 2006; Luciani *et al.*, 2016) e la sezione scarsamente esplorata di Facen di cui si hanno a disposizione i soli dati preliminari a foraminiferi planctonici (Grandesso e Stefani, 1993). Con la sola eccezione della sezione di Possagno non sono disponibili, al momento, studi in alta risoluzione che confrontino in modo diretto e rigoroso i dati ottenuti dal plancton calcareo con quelli geochimici (Agnini *et al.*, 2006; Luciani *et al.*, 2016). Tuttavia i dati disponibili indicano che approssimativamente, nello stesso intervallo di tempo in cui si ha l'inizio dell'evoluzione del “*lineage*” delle *Noelaerhabdaceae* (che include *Emiliania huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. che sono le forme predominanti nei “*bloom*” di coccolitoforidi degli oceani attuali), all'interno dei foraminiferi planctonici avviene un importante “turnover” caratterizzato dalla comparsa di nuove linee evolutive (*Turborotalia*,

Clavigerinella e morozovellidi debolmente carenati) e da un'importante diminuzione dei morozovellidi di grandi dimensioni.

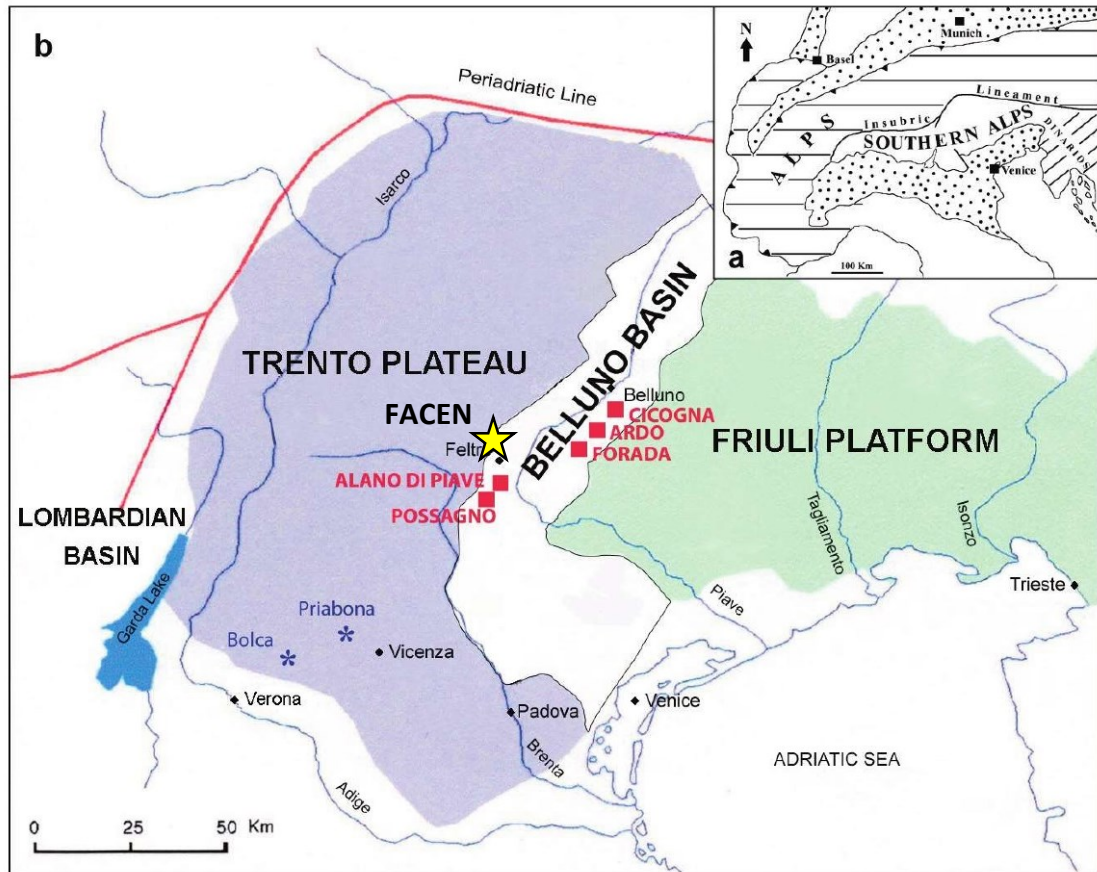


Fig. 5.1 - Il contesto paleogeografico e geologico del Sudalpino orientale. Stella in giallo ubicazione della sezione studiata. In rosso ubicazione di altre importanti sezioni eoceniche. a) schema geologico semplificato delle Alpi Meridionali (adattato da Doglioni e Bosellini, 1987); b) ricostruzione paleogeografica schematica del Sudalpino orientale nel Cretaceo Superiore. Da Cati *et al.* (1989) modificato.

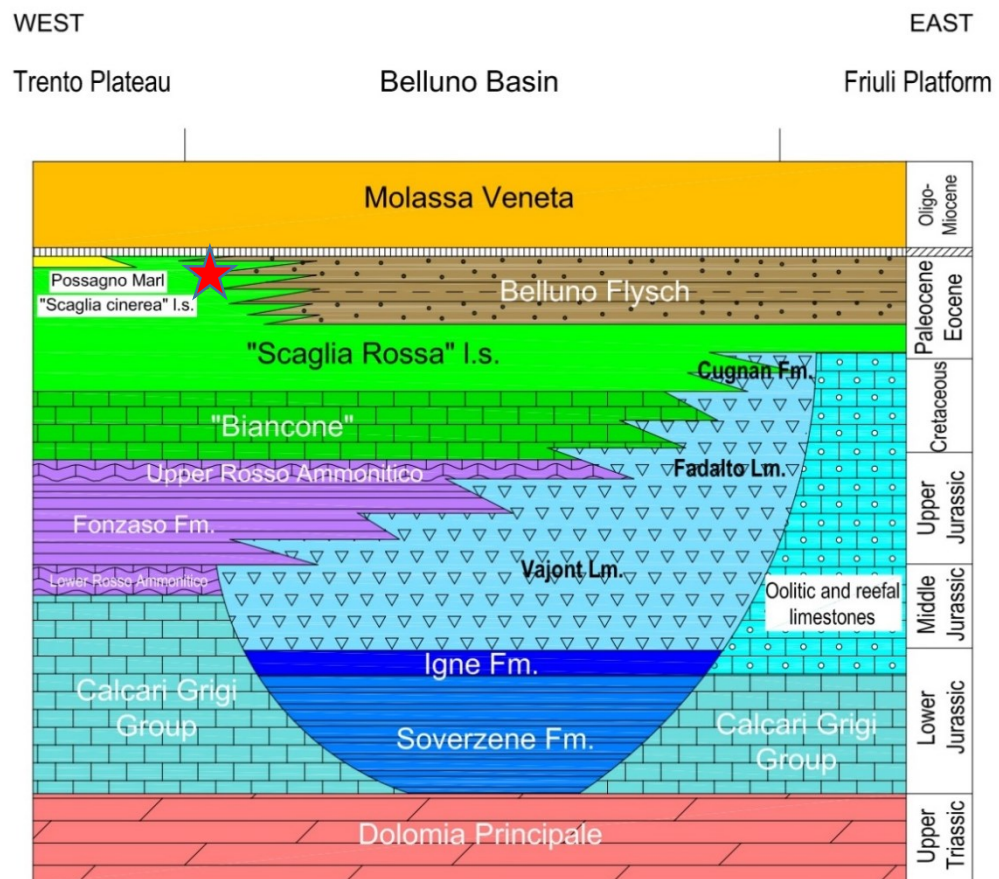


Fig. 5.2 – Schema semplificato dei rapporti stratigrafici delle formazioni dal Triassico Superiore al Miocene nella parte centro-orientale del Veneto. La stella in rosso indica la posizione della sezione di Facen. Da Agnini *et al.* (2014b) modificato.

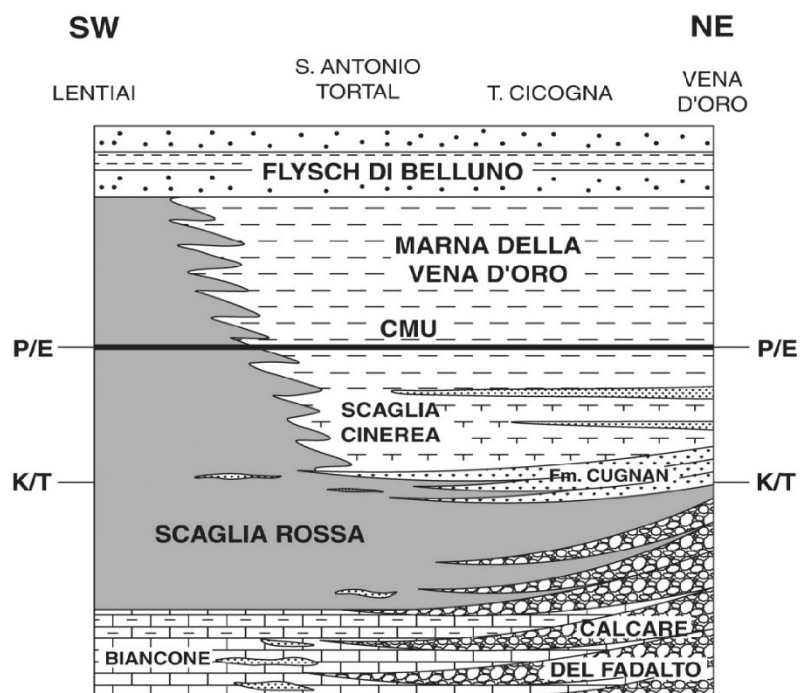


Fig. 5.3 – Schema dei rapporti stratigrafici delle unità litostratigrafiche del Cretaceo-Paleogene inferiore della Valbelluna a est dell'area di studio da (Giusberti *et al.*, 2007)

CAPITOLO 6

LA SEZIONE DI FACEN

La sezione oggetto in questo elaborato di laurea è a circa 1 Km a Nord di Facen (Frazione di Pedavena, BL) con coordinate: Latitudine 46°2'2" N; Longitudine 11°51'56" E (Fig. 6.1) e si colloca nel Sudalpino orientale (Italia nord-orientale, regione Veneto; Fig. 5.1).

La successione paleogenica affiorante nell'area di studio si estende dal Paleocene inferiore al Luteziano medio (Eocene inferiore-medio) ed è rappresentata dalle formazioni della Scaglia Rossa e dalla Scaglia Cinerea per uno spessore complessivo di almeno 250 m (Grandesso e Stefani, 1993; Giusberti *et al.*, 2005; Giusberti com. pers.). I primi 100 m sono caratterizzati principalmente da marne e calcari marnosi in *facies* di Scaglia con verso l'alto intercalazioni di livelli calcarenitici decimetrici, mentre negli ultimi 150 m sono presenti due banchi plurimetrici (10-25 m circa) di calcareniti e calciruditi provenienti dalla piattaforma Lessinea. Nel secondo di questi banchi è presente un filone basaltico (Grandesso e Stefani, 1993; Fig. 6.2).

La sezione campionata per questo tirocinio parte dalla porzione inferiore della successione paleogenica e si estende per circa 30 m. Dal punto di vista litostratigrafico i primi 21 m campionati sono attribuibili alla Formazione della Scaglia Rossa e i restanti 9 m alla Scaglia Cinerea (Fig. 6.3).

In generale, la Scaglia Rossa è costituita da una serie di calcari marnosi e marne calcaree di colore rossastro intercalate a marne argillose e livelli di calcareniti e calciruditi. Nell'area di studio la Scaglia Cinerea è caratterizzata dalla presenza di marne grigie con intercalazioni di torbiditi arenitiche.

Si riporta qui di seguito la dettagliata descrizione litologica della sezione oggetto di studio (Fig. 6.3):

- Lo zero stratigrafico della sezione campionata si trova circa 25 m sopra il contatto tra la Scaglia Rossa cretacea e quella paleogenica (il limite K/Pg è in lacuna; Giusberti *et al.*, 2005) ed è rappresentato da un intervallo marnoso argilloso dello spessore di circa 0.27 m. Al di sopra di questo si osserva un pacco di strati (spessore circa 6.90 m) di marne e calcari marnosi di colore marrone con intercalazioni di sottili intervalli marnosi di spessore 0.31 m, 0.29 m, 0.24 m, rispettivamente a +1.78 m, +2.32 m e +3.62 m (Fig. 6.4);
- A +7.17 m affiora un pacco di calcari spessi 0.35 m a cui seguono un pacco di strati di marne e calcari marnosi dello spessore di all'incirca 3 m in cui sono intercalati

un livello marnoso argilloso di colore verde di 0.22 m a +8.67 m, immediatamente seguito da uno strato di calcareniti dello spessore di 0.18 m;

- A +10.60 m si osserva un pacco di strati marnosi argillosi al cui tetto (+12.55 m) è presente un livello di calcareniti dello spessore di 0.22 m;
- Da +12.77 m a +15 m affiora un intervallo marnoso argilloso interrotto da due sottili intercalazioni decimetriche di marne e calcari marnosi rispettivamente a +13.15 m e +14.12m (Fig. 6.5);
- Da +15 m a +16.73 m è presente un intervallo di marne e calcari marnosi di colore verde entro il quale a +16.35 m si osserva uno strato di calcareniti con macroforaminiferi spesso 0.12 m (Fig. 6.5);
- Da +16.73 a +19.49 è presente un esteso intervallo marnoso argilloso di colore verde intervallato da uno strato di calcari e di calciruditi entrambi spessi circa 0.40 m rispettivamente a +17.68 m e +18.93m. La calcirudite è caratterizzata dalla presenza di macroforaminiferi;
- Da +19.49 m a +21.00 m affiora in intervallo di marne e calcari marnosi dello spessore di circa 0.70 m al cui tetto segue un pacco di marne verdi di 0.80 m al cui interno sono intercalati uno strato di calcareniti (0.11 m) e di calciruditi a macroforaminiferi (0.36 m) rispettivamente a +20.43 m e a +20.64 m;
- Da +21 m a +30 m non sono state fatte osservazioni di dettaglio sulla litologia, costituita da marne argillose grigiastre con intercalazioni arenitiche, ma è stato solo misurato lo spessore della sezione.

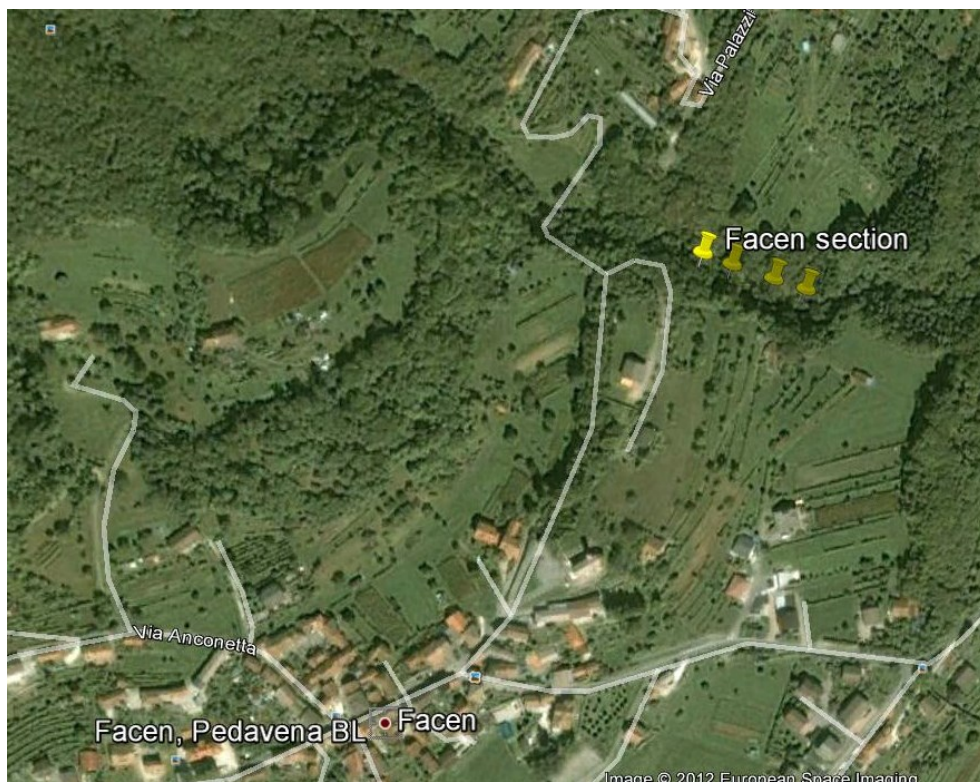


Fig. 6.1 – Foto satellitare dell'area con ubicazione della sezione di Facen (BL; segnaposto in giallo) coordinate Latitudine 46°2'2" N; Longitudine 11°51'56" E. Da Google Earth.

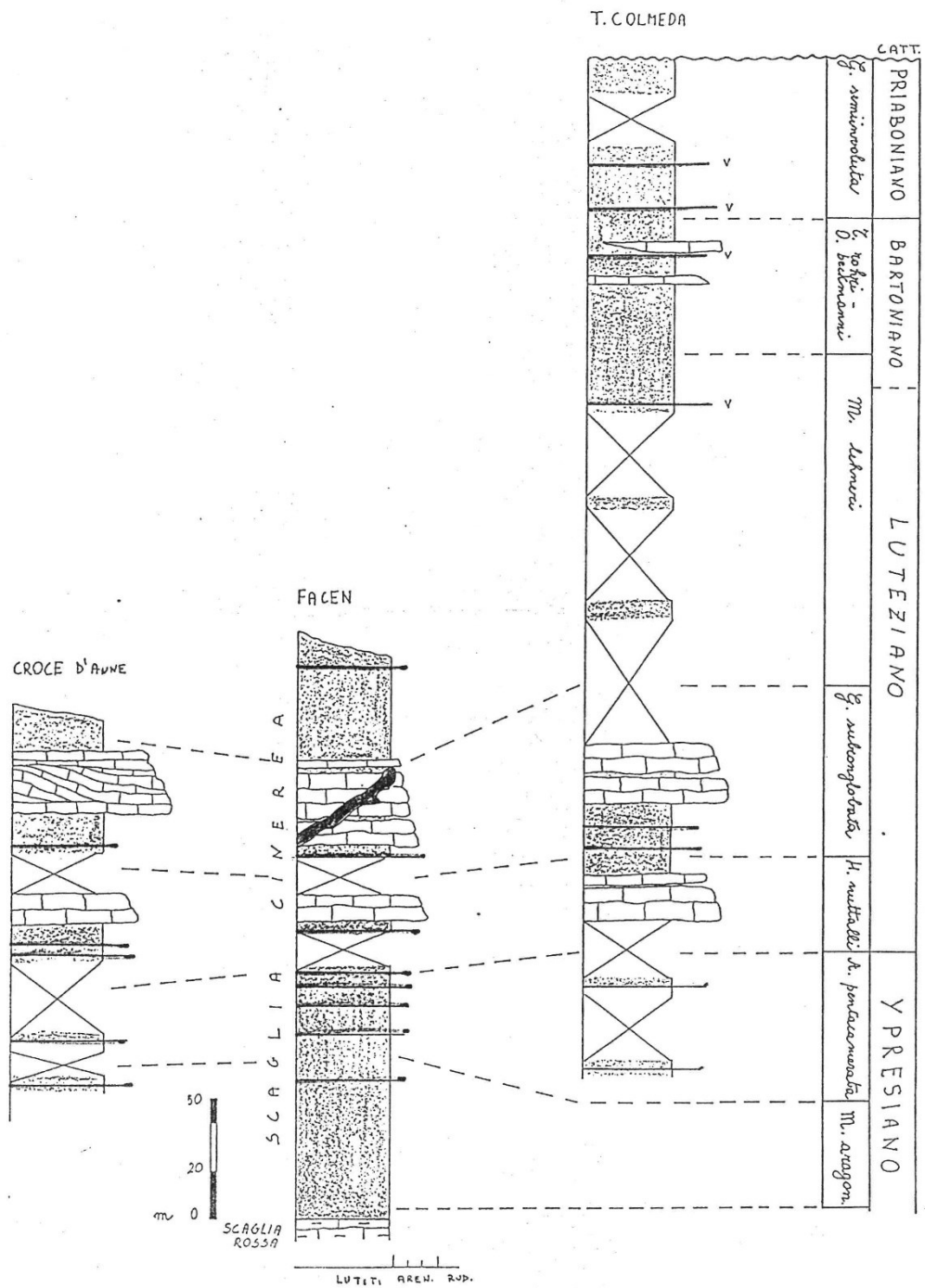


Fig. 6.2 – Litologia, litostratigrafia, cronostratigrafia e biostratigrafia a foraminiferi planctonici delle successioni eoceniche nell'area compresa tra il Torrente Colmeda e Croce D'Aune (Area Feltrina; BL). Da Grandesso e Stefani (1993).

FACEN SECTION

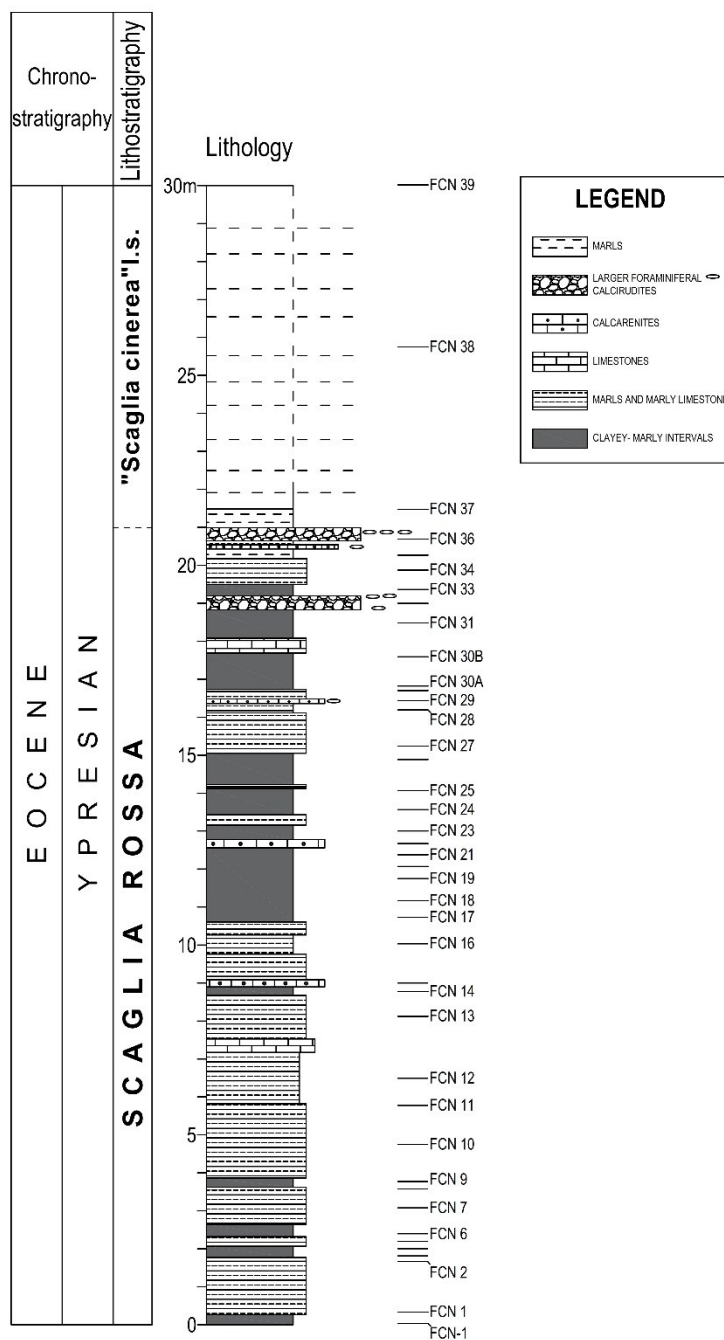


Fig. 6.3 – Cronostratigrafia, litostratigrafia e litologia, della sezione affiorante a Facen con l'indicazione della posizione dei campioni raccolti per lo studio dei nannofossili calcarei.



Fig. 6.4 – Intervallo marnoso affiorante circa 2 metri sopra la base della sezione.



Fig. 6.5 – Intervallo prevalentemente marnoso affiorante tra circa 11 m e 20 m.

7. METODI DI ANALISI

ANALISI AL MICROSCOPIO

Le analisi per i nannofossili calcarei, che sono l'oggetto di studio di questo elaborato, sono state effettuate attraverso un microscopio ottico polarizzatore a 1250 ingrandimenti. In totale sono stati analizzati venticinque campioni. Lo studio al microscopio è stato effettuato attraverso l'osservazione di vetrini sia a *nicol* paralleli che a *nicol* incrociati. Entrambe queste analisi sono state necessarie per la classificazione dei nannofossili calcarei.

L'osservazione a *nicol* paralleli ha permesso di individuare le caratteristiche morfologiche dei coccoliti e, in particolar modo, di riconoscere il genere *Discoaster* e la specie *Tribrachiatulus orthostylus*, mentre quella a *nicol* ha permesso di analizzarne i "modelli di estinzione". Quest'ultimo tipo di approccio è estremamente utile date le caratteristiche ottiche dei nannofossili calcarei. Questi sono infatti costituiti da dei cristalli di calcite, la cui composizione determina, a *nicol* incrociati, fenomeni di birifrangenza e di estinzione, fondamentali per la loro identificazione.

Prima di iniziare ad analizzare il vetrino, viene collocata su di esso una piccola goccia di olio Olympus a immersione (caratteristiche merceologiche: DIN 58,884; ISO 8031-1; $n_e=1,518$ (23°C); $v_e=42$). Questo permette di raggiungere un indice di rifrazione (n_D) ben preciso, quasi identico a quello del vetro che elimina quasi completamente la deviazione del raggio di luce e aumenta significativamente l'efficacia delle lenti. Il tipo di obiettivo utilizzato è il 100X/1.25 oel Pol a immersione.

Per quanto concerne il tipo di analisi compiute inizialmente è stata effettuata un'analisi qualitativa dell'associazione a nannofossili calcarei con lo scopo di determinare lo stato di preservazione e l'abbondanza degli esemplari appartenenti ai vari *taxa*.

Successivamente sono stati eseguiti conteggi impiegando approcci di tipo semiquantitativo e quantitativo. Il primo ha permesso di calcolare l'abbondanza delle forme indicative all'interno di un'area prefissata (Backman e Shackleton, 1983; Rio *et al.*, 1990a, b.). Per la maggior parte dei *taxa* l'analisi è stata fatta determinando la frequenza delle specie indicative su 1 mm² (N. individui/1mm²), corrispondenti a 23 campi. Per il *T. orthostylus* e il *Discoaster lodoensis*, è stata determinata l'abbondanza su tre traverse (N. individui/6mm²; Gardin e Monechi, 1998) in quanto si tratta di *taxa* rari, ma importanti dal punto di vista biostratigrafico. L'approccio quantitativo (Thierstein *et al.*, 1977) è consistito nella determinazione della frequenza relativa di *taxa* indicativi all'interno di una popolazione di circa 300 esemplari. Questo tipo di analisi è stato utilizzato soprattutto per

evidenziare cambiamenti, a livello generico/supragenerico, nell'associazione a nannofossili calcarei in relazione alla possibile variazione di parametri paleoambientali.

CAPITOLO 8

I RISULTATI

I principali obiettivi di questo elaborato, come accennato nell'introduzione, erano inquadrare, dal punto di vista biostratigrafico, la sezione di Facen e confrontarne l'espansione stratigrafica con la classica sezione di Possagno che affiorava nella cava di Carcoselle (Agnini *et al.*, 2006), con lo scopo di verificare se la sezione esaminata è adatta a ulteriori studi biostratigrafici in alta risoluzione.

8.1 CARATTERISTICHE GENERALI DELLE ASSOCIAZIONI

In generale, il contenuto in nannofossili calcarei dei venticinque campioni studiati è da comune ad abbondante e l'associazione è piuttosto diversificata.

Lo stato di conservazione dell'associazione è generalmente moderato con fenomeni di frammentazione, dissoluzione e ricristallizzazione abbastanza limitati.

L'associazione a nannofossili calcarei si presenta notevolmente diversificata ed è caratterizzata dalla dominanza di placoliti e sfenoliti (Figg. 8.1, 2).

Tra i placoliti, *Coccolithus* domina in tutta l'associazione. Le Prinsiaceae (*Toweius* e *Prinsius*) sono abbondanti nella parte inferiore della sezione, fino a circa 15 m, mentre a partire dai 20 m si affermano le Noelaerhabdaceae (*Reticulofenestra*, *Dictyococcites* e *Ciclicargolithus*; Figg. 8.1, 2). *Ericsonia* rappresenta una componente minoritaria dell'associazione, in quanto generalmente non supera il 2% (Fig. 8.2).

Tra i nannoliti, i generi *Sphenolithus* e *Zygrabolithus* sono i più abbondanti, costituendo rispettivamente fino al 50% e al 20% dell'intera associazione (Fig. 8.2).

Il genere *Discoaster* è generalmente scarso in tutta la sezione, tranne nell'intervallo tra i 17 m e i 20 m dove supera il 10% dell'intera associazione con un'abbondanza assoluta che raggiunge 70 esemplari per mm² (Figg. 8.1, 2).

Il rimaneggiamento generalmente è molto scarso e non mostra variazioni particolari in tutta l'associazione come è bene evidenziato in figura 8.2.

Il genere *Tribrachiatulus* risulta essere poco rappresentato in termini di abbondanza relativa (circa 2%) all'interno dell'intera associazione (Fig. 8.2).

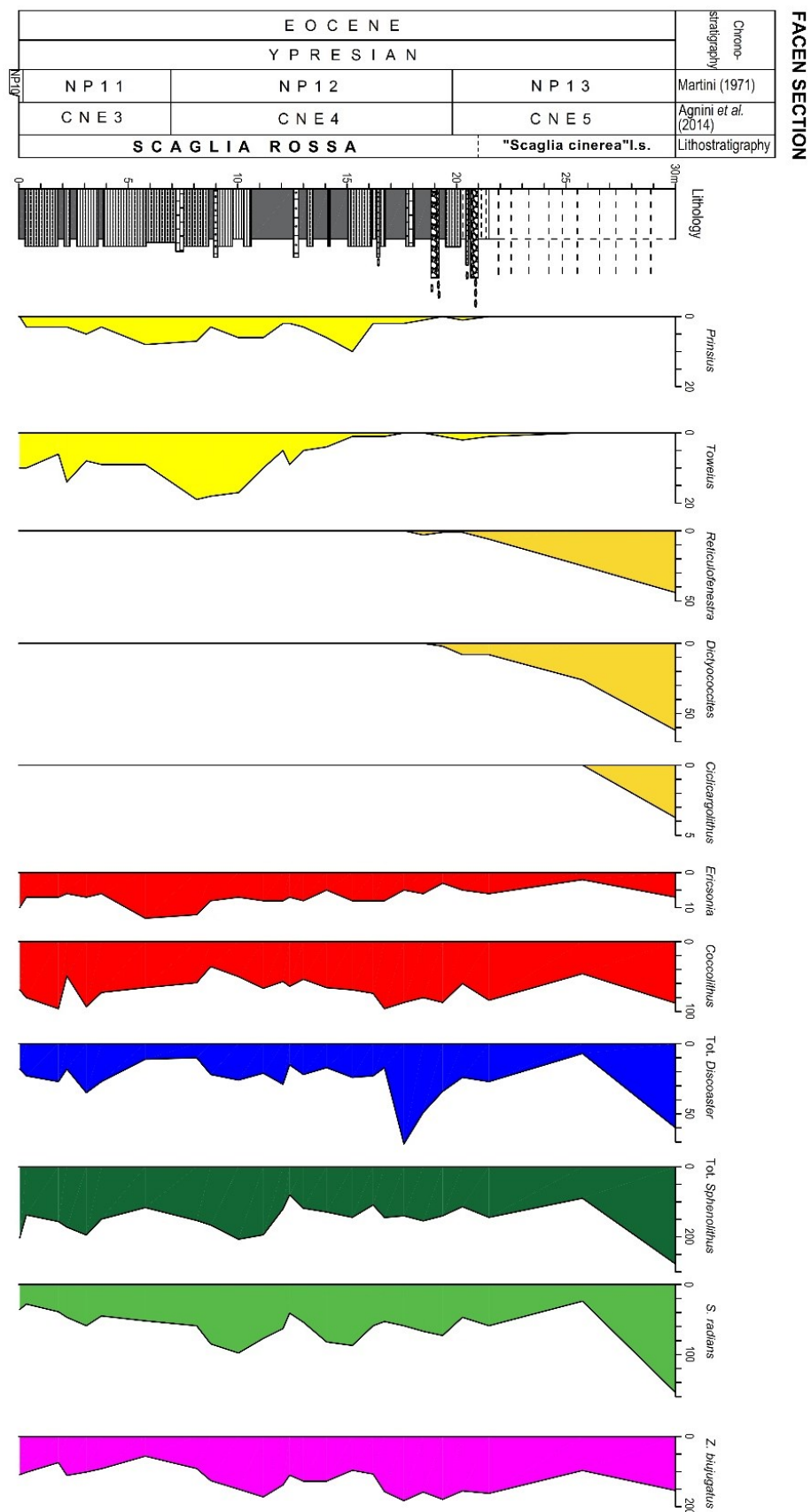


Fig. 8.1 – Cronostratigrafia, classificazione biostratigrafica, litostratigrafia, litologia e modalità di distribuzione dei *taxa* considerati valutata su 1 mm². Per la litologia si veda Fig. 6.3

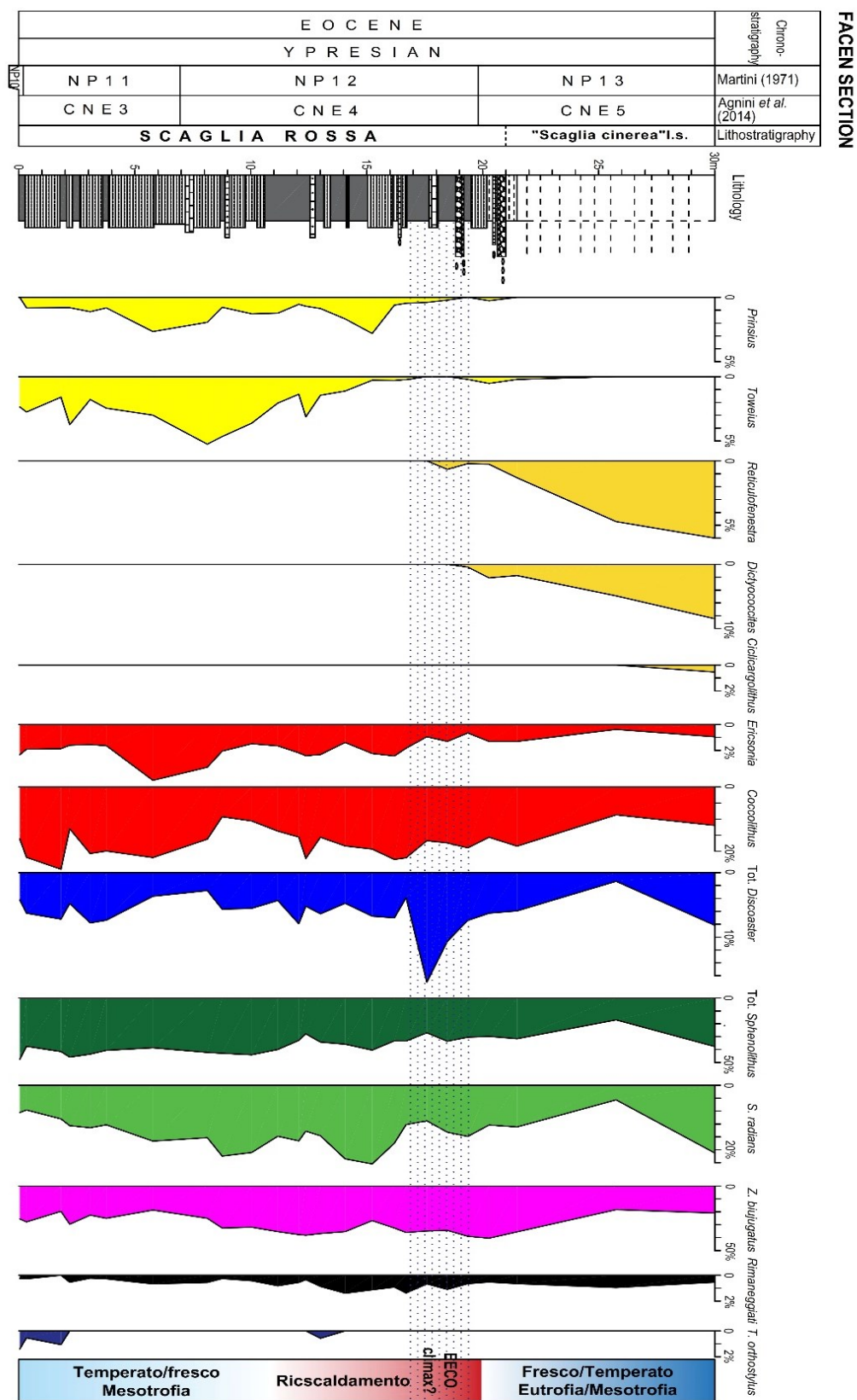


Fig. 8.2 – Cronostratigrafia, classificazione biostratigrafica, litostratigrafia, litologia e modalità di distribuzione dei *taxa* considerati valutata in percentuale su circa 300 esemplari. La banda puntinata l'intervallo di acme del genere *Discoaster*. A destra sono indicati gli intervalli delle ipotizzate condizioni paleoambientali. Per la litologia si veda Fig. 6.3.

8.2 BIOSTRATIGRAFIA ED ETÀ DELLA SEZIONE

In figura 8.3 è stato riportato lo Schema Tempo di riferimento per inquadrare la sezione dal punto di vista biostratigrafico e cronostratigrafico. Nello specifico, nello Schema Tempo sono riportati i biorizzonti a nannofossili calcarei di maggiore utilità nell'intervallo di interesse. Per la classificazione biostratigrafica della sezione si fa riferimento agli schemi zonali di Martini (1971) e Agnini *et al.* (2014). Nonostante lo studio sia stato condotto in bassa risoluzione è stato possibile comunque identificare sette biorizzonti già noti in letteratura (*e.g.*, Agnini *et al.*, 2006, 2007, 2014; Dallanave *et al.*, 2009; Cappelli *et al.*, 2019) che dal più antico al più recente sono:

- 1) Top (T) di *Tribrachiatus contortus*
- 2) Base (B) di *Girgisia gammation*
- 3) Base comune (Bc) di *Discoaster lodoensis*
- 4) B di *Coccolithus crassus*
- 5) Top comune (Tc) di *Toweius*
- 6) Bc di Noerlabdaceae
- 7) Top (T) di *Tribrachiatus orthostylus*

Di questi 4 sono marker delle biozonature considerate in Figura 8.3 (T di *T. contortus*, Bc di *D. lodoensis*, B di *C. crassus* e T di *T. orthostylus*) i restanti tre sono eventi addizionali (Fig. 8.4). La posizione stratigrafica dei 7 biorizzonti individuati (Figg. 8.4, 8.5) sembra consistente con quella proposta nei lavori precedenti (*e.g.*, Agnini *et al.*, 2006, 2007, 2014; Dallanave *et al.*, 2009). In riferimento ai dati raccolti la parte inferiore della sezione dalla base fino a circa 7 m può essere attribuita alle Biozone NP10-NP11 di Martini (1971) e alla Biozona CNE3 di Agnini *et al.* (2014) (Figg. 8.4, 8.5). Nello specifico l'estinzione del *T. contortus*, che definisce la base della biozona NP11 di Martini (1971), avviene a circa 20 cm, mentre la comparsa di *D. lodoensis*, che definisce la base della Biozona NP12 di Martini (1971) e della Biozona CNE4 di Agnini *et al.* (2014), è stata riconosciuta a 6.95 ± 1.17 m (Figg. 8.4, 8.5). Da notare che all'interno della Biozona CNE3 non è stato possibile identificare la comparsa rara di *D. lodoensis* probabilmente a causa del passo di campionatura piuttosto basso. Al contrario è stata rilevata la comparsa di *G. gammation* a 3.42 ± 0.34 m in una posizione biostratigrafica in prima approssimazione compatibile con i dati della letteratura (*e.g.*, Agnini *et al.*, 2014) (Figg. 8.4, 8.5). La parte media della sezione, da 8.5 m a 20 m è stata assegnata alla biozona CNE4 di Agnini *et al.* (2014) o alla biozona NP12 di Martini (1971), sulla base della presenza di *D. lodoensis* e di *T. orthostylus*. In particolare, *T. orthostylus* si estingue a 19.82 ± 0.45 assieme alla Bc delle

Noelaerhabdaceae (Figg. 8.4, 8.5). Circa 3 metri sotto l'estinzione dei *T. orthostylus*, nella Biozona CNE4, sono stati identificati il violento declino (Tc) del genere *Toweius* a $17,15 \pm 0.45$ immediatamente preceduto dalla comparsa di *C. crassus* a $16,45 \pm 0.25$ (Figg. 8.4, 8.5). Il succedersi ravvicinato di questi quattro eventi (T di *T. orthostylus*, Bc delle *Noelaerhabdaceae*, Tc di *Toweius* B di *C. crassus*) rispecchia quanto noto nei precedenti lavori (e.g., Agnini *et al.*, 2006, 2014). I restanti 10 metri della sezione studiata sono stati attribuiti alla biozona CNE5 di Agnini *et al.* (2014) o NP13 di Martini (1971) (Figg. 8.4, 8.5). Nel complesso quindi la sezione di Facen si estende dalla Biozona CNE3 *pars* alla biozona CNE5 *pars* di Agnini *et al.* 2014 o dalla Biozona NP10 alla Biozona NP13 di Martini (1971). In termini cronostratigrafici l'intera successione è, perciò, riferibile alla parte media dell'Ypresiano (Eocene inferiore) (Figg. 8.4, 8.5).

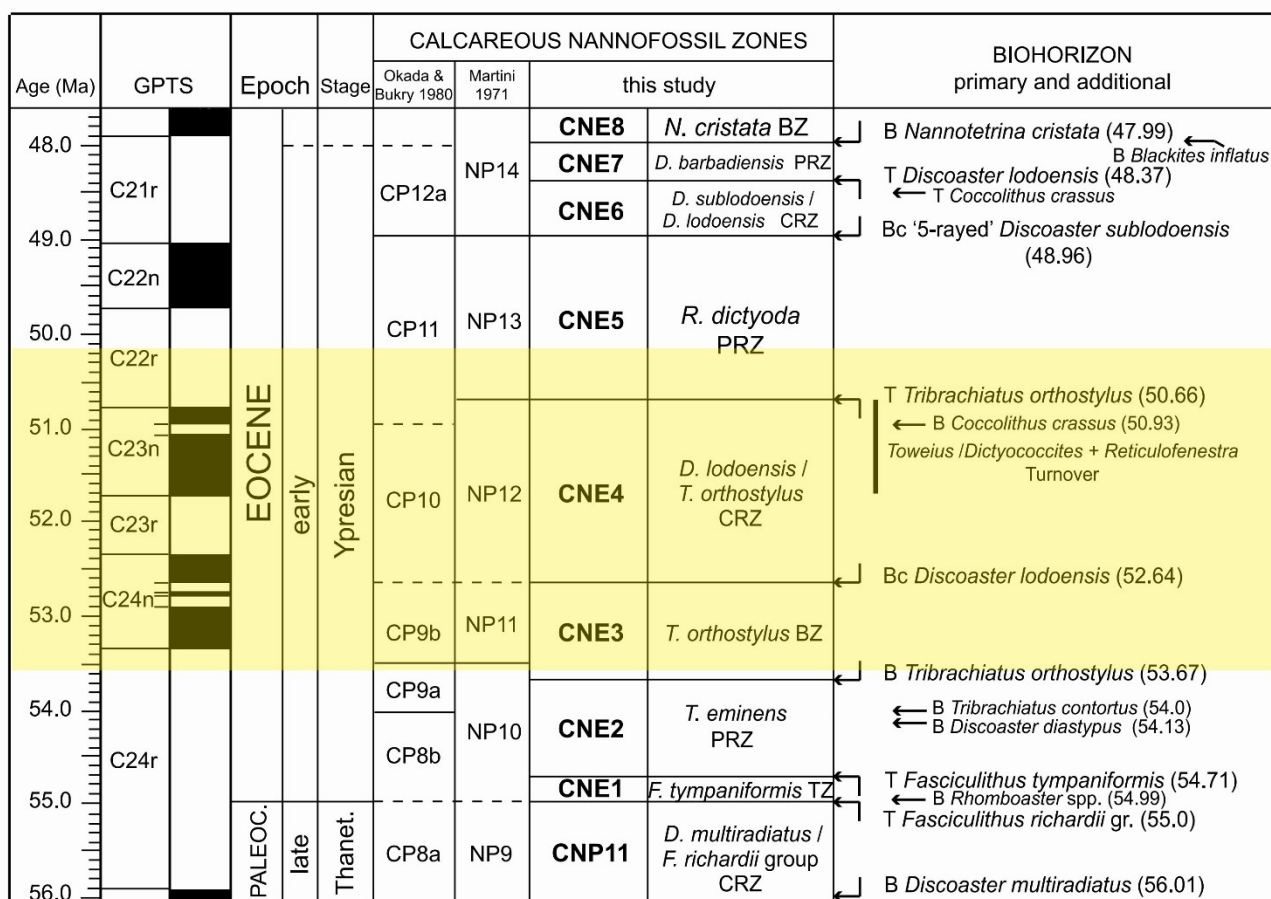


Fig. 8.3 - Schema bio-magnetocronobiostratigrafico adottato nel presente elaborato che mette a confronto le zonature "standard" con la zonatura di Agnini *et al.* (2014). A destra sono indicati i biorizzonti primari e addizionali di Agnini *et al.* (2014). In giallo è evidenziato l'intervallo stratigrafico studiato. Da Agnini *et al.* (2014a modificato).

FACEN SECTION

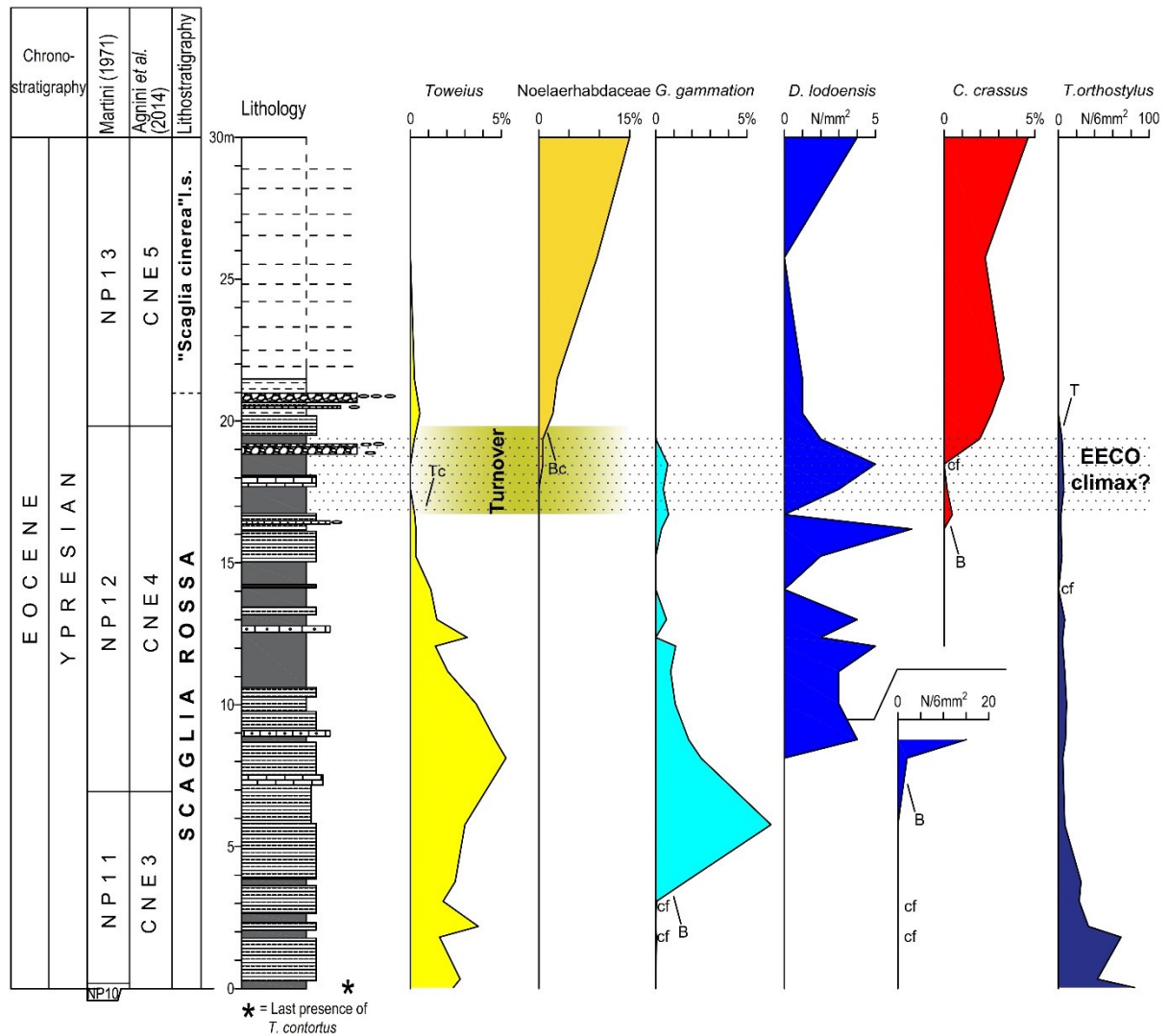


Fig. 8.4 - Cronostratigrafia, classificazione biostratigrafica, litostratigrafia, litologia e modalità di distribuzione dei *taxa* indici. Tutti i *taxa* considerati sono stati valutati percentualmente a eccezione di *D. lodoensis* e di *T. orthostylus* la cui frequenza è stata valutata su 6 mm². Per la litologia si veda Fig. 6.3.

FACEN SECTION

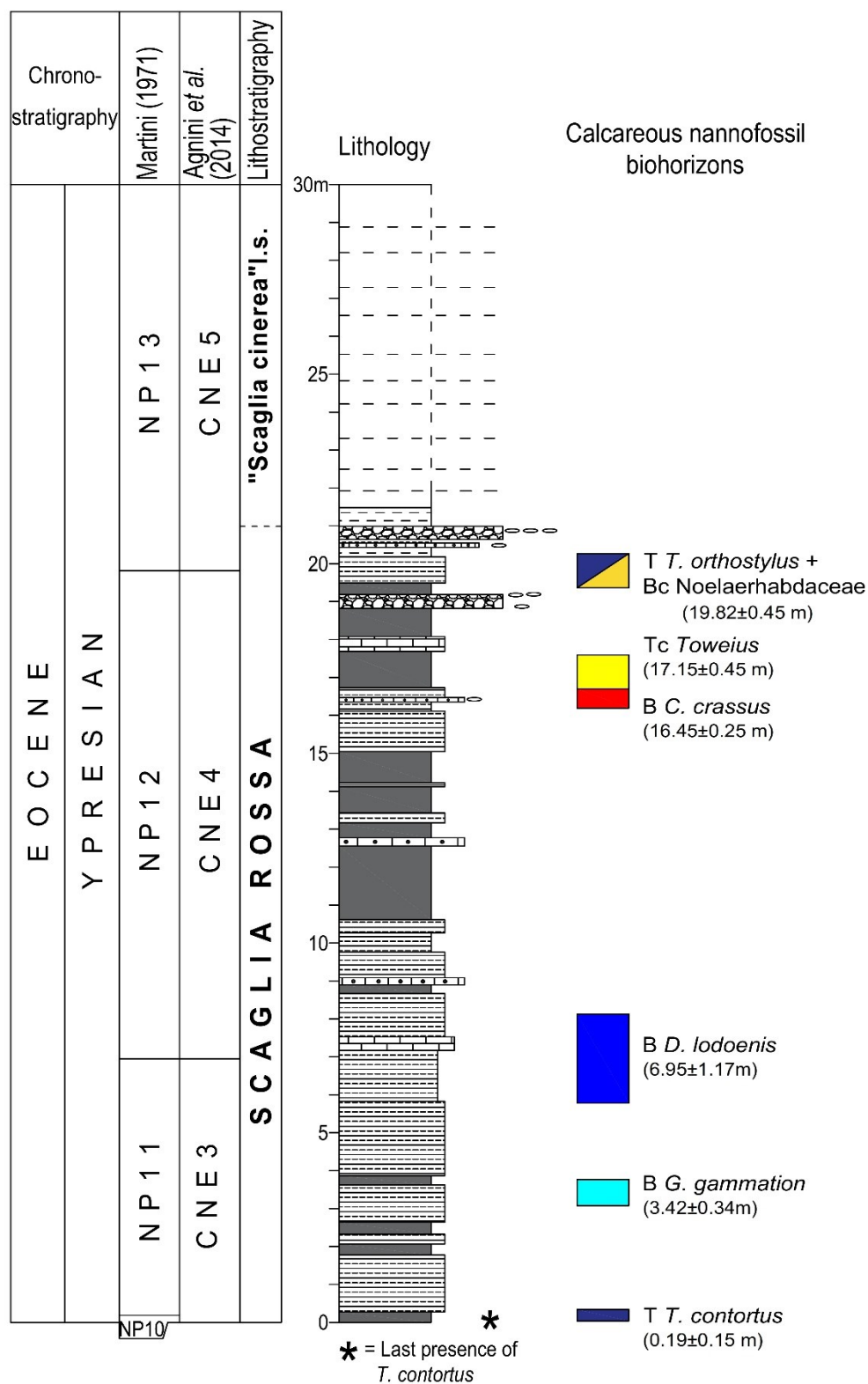


Fig. 8.5 - Cronostratigrafia, classificazione biostratigrafica, litostratigrafia e litologia della sezione di Facen con i biorizzonti riconosciuti. Per la litologia si veda Fig. 6.3.

8.3 OSSERVAZIONI SUI CAMBIAMENTI NELL'ASSOCIAZIONE A NANNOFOSSILI CALCAREI DELLA SEZIONE DI FACEN

C'è un generale consenso nella comunità scientifica nel ritenere che la maggior parte del biota rifletta i cambiamenti dell'ambiente. Nello specifico, i dati raccolti negli ultimi decenni indicano che all'interno dell'ecosistema marino planctonico sia i nannofossili calcarei che i foraminiferi planctonici sono sensibili alle variazioni paleoambientali e in particolar modo sembrano riflettere, seppur in maniera indiretta e complessa i cambiamenti climatici e oceanografici del passato, (e.g., Okada e Honjo, 1973, Gibbs *et al.*, 2006, Villa *et al.*, 2008, 2014, Kalb e Bralower, 2012; Cappelli *et al.*, 2019). Al fine di vedere, nonostante lo studio fosse in bassa risoluzione, se fosse possibile ottenere informazioni paleoambientali dalla sezione di Facen, sono state analizzate le variazioni nelle frequenze di alcuni gruppi/*taxa* dell'associazione a nannofossili calcarei. In particolare, si è osservato che il rimaneggiamento (in questo caso quello cretaceo) è costante e basso con percentuali in media inferiori al 2% (Fig. 8.2). Questo andamento suggerisce che il *runoff* costiero non ha subito alterazioni significative e pertanto le condizioni trofiche sembrano essere rimaste abbastanza costanti durante l'intervallo di tempo in cui si deposita la sezione. Infatti lavori precedenti (e.g., Giusberti *et al.*, 2007; Agnini *et al.*, 2007) suggeriscono che intensificazioni di rimaneggiamento sono legate all'immissione nell'ecosistema marino, tramite *runoff*, di una maggiore quantità di nutrienti che eutrofizzano le acque superficiali. Oltre il rimaneggiamento non mostrano variazioni apprezzabili di abbondanza *Sphenolithus* e *Z. bijugatus*.

Al contrario sono di particolare interesse gli andamenti di *Prinsius*, *Toweius*, *Reticulofenestra*, *Dictyococcites* e *Discoaster* (Fig. 8.2). Nel dettaglio:

- *Prinsius* e *Toweius* sono più comuni con frequenze fino al rispettivamente 2% e 5% fino a 11 metri circa. Dopo di che i due generi diminuiscono gradualmente fino a estinguersi virtualmente a 21 m circa (Fig.8.2).
- *Reticulofenestra* e *Dictyococcites* compaiono rispettivamente a 18 m e 19 m circa e diventando più abbondanti a 22-23 m circa (Fig. 8.2).
- *Discoaster* presente con percentuali generalmente inferiori a 8% lungo tutta la sezione mostra un intervallo di acme tra 17 e 20 m (Fig. 8.2).

Questi andamenti, già noti in letteratura (Agnini *et al.*, 2006 e Cappelli *et al.*, 2019) sono stati associati al massimo termico dell'Eocene inferiore (EECO) suggerendo quindi che l'intervallo prevalentemente marnoso che va da 16,70 m 19,50 m (Fig. 8.2) sia l'espressione litologica del climax di questa fase di estremo riscaldamento caratterizzato dalle temperature più elevate dell'intero Cenozoico (ETM1 a parte; e.g., Coxall e Pearson, 2007) (Fig. 8.2). Infatti durante l'EECO si assiste a un importante cambio evolutivo con il

declino e l'estinzione della famiglia *Prinsiacea* (*Prinsus* e *Toweius*) a favore dei reticulofenestridi (Famiglia *Noelaerhabdacea*) oltre che, nella fase di climax, a un cospicuo seppur transitorio incremento del genere *Discoaster* (Fig. 8.2) (Agnini *et al.*, 2006; Schneider *et al.*, 2011; Cappelli *et al.*, 2019). Perciò i dati ottenuti ben si accordano con quelli della letteratura. Dal punto di vista paleoecologico si può osservare che diversi autori (si veda *table 1* in Cappelli *et al.*, 2019 e D'onofrio *et al.*, 2016) associano *Toweius* e *Prinsius* a masse d'acqua fredda/temperata e a condizioni mesotrofiche mentre il genere *Discoaster* è associato a masse d'acqua calde e oligotrofiche, e *Reticulofenestra* e *Dictyococcites* (da notare che per alcuni autori i due generi sono sinonimi) a masse d'acqua fredde/temperate e condizioni mesotrofiche/eutrofiche. Sulla base di ciò si può ipotizzare che fino a 10-11 m, nell'area in studio, durante la parte inferiore dell'Ypresiano, vigessero condizioni mesotrofiche in masse d'acqua fresche (Fig. 8.2) e che successivamente a partire da 11 m fino a 20 m circa ci sia stato un cambiamento delle condizioni climatiche con un innalzamento della temperatura della massa d'acqua che ha avuto il suo picco tra 17 e 20 m (acme *Discoaster*; Fig. 8.2). A questa fase, a partire da circa 22 m, potrebbe essere seguito un graduale raffreddamento di questa con lo stabilirsi di condizioni più eutrofiche delle precedenti riflessa dal fatto che aumentano forme mesotrofiche/eutrofiche come i reticulofenestridi a scapito di quelle calde e oligotrofiche come *Discoaster* (Fig. 8.2). Quindi come suggerito da diversi autori (Schneider *et al.*, 2011; Cappelli *et al.*, 2019) la riorganizzazione dell'associazione a nannofossili calcarei (turnover definitivo tra *Prinsiacea* e *Noelaerhabdacea*) potrebbe essere connessa a un profondo riassetto delle condizioni paleoambientali con lo stabilirsi di condizioni di maggior instabilità e apporto di nutrienti (eutrofia) probabilmente dovute a una progressiva destratificazione termica (Schneider *et al.*, 2011; Cappelli *et al.*, 2019) che avviene a partire dall'EEO.

È infine da notare che l'intervallo che va dalla base a circa 9 m attribuito alle Zone CNE3 e base CNE4 dovrebbe essere punteggiato da una serie di ipertermali (ETM2, H2, I, J e ETM3). Tuttavia a causa della bassa risoluzione con cui è stata campionata e studiata la sezione non è stato possibile rilevarne la firma che li caratterizza dal punto di vista paleoecologico in area veneta (variazioni di frequenza transitorie di alcuni gruppi indice *e.g.*, incrementi di rimaneggiamento, di forme eutrofiche e diminuzione di forme oligotrofiche). Tuttavia la presenza in questo intervallo di 4 livelli marnosi tipo MU potrebbero farne presupporre la presenza (Figg. 6.3, 8.2) che dovrà essere confermata da studi più accurati.

8.4 COMPLETEZZA ED ESPANSIONE STRATIGRAFICA DELLA SEZIONE DI FACEN

Nel presente elaborato si è ritenuto opportuno valutare l'espansione stratigrafica e la completezza della sezione di Facen e confrontarla con la sezione di Possagno che è quella di riferimento in quanto oggetto di un approfondito studio precedente (Agnini *et al.*, 2006) e unica sezione dell'area che abbraccia dal punto di vista stratigrafico intervallo indagato a Facen. Il fine era di valutare se l'espansione stratigrafica della sezione studiata in questo elaborato fosse maggiore o minore della sezione di riferimento e se quindi di Facen fosse ideale per ulteriori studi biostratigrafici in alta risoluzione.

L'espansione stratigrafica indica la quantità di sedimenti che si depone in una specifica area in un certo intervallo temporale. Ciò può dipendere, ad esempio, dal tasso di sedimentazione, e quindi dalle condizioni paleoambientali e paleogeografiche dell'area interessata e/o dalla presenza di lacune stratigrafiche.

Nella sezione di Facen l'espansione stratigrafica, nella parte di successione riferibile alla Biozona CNE3, è di poco superiore (1,2 volte) a quella della sezione di Possagno (Fig. 8.6) mentre diventa 1,5 volte più espansa nella biozona CNE4 (Fig. 8.6). Nella parte restante della sezione studiata, che corrisponde alla Biozona CNE5 di Agnini *et al.* (2014) o alla biozona NP13 di Martini (1971), non è possibile effettuare un confronto in termini di spessore con la sezione di Possagno mancando a Facen i punti di riferimento (biorizzonti). Da notare in generale che nell'area studiata l'espansione stratigrafica aumenta andando da Ovest verso Est.

Il concetto di completezza di una sezione stratigrafica è relativo, legato ai problemi da risolvere e alla possibilità di risoluzione temporale dello strumento con il quale è valutata. Normalmente la completezza di una successione è valutata con riferimento a strumenti eco- e biostratigrafici integrati con altri segnali, come quelli magnetostratigrafici e ciclostratigrafici. Tuttavia, in questo elaborato gli strumenti a disposizione, al momento, sono la sola biostratigrafia a nannofossili calcarei. Poiché nell'intervallo studiato sono virtualmente presenti tutti i biorizzonti sia delle zonature sia addizionali (Figg. 8.4, 8.6) e questi mantengono lo stesso *ranking* e *spacing* quando confrontati con quelli della sezione di Possagno sembra comunque possibile affermare, in prima approssimazione, che la sezione di Facen appare continua e completa (Figg. 8.4, 8.6).

Nell'intervallo tra l'estinzione di *T. contortus* e la comparsa comune di *D. lodoensis* la sezione di Facen ha uno spessore di 6.75 metri circa (Fig. 8.7) e una velocità di sedimentazione di 7,94 m/myr.

Nell'intervallo successivo tra la comparsa comune di *D. lodoensis* e l'estinzione di *T. orthostylus*, che corrisponde alla parte media della sezione di Facen, la successione ha

uno spessore di 12,87 m e un tasso di sedimentazione medio calcolato pari di 6,5 m/myr leggermente più basso del segmento sottostante (Fig. 8.7). Dal punto di vista paleoambientale è di particolare interesse l'acme di *Discoaster* che secondo alcuni potrebbe rappresentare il cuore dell'EEO. Quest'intervallo di aumento di abbondanza si estende per circa 3,5 m con uno spessore che è circa la metà di quello di Possagno (Fig. 8.7). Questa discrepanza visto che, in questo tratto di sezione, l'espansione media della sezione di Facen è maggiore di quella di Possagno, potrebbe essere spiegata dalla bassa risoluzione di campionatura che non potrebbe non aver permesso di evidenziare alcuni dei picchi di abbondanza che caratterizzano la morfologia dell'acme di questo *taxon* (Figg. 8.1, 8.2).

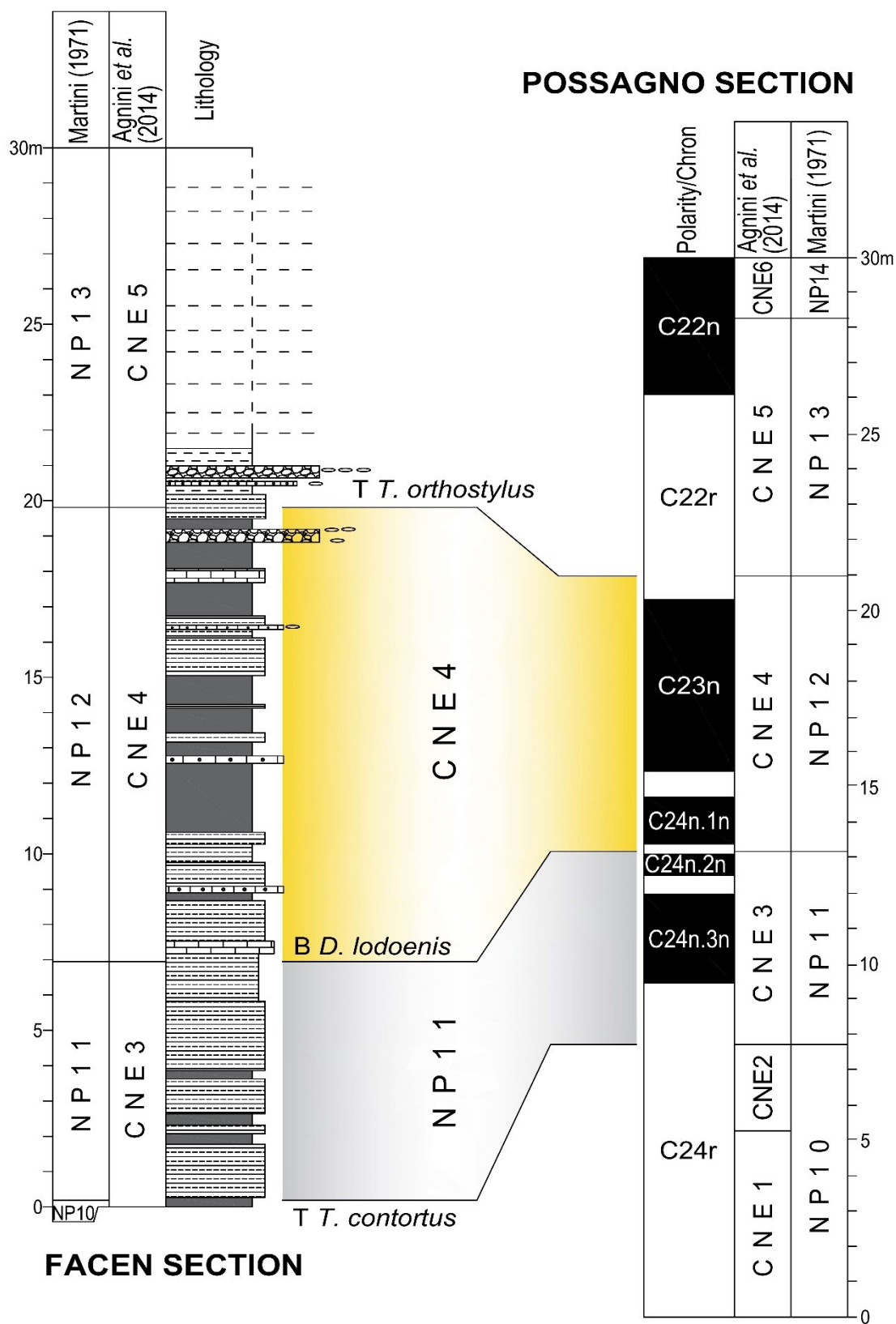


Fig. 8.6 – Correlazione tra la sezione di Facen e la vicina sezione di Possagno.

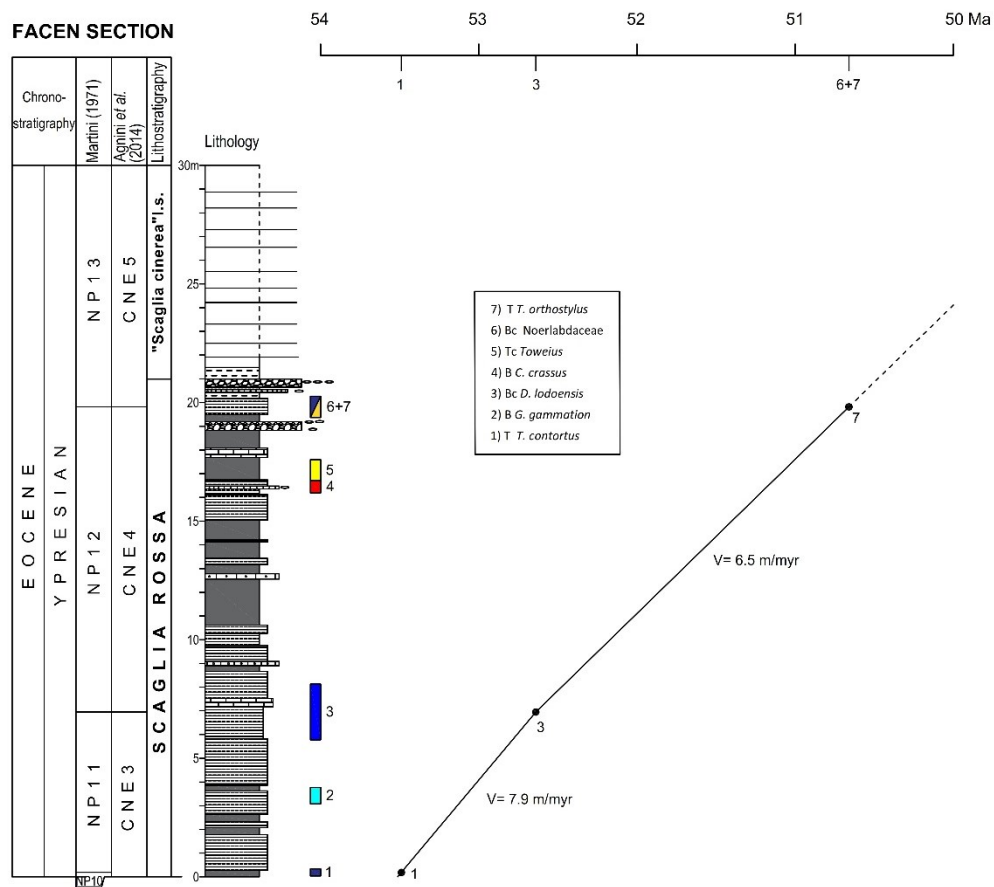


Fig. 8.7 Diagramma età-profondità della sezione di Facen. La retta ha come punti di taratura il T di *T. contortus*, il Bc di *D. lodoensis* e il T di *T. orthostylus*. Per la litologia si veda Fig. 6.3.

CAPITOLO 10

CONCLUSIONI

In questo elaborato ho riportato la descrizione delle attività svolte durante il tirocinio e in particolare i risultati dello studio del contenuto dei nannofossili calcarei di venticinque campioni della sezione stratigrafica che affiora a Facen (Belluno) e che vengono di seguito sintetizzati:

- La sezione studiata si estende dalla biozona CNE3 di Agnini *et al.* (2014) alla biozona CNE5 di Agnini *et al.* (2014) ed è riferibile interamente all'Ypresiano (Eocene inferiore);
- Oltre i marker zonali (T di *T. contortus*, Bc di *D. lodoensis*, B di *C. crassus* e T di *T. orthostylus*) sono stati individuati anche altri 3 biorizzonti addizionali (B di *G. Gammation*, T di *Toweius*, Bc di *Noerlabdaceae*) messi in luce dalla letteratura (e.g. Agnini *et al.*, 2006, 2007, 2014; Dallanave *et al.*, 2009);
- I dati biostratigrafici ottenuti e il confronto con la sezione di Possagno, suggeriscono la presenza dell'EEO in corrispondenza della Zona NP12/CNE4. Tuttavia questa ipotesi deve essere verificata con studi geochimici;
- È stata valutata l'espansione stratigrafica della sezione di Facen che nel complesso è superiore a quella della sezione di Possagno (circa 1,4 volte). La velocità di sedimentazione invece varia da circa 0,8 cm/100ky nella parte inferiore della sezione campionata a circa 0,65 cm/100ky nella parte alta.
- In relazione allo scopo principale di questo elaborato sulla base della valutazione dell'espansione stratigrafica e della velocità di sedimentazione la sezione di Facen risulta particolarmente adatta a studi multidisciplinari (bio-magneto-ciclo-stratigrafici e geochimici integrati) in alta risoluzione. Questi permetteranno di investigare 1) l'anatomia dell'EEO in questa successione che è risultata la più completa ed espansa fra quelle note nell'area veneta; 2) di indagare il trend del ciclo del carbonio e le sue aberrazioni in un particolare momento della Storia della Terra nel Cenozoico e 3) la risposta del biota all'EEO.

BIBLIOGRAFIA

Agnini C., Muttoni G., Kent D.V., Rio D. (2006). Eocene biostratigraphy and magnetic stratigraphy from Possagno, Italy: The calcareous nannofossil response to climate variability. *Earth and Planetary Science Letters*, v.241, pp. 815-830.

Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Tateo, F., Backman, J., & Giusberti, L. (2007). Responses of calcareous nannofossil assemblages, mineralogy and geochemistry to the environmental perturbations across the Paleocene/Eocene boundary in the Venetian Pre-Alps. *Marine Micropaleontology*, 63 (1-2), 19-38.

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

Agnini C., Capraro L., Giusberti L., Boscolo Galazzo F., Fornaciari E., Luciani V., Papazzoni C., Rio D., (2014b). The Paleogene of the Central-Eastern Veneto Region (Northeastern Italy), Post Conference Field Trip Guidebook, CBEP 2014, July 5-6 2014. Coop. Libreria Editrice Università di Padova, pp. 49.

Antonelli R., Barbieri G., Dal Piaz G.V., Dal Prà A., De Zanche V., Grandesso P., Mietto P., Sedeo R. e Zanferrari A., (1990). Carta Geologica Del Veneto una storia di cinque milioni di anni. Servizio Geologico Italia, pp. 31 and a map.

Backman J. e Shackleton N.J., (1983). Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Marine Micropaleontology*, v. 8, 2, pp. 141-170.

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

Beerling, D. J., e Royer, D. L. (2011). Earth's atmospheric CO₂ history by proxy. *Nature Geoscience*, 4, 1-2.

Bernaola, G., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Dinarès-Turell, J., Tosquella, J., Apellaniz, E. Caballero, F. (2006). Biomagnetostratigraphic analysis of the Gorrondatxe section (Basque Country, western Pyrenees): its significance for the definition of the Ypresian/Lutetian boundary stratotype. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, v. 241, pp. 67-109.

Bernoulli D., Jenkyns H.C., (1974). Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic Facies in Relation to the Early Evolution of the Tethys. In Dott, R.H. & Shaver, R.H. (eds). *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, SEPM *Spec. Publ.*, v. 19, pp. 129-160.

Bernoulli, D. (1979). Evolution of continental margins in the Alps.

Bijl, P. K., Schouten, S., Sluijs, A., Reichert, G. J., Zachos, J. C., & Brinkhuis, H. (2009). Early Palaeogene temperature evolution of the southwest Pacific Ocean. *Nature*, 461(7265), 776-779.

Bohaty S.M. e Zachos J.C., (2003). Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, v. 31, 11, pp. 1017-1020.

Bolli, H. M. (Ed.)(1975), Monografia Micropaleontologica sul Paleocene e l'Eocene di Possagno. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen*, v. 97.

Bosellini A., Broglio Loriga C. e Busetto C. (1978). I bacini cretacei del Trentino. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 84 (4), pp. 897-946.

Bosellini A., Lobitzer H., Brandner R., Resch, W., Castellarin, A., (1980). The Complex Basins of the Calcareous Alps and palaeomargins. *Abh. Geol. Bundesanst.*, Austria, v. 34, pp. 287-325.

Bosellini, A. (1996). *Geologia delle Dolomiti*. Athesia.

Bramlette M.N.E e Sullivan F.R., (1961). Coccolithophorids and related nannoplankton of the Early Tertiary in California. *Micropaleontology*, v. 7, pp. 129-188.

Bukry D., (1970). Coccolith age determination Leg 3, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 3, pp. 589-611.

Bukry D., (1971a). Discoaster evolutionary trends. *Micropaleontology*, v. 17, pp. 43-52.

Bukry D., (1971b). Cenozoic calcareous nannofossils from the Pacific Ocean. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, v. 16, pp. 303-328.

Bukry D., (1973). Low latitude coccolith Biostratigraphic Zonation. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 15, pp. 685-703.

Bukry D., (1975). Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 32, pp. 677-701.

Cappelli, C., Bown, P. R., Westerhold, T., Bohaty, S. M., de Riu, M., Lobba, V., ... & Agnini, C. (2019). The early to Middle Eocene transition: an integrated calcareous nannofossil and stable isotope record from the Northwest Atlantic Ocean (Integrated Ocean Drilling Program Site U1410). *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34(12), 1913-1930.

Cati A., Sartorio D., e Venturini S. (1989). Carbonate Platforms in the subsurface of the Northern Adriatic Area. *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 40, pp. 295-308.

Channell J.E. T., Medizza F.(1981). Upper Cretaceous and Palaeogene magnetic stratigraphy and biostratigraphy from the Venetian (Southern) Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 55, pp.419-432.

Channell J.E.T., Doglioni C., Stoner J.S., (1992). Jurassic and Cretaceous paleomagnetic data from the Southern Alps (Italy). *Tectonics*, v. 11(4), pp. 811-822.

Costa V., Doglioni C., Grandesso P., Masetti D., Pellegrini G.B. e Tracanella E., (1996). Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Note illustrative del F° 063, Belluno. 76, Istituto Poligrafico Zecca dello Stato, Roma.

Coxall, H. K., e Pearson, P. N. (2007). The Eocene-Oligocene Transition. In M. Williams, A. Hayward, J. Gregory, & D. N. Schmidt (Eds.), *Deep-time perspectives on climate*

change: Marrying the signal from computer models and biological proxies, (pp. 351-387). London: The Geological Society.

Cramwinckel, M. J., Huber, M., Kocken, I. J., Agnini, C., Bijl, P. K., Bohaty, S. M., ... & Peterse, F. (2018). Synchronous tropical and polar temperature evolution in the Eocene. *Nature*, 559(7714), 382-386.

Dallanave E., Agnini C., Muttoni G., Rio D. (2009). Magneto-biostratigraphy of the Cicogna section (Italy): Implications for the late Paleocene–early Eocene time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 285, 1-2, pp. 39-51.

Dallanave E., Agnini C., Muttoni G., Rio D. (2012). Paleocene magneto- biostratigraphy and climate-controlled rock magnetism from the Belluno Basin, Tethys Ocean, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 337-338, pp. 130-142.

Di Napoli Allia E., Proto Decima F., Pellegrini G.B. (1970). Studio geologico, stratigrafico e micropaleontologico nei dintorni di Belluno. *Memorie della Società Geologica Italiana*, v. 9: pp.1-28, Roma.

Doglion C., e Bosellini A., (1987). Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundsch.*, v. 76, pp., 737-754.

D'Onofrio R., V., Fornaciari E., Giusberti L., Boscolo Galazzo F., Dallanave E., Westerhold T., Sprovieri M., Telch S. (2016). Environmental perturbations at the early Eocene ETM2, H2, and I1 events as inferred by Tethyan calcareous plankton (Terche section, northeastern Italy), *Paleoceanography*, v. 31, pp. 1225-1247.

Fornaciari E., Agnini C., Catanzariti R., Rio D., Bolla E.M., Valvasoni E. (2010). Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy, biochronology and evolution across the middle to late Eocene transition. *Stratigraphy*, v. 7, pp. 229-264.

Gardin S. e Monechi S., (1998). Palaeoecological change in middle to low latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.169, 5, pp. 709-723.

Geisen M.; Billard C.; Broerse A.T.C.; Cros L.; Probert I. & Young J.R. (2002). Life-cycle associations involving pairs of holococcolithophorid species: intraspecific variation or cryptic speciation? – *European Journal of Phycology* 37: 531-550.

Gibbs S.J., Bralower, T.J., Bown, P.R., Zachos, J.C., Bybell, L.M. (2006). Shelf and open ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene– Eocene thermal maximum: implications for global productivity gradients. *Geology*, v. 34, 4, pp. 233-236.

Giusberti L., Fantin M., Buckeridge J (2005). *Ovulaster protodecimae*, n, sp. (Echinodea, Spatangoida) and associated epifauna (Cirripedia, Verrucidae, from the Danian of Northeastern Italy. *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 111, pp. 453-462.

Giusberti L., Rio D., Agnini C., Backman J., Fornaciari E., Tateo F., and Oddone M., (2007). Mode and tempo of the Paleocene-Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *Geological Society of American Bulletin*, v. 119, pp. 391-412.

Grandesso P., (1976). Biostratigrafia delle formazioni terziarie del Vallone Bellunese. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 94, 1323-1348.

Greenwood, D. R., e Wing, S. L. (1995). Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geology*, 23(11), 1044-1048.

Hay W.W., e Mohler H.P., (1967). Calcareous nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France, and Paleocene-early Eocene correlations. *Journal of Paleontology*, v. 41, Issue 6, pp. 1505-1541.

Hollis, C. J., Handley, L., Crouch, E. M., Morgans, H. E., Baker, J. A., Creech, J., ... e Zachos, J. C. (2009). Tropical sea temperatures in the high-latitude South Pacific during the Eocene. *Geology*, 37(2), 99-102.

Hollis, C. J., Taylor, K. W., Handley, L., Pancost, R. D., Huber, M., Creech, J. B., ... e Gibbs, S. (2012). Early Paleogene temperature history of the Southwest Pacific Ocean: Reconciling proxies and models. *Earth and Planetary Science Letters*, 349, 53-66.

Janin M.C., (1995). Biological affinities of the calcareous nannofossils: comparison with the organic scale secreted by living algae. In: Flores J.A., Sierro F.J., 5th INA Conference in Salamanca Proceedings, pp. 67-86.

Kalb A. L. and Bralower, T. J. (2012). Nannoplankton origination events and environmental changes in the late Paleocene and early Eocene. *Marine Micropaleontology*, v. 92-93, pp. 1-115.

Lourens L.J., Sluijs A., Kroon D., Zachos J.C., Thomas E., Röhl U., Bowles J., Raffi I., (2005). Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, v. 435, pp. 1083-1087.

Lucchi R. (2007). Biostratigrafia a foraminiferi planctonici ed analisi paleoecologica degli eventi ipertermali dell'Eocene inferiore della sezione di Possagno (TV).

Luciani V., Dickens G. R., Backman J., Fornaciari E., Giusberti L., Agnini C., D'Onofrio R. (2016). Major perturbations in the global carbon cycle and photosymbiont-bearing planktic foraminifera during the early Eocene. *Clim. Past*, v. 12, pp. 981-1007.

Martini E. (1970). Standard Palaeogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, v. 226, pp. 560-561.

Martini E., (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proceedings of the II Planktonic Conference, Roma, v. 1, pp. 739-785.

Mcgowran B., (1989). Silica burp in the Eocene ocean. *Geology*, 17, 857-860.

Miller K.G., Janecek T.R., Katz M.E., Keil Abyssal D.J., (1987). Circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene Boundary. *Paleoceanography*, v. 2, pp. 741-761.

Miller K.G. e Katz M.E., (1987). Oligocene to Miocene Benthic Foraminiferal and Abyssal Circulation Changes in the North Atlantic. *Micropaleontology*, v. 33, 2, pp. 97-149.

Okada, H., e Honjo, S. (1973, April). The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *In Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* (Vol. 20, No. 4, pp. 355-374). Elsevier.

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

Pagani, M., Zachos, J. C., Freeman, K. H., Tipple, B., & Bohaty, S. M. (2005). Atmospheric science: Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, 309(5734), 600-603.

Payros A., Ortiz S., Millán I., Arostegi J., Orue-Etxebarria X., Apellaniz E. (2015). Early Eocene Climatic Optimum: environmental impact on the north iberian continental margin *GSA Bulletin* (2015) 127 (11-12): 1632-1644.

Pearson P.N., e Palmer M.R., (2000). Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406, 695-699.

Poletti L., Premoli Silva I., Masetti D., Pipan M. e Claps M. (2004). Orbitally driven fertility cycles in the Palaeocene pelagic sequences of the Southern Alps (Northern Italy). *Sedimentary Geology*, v. 164, pp. 35-54.

Raffi, I., Backman, J., Pälike, H., (2005). Changes in calcareous nannofossil assemblage across the Paleocene/Eocene transition from the paleo-equatorial Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 226, pp. 93-126.

Raffi, I., Agnini, C., Backman, J., Catanzariti, R., & Pälike, H. (2016). A Cenozoic calcareous nannofossil biozonation from low and middle latitudes: A synthesis. *Journal of Nannoplankton Research*, 36(2), 121-132.

Rio D., Fornaciari E. e Raffi I., (1990a). Late Oligocene through early Pleistocene calcareous nannofossil from western equatorial Indian Ocean (Leg 115). In: Duncan R. A., Backman J., Peterson L. C., et al. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 115, pp. 175-235.

Rio D., Raffi I., Villa G., (1990b). Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean. In: Kasterns K. A., Mascle J. *et al.*, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 107, pp. 513-533.

Romein A.J.T., (1979). Lineages in early Paleogene calcareous nannoplankton. *Micropaleontological Bulletins*, v. 22, pp. 1-231.

Sarti M., Bosellini A., Winterer E. L., (1992). Basin geometry and architecture of a Tethyan passive margin, Southern Alps, Italy. *Memoir of American Association of Petroleum Geologists*, v. 53, pp. 241-258.

Schneider L.J., Bralower T.J., Kump L.R. (2011). Response of nannoplankton to early Eocene ocean destratification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 310, 3-4, pp. 152-162.

Stefani C. e Grandesso P. (1991). Studio preliminare di due sezioni del Flysch bellunese: *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, v. 14, p. 157-162.

Stefani C. e Grandesso P., (1993). La terminazione del flysch bellunese. Osservazioni stratigrafiche e petrografiche. *Terza Riunione Scientifica Annuale del Gruppo di Sedimentologia*, pp. 11-14.

Stott L.D., Kennett J.P., (1990). The paleoceanographic and paleoclimatic signature of the Cretaceous/Paleogene boundary in the Antarctic: Stable isotopic results from ODP Leg 113. In: Barker P.F., Kennett J.P. et al. (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 113: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, pp. 829-848.

Thierstein H., R. Geitzenauer, K. R., Molfino B., (1977). Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geol. Soc. Amer.*, v. 5, pp. 400-404.

Thierstein H.R. e Young J.R. Coccolithophores From Molecular Processes to Global Impact. Part 1: Cell Biology and Biochemistry. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, (2004).

Vandenbergh, N., Hilgen, F. J., Speijer, R. P., Ogg, J. G., Gradstein, F. M., Hammer, O., Hollis, C. J., and Hooker, J. J.: The Paleogene Period, in: The Geologic Time Scale 2012,

edited by: Gradstein, F., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M., 855-921, Elsevier, Amsterdam, (2012).

Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S. M., Persico, D. (2008). Middle Eocene-late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology*, v. 69, pp. 173–192.

Villa, G., Fioroni, C., Persico, D., Roberts, A.R., Florindo, F. (2014). Middle Eocene to Late Oligocene Antarctic glaciation/deglaciation and Southern Ocean productivity. *Paleoceanography*, v. 29, pp. 223-237.

Wing S.L., (2000). Cool, warm, cool, warm-climate oscillation and floral change during the Paleocene-Eocene boundary interval. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, v. 122, pp. 182-183.

Westerhold T., Röhl, U., Raffi, I., Fornaciari, E., Monechi, S., Reale, V., Bowles, J., Evans, H. F. (2008). Astronomical calibration of the Paleocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 257, pp. 377-403.

Westerhold, T., Röhl, U., Donner, B., & Zachos, J. C. (2018). Global extent of early Eocene hyperthermal events: A new Pacific benthic foraminiferal isotope record from Shatsky Rise (ODP Site 1209). *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33(6), 626-642.

T. Westerhold, Cenozoic global reference benthic carbon and oxygen isotope dataset (Cenogrid). *Pangaea* (2020).

Winterer E.L., Bosellini, A., (1981). Subsidence and Sedimentation on a Jurassic Passive Continental Margin (Southern Alps, Italy). *Bullettin of American Association of Petroleum Geologist*, v. 65(3), pp. 394-421.

Zachos J. C., Stott L.D., Lohmann K.C., (1994). Evolution of marine temperatures during the Paleogene. *Paleoceanography*, v. 9, pp. 353-387.

Zachos J.C., Pagani M., Sloan L.C., Thomas E., Billups K., (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, v. 292, pp. 686-693.

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

SITOGRAFIA

<http://www.mikrotax.org/Nannotax3/index.php?dir=Coccolithophores/Coccolithales/Coccolithaceae/Coccolithus/C.%20pelagicus%20group> consultato in data 18/01/2022.

https://earth.google.com/web/@45.7519722,9.26725,270.67758307a,710.50792885d,35y,0h,45t,0r/data=CjgaNhIwCgAZJkADoEDgRkAhRbbz_dSIkAqGjQ1wrA0NScwNy4xIk4gOcKwMTYnMDIuMSJFGAIgASgC consultato in data 14/02/2022.