

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ASTROCRONOLOGIA E PALEOCLIMATOLOGIA DO
INTERVALO EOCENO MÉDIO-OLIGOCENO INFERIOR NA
SEÇÃO DE MONTE CAGNERO (ITÁLIA CENTRAL)**

MARCUS VINICIUS LERMEN KOCHHANN

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Porto Alegre, 2021

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ASTROCRONOLOGIA E PALEOCLIMATOLOGIA DO
INTERVALO EOCENO MÉDIO-OLIGOCENO INFERIOR NA
SEÇÃO DE MONTE CAGNERO (ITÁLIA CENTRAL)**

MARCUS VINICIUS LERMEN KOCHHANN

ORIENTADOR – Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco – Programa de Pós-Graduação em Geofísica,
Observatório Nacional

Prof.^a Dra. María Alejandra Gómez Pivel – Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Martino Giorgioni – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção do
Título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre, 2021

CIP - Catalogação na Publicação

Kochhann, Marcus Vinicius Lermen
Astrocronologia e paleoclimatologia do intervalo
Eoceno médio-Oligoceno inferior na Seção de Monte
Cagnero (Itália central) / Marcus Vinicius Lermen
Kochhann. -- 2021.
134 f.
Orientador: Jairo Francisco Savian.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa
de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2021.

1. Oceano Neo-Tétis. 2. Astrocronologia. 3.
Condições tróficas. 4. Limite Eoceno-Oligoceno. 5.
Evento OCEM. I. Savian, Jairo Francisco, orient. II.
Titulo.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer ao meu orientador Dr. Jairo Francisco Savian por ter proporcionado a mim o desenvolvimento desse estudo e, além disso, a oportunidade de adquirir novos conhecimentos e experiências científicas. Obrigado pela orientação e amizade Jairo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de mestrado (processo 132076/2019-5).

Aos(às) doutores(as) Flavia Tori e Simonetta Monechi (Universidade de Florença), Rita Catanzariti (Conselho Nacional de Pesquisa da Itália), Fabrizio Frontalini e Rodolfo Coccioni (Universidade de Urbino), Luigi Jovane (Universidade de São Paulo) e Fabio Florindo (Instituto Nacional de Geofísica e Vulcanologia da Itália), pelas discussões bioestratigráficas e paleoclimáticas, além da essencial contribuição ao resultado final do estudo.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), pela estrutura e formação de excelência.

À toda minha família (avós, tios, primos), mas em especial aos meus pais, por me apoiarem incondicionalmente ao longo de toda a minha vida. Um agradecimento especial também ao meu primo Karlos, pelos diálogos geológicos e sugestões.

À minha namorada e companheira Marina, pelo amor, paciência e compreensão.

Aos amigos de infância e graduação, pelos momentos de descontração. E também aos colegas de laboratório e disciplinas, que vieram a se tornar novas amizades.

Por fim, agradeço a todos que, de alguma forma, contribuíram para que eu pudesse chegar até aqui.

“Whenever a theory appears to you as the only possible one, take this as a sign that you have neither understood the theory nor the problem which it was intended to solve.”

(Karl R. Popper – Objective Knowledge: An Evolutionary Approach, 1972)

RESUMO

O Paleogeno é caracterizado pela ocorrência de eventos de aquecimento global (hipertermais), pelo Ótimo Climático do Eoceno Médio (OCEM; ~40 Ma), e por uma subsequente tendência de resfriamento global. O OCEM ainda é amplamente debatido devido a suas diferentes características em relação aos hipertermais, como sua maior duração, diferente assinatura isotópica, e os fatores de causa. Após o OCEM, a tendência de resfriamento continuou até a Transição Eoceno-Oligoceno (TEO; ~34 Ma), caracterizando a mudança no estado climático global de “*greenhouse*” para “*icehouse*”. A Bacia de Umbria-Marche (Itália) é amplamente estudada a fim de entender esses eventos e suas consequências devido a suas inúmeras seções contínuas para o intervalo, algumas destas inclusive estabelecidas como *Global Boundary Stratotype Section and Point* (GSSP). A Seção de Monte Cagnero (MCA) é a GSSP para a base do estágio Chattiano, porém possui também um registro geológico relativamente completo para idades mais antigas. Este estudo tem por objetivo (i) estender a calibração orbital da Seção MCA até o Eoceno médio, (ii) refinar a bioestratigrafia de nanofósseis calcários e (iii) discutir mudanças paleoambientais e paleoclimáticas a partir de dados de abundância relativa de táxons com preferências paleoecológicas conhecidas. Para isso, dados de susceptibilidade magnética e uma reamostragem refinada de nanofósseis calcários foram coletados no intervalo entre os metros 58 e 128 da seção. Análises espectrais dos dados de susceptibilidade magnética mostraram o registro de ciclos orbitais de excentricidade, obliquidade e precessão. O sinal de excentricidade longa foi utilizado para calibrar a seção orbitalmente. Variações nas abundâncias relativas de nanofósseis calcários possibilitaram refinar a bioestratigrafia e identificar uma mudança de domínio de condições oligotróficas para eutrólicas em ~37 Ma, sugerindo que uma maior disponibilidade de nutrientes precedeu o resfriamento da água no Eoceno tardio, o que aponta para uma estratificação da coluna da água mal desenvolvida antecedendo a tendência de resfriamento. Por fim, este estudo demonstrou o potencial da Seção MCA se tornar uma seção chave para estudos futuros que visam compreender melhor o intervalo do Eoceno médio ao Oligoceno inferior.

Palavras-chave: Oceano Neo-Tétis. Astrocronologia. Condições trólicas. Limite Eoceno-Oligoceno. Evento OCEM.

ABSTRACT

The Paleogene is characterized by the occurrence of global warming events (hyperthermals), the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO; ~40 Ma), and the subsequent long-term global cooling. The MECO is still largely debated due to its different characteristics when compared to typical hyperthermals, such as its longest duration, different isotopic signature, and causing factors. After the MECO, long-term global cooling continued until the Eocene-Oligocene Transition (EOT; ~34 Ma), characterizing a shift in the global climatic state from greenhouse to icehouse. The Umbria-Marche Basin (Italy) is extensively studied in order to understand these events and their consequences due to its numerous continuous sections for the interval, some of them even established as Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP). The Monte Cagnero (MCA) Section is GSSP for the base of the Chattian stage but has also a relatively complete geological record for older ages. This study has as the main goals (i) to extend the orbital calibration of the MCA Section to the middle Eocene, (ii) to refine the calcareous nannofossils biostratigraphy, and (iii) to discuss paleoenvironmental and paleoclimatic changes, based on relative abundances data of taxa with known paleoecological preferences. In order to achieve these goals, high-resolution magnetic susceptibility data and a refined resampling of calcareous nannofossil were collected from the interval between 58 and 128 of the section. Spectral analyses of magnetic susceptibility data display orbital cycles of eccentricity, obliquity, and precession. The long eccentricity signal was used to orbitally calibrate the section. Calcareous nannofossil data allowed to refine the biostratigraphy and to identify a shift from oligotrophic to eutrophic conditions at ~37 Ma, suggesting that enhanced nutrient availability preceded water cooling in the late Eocene, which points to a poorly developed water column stratification prior to the cooling trend. Finally, this study demonstrated the potential of MCA Section to become a key section for future studies aiming to better understand the middle Eocene to early Oligocene interval.

Keywords: Neo-Tethys Ocean. Astrochronology. Trophic conditions. Eocene-Oligocene boundary. MECO event.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Evolução climática do Cenozoico (últimos 66 Ma) mostrando os principais eventos climáticos, entre eles o OCEM e a TEO. As temperaturas são estimadas a partir de dados de $\delta^{18}\text{O}$ medidos em foraminíferos bentônicos e foram calculadas assumindo um estado de oceano livre de gelo, logo, se aplicam apenas para o intervalo anterior ao estabelecimento da glaciação Antártica. Modificado de Zachos *et al.* (2008)..... 17
- Figura 2 – Principais parâmetros orbitais. A) Excentricidade da órbita da Terra; B) Obliquidade do eixo de rotação da Terra; e C) Precessão do eixo de rotação da Terra. Fonte: Modificado de Zachos *et al.* (2001). 24
- Figura 3 – A construção da escala do tempo geológico é a integração da escala cronométrica (medida em anos) com a escala cronoestratigráfica (convenções formalizadas de estágios geológicos, zonas de polaridade magnética, zonas bioestratigráficas, e outras subdivisões do registro geológico). Fonte: Modificado de Gradstein *et al.* (2012)..... 26
- Figura 4 – Métodos utilizados na construção da escala do tempo geológico de 2012 (GTS2012) e os intervalos nos quais foram aplicados. O autor chama atenção para a calibração orbital (astrocronologia) desenvolvida em intervalos do Cenozoico e Mesozoico. Fonte: Modificado de Gradstein *et al.* (2012). 27
- Figura 5 – Estado da arte da escala do tempo astronômica (ETA) do Cenozoico. 1. Lourens *et al.* (2004), 2. Hilgen *et al.* (2007), 3. Hüsing *et al.* (2009), 4. Hilgen *et al.* (2003), 5. Holbourn *et al.* (2007), 6. Hüsing *et al.* (2010), 7. Billups *et al.* (2004), 8. Pälike *et al.* (2006), 9. Pälike *et al.* (2001), 10. Jovane *et al.* (2010), 11. Westerhold *et al.* (2012, 2014, 2015) e Westerhold & Röhl (2013), 12. Westerhold & Röhl (2009), 13. Lourens *et al.* (2005), 14. Westerhold *et al.* (2007), 15. Westerhold *et al.* (2008), 16. Kuiper *et al.* (2008), 17. Dinarès-Turell *et al.* (2014), 18. Boulila *et al.* (2018). As barras pretas representam a cobertura das calibrações orbitais para o Cenozoico. A barra cinza representa a acurácia da ETA, sendo estável para os intervalos contínuos e instável para o intervalo pontilhado. A área vermelha representa a lacuna do Eoceno na ETA. A tabela do tempo de polaridade geomagnética é de Ogg (2012). Fonte: Modificado de Boulila *et al.* (2018)..... 28

- Figura 6 – Seção de Monte Cagnero. A) Mapa de localização da seção. Detalhe: localização da área de estudo na Itália; B) Mapa geológico simplificado da Seção de Monte Cagnero. Fonte: Modificado de Coccioni *et al.* (2013). 30
- Figura 7 – O Ótimo Climático do Eoceno Médio (OCEM) na Seção de Monte Cagnero. Da direita para a esquerda: magnetoestratigrafia, biozonas de foraminíferos planctônicos e de nanoplânctons calcários seguindo as propostas de Berggren *et al.* (1995) e Wade *et al.* (2011), e de Martini (1971) e Okada & Burky (1980) respectivamente, e perfil litológico (Jovane *et al.*, 2013). A-E) Variações nas concentrações de carbonato de cálcio, fração arenosa, isótopos estáveis de carbono e oxigênio e susceptibilidade magnética. As áreas coloridas representam o evento OCEM na Seção de Monte Cagnero, sendo a área amarela escura o pico do evento, e a área azul o pós-OCEM. Fonte: Modificado de Savian *et al.* (2014). 31
- Figura 8 – Perfil litológico da sucessão sedimentar estudada, a qual corresponde ao intervalo entre os metros 58 e 128 da Seção de Monte Cagnero. O limite Eoceno-Oligoceno está definido em 114,1 m da seção (Coccioni *et al.*, 2008; Hyland *et al.*, 2009). Fonte: Modificado de Jovane *et al.* (2013). 32
- Figure 9 – Paleogeographic and paleoclimate settings. A) Paleogeographic reconstruction for 35 Ma (from <http://www.odsn.de>) with the approximate location of the MCA Section; B) Global compilation of Cenozoic $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ records (Westerhold *et al.*, 2020) with a locally weighted smooth over 1 Myr (red curve) indicating the long-term cooling, which culminated in the Oi-1 glaciation event, and the rapid warming event of the MECO superimposed on this cooling trend. 67
- Figure 10 – MCA stratigraphic records from 58 to 128 msl spanning the middle Eocene through early Oligocene. From left to right: planktonic foraminifera (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), lithostratigraphic sequence, characteristic remanent magnetization inclination and magnetostratigraphic interpretation (Jovane *et al.*, 2013), CaCO_3 content from Hyland *et al.* (2009; red) and Savian *et al.* (2014; green), magnetic susceptibility, and calcareous nannofossil events (this study). The most reliable magnetic polarity reversals are indicated by red stars. Biostratigraphic uncertainty is represented by unfilled rectangles. B = base; T = top; Bc = base common; Tc = top common; X = crossover. 71
- Figure 11 – Relative abundance (%) of significant calcareous nannofossil groups and species against orbitally tuned ages. Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013)

and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively. Black and red horizontal dashed lines indicate the Eocene-Oligocene boundary (EOB) and the *Discoaster* extinction event (DEE), respectively. The orange interval indicates the MECO based on its stratigraphic constraint as proposed by Savian *et al.* (2014)..... 75

Figure 12 – Principal component analysis of the calcareous nannofossil abundance data. A) Cross-plot of PC1 and PC2 showing the four groups of samples; B) Bar charts of PC1 and PC2 loadings showing positive (blue) and negative (red) correlations. .. 77

Figure 13 – Cross-plot of PC1 and PC2 scores of calcareous nannofossil abundance data and its paleoecological interpretation. 78

Figure 14 – Spectral analysis of the MS series in the stratigraphic domain. A) Log-transformed, detrended and 5-cm interpolated MS series; B) Evolutionary wavelet analysis of the MS series with the 405 kyr long eccentricity interpreted based on the magnetostratigraphic SAR of 0.86 cm kyr^{-1} (Jovane *et al.*, 2013). Warm colors indicate high spectral power, and the white shaded areas represent the “cone of influence”, where edge effects become important (Grinsted *et al.*, 2004)..... 80

Figure 15 – Astronomical calibration of the MCA Section. A) MS record in the stratigraphic domain and the interpreted 405 kyr cycle extracted with a Gaussian bandpass filter centered at $0.25 \pm 0.13 \text{ cm}^{-1}$ (red dashed line); B) Long-eccentricity tuned MS record with the 405 kyr (blue dashed line) and the 2.4 Myr (green dashed line) components filter outputs; C) ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) with the 405 kyr (blue area) and the 2.4 Myr (green area) components; D) Tuning-derived sediment accumulation rate (SAR). Vertical gray dashed lines show the tuning tie points. The 405 kyr and the 2.4 Myr components were extracted with a Gaussian bandpass filter centered at $0.002469 \pm 0.0006 \text{ kyr}^{-1}$, and $0.00042 \pm 0.00004 \text{ kyr}^{-1}$ respectively. Polarity time scale is from GPTS 2020 (Ogg, 2020). Period, Epoch, and Stage from GTS2020 (Speijer *et al.*, 2020)..... 81

Figure 16 – Power spectra of MS record on astrochronology. A) MTM power spectrum and estimated noise spectrum and confidence levels. Long- and short-eccentricity, obliquity, and precession bandwidths are shown by gray areas labeled as E, e, O, and P, respectively; B) Evolutive FFT with an 800 kyr sliding window. 83

Figure 17 – Astrochronology time scale of the MCA Section established by 405 kyr tuning and groups of paleoenvironmentally significant calcareous nannofossils. From left to right: Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous

nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), magnetostratigraphic interpretation after Jovane *et al.* (2013) with the most reliable magnetic polarity reversals indicated by red stars, ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) with the 405 kyr (blue area) and the 2.4 Myr (green area) components, MS record, and the relative abundance (%) of calcareous nannofossil groups (Table 2; Notice the scale difference for the cool-water taxa). Black and red horizontal dashed lines indicate the Eocene-Oligocene boundary (EOB) and the *Discoaster* extinction event (DEE), respectively. The orange interval indicates the MECO based on its stratigraphic constraint as proposed by Savian *et al.* (2014). Warm-water taxa comprehend *Sphenolithus* spp., *D. scrippsae*, *C. pelagicus*, and *Discoaster* spp.; warm/temperate-water taxa comprehend *E. formosa*, *D. bisectus*, *Z. bijugatus*, *Cribrocentrum* spp., and *L. minutus*; cool water taxa comprehend *Blackites* spp., *C. protoannulus*, *R. daviesii*, *Clausicoccus* spp., and *Helicosphaera*+*Pontosphaera*; oligotrophic water taxa comprehend *Cribrocentrum* spp., *C. eopelagicus*, *R. umbilicus*, *Discoaster* spp., *C. protoannula*, and *E. formosa*; and meso-eutrophic water taxa comprehend *Clausicoccus* spp., *D. scrippsae*, *R. dyctioda* group, *C. pelagicus*, *Blackites* spp., *L. minutus*, and *D. bisectus*. 91

Figure 18 – The MECO event (yellow) at the MCA Section with peak warming defined as the negative $\delta^{18}\text{O}$ anomaly (orange). A) ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) with the 2.4 Myr and the 405 kyr cycles extracted by a Gaussian bandpass filter centered at $0.00042 \pm 0.00004 \text{ kyr}^{-1}$ and $0.002469 \pm 0.0006 \text{ kyr}^{-1}$, respectively; B-E) CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and MS data from Savian *et al.* (2014). Magnetostratigraphic interpretation is from Jovane *et al.* (2013). Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively. 93

Figure 19 – MS from this study against CaCO_3 from Savian *et al.* (2014; green) and Hyland *et al.* (2009; red) for the interval between A) 58 to 72 msl and B) 108 to 128 msl. MS was log-transformed and then MS and CaCO_3 records were linearly interpolated to a 5 cm sampling rate. 108

Figure 20 – Cross wavelet coherence and phase between MS and CaCO_3 records. A) Cross wavelet coherence and phase between MS and CaCO_3 for the interval between 58 to 72 msl, referent to time-series from Figure 19A; B) Cross wavelet coherence and phase between MS and CaCO_3 for the interval between 108 to 128 msl, referent to

time-series from Figure 19B. The analyses were calculated using the R-package “biwavelet” (Gouhier *et al.*, 2019), based on the Grinsted *et al.* (2004) script for MATLAB. Arrows point right when CaCO₃ is in-phase with MS, left when CaCO₃ is anti-phase with MS, down when CaCO₃ lags MS, and up when CaCO₃ leads MS. 109

Figure 21 – Cluster analysis on the Q mode matrix using Ward’s method algorithm. 112

Figure 22 – Cluster analysis on the transposed matrix using the paired group algorithm and Euclidian distance. 113

Figure 23 – MTM power spectrum of the MS record on the stratigraphic domain with the estimated noise and confidence levels. Long- and short-eccentricity, obliquity, and precession are labeled as E, e, O, and P, respectively. 114

Figure 24 – Relative abundances (%) of calcareous nannofossil marker species against depth. Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively. Magnetostratigraphic interpretation and lithology are from Jovane *et al.* (2013). 115

Figure 25 – Relative abundances (%) of calcareous nannofossil paleoecological groups against depth. Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively. Magnetostratigraphic interpretation and lithology are from Jovane *et al.* (2013). 116

LISTA DE TABELAS

Table 1 – Calcareous nannofossil biostratigraphic datums for the MCA Section between 58 and 128 msl. B = base; T = top; Bc = base common; Tc = top common; X = crossover.	72
Table 2 – Inferred paleoenvironmentally significant groups based on the paleoecological preferences of calcareous nannofossil taxa.....	78
Table 3 – Comparison of magnetostratigraphic boundary ages in millions of years (Ma). In our estimated ages column, bold numbers represent the most reliable magnetostratigraphic interpretation, whereas regular font numbers represent ambiguous interpretation and hyphen represents the boundaries that were not identified. For the studied interval, the recently published GPTS 2020 (Ogg, 2020) used all ages from the Pacific Equatorial Age Transect (PEAT) sites (Westerhold <i>et al.</i> , 2014).....	85
Table 4 – Comparison of magnetostratigraphic boundary durations in millions of years (Myr). In our estimated durations column, bold numbers represent reliable magnetostratigraphic interpretation for base and top boundaries, whereas regular font numbers represent ambiguous interpretation for either base and/or top boundaries, and hyphen represents that base and/or top boundaries were not identified. For the studied interval, the recently published GPTS 2020 (Ogg, 2020) used all ages from the PEAT sites (Westerhold <i>et al.</i> , 2014), resulting in the same durations.	86
Table 5 – Estimated ages for calcareous nannofossil (CN) and planktonic foraminiferal (PF) zones compared to their respective standard ages. CN and PF biozonations are after Agnini <i>et al.</i> (2014) and Wade <i>et al.</i> (2011), respectively.....	88
Table 6 – Stratigraphic positions of polarity chrons of the studied section with the associated sampling resolution error (Jovane <i>et al.</i> , 2013) and their respective calibrated ages.	117
Table 7 – Astronomical tuning of the Monte Cagnero section from 58 to 128 msl (middle Eocene to early Oligocene).....	118

SUMÁRIO

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO	11
CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR	12
1.1 INTRODUÇÃO	13
1.1.1 Objetivos	15
1.2 ESTADO DA ARTE	16
1.2.1 A Evolução Climática do Paleogeno	16
1.2.1.1 Ótimo Climático do Eoceno Médio	18
1.2.1.2 Transição Eoceno-Oligoceno	20
1.2.2 Cicloestratigrafia e astrocronologia	22
1.2.2.3 A Escala do Tempo Astronômica	26
1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO	28
1.4 MATERIAL E MÉTODOS.....	31
1.4.1 Sucessão sedimentar	32
1.4.2 Susceptibilidade magnética.....	33
1.4.3 Nanofósseis calcários	34
1.4.4 Análise de séries temporais	35
1.5 RESUMO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	37
1.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	39
1.7 REFERÊNCIAS	41
CAPÍTULO II: ARTIGO	62
2.1 ORBITAL TUNING FOR THE MIDDLE EOCENE TO EARLY OLIGOCENE MONTE CAGNERO SECTION (CENTRAL ITALY): PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS	63
2.1.1 Abstract	63
2.1.2 Introduction.....	64
2.1.3 Geological and stratigraphic setting	67
2.1.4 Material and methods	68
2.1.4.1 Magnetic susceptibility	68
2.1.4.2 Calcareous nannofossils.....	68
2.1.4.3 Time-series analysis	69
2.1.5 Results	70

	10
2.1.5.1 Magnetic susceptibility	70
2.1.5.2 Calcareous nannofossil biostratigraphy	72
2.1.5.3 Calcareous nannofossil abundance changes and paleoclimatic events	72
2.1.5.4 Principal component analysis of abundance data.....	76
2.1.5.5 Orbital tuning	79
2.1.6 Discussion	83
2.1.6.1 Comparison of MCA chron positions and durations.....	84
2.1.6.2 MCA biostratigraphy.....	87
2.1.6.3 Paleoenvironmental and paleoclimatic implications.....	88
2.1.6.4 Timing of the MECO event in the MCA Section	92
2.1.7 Conclusions	94
2.1.8 Acknowledgments.....	94
2.1.9 References	95
2.2 SUPPLEMENTARY MATERIAL ON: ORBITAL TUNING FOR THE MIDDLE EOCENE TO EARLY OLIGOCENE MONTE CAGNERO SECTION (CENTRAL ITALY): PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS	107
CAPÍTULO III: ARQUIVOS COMPLEMENTARES	123
3.1 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO	124
3.2 PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS CIENTÍFICOS	125
3.2.1 2019 IsoAstro Geochronology Workshop (Rock Springs, WY, Estados Unidos).....	125
3.2.2 II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Porto Alegre, RS, Brasil).....	126
3.2.3 AGU Fall Meeting 2019 (San Francisco, CA, Estados Unidos)	127
3.2.4 2nd IODP Brazil Summer School on Micropaleontology and Paleooceanography (São Leopoldo, RS, Brasil)	128
3.3 HISTÓRICO DO CURSO.....	129

ORGANIZAÇÃO DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação contempla a calibração orbital e a discussão paleoclimática do intervalo de tempo compreendido entre o Eoceno médio e o Oligoceno inferior na Seção de Monte Cagnero, Bacia de Umbria-Marche, Itália. O estudo é fruto do trabalho desenvolvido para a obtenção do título de Mestre em Ciências pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

A dissertação está organizada em torno de um artigo científico submetido para publicação e atualmente sob revisão no periódico *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (fator de impacto 2,833; estrato qualis-CAPES A1 de acordo com a nova proposta), pertencente à editora *Elsevier*, e segue a norma 118 do PPGGEO da UFRGS. A fim de estabelecer um entendimento geral acerca do estudo, um texto integrador precede o corpo principal da dissertação, composto pelo artigo científico. A dissertação está estruturada em três capítulos, conforme especificado a seguir.

O Capítulo I compreende o texto integrador, o qual contempla a introdução e os objetivos do estudo, o estado da arte, a metodologia utilizada, o contexto geológico da área, um apanhado geral dos resultados e discussões, conclusões e referências bibliográficas. Visto que os tópicos de material e métodos, resultados e discussão são abordados de maneira mais aprofundada no capítulo seguinte, aqui serão abordados de maneira mais sucinta, trazendo informações que, por vezes, não cabem serem inseridas no corpo do artigo.

O Capítulo II corresponde ao corpo principal da dissertação, o qual é composto pelo artigo científico “*Orbital tuning for the middle Eocene to early Oligocene Monte Cagnero Section (central Italy): paleoenvironmental and paleoclimatic implications*” e o material suplementar referente ao artigo. Como já mencionado, o artigo foi submetido para periódico internacional e, portanto, o capítulo está redigido na língua inglesa.

O Capítulo III é composto por documentos que complementam e agregam os tópicos abordados ao longo da dissertação, como o comprovante de submissão do artigo, comprovantes de participação em eventos científicos e o histórico escolar do curso.

CAPÍTULO I: TEXTO INTEGRADOR

1.1 INTRODUÇÃO

Durante o Cenozoico (últimos 66 Ma), o clima global passou de um estado de *greenhouse* para um estado de *icehouse* (Zachos *et al.*, 2001, 2008; Westerhold *et al.*, 2020). Essa tendência de resfriamento teve início no Eoceno, o qual teve seu intervalo inicial pontuado por diversos eventos climáticos de extremo aquecimento global, conhecidos como eventos hipertermais, como o Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno (MTPE, ~56 Ma) (Westerhold *et al.*, 2020). Esses eventos são tidos como os melhores análogos para entender as mudanças climáticas antropogênicas e suas consequências (Zachos *et al.*, 2005; Zeebe *et al.*, 2016). Embora sejam ainda extensivamente debatidos (Röhl *et al.*, 2007; Murphy *et al.*, 2010; McInerney & Wing, 2011), a hipótese mais plausível é de que os eventos hipertermais do Eoceno inferior tiveram como “gatilho” uma configuração orbital característica (e.g., Zeebe & Lourens, 2019). No Eoceno médio ocorreu outro evento de aquecimento global, conhecido como Ótimo Climático do Eoceno Médio (OCEM), porém esse com características que dificultam sua compreensão, entre elas sua maior duração (~500 kyr) e a ausência de uma assinatura isotópica característica (Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009). Desde quando proposto, assume-se que os processos causadores do OCEM foram diferentes dos eventos hipertermais (Bohaty & Zachos, 2003) e, recentemente, a partir de estudos que trazem uma integração de dados paleoclimáticos com modelos (e.g., Giorgioni *et al.*, 2019; Anagnostou *et al.*, 2020; Henehan *et al.*, 2020), os aspectos dessa natureza começam a ficar mais claros, embora ainda não se tenha um entendimento completo do evento.

Apesar de pontuada por esses eventos de elevado aquecimento, a tendência climática geral de resfriamento global persistiu e provocou uma mudança drástica no clima terrestre próximo ao limite Eoceno-Oligoceno (~34 Ma), o qual entrou definitivamente em um estado de *icehouse* (Zachos *et al.*, 2008). Essa reorganização climática é conhecida como transição do Eoceno-Oligoceno (TEO) e teve grandes implicações climáticas e bióticas, como o amplo estabelecimento da glaciação Antártica (e.g., Zachos *et al.*, 2001). Assim como os eventos hipertermais, a transição do Eoceno-Oligoceno – embora extensivamente estudada ao redor do globo – tem sua causa ainda não definida, porém possíveis explicações envolvem mudanças no sistema oceano-atmosfera devido a aberturas das passagens oceânicas de Drake e da Tasmânia (e.g., Kennet & Shackleton, 1976), ou a diminuição da concentração de

dióxido de carbono atmosférico (pCO_2) combinada a alterações na configuração orbital (e.g., DeConto & Pollard, 2003).

A Bacia de Umbria-Marche possui provavelmente a sucessão pelágica aflorante mais completa do Paleogeno, tendo diversas seções de referência para intervalos compreendidos entre o limite Cretáceo-Paleogeno (K-Pg) até o final do Oligoceno (Coccioni *et al.*, 2013). A Seção de Monte Cagnero (MCA) foi proposta e ratificada como *Global Boundary Stratotype Section and Point* (GSSP) do estágio Chattiano (28,1 Ma; Coccioni *et al.*, 2008; 2018). Apesar disso, a seção apresenta também um registro geológico relativamente completo de idades mais antigas, abrangendo o Eoceno médio (Jovane *et al.*, 2013; Savian *et al.*, 2014). A Seção MCA está localizada a aproximadamente 100 km da Seção de Massignano, a qual é a GSSP para o estágio Rupeliano – limite Eoceno-Oligoceno – (33,9 Ma; Premoli Silva & Jenkins, 1993), e a 250 km da Seção de Alano, a qual foi recentemente ratificada como GSSP do estágio Priaboniano (37,8 Ma; Agnini *et al.*, 2020). Sua proximidade e continuidade estratigráfica foram fatores utilizados inclusive para estabelecer a Seção MCA como seção paraestratotipo à de Massignano para o limite Eoceno-Oligoceno (Hyland *et al.*, 2009). O limite Eoceno-Oligoceno pôde ser definido na seção pela identificação da extinção da família de foraminíferos planctônicos Hantkeninidae, a qual define o limite (Premoli Silva & Jenkins, 1993; Coccioni *et al.*, 2008; Hyland *et al.*, 2009). Um estudo magneto- e bioestratigráfico demonstrou que a seção é completa para o intervalo entre os chrons C18 e C13 (Jovane *et al.*, 2013). Além disso, a partir de dados isotópicos e outros *proxies* paleoclimáticos, Savian *et al.* (2014) identificaram estratigraficamente o evento do OCEM na base da seção da Seção MCA.

Hyland *et al.* (2009) desenvolveram o primeiro estudo cicloestratigráfico na Seção MCA, calibrando o intervalo entre 108 m e 148 m, o qual compreende o final do Eoceno e o início do Oligoceno. O presente estudo tem a intenção de dar continuidade à proposta inicial de Hyland *et al.* (2009) estendendo a calibração orbital da Seção MCA para idades mais antigas. O intervalo estudado está compreendido entre os metros 58 e 128 e será calibrado a partir de análise cicloestratigráfica e astrocronológica utilizando dados de susceptibilidade magnética de alta resolução. Além disso, uma nova amostragem de nanofósseis calcários com maior resolução visa refinar a interpretação bioestratigráfica, além de utilizar a abundância de determinadas espécies e grupos de espécies com similaridades paleoecológicas como marcadores paleoambientais e paleoclimáticos. A partir da integração dos diferentes dados,

juntamente do novo modelo de idades de alta resolução, pretende-se melhorar o atual controle cronoestratigráfico estabelecido por bio- e magnetoestratigrafia (Jovane *et al.*, 2013) e também posicionar temporalmente e discutir aspectos paleoambientais e paleoclimáticos compreendidos no intervalo estudado, em especial o evento do OCEM.

1.1.1 Objetivos

O objetivo geral deste estudo é desenvolver um modelo de idades de alta resolução com base em calibração orbital para a Seção MCA, além de tratar de aspectos paleoambientais e paleoclimáticos do intervalo de estudo a partir de dados de nanofósseis calcários. O estudo visa atingir estes objetivos principais por meio dos seguintes objetivos específicos:

- a) identificar ciclicidades preservadas (se houverem) no intervalo do Eoceno médio ao Oligoceno inferior da Seção MCA utilizando dados de susceptibilidade magnética com alta resolução amostral;
- b) reconhecer *proxies* (ou indicadores) paleo-ambientais nos dados de susceptibilidade magnética;
- c) com o auxílio de diferentes dados cronológicos (magneto- e bioestratigráficos), calibrar as ciclicidades encontradas com modelos astronômicos;
- d) refinar a bioestratigrafia de nanofósseis calcários para o intervalo de estudo;
- e) utilizar abundância de nanofósseis calcários, e de grupos de espécies com similaridades paleoecológicas, como indicadores paleoambientais e paleoclimáticos;
- f) integrar o modelo de idades desenvolvido com os dados paleoambientais e paleoclimáticos de nanofósseis calcários e, então, posicionar no tempo e discutir importantes eventos registrados na seção estudada.

1.2 ESTADO DA ARTE

O estudo elaborado e apresentado nesta dissertação demanda uma integração multidisciplinar, a qual abrange conhecimentos de áreas da astronomia, estatística, estratigrafia, física, química, micropaleontologia e paleoclimatologia. Neste primeiro tópico, forneço ao leitor um estado da arte que cobre os principais aspectos teóricos necessários para melhor compreender o estudo aqui apresentado.

1.2.1 A Evolução Climática do Paleogeno

A Era Cenozoica é conhecida por iniciar com uma das maiores extinções em massa, conhecida como extinção do Cretáceo-Paleogeno (K-Pg), porém o intervalo de tempo subsequente, o qual compreende o primeiro período geológico do Cenozoico (período Paleogeno), abrange outros diversos eventos importantes. O Paleogeno é tido como um dos mais importantes períodos quando se trata de entender a evolução climática do nosso planeta. Ele é subdividido em três estágios, o Paleoceno, o Eoceno e o Oligoceno, e sua evolução climática caracteriza uma das mudanças climáticas mais bruscas que conhecemos. Do início do Paleogeno até sua metade, o clima na Terra era um dos mais quentes já conhecidos, marcado por diversos eventos de elevação extrema na temperatura, conhecidos como eventos “hipertermais”, como o Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno (MTPE) e o Máximo Termal do Eoceno 2 (MTE2; Figura 1). Esses eventos, caracterizados por terem uma curta duração (~40 a 200 mil anos), são atribuídos a perturbações no ciclo do carbono relacionadas a rápida injeção de gases do efeito estufa, provavelmente provenientes de reservatórios de carbono reduzido, ou seja, enriquecido em carbono leve (e.g., Dickens, 2001; Kirtland Turner *et al.*, 2014). Ainda é amplamente debatido se esses eventos refletem a entrada de gases do efeito estufa ou efeitos cumulativos de mudanças na circulação e química oceânica atribuídos a forçante orbital (e.g., Thomas *et al.*, 2006; Zeebe *et al.*, 2016). A maioria dos hipertermais foram identificados em testemunhos do Oceano Atlântico (e.g., Cramer *et al.*, 2003; Lourens *et al.*, 2005; Zachos *et al.*, 2005, 2010; Stap *et al.*, 2010; Kirtland Turner *et al.*, 2014; Littler *et al.*, 2014; Lauretano *et al.*, 2015), mas também foram identificados em seções marinhas no continente, como é o caso de diversas seções Tetianas da Itália (e.g., Giusberti *et al.*, 2007; Luciani *et al.*, 2007; Agnini *et al.*, 2009; Galeotti *et al.*, 2010; Coccioni *et al.*, 2012; D’Onofrio *et al.*, 2016). No registro geológico, esses eventos hipertermais são

expressos por anomalias negativas em registros isotópicos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), além de maior proporção de material siliciclástico em sucessões predominantemente carbonáticas, indicando dissolução devido à acidificação relacionada ao raseamento da profundidade de compensação dos carbonatos (PCC) (e.g., Zachos *et al.*, 2005; Kirtland Turner *et al.*, 2014). Entretanto, durante o Eoceno médio ocorreu um evento de aquecimento, conhecido como Ótimo Climático do Eoceno Médio (OCEM), que apesar da similaridade com eventos hipertermais, à primeira vista, exhibe diferentes características e sua natureza ainda não é bem compreendida (e.g., Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009). A importância de estudar estes eventos está no fato de serem considerados os melhores análogos para entender as mudanças climáticas antropogênicas e suas consequências (Zachos *et al.*, 2005; Zeebe *et al.*, 2016). Após o Ótimo Climático do Eoceno Inferior, o clima do planeta entra em uma tendência geral de resfriamento e, com exceção dos intervalos em que ocorrem os eventos de aquecimento mencionados, esta tendência continua até o limite Eoceno-Oligoceno (Figura 1). Neste período a configuração climática do planeta passa de um estado de “greenhouse” para “icehouse” durante um intervalo com aceleradas mudanças climáticas e bióticas conhecido como transição Eoceno-Oligoceno (TEO, ~34 Ma), sendo este também um evento controverso e amplamente debatido.

O estudo desenvolvido nesta dissertação compreende o intervalo de tempo entre o Eoceno médio e início do Oligoceno (Figura 1), portanto apenas os eventos do OCEM e da TEO são abordados de maneira mais aprofundada a seguir.

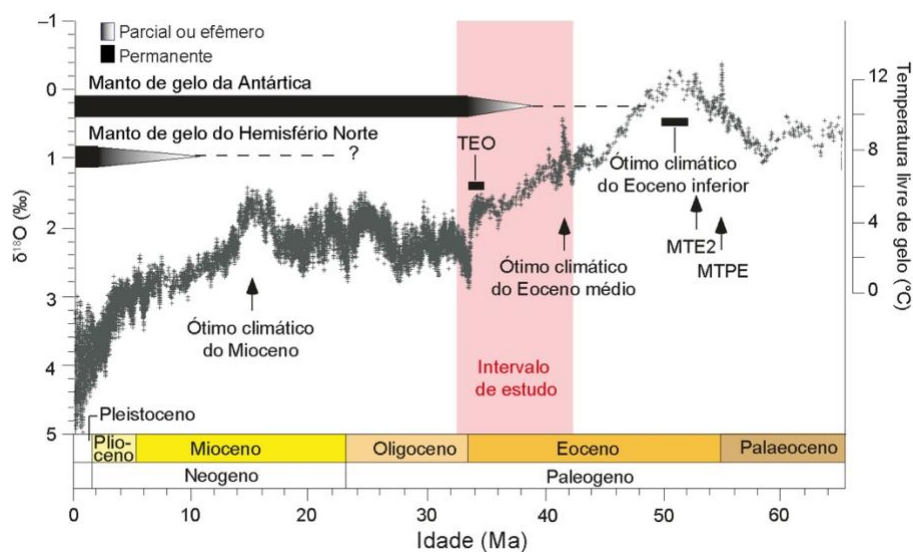


Figura 1 – Evolução climática do Cenozoico (últimos 66 Ma) mostrando os principais eventos climáticos, entre eles o OCEM e a TEO. As temperaturas são estimadas a

partir de dados de $\delta^{18}\text{O}$ medidos em foraminíferos bentônicos e foram calculadas assumindo um estado de oceano livre de gelo, logo, se aplicam apenas para o intervalo anterior ao estabelecimento da glaciação Antártica. Modificado de Zachos *et al.* (2008).

1.2.1.1 Ótimo Climático do Eoceno Médio

O Eoceno médio foi marcado por um evento de aquecimento em torno de 40 Ma de natureza diferente dos hipertermais típicos, conhecido como Ótimo Climático do Eoceno Médio (OCEM; Bohaty & Zachos, 2003). Este difere dos eventos hipertermais pela sua longa duração de aproximadamente 500 mil anos e pela ausência em inúmeras seções de uma anomalia negativa na assinatura isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, como é característico de outros hipertermais (Bohaty *et al.*, 2009; Spofforth *et al.*, 2010; Giorgioni *et al.*, 2019). Apesar das diferenças, o OCEM também demonstra algumas similaridades com os hipertermais, como extensa dissolução de sedimentos de fundo marinho representando um raseamento na PCC (Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009), assim como um aumento na abundância de magnetofósseis durante os picos de aquecimento (e.g., Savian *et al.*, 2014, 2016). O evento foi primeiramente posicionado em 41,5 Ma, baseado em dados de bioestratigrafia de nanofósseis calcários (Bohaty & Zachos, 2003), e, logo após, em 40,4 Ma a partir de bioestratigrafia de foraminíferos (Huber & Quillévéré, 2005). Bohaty *et al.* (2009) reposicionaram o evento com base em magnetoestratigrafia e sugerem que seu pico de aquecimento tenha ocorrido em aproximadamente 40.0 Ma. O OCEM passou a ser identificado em diferentes partes do mundo, tendo sido identificado pela primeira vez no hemisfério norte na seção Italiana de Contessa Highway (Jovane *et al.*, 2007), e em regiões de baixa latitude (Bohaty *et al.*, 2009; Edgar *et al.*, 2010), estudos estes que demonstraram o caráter global do evento.

Apesar de ser globalmente reconhecido e estudado, devido à sua duração de aproximadamente 500 mil anos, a explicação para o OCEM ainda é extensivamente debatida. O evento tem uma duração longa demais para ser explicado pelos mecanismos dos eventos hipertermais, e muito curta para ser explicado por mudanças tectônicas e paleogeográficas (Giorgioni *et al.*, 2019). Um “gatilho” orbital foi sugerido por Westerhold & Röhl (2013), que identificaram que o evento coincide com um mínimo nos ciclos de excentricidade longa (405 mil anos) e na modulação de 2,4 Ma.

Essa mesma configuração orbital também foi identificada em eventos anóxicos do final do Cretáceo (Mitchell *et al.*, 2008; Batenburg *et al.*, 2016), apontando para um possível padrão da forçante orbital. Recentemente, o OCEM foi novamente identificado e caracterizado no Neo-Tétis por um estudo na seção de Baskil (Turquia), o qual corrobora para a hipótese de que o evento teve um “gatilho” orbital (Giorgioni *et al.*, 2019). A forçante orbital pôde também ter atuado como um potencializador dos efeitos do evento colisional da Índia com a Ásia, para que então ambos tenham resultado no gatilho para o aquecimento climático e a instabilidade do ciclo do carbono (Jovane *et al.*, 2009; Najaman *et al.*, 2010; Giorgioni *et al.*, 2019). Apesar das hipóteses de mecanismos para o OCEM, ainda não se sabe explicar qual o fator que desencadeou esses possíveis mecanismos resultando no aumento das concentrações de CO₂ atmosférico. Foi sugerido que a diminuição na susceptibilidade ao intemperismo dos continentes propiciou que pequenos aumentos em atividades vulcânicas ou hidrotermais geraram grandes acúmulos de CO₂ no sistema oceano-atmosfera, o que por sua vez resultou no prolongado aquecimento global e acidificação oceânica durante o OCEM (van der Ploeg *et al.*, 2018). Isso foi corroborado também por modelos climáticos do ciclo do carbono (e.g., Caves *et al.*, 2016). E, embora não se tenha indícios de atividades vulcânicas expressivas, recentemente foi sugerido que o vulcanismo na zona de subducção do Neo-Tétis pôde ter liberado um volume de CO₂ similar ao estimado para o OCEM durante o mesmo intervalo, o que torna plausível a hipótese deste evento vulcânico ter sido a principal causa para o aquecimento global do OCEM (van der Boon *et al.*, 2021). Por outro lado, recentes estudos utilizando isótopos de boro para estimar concentrações de CO₂, mostraram que a quantidade de carbono no sistema oceano-atmosfera foi consideravelmente menor que a necessária para explicar dados de CO₂ atmosférico de estudos anteriores, a qual pôde ter sido ainda menor considerando a hipótese da diminuição da susceptibilidade ao intemperismo, além de mostrar que a sensibilidade climática foi maior durante os intervalos de aquecimento do Eoceno (Anagnostou *et al.*, 2020; Henehan *et al.*, 2020). Embora os autores reconheçam a possibilidade de a susceptibilidade ao intemperismo resolver o problema, os mesmos demonstraram sua ambiguidade e sugeriram que mecanismos biogeoquímicos muito mais complexos atuaram durante o OCEM (Henehan *et al.*, 2020). Por fim, apesar dos recentes avanços, o OCEM continua sendo um dos maiores enigmas para o entendimento da evolução climática do Cenozoico.

1.2.1.2 Transição Eoceno-Oligoceno

Apesar de pontuada por eventos hipertermais, a tendência de resfriamento do planeta continuou até o limite Eoceno-Oligoceno (~34 Ma), onde atingiu seu ápice no intervalo conhecido como transição Eoceno-Oligoceno (TEO; Figura 1). A transição Eoceno-Oligoceno é considerada uma das maiores reorganizações climáticas do registro geológico, a qual marca a passagem de um estado climático de “*greenhouse*” para o atual estado de “*icehouse*”, marcada por aceleradas mudanças climáticas e bióticas, entre as quais destaca-se o amplo desenvolvimento da glaciação Antártica (e.g., Lear *et al.*, 2000; Zachos *et al.*, 2001; DeConto & Pollard, 2003). Essa transição é caracterizada por um aumento de mais de 1,5‰ em valores isotópicos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) medidos em foraminíferos bentônicos, os quais começaram a subir por volta de 34 Ma e atingiram um pico em aproximadamente 33,6 Ma (e.g., Kennett & Shackleton, 1976; Kennett, 1977; Zachos *et al.*, 1996; Coxall *et al.*, 2005). O aumento nos registros de $\delta^{18}\text{O}$ ocorre em dois pulsos distintos com duração de aproximadamente 40 mil anos, separados por um intervalo estável de aproximadamente 200 mil anos, apontando para um provável controle orbital (Coxall *et al.*, 2005). O primeiro pulso parece ter relação com queda na temperatura (Lear *et al.*, 2008), enquanto o segundo foi interpretado como o início de um prolongado intervalo de máximo glacial que se estende até 33,2 Ma (Liu *et al.*, 2004). Esse aumento em $\delta^{18}\text{O}$ é interpretado como uma expansão no volume de gelo Antártico para valores equivalentes ao presente (Miller *et al.*, 2008; Liu *et al.*, 2009) ou até mesmo 25% maior (Katz *et al.*, 2008; Wilson *et al.*, 2013). Além disso, a queda nos níveis de $p\text{CO}_2$ (e.g., Pagani *et al.*, 2005) foi interpretada como associada a um resfriamento de 3° a 5°C em águas profundas (Liu *et al.*, 2009). Concomitante a isso, foram identificadas um expressivo aprofundamento de mais de 1 km na PCC (Coxall *et al.*, 2005), uma queda no nível do mar de aproximadamente 70 m (Miller *et al.*, 2005, 2020; Katz *et al.*, 2008), a deposição de detritos transportados por gelo no Oceano Austral (Zachos *et al.*, 1992), e mudanças geoquímicas e mineralógicas que mostram uma mudança de predomínio de intemperismo químico para físico no material terrígeno proveniente da Antártica (Ehrmann & Mackensen, 1992; Basak & Martin, 2013; Houben *et al.*, 2013; Passchier *et al.*, 2013). A maior parte dos estudos paleoceanográficos e paleoclimáticos desse intervalo de transição foram realizados em sucessões dos oceanos Atlântico, Índico, Pacífico e Austral (e.g., Prothero, 1994; Diester-Haass & Zahn, 1996; Zachos *et al.*,

1996; Salamy & Zachos, 1999; Persico & Villa, 2004; Dunkley-Jones *et al.*, 2008; Westerhold *et al.*, 2014 Bordiga *et al.*, 2015), porém assim como para os eventos hipertermais, as seções Tetianas mostram-se ótimas sucessões sedimentares para o estudo deste intervalo, tendo inclusive a seção italiana de Massignano como GSSP para o estágio Rupeliano (limite Eoceno-Oligoceno), o qual é definido pelo último aparecimento da família de foraminíferos planctônicos Hantkeninidae (Premoli Silva & Jenkins, 1993).

A causa desse evento de transição climática ainda é amplamente debatida, porém as diferentes hipóteses sugeridas baseiam-se ou em mudanças no transporte de calor do sistema oceano-atmosfera associadas às aberturas tectônicas das passagens oceânicas, ou na diminuição dos gases do efeito estufa devido a diminuição do $p\text{CO}_2$ combinada com uma configuração orbital que favoreceu o crescimento do manto de gelo (e.g., Kennet & Shackleton, 1976; DeConto & Pollard, 2003; Sijp & England, 2004; Coxall *et al.*, 2005; Livermore *et al.*, 2005; Pagani *et al.*, 2005; Zachos & Kump, 2005; Cramer *et al.*, 2009; Pearson *et al.*, 2009). Primeiramente foi sugerido que essa reorganização climática global estivesse relacionada ao gradual isolamento do continente Antártico devido ao afastamento da Austrália e abertura da passagem de Drake (Kennett & Shackleton, 1976; Kennett, 1977). Para DeConto & Pollard (2003), essas reorganizações tectônicas tiveram um papel secundário, sendo o principal fator a diminuição na concentração atmosférica de CO_2 , a qual cruzou um limite abaixo do qual intensificou a expansão do manto de gelo, e este eventualmente atingiu uma escala continental cobrindo a parte leste da Antártica. Essa hipótese foi recentemente corroborada por modelos climáticos (e.g., Goldner *et al.*, 2014) e estudos que posicionaram a formação do manto de gelo em escala continental por volta de 32,8 Ma, coincidindo com os primeiros registros de CO_2 atmosférico abaixo de 600 ppm (e.g., Galeotti *et al.*, 2016). Outro estudo recente integrando dados paleoclimáticos, modelos e comparações entre os dois, também sugere o CO_2 como forçante principal, porém não descarta as outras hipóteses (Hutchinson *et al.*, 2021). Entretanto, apesar dos estudos mais recentes apontarem para mudanças na concentração de CO_2 atmosférico como o fator principal, os mecanismos que levaram à queda de CO_2 ainda não são compreendidos. As diferentes hipóteses levantadas para explicar esses mecanismos buscam relacionar a $p\text{CO}_2$ atmosférica com i) cobertura de gelo e taxas de intemperismo de silicatos (e.g., Zachos *et al.*, 1996; Ravizza & Peucker-Ehrenbrink, 2003; Zachos & Kump, 2005; Dalai *et al.*, 2006); ii)

aumento no carbono orgânico marinho soterrado ou reciclado (Diester-Haass & Zahn, 1996; Salamy & Zachos, 1999; Miller *et al.*, 2009), iii) mudanças ecológicas do plâncton que favoreceram organismos silicosos em detrimento de organismos calcários (Nilsen *et al.*, 2003; Falkowski *et al.*, 2004; Coxall *et al.*, 2005; Zachos & Kump, 2005; Merico *et al.*, 2008), iv) mudança na sedimentação global de carbonato da plataforma para o oceano profundo (Opdyke & Wilkinson, 1988; Coxall *et al.*, 2005; Merico *et al.*, 2008), v) mudanças químicas no aporte fluvial (Salamy & Zachos, 1999; Rea & Lyle, 2005; Merico *et al.*, 2008), vi) aumento no tamanho ou média da composição isotópica da biosfera terrestre (Salamy & Zachos, 1999), vii) aumento na razão de carbono inorgânico/orgânico da superfície para o oceano profundo (Griffith *et al.*, 2010), e viii) redução da acidificação oceânica devido à ventilação de bacias relacionada à intensificação da circulação oceânica (Miller *et al.*, 2009). Como visto acima, são inúmeras as hipóteses levantadas para explicar a relação entre o ciclo do carbono e o sistema climático na TEO e, uma vez que este trabalho foi desenvolvido em uma seção Tetiana, é importante mencionar aqui um estudo que sugeriu o progressivo fechamento do Mar de Tétis como um “gatilho” para diferentes mecanismos terem atuado na redução da concentração de $p\text{CO}_2$ (Allen & Armstrong, 2008).

1.2.2 Cicloestratigrafia e astrocronologia

Por vezes, registros sedimentares apresentam ciclicidades que podem estar relacionadas a diversos fatores e escalas de tempo. Exemplos disso são sucessões cíclicas relacionadas a: (i) maré, presentes no registro geológico do Arqueano ao recente (e.g., Smith *et al.*, 1990; Eriksson & Simpson, 2000), (ii) ciclos anuais, usualmente referidos como varvitos (e.g., Schimmelmann *et al.*, 2016), (iii) variações anuais a centenárias, relacionadas tanto a reorganizações na dinâmica oceano-atmosfera, como o El Niño-Oscilação Sul e a Oscilação do Atlântico Norte, quanto à atividade solar (e.g., Schaaf & Thurow, 1997; Black, 1999; Neff *et al.*, 2001), (iv) ciclos milenares, dentre os quais pode-se destacar os eventos *Dansgaard-Oeschger* e *Heinrich*, relacionados a rápidas oscilações climáticas (Bond *et al.*, 1993), (v) ciclos orbitais da ordem de dezenas de milhares a poucos milhões de anos, relacionados a variações na órbita terrestre (Hinnov, 2013), e inclusive a (vi) variações na dinâmica da galáxia na escala de dezenas de milhões de anos, as quais são sugeridas como

um fator que pôde ter tido influência nos grandes eventos de extinção em massa (e.g., Rampino, 2015).

Como visto acima, são inúmeros os parâmetros que podem atuar como fatores controladores na deposição sedimentar e ficarem preservados na forma de ciclicidades estratigráficas, porém sem dúvida os ciclos mais bem estabelecidos no entendimento estratigráfico são os ciclos orbitais, ou como são comumente chamados, ciclos de Milankovitch (Hinnov & Hilgen, 2012). Foi Milankovitch (1941) quem primeiro descreveu matematicamente a variação da radiação solar para diferentes latitudes e estações do ano e como esse fator atuou sobre o clima na Terra. Embora seu trabalho tenha sido revolucionário, a falta de datações e controle temporal de registros geológicos fez com que geólogos duvidassem de sua teoria, e Milankovitch, assim como diversos outros gênios não reconhecidos no seu tempo, faleceu sem ter sua teoria aceita pela comunidade científica (Hinnov, 2013). A teoria ganhou força a partir da década de 1950, com estudos isotópicos em sedimentos marinhos que evidenciaram o controle de ciclos orbitais em mudanças climáticas (Emiliani, 1955, 1966). Os ciclos de Milankovitch podem ser compreendidos como variações quase-periódicas em três parâmetros orbitais que afetam a insolação: (i) a excentricidade da órbita da Terra, a qual determina a distância entre o Sol e a Terra, (ii) a obliquidade, que se trata do ângulo que o eixo da Terra faz com o plano da eclíptica e, portanto, determina a distribuição latitudinal da incidência solar, e (iii) a precessão do eixo de rotação da Terra, a qual determina o tempo e o local das estações em relação a órbita terrestre (Figura 2; Hinnov, 2013). A partir de modelos matemáticos que levam em consideração os diferentes parâmetros orbitais de diferentes corpos celestes – conhecidos como soluções astronômicas – é possível calcular os períodos atuais dos ciclos orbitais e, também, inferi-los para o passado (e.g., Laskar *et al.*, 2004). De acordo com esses modelos, a excentricidade possui duas principais periodicidades, as quais tem períodos de aproximadamente 100 e 405 mil anos, a obliquidade tem uma principal periodicidade de 41 mil anos e outras de menor amplitude entre 28 e 54 mil anos, e a precessão climática possui periodicidades de aproximadamente 19, 22 e 24 mil anos (Laskar *et al.*, 2004). Além destes, mais tarde foram descobertos ciclos orbitais de menor frequência causados por modulações da obliquidade e excentricidade, com períodos de aproximadamente 1,2 e 2,4 milhões de anos, respectivamente (Hilgen *et al.*, 2003). É importante ressaltar que esses períodos se referem ao presente, uma vez que o período dos ciclos de

maior frequência tende a diminuir para tempos mais antigos (Waltham, 2015). Também cabe ressaltar que as soluções astronômicas têm um limite para o passado, a partir do qual é impossível estimar os períodos dos ciclos orbitais com confiabilidade. Atualmente, a solução astronômica mais recente permite estimar os ciclos orbitais para até aproximadamente 50 milhões de anos atrás (Zeebe & Lourens, 2019). Apesar desse limite, é possível também identificar ciclos orbitais em rochas mais antigas – embora o erro associado aumenta proporcionalmente com a idade da rocha – pela razão entre as ciclicidades do registro geológico, uma vez que as razões entre os ciclos orbitais se mantêm relativamente constante ao longo do tempo geológico (Waltham, 2015).

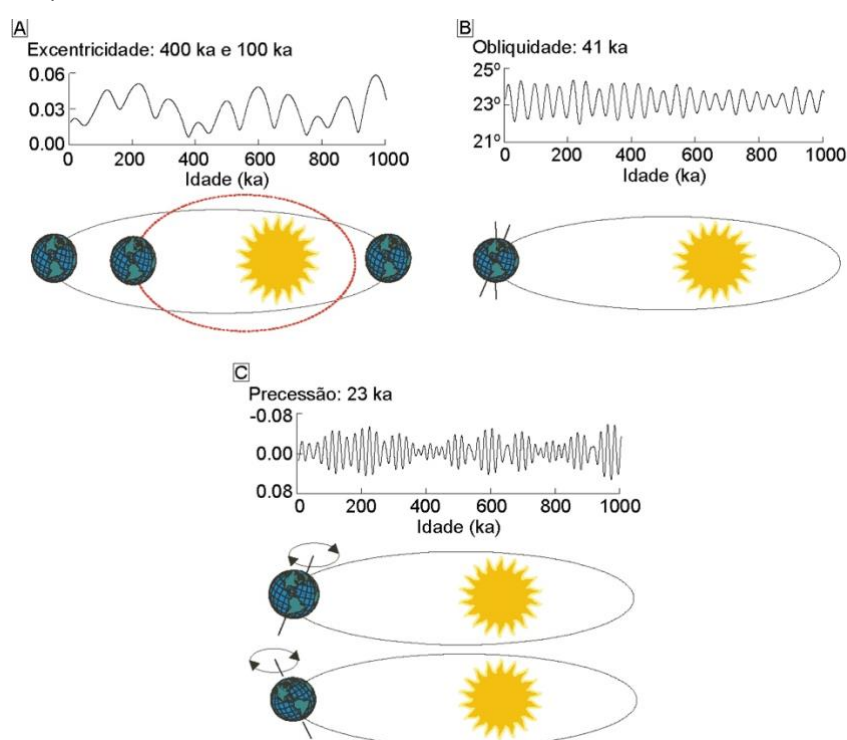


Figura 2 – Principais parâmetros orbitais. A) Excentricidade da órbita da Terra; B) Obliquidade do eixo de rotação da Terra; e C) Precessão do eixo de rotação da Terra. Fonte: Modificado de Zachos *et al.* (2001).

A disciplina responsável por identificar e estudar ciclicidades presentes no registro geológico é conhecida como cicloestratigrafia (Hinnov & Hilgen, 2012). O termo foi cunhado por Fischer *et al.* (1990), o qual o utilizou para se referir a seções sedimentares que apresentam ciclicidades relacionadas aos ciclos de Milankovitch, embora os conceitos da cicloestratigrafia tenham sido utilizados quase um século antes por Gilbert (1895), o qual interpretou a influência da precessão em uma sucessão sedimentar do Cretáceo. Na ordem hierárquica dos ciclos deposicionais de

Vail *et al.* (1977), tais ciclicidades são compreendidas entre quarta e quinta ordem, fazendo com que a cicloestratigrafia possa ser classificada como uma estratigrafia de alta resolução (Catuneanu *et al.*, 2009; Catuneanu, 2019). A cicloestratigrafia, além de inicialmente ter sido importante por corroborar a Teoria de Milankovitch, hoje é tida como uma importante subdivisão da estratigrafia que estuda os registros sedimentares relacionados a mudanças climáticas provenientes de forçantes astronômicas, e tem aplicações tanto para correlações geológicas, quanto para determinação do tempo geológico (Fischer *et al.*, 1990; Hilgen *et al.*, 2004; Hinnov & Hilgen, 2012). Apesar de inúmeros estudos já terem demonstrado a importância da técnica, sua credibilidade ainda é questionada por alguns. Recentemente, a fim de diminuir as dúvidas de críticos, um estudo comparou os resultados de análises cicloestratigráficas desenvolvidas por diferentes pessoas para um mesmo conjunto de dados e demonstrou que a cicloestratigrafia – quando aplicada de maneira adequada – se mostra uma técnica confiável e que pode ser aperfeiçoada através de treinamento (Sinnesael *et al.*, 2019).

Embora seja de extrema importância no primeiro passo da cicloestratigrafia, a simples identificação de ciclos orbitais presentes no registro geológico não fornece idades absolutas. Entretanto, sabendo que tais ciclos são quase-periódicos, pode-se utilizá-los como um geocronômetro. Para obter idades absolutas a partir dos ciclos identificados com a cicloestratigrafia e, assim, obter a calibração temporal de uma sucessão de rochas, é preciso correlacionar as ciclicidades identificadas no registro geológico a soluções astronômicas, processo conhecido como astrocronologia (Hinnov, 2018; Meyers, 2019). A resolução da escala do tempo orbital estabelecida a partir da astrocronologia varia de acordo com o ciclo orbital pelo qual é calibrada. Para registros mais recentes, desde que tenha um preciso controle cronoestratigráfico com datações radiométricas de alta resolução, é possível calibrar uma sucessão ao nível da precessão (e.g., Koutsodendris *et al.*, 2020). Por outro lado, para intervalos mais antigos, ou que não tenham um controle cronoestratigráfico de alta resolução, pode-se utilizar como alvo ciclos orbitais de menor frequência como a excentricidade (e.g., Liebrand *et al.*, 2016), desde que seu sinal esteja preservado no registro. Devido a sua estabilidade através do tempo e forte dominância no registro geológico, o ciclo de excentricidade longa (405 mil anos), é tido como um dos melhores metrônimos na calibração orbital, além de geralmente resolver os ciclos de maior frequência (Laskar *et al.*, 2004; Hinnov, 2018). Atualmente, a astrocronologia é uma das ferramentas

utilizadas para calibrar a tabela do tempo geológico (e.g., Gradstein *et al.*, 2012; Hinnov & Hilgen, 2012) (Figura 3).

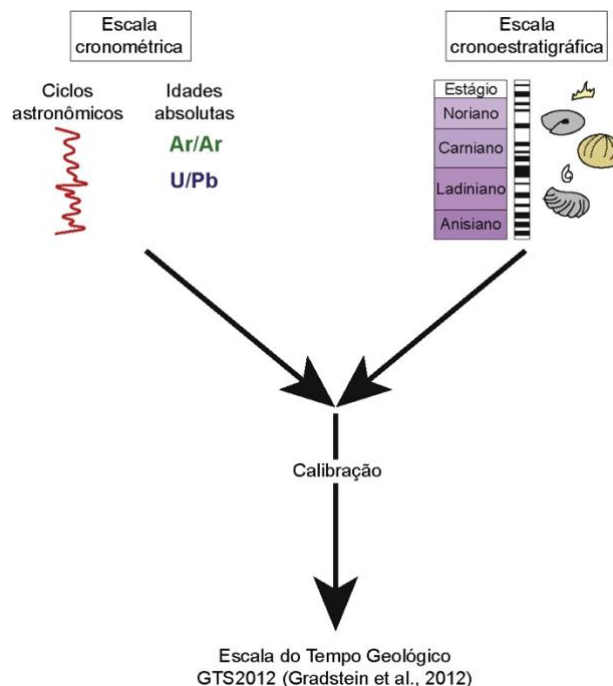


Figura 3 – A construção da escala do tempo geológico é a integração da escala cronométrica (medida em anos) com a escala cronoestratigráfica (convenções formalizadas de estágios geológicos, zonas de polaridade magnética, zonas bioestratigráficas, e outras subdivisões do registro geológico). Fonte: Modificado de Gradstein *et al.* (2012).

1.2.2.3 A Escala do Tempo Astronômica

Tendo como objetivo refinar a cronoestratigrafia, a astrocronologia vem sendo amplamente utilizada como uma ferramenta de calibração temporal na tabela do tempo geológico e, integrada a datações radiométricas, permite o desenvolvimento da escala do tempo astronômico (ETA) (Gradstein *et al.*, 2012). O avanço das soluções astronômicas em solucionar os parâmetros orbitais para idades cada vez mais antigas (e.g., Zeebe & Lourens, 2019) permite criar uma escala do tempo astronômica (ETA) absoluta, a qual foi utilizada para calibrar diretamente grande parte do Cenozoico na tabela do tempo geológico de 2012 (Figura 4; Gradstein *et al.*, 2012; Hinnov & Hilgen, 2012). Porém, com o avanço da astrocronologia nos últimos anos e as evidências empíricas da estabilidade do ciclo de longa excentricidade para até 215 Ma (Hinnov, 2018; Kent *et al.*, 2018), diversas ETAs “flutuantes” puderam ser estabelecidas

também para o Mesozoico, o qual já possui uma ETA praticamente completa (Huang, 2018), e para o Paleozoico (e.g., De Vleeschouwer *et al.*, 2013; Huang *et al.*, 2020).

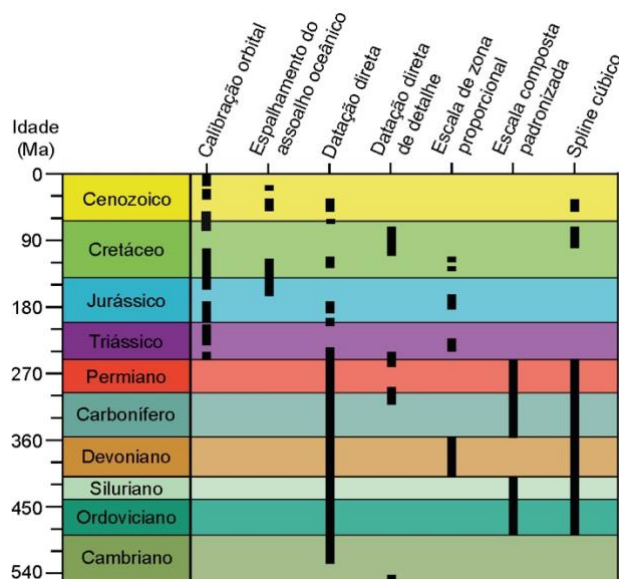


Figura 4 – Métodos utilizados na construção da escala do tempo geológico de 2012 (GTS2012) e os intervalos nos quais foram aplicados. O autor chama atenção para a calibração orbital (astrocronologia) desenvolvida em intervalos do Cenozoico e Mesozoico. Fonte: Modificado de Gradstein *et al.* (2012).

Apesar do grande avanço na astrocronologia nos últimos anos, como já comentado, um dos principais limitadores são as soluções astronômicas. Atualmente, a solução astronômica mais recente é capaz de calcular os parâmetros astronômicos para até aproximadamente 50 Ma (Zeebe & Lourens, 2019), a partir disso o comportamento caótico do Sistema Solar dificulta o estabelecimento de modelos precisos (e.g., Ma *et al.*, 2017). Entretanto, a solução astronômica não é o único fator que limite a geração de uma ETA. Apesar de várias soluções astronômicas abrangerem o Eoceno, até hoje a ETA do Cenozoico não é capaz de cobrir todo o Eoceno, gerando uma lacuna na ETA entre o Eoceno médio a tardio (34 – 47 Ma; em inglês *middle-late Eocene ATS gap*) na tabela do tempo do Cenozoico (Figura 5; Gradstein *et al.*, 2012; Hinnov & Hilgen, 2012). Isso ocorre principalmente pela escassez de seções completas de mar profundo e predominantemente carbonáticas para o intervalo (Vandenberghe *et al.*, 2012). Preencher essa “lacuna” vem sendo o principal objetivo de diversos estudos recentes (Westerhold & Röhl, 2013; Westerhold *et al.*, 2014, 2015 Boulila *et al.*, 2018), embora até o momento não há um consenso da comunidade científica sobre o assunto.

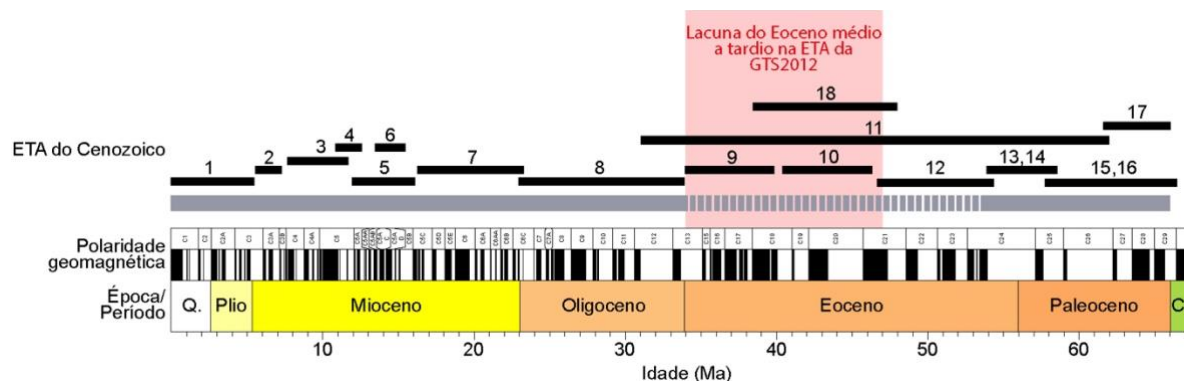


Figura 5 – Estado da arte da escala do tempo astronômica (ETA) do Cenozoico. 1. Lourens *et al.* (2004), 2. Hilgen *et al.* (2007), 3. Hüsing *et al.* (2009), 4. Hilgen *et al.* (2003), 5. Holbourn *et al.* (2007), 6. Hüsing *et al.* (2010), 7. Billups *et al.* (2004), 8. Pälike *et al.* (2006), 9. Pälike *et al.* (2001), 10. Jovane *et al.* (2010), 11. Westerhold *et al.* (2012, 2014, 2015) e Westerhold & Röhl (2013), 12. Westerhold & Röhl (2009), 13. Lourens *et al.* (2005), 14. Westerhold *et al.* (2007), 15. Westerhold *et al.* (2008), 16. Kuiper *et al.* (2008), 17. Dinarès-Turell *et al.* (2014), 18. Boulila *et al.* (2018). As barras pretas representam a cobertura das calibrações orbitais para o Cenozoico. A barra cinza representa a acurácia da ETA, sendo estável para os intervalos contínuos e instável para o intervalo pontilhado. A área vermelha representa a lacuna do Eoceno na ETA. A tabela do tempo de polaridade geomagnética é de Ogg (2012). Fonte: Modificado de Boulila *et al.* (2018).

1.3 CONTEXTO GEOLÓGICO

O cinturão de dobramentos e cavalgamentos dos Apeninos resultou da colisão da placa Adriática com a margem sul da Europa (Alvarez *et al.*, 1974; Carminati *et al.*, 2012). Inserida no domínio paleogeográfico dos Apeninos centrais, na porção nordeste, está localizada a Bacia de Umbria-Marche, a qual é caracterizada por ser uma bacia do tipo *foreland*, formada durante a última fase da orogenia Alpina-Himalaiana (Vezzani *et al.*, 2010; Coccioni *et al.*, 2013). A Bacia de Umbria-Marche é composta por uma sucessão sedimentar depositada na margem norte do Mar de Tétis, entre o Triássico tardio e o Mioceno, a qual compreende um registro sedimentar indicativo de uma transgressão marinha no final do Triássico (Pialli, 1971) e um subsequente afogamento da plataforma carbonática devido ao tectonismo extensional (*rift*) no início do Jurássico que resultou em uma ampla bacia caracterizada por altos estruturais intrabacinais até Jurássico tardio (Bernoulli & Jenkyns, 1974, Brandano *et al.*, 2016). Posteriormente, a evolução da Bacia de Umbria-Marche entre o Cretáceo

e o Mioceno foi marcada por uma transição de sedimentação pelágica para hemipelágica com um constante aumento da concentração de sedimentos siliciclásticos em um contexto de intensa subsidência (Marchegiani *et al.*, 1999; Guerrero *et al.*, 2012).

A sucessão carbonática Paleogênica da Bacia de Umbria-Marche é composta por três formações, sendo elas *Scaglia Rossa*, *Scaglia Variegata* e *Scaglia Cinerea*, nomes dados em referência a cor vermelha, cores variadas e a cor cinza, respectivamente (Coccioni *et al.*, 2013). A formação *Scaglia Rossa* compreende uma sucessão sedimentar com espessura que varia entre 80 a 100 m depositada entre o intervalo Turoniano inicial – Eoceno médio e é composta por calcários rosados e avermelhados (daí o nome da formação “*Rossa*”) com margas avermelhadas intercaladas e cherts de radiolários depositados no intervalo entre o Ypresiano médio ao Lutetiano inicial (Coccioni *et al.*, 2013). A formação *Scaglia Variegata* compreende uma sucessão sedimentar com espessura que varia entre 30 e 95 m depositada entre o intervalo Eoceno médio e tardio e é composta por uma intercalação de calcários brancos, verde-acinzentados e avermelhados (daí o nome da formação “*Variegata*”), e margas calcárias (Coccioni *et al.*, 2013). Por fim, a formação *Scaglia Cinerea* compreende uma sucessão sedimentar com espessura que varia entre 100 e 200 m depositada entre o intervalo Eoceno tardio ao Mioceno inicial e consiste principalmente de margas calcárias e margas, além de calcários margosos verde-acinzentados e cinzas (daí o nome da formação “*Cinerea*”; Coccioni *et al.*, 2013). De maneira geral, a sucessão sedimentar Paleogênica da Bacia de Umbria-Marche foi depositada em uma paleolatidade de aproximadamente 30°N (Jovane *et al.*, 2007), acima do nível da PCC, tendo paleobatimetrias estimadas que correspondem principalmente a zonas batiais média e inferior (Galeotti *et al.*, 2004; Jovane *et al.*, 2007; Giusberti *et al.*, 2009; Coccioni *et al.*, 2010).

A Seção MCA (43°38'50" N, 12°28'05" L, 727 m acima do nível do mar) é uma importante seção da sucessão carbonática Paleogênica da Bacia de Umbria-Marche. Localizada na encosta sudeste do “Monte Cagnero” (Figura 6), foi recentemente ratificada GSSP para a base do estágio Chattiano (28,1 Ma; Coccioni *et al.*, 2018). A seção também está localizada próxima a outras importantes seções, como a Seção de Massignano (~100 km), a qual é GSSP para a base do estágio Rupeliano (33,9 Ma; Premoli Silva & Jenkins, 1993) e a Seção de Alano (~250 km), recentemente ratificada GSSP para a base do estágio Priaboniano (37,8 Ma; Agnini *et al.*, 2020).

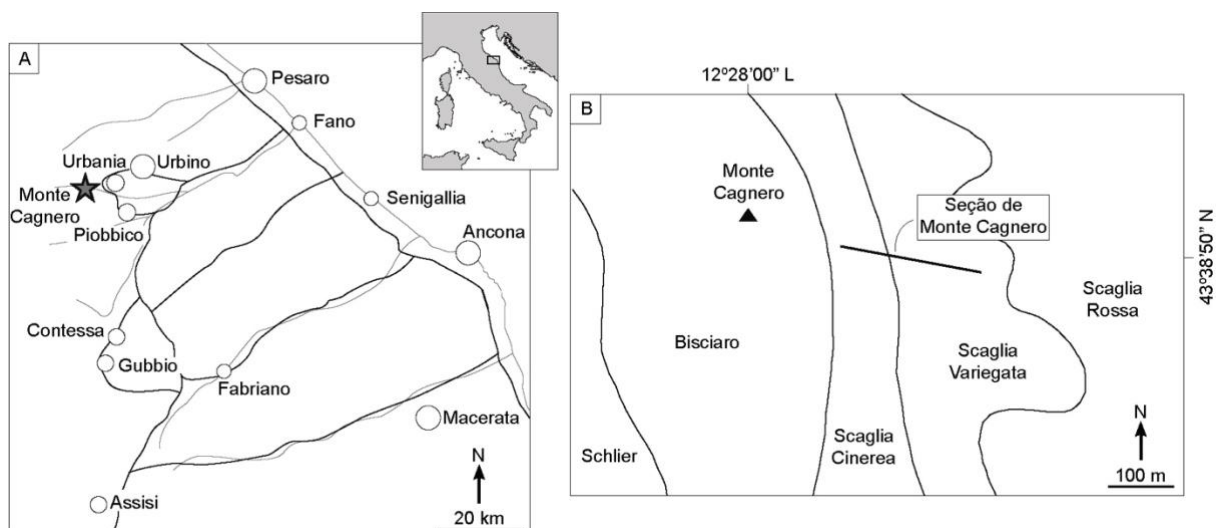


Figura 6 – Seção de Monte Cagnero. A) Mapa de localização da seção. Detalhe: localização da área de estudo na Itália; B) Mapa geológico simplificado da Seção de Monte Cagnero. Fonte: Modificado de Coccioni *et al.* (2013).

Apesar de ser GSSP para a base do estágio Chattiano (Coccioni *et al.*, 2018), Hyland *et al.* (2009) mostraram o potencial de MCA ser uma seção paraestratótipo da Seção de Massignano para a base do estágio Rupeliano (limite Eoceno-Oligoceno). Além disso, um estudo integrando magneto- e bioestratigrafia também demonstrou a robustez da continuidade estratigráfica da seção, intervalo que corresponde ao Eoceno médio-Oligoceno inferior (Jovane *et al.*, 2013). Com base nestes estudos, pode-se assumir que a Seção MCA possui um registro geológico íntegro desde o Oligoceno até, ao menos, idades próximas ao Eoceno médio. Na base da seção, Savian *et al.* (2014) identificam estratigraficamente o evento OCEM a partir da integração de dados isotópicos, bioestratigráficos e magnetoestratigráficos (Figura 7). Apesar de terem idades magneto- e bioestratigráficas, a baixa resolução temporal destas dificulta posicionar exatamente o evento no tempo, além de caracterizar sua duração. Embora a transição Eoceno-Oligoceno e importantes eventos próximos (e.g., Oi-1) já tenham sido caracterizados em outras seções próximas a Seção MCA (e.g., Houben *et al.*, 2012; Cornacchia *et al.*, 2018), ainda não foram identificados na Seção MCA devido à falta de dados isotópicos no intervalo correspondente.

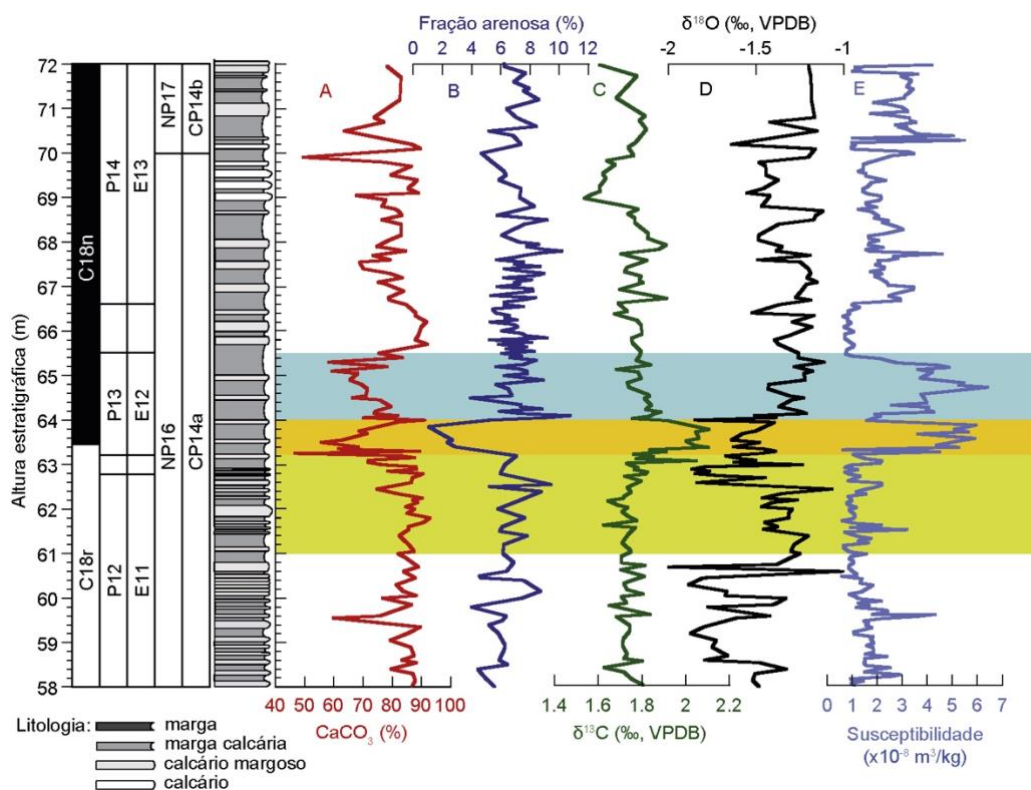


Figura 7 – O Ótimo Climático do Eoceno Médio (OCEM) na Seção de Monte Cagnero. Da direita para a esquerda: magnetoestratigrafia, biozonas de foraminíferos planctônicos e de nanoplânctons calcários seguindo as propostas de Berggren *et al.* (1995) e Wade *et al.* (2011), e de Martini (1971) e Okada & Burky (1980) respectivamente, e perfil litológico (Jovane *et al.*, 2013). A-E) Variações nas concentrações de carbonato de cálcio, fração arenosa, isótopos estáveis de carbono e oxigênio e susceptibilidade magnética. As áreas coloridas representam o evento OCEM na Seção de Monte Cagnero, sendo a área amarela escura o pico do evento, e a área azul o pós-OCEM. Fonte: Modificado de Savian *et al.* (2014).

1.4 MATERIAL E MÉTODOS

Previamente à metodologia descrita abaixo, uma extensa revisão bibliográfica de conceitos e informações acerca dos tópicos abordados consolidou o embasamento teórico que permitiu o desenvolvimento deste estudo. A seguir, as técnicas utilizadas no estudo são descritas com um caráter introdutório a fim de não tornar o texto repetitivo, uma vez que para uma descrição com maiores especificações o/a leitor(a) pode se dirigir ao capítulo seguinte.

1.4.1 Sucessão sedimentar

A sucessão sedimentar estudada compreende o intervalo entre 58 m e 128 m da Seção MCA. O intervalo consiste em uma sucessão mista carbonática-siliciclástica com intercalação de camadas decimétricas de margas, margas calcárias, calcário margoso e calcário (Figura 8).

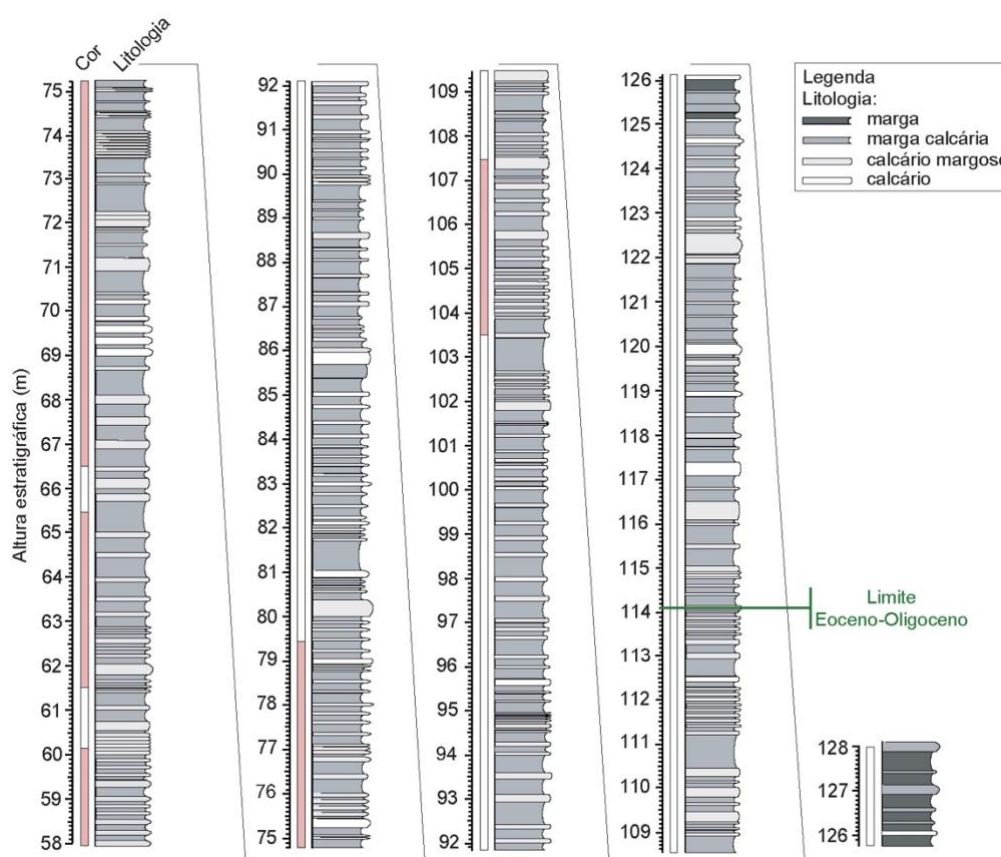


Figura 8 – Perfil litológico da sucessão sedimentar estudada, a qual corresponde ao intervalo entre os metros 58 e 128 da Seção de Monte Cagnero. O limite Eoceno-Oligoceno está definido em 114,1 m da seção (Coccioni *et al.*, 2008; Hyland *et al.*, 2009). Fonte: Modificado de Jovane *et al.* (2013).

O intervalo compreendido entre 58 e 79,5 m é composto por calcários avermelhados com espessura entre 0,15 e 1,0 m e margas com espessura entre 0,2 e 2,0 m, e correspondem ao membro inferior da formação *Scaglia Variegata* (Jovane *et al.*, 2013). Entre 79,5 e 103,5 m, encontra-se uma intercalação de calcários margosos e margas verde-acinzentadas com espessuras entre 0,15 e 0,35 m, correspondente ao membro médio da Formação *Scaglia Variegata* (Jovane *et al.*, 2013). Acima, a sucessão é composta por 4 m (103,5 – 107,5 m) de camadas de aproximadamente 0,15 m de espessura de margas calcárias avermelhadas,

correspondentes ao membro superior da Formação *Scaglia Variegata* (Jovane *et al.*, 2013). Por fim, entre 107,5 e 128 m a sucessão grada para margas acinzentadas e calcários margosos, os quais correspondem à Formação *Scaglia Cinerea* (Jovane *et al.*, 2013). Entre 103,3 e 103,5 m, Jovane *et al.* (2013) identificam uma camada de marga levemente deformada, a qual associaram a um possível evento de deslizamento subaquático (*slump*). A partir de estudos de foraminíferos bentônicos, a paleobatimetria da seção é interpretada como zona batial inferior (1000-2000 m) em sua base, com um gradativo raseamento em direção ao topo da seção, que é caracterizado como zona batial superior (400-600 m; Guerrero *et al.*, 1988; Parisi *et al.*, 1988).

1.4.2 Susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética representa o grau de magnetização de um material em resposta a um campo magnético aplicado e, portanto, pode ser obtida a partir da razão entre um campo magnético aplicado e o campo induzido resultante (temporário) na amostra. A técnica é uma medida indireta da concentração e composição de minerais ferromagnéticos, diamagnéticos e paramagnéticos em uma amostra (Kodama & Hinnov, 2014). Em sedimentos ou rochas sedimentares marinhas, a susceptibilidade magnética constitui um importante indicador paleoclimático, sendo geralmente correlacionada com aporte de material terrígeno (e.g., Bloemendal & DeMenocal, 1989). Variações de alta frequência na susceptibilidade magnética de rochas sedimentares são normalmente associadas a forçantes climáticas orbitais (e.g., Boulila *et al.*, 2014), enquanto as de baixa frequência são normalmente associadas a ciclos transgressivos-regressivos (Ellwood *et al.*, 2000). Em sucessões mistas carbonáticas-siliciclásticas, a susceptibilidade magnética tende a mostrar maior ou menor proporção de argila devido a sua maior susceptibilidade em relação ao carbonato de cálcio (Li *et al.*, 2019). Esta característica, juntamente com o fato de ser um dado de fácil e rápida aquisição e de baixo custo, torna a técnica amplamente utilizada como *proxy* em estudos cicloestratigráficos (Li *et al.*, 2019; e referências nele citadas). Além disso, uma importante característica do teor carbonato de cálcio em sucessões mistas e, por consequência, também da susceptibilidade magnética, é o fato deste *proxy* provavelmente representar uma resposta regional mais direta à forçante orbital, e assim não ter uma defasagem em relação à excentricidade tão

expressiva quanto dados isótopos, os quais mostram respectivamente maiores defasagens devido ao longo tempo de resposta da criosfera e do ciclo do carbono (e.g., Pälike *et al.*, 2006; Liebrand *et al.*, 2016). Pelo fato da Seção MCA ser uma sucessão mista, na qual um estudo cicloestratigráfico prévio utilizando teor de carbonato de cálcio identificou a presença de ciclos orbitais (Hyland *et al.*, 2009), a susceptibilidade magnética é aqui utilizada também como *proxy* indireto para teor de carbonato de cálcio. A hipótese de que a susceptibilidade magnética é inversamente proporcional ao teor de carbonato de cálcio é testada estatisticamente a fim de não deixar margem para uma interpretação ambígua.

1.4.3 Nanofósseis calcários

Nanofósseis calcários foram estudados a fim de obter dados bioestratigráficos para embasar interpretações cronoestratigráficas, e também dados paleoambientais e paleoclimáticos a partir da identificação de mudanças na abundância relativa de espécies e/ou grupos de nanofósseis identificados na seção. Nanofósseis calcários são sensíveis a temperatura, salinidade e condições tróficas, logo, identificar mudanças em suas assembleias permite entendermos mudanças paleoambientais e paleoclimáticas (Fioroni *et al.*, 2015; Persico *et al.*, 2012). Essa metodologia já foi extensivamente utilizada em estudos paleoceanográficos similares a este (e.g., Dunkley Jones *et al.*, 2008; Agnini *et al.*, 2011; Villa *et al.*, 2014), o que corrobora a robustez de utilizar assembleias de nanofósseis calcários como indicadores paleoambientais e paleoclimáticos para o intervalo estudado.

A resolução amostral adotada para coleta de nanofósseis calcários é relativamente alta, sendo de 25 cm entre os metros 58 e 78, e de 50 cm entre os metros 78 e 128 da seção. A amostragem resultou em 180 amostras que foram analisadas quantitativamente por microscopia óptica de luz polarizada, seguindo a metodologia usual para análise de nanofósseis calcários (*smear slide*) descrita em Bown & Young (1998). Abundâncias foram determinadas pela contagem de 300 espécimes de nanofósseis, assegurando com um nível de 95% de confiança a presença de todos os táxons com abundância igual ou maior que 1% na população total (Thierstein *et al.*, 1977). Uma contagem suplementar foi realizada em duas transversas a fim de identificar raros marcadores bioestratigráficos. Os critérios

taxonômicos adotados e os eventos bioestratigráficos identificados são baseados no trabalho de Agnini *et al.* (2014) e outras referências nele citadas.

A fim de gerar um conjunto de dados estatisticamente confiável com os dados de abundância relativa de nanofósseis calcários, uma série de análises estatísticas multivariadas foram implementadas. Primeiramente, os dados de abundância relativa foram tratados conforme a metodologia proposta por Dunkley Jones *et al.* (2008). Táxons raros ou descontínuos foram agrupados ao nível de gênero e aqueles que apresentaram um desvio padrão abaixo de 0,5% foram excluídos das análises posteriores a fim de eliminar espécies de ocorrência rara. Posteriormente, a abundância relativa foi redimensionada para atingir 100% e valores nulos foram substituídos por 0,01%. Por fim, uma transformação de razão logarítmica aditiva foi aplicada ao conjunto de dados. Após esse tratamento, análises multivariadas de cluster e de componentes principais foram aplicadas ao conjunto de dados.

1.4.4 Análise de séries temporais

Os ciclos orbitais podem atuar de diversas maneiras no controle da sedimentação, o que faz com que sua identificação seja possível a partir de diferentes “indicadores” como variáveis físicas, químicas, paleontológicas ou sedimentológicas (Sinnesael *et al.*, 2019). Do ponto de vista matemático, tais variáveis podem resultar em uma série temporal cicloestratigráfica de sinal contínuo ou discreto (Weedon, 2003), sendo a primeira gerada por uma amostragem determinada pelo pesquisador (e.g., medir a susceptibilidade magnética em intervalos espaçados de 5 cm), e a segunda por uma amostragem condicionada pelo fenômeno gerador da estratificação (e.g., medir a espessura das camadas). Independente da variável utilizada, três condições devem ser seguidas a fim de gerar uma série temporal cicloestratigráfica confiável (Weedon, 2003). A primeira é que a variável escolhida deve estar controlada principalmente pelos mesmos fatores ambientais ao longo de todo o intervalo estudado, condição que implica em evitar intervalos compostos por diferentes fácies. Por outro lado, tal condição pode não se aplicar em alguns casos, uma vez que existem propriedades que independem da fácies da rocha, como é o caso de razões de isótopos estáveis, assembleia de microfósseis e susceptibilidade magnética (Weedon, 2003). A segunda condição é utilizar como dado uma propriedade que, de preferência, apresente exclusivamente uma relação com algum aspecto ambiental da

deposição, e seja a mínima ambígua possível (e.g., estar também relacionada a processos diagenéticos). Por fim, a última condição é de que, em séries de sinal contínuo, a taxa de sedimentação seja o mais uniforme possível e, assim, diferentes espessuras estratigráficas representem intervalos de tempo proporcionais ao longo da sucessão estudada. Em séries de sinal discreto, essa relação é mais complexa e, portanto, é aconselhável integrar aos dados outras formas independentes de controle cronoestratigráfico a fim de obter uma melhor relação entre espessura estratigráfica e o intervalo de tempo associado (Weedon, 2003).

É sabido que, devido a diversos fatores externos ao fenômeno que causou a ciclicidade, é improvável que encontremos na natureza um registro sedimentar cíclico no qual o “indicador” estudado varie regularmente, conforme uma onda senoidal. Porém, com o auxílio de ferramentas matemáticas para séries temporais, é possível diminuir o “ruído” e, assim, melhorar o sinal da ciclicidade identificada. Uma vez que o “sinal” obtido é confiável, pode-se utilizar o mesmo como um metrônomo para calibrar o registro sedimentar pela solução astronômica, processo conhecido por astrocronologia (Hinnov, 2018; Meyers, 2019), como visto no item 1.2.2.

Visto que a cicloestratigrafia e astrocronologia deste estudo foi elaborada a partir de dados de susceptibilidade magnética, a metodologia empregada para a análise de séries temporais no presente estudo seguiu de maneira geral os passos descritos no livro “*Rock Magnetic Cyclostratigraphy*” (Kodama & Hinnov, 2014), o qual aborda a análise cicloestratigráfica de maneira específica para a utilização de dados magnéticos como a susceptibilidade magnética.

A estratégia de calibração foi calibrar a seção pelo ciclo orbital de excentricidade longa (405 mil anos). Primeiramente, foram considerados os dados já existentes de magnetoestratigrafia (Jovane *et al.*, 2013) e também de bioestratigrafia de nanofósseis calcários (deste estudo) a fim de estabelecer uma estrutura cronoestratigráfica confiável que permite a posterior calibração orbital. Então, os mínimos no sinal da excentricidade longa identificada nos dados de susceptibilidade magnética e os mínimos no sinal da excentricidade longa da solução astronômica foram utilizados como pontos de ancoragem. Essa metodologia de “calibração mínima” foi adotada a fim de não introduzir erros sistemáticos (Zeeden *et al.*, 2015), além de que a calibração pela excentricidade longa, devido a sua expressiva estabilidade ao longo do tempo geológico (Kent *et al.*, 2018), tende também a resolver os ciclos de maior frequência (Hinnov, 2018).

1.5 RESUMO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

Como mencionado anteriormente, em sucessões mistas carbonáticas-siliciclásticas, a susceptibilidade magnética tende a mostrar maior ou menor proporção de argila devido à maior concentração de minerais magnéticos em argilas (Kodama & Hinnov, 2014). Tendo que a seção estudada é composta basicamente por uma intercalação de carbonato-terrígeno, espera-se que o valor de susceptibilidade magnética seja diretamente proporcional à concentração de elementos terrígenos em meio ao carbonato de cálcio. A fim de falsear esta hipótese, dois intervalos da seção para os quais existe dados de CaCO_3 de estudos prévios foram selecionados e comparados estatisticamente com os dados de susceptibilidade magnética.

Para a calibração orbital, foi adotada a estratégia de “calibração mínima”, a qual sugere que tendo a seção calibrada pelo metrônomo de 405 mil anos resolve ciclos de maior frequência segundo Hinnov (2018). Após identificar o sinal da longa excentricidade nos dados de susceptibilidade magnética, extraiu-se um filtro desse sinal e este foi então calibrado pela excentricidade longa da solução astronômica mais atual (Zeebe & Lourens, 2019).

A base do estágio Priaboniano foi recentemente ratificada (Agnini *et al.*, 2020) como sendo a base da camada tufácea “Tiziano” na Seção de Alano com idade definida a partir de datação radioisotópica de U-Pb de $37,762 \pm 0,077$ Ma complementada por uma idade astrocronológica de $37,710 \pm 0,01$ Ma (Galeotti *et al.*, 2019). A camada “Tiziano” está localizada estratigraficamente próxima à base comum e contínua de *C. erbae* e topo de *C. grandis* (Agnini *et al.*, 2020). Integrando o novo modelo de idades aqui proposto, baseado na calibração astronômica, e a base comum de *C. erbae* adotada como marcador, possibilitou a este estudo posicionar a base do Priaboniano em aproximadamente 37,4 Ma na Seção MCA, muito próxima da idade estabelecida pela GSSP (Agnini *et al.*, 2020).

A base do estágio Rupeliano por outro lado, a qual também representa o limite Eoceno-Oligoceno, é definida pelo último aparecimento da família de foraminíferos planctônicos Hantkeninidae (Premoli Silva & Jenkins, 1993). Este limite é identificado na Seção MCA em 114,1 m (Coccioni *et al.*, 2008; Hyland *et al.* 2009) e pelo modelo de idades aqui proposto corresponde a aproximadamente 33,9 Ma, corroborando assim para a mesma idade proposta anteriormente por Hyland *et al.* (2009) e também

com a idade proposta pela mais recente tabela do tempo geológico para a base do estágio Rupeliano (Speijer *et al.*, 2020).

A calibração astronômica também possibilitou posicionar no tempo absoluto o evento do OCEM, caracterizado estratigraficamente na Seção MCA por Savian *et al.* (2014). As idades estimadas por este estudo corroboram a duração de 500 ka do evento e seu pico de aquecimento tendo ocorrido em torno de 40,0 Ma (Bohaty *et al.*, 2009). As idades também corroboram estimativas recentes propostas em outra seção do Neo-Tétis (Giorgioni *et al.*, 2019) e a hipótese de que o pico de aquecimento coincide com mínimos nos ciclos de longa excentricidade e de modulação de 2,4 Myr da excentricidade, como sugerido primeiramente por Westerhold & Röhl (2013).

A partir do modelo de idades estabelecido pela calibração orbital e do estudo magnetoestratigráfico desenvolvido na Seção MCA por Jovane *et al.* (2013), foi possível estimar a posição e a duração dos crons magnéticos e compará-los com as idades propostas por estudos de referência, como a Tabela do Tempo de Polaridade Geomagnética (Ogg, 2020), e outros estudos de calibração orbital para o mesmo intervalo de tempo (e.g., Westerhold *et al.*, 2014). Para as reversões identificadas com maior confiabilidade por Jovane *et al.* (2013), as idades estimadas por este estudo são próximas daquelas encontradas por outros estudos de referência ou de calibração orbital. Porém, o mesmo não acontece para algumas reversões que mostram dados paleodirecionais ambíguos (Jovane *et al.*, 2013), apontando para a necessidade de um refinamento magnetoestratigráfico na Seção MCA, principalmente entre os crons C18n e C15r.

Análises estatísticas multivariadas em dados de abundância relativa de nanofósseis calcários permitiram agrupar táxons com características paleoambientais similares. A análise de abundância desses grupos possibilitou a identificação de um processo de gradual eutrofização com uma reversão na dominância de condições oligotróficas para eutróficas próximo a 37 Ma. As assembleias de nanofósseis calcários também mostraram que um enriquecimento de nutrientes precedeu o resfriamento da água durante o final do Eoceno e, portanto, foi sugerido que, anteriormente ao forte resfriamento característico desse intervalo, houve uma diminuição na estratificação da coluna da água.

Diferentes resultados mostrados por este estudo apontam para a robustez da calibração orbital aqui desenvolvida. A integração desses diversos tipos de dados, juntamente com o modelo de idades de alta resolução proposto, possibilita definir a

Seção de Monte Cagnero como uma seção completa para o intervalo Eoceno médio-Oligoceno inferior, ao menos dentro da escala de centenas de milhares de anos. Sendo assim, a seção tem potencial para se tornar uma seção de grande relevância para estudos futuros com foco em entender mudanças paleoceanográficas e paleoclimáticas durante este intervalo, o qual abrange importantes eventos como o OCEM e a TEO.

1.6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente estudo atingiu todos os objetivos propostos, tanto principais quanto específicos. A partir da calibração orbital de dados de susceptibilidade magnética foi possível desenvolver um modelo de idades de alta resolução para Seção MCA que compreende o intervalo entre o Eoceno médio e o Oligoceno inferior. Dados de nanofósseis calcários com maior resolução amostral possibilitaram refinar a bioestratigrafia destes microfósseis e suas abundâncias relativas, juntamente com análises estatísticas, permitiram identificar grupos paleoecológicos que indicaram mudanças paleoambientais e paleoclimáticas no intervalo estudado. Com base na integração do novo modelo de idades aqui proposto, nas interpretações bioestratigráficas e paleoambientais a partir de dados de nanofósseis calcários, e em outros estudos publicados anteriormente, foi possível estabelecer os seguintes aspectos da Seção MCA: (i) corroborar a idade previamente estabelecida para a base do estágio Rupeliano, limite dos períodos Eoceno-Oligoceno, em 33,9 Ma, (ii) estimar a base do estágio Priaboniano em 37,4 Ma, (iii) estimar a duração do evento do OCEM em 500 ka e posicionar seu pico de aquecimento em 40,0 Ma, além de corroborar sua relação com forçantes orbitais, (iv) estimar a posição e duração dos crons compreendidos pelo intervalo estudado com base no estudo magnetoestratigráfico desenvolvido previamente, (v) identificar um gradual processo de eutrofização com uma reversão na dominância de condições oligotróficas para eutróficas próximo a 37 Ma, e (vi) identificar um enriquecimento de nutrientes precedendo o resfriamento da água durante o final do Eoceno, a partir do qual sugeriu-se primeiramente uma diminuição na estratificação da coluna da água e, então, o subsequente resfriamento característico do intervalo. Todos estes resultados, com especial atenção ao novo modelo de idades de alta resolução aqui proposto, apontam para o potencial da Seção MCA se tornar uma seção chave para ser utilizada em futuros estudos que buscam

entender mudanças paleoclimáticas e paleoceanográficas, principalmente no contexto geológico do Mar de Tétis, durante o intervalo compreendido entre o Eoceno médio e o Oligoceno inferior.

1.7 REFERÊNCIAS

- Agnini, C., Backman, J., Boscolo-Galazzo, F., Condon, D.J., Fornaciari, E., Galeotti, S., Giusberti, L., Grandesso, P., Lanci, L., Luciani, V., Monechi, S., Muttoni, G., Pälike, H., Pampaloni, M.L., Papazzoni, C.A., Pearson, P.N., Pignatti, J., Silva, I.P., Raffi, I., Rio, D., Rook, L., Sahy, D., Spofforth, D.J.A., Stefani, C. & Wade, B.S. 2020. Proposal for the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Priabonian Stage (Eocene) at the Alano section (Italy). *Episodes*. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2020/020074>
- Agnini, C., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Lanci, L., Luciani, V., Muttoni, G., Palike, H., Rio, D., Spofforth, D.J.A. & Stefani, C. 2011. Integrated biomagnetostratigraphy of the Alano section (NE Italy): A proposal for defining the middle-late Eocene boundary. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 841–872. <https://doi.org/10.1130/B30158.1>
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J. & Rio, D. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47: 131–181. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042>
- Agnini, C., Macrì, P., Backman, J., Brinkhuis, H., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Rio, D., Sluijs, A. & Speranza, F. 2009. An early Eocene carbon cycle perturbation at ~52.5 Ma in the Southern Alps: Chronology and biotic response. *Paleoceanography* 24. <https://doi.org/10.1029/2008PA001649>
- Allen, M.B. & Armstrong, H.A. 2008. Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 52–58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.021>
- Alvarez, W., Coccozza, T. & Wezel, F.C. 1974. Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. *Nature*, 248: 309–314. <https://doi.org/10.1038/248309a0>
- Anagnostou, E., John, E.H., Babila, T.L., Sexton, P.F., Ridgwell, A., Lunt, D.J., Pearson, P.N., Chalk, T.B., Pancost, R.D. & Foster, G.L. 2020. Proxy evidence for state-dependence of climate sensitivity in the Eocene greenhouse. *Nature Communications*, 11: 4436. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17887-x>
- Basak, C. & Martin, E.E. 2013. Antarctic weathering and carbonate compensation at the Eocene–Oligocene transition. *Nature Geoscience*, 6: 121–124.

<https://doi.org/10.1038/ngeo1707>

- Batenburg, S.J., De Vleeschouwer, D., Sprovieri, M., Hilgen, F.J., Gale, A.S., Singer, B.S., Koeberl, C., Coccioni, R., Claeys, P. & Montanari, A. 2016. Orbital control on the timing of oceanic anoxia in the Late Cretaceous. *Climate of the Past*, 12: 1995–2009. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1995-2016>
- Berggren, W.A., V., K.D., Swisher, C.C. & Aubry, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: Berggren, W.A., Kent, D. V., Aubry, M.P. & Hardenbol, J. (Eds.). Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 54, p. 129–212. <https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0129>
- 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 (Society for Sedimentary Geology), p. 129–160. <https://doi.org/10.2110/pec.74.19.0129>
- Billups, K., Pälike, H., Channell, J.E.T., Zachos, J.C. & Shackleton, N.J. 2004. Astronomic calibration of the late Oligocene through early Miocene geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 224: 33–44. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.004>
- Black, D.E. 1999. Eight Centuries of North Atlantic Ocean Atmosphere Variability. *Science*, 286: 1709–1713. <https://doi.org/10.1126/science.286.5445.1709>
- Bloemendal, J. & DeMenocal, P. 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 342: 897–900. <https://doi.org/10.1038/342897a0>
- Bohaty, S.M. & Zachos, J.C. 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31: 1017. <https://doi.org/10.1130/G19800.1>
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Florindo, F. & Delaney, M.L. 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography*, 24. <https://doi.org/10.1029/2008PA001676>
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143–147. <https://doi.org/10.1038/365143a0>
- Bordiga, M., Henderiks, J., Tori, F., Monechi, S., Fenero, R., Legarda-Lisarrri, A. & Thomas, E. 2015. Microfossil evidence for trophic changes during the Eocene–

- Oligocene transition in the South Atlantic (ODP Site 1263, Walvis Ridge). *Climate of the Past*, 11: 1249–1270. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1249-2015>
- Boulila, S., Galbrun, B., Huret, E., Hinnov, L.A., Rouget, I., Gardin, S. & Bartolini, A. 2014. Astronomical calibration of the Toarcian Stage: Implications for sequence stratigraphy and duration of the early Toarcian OAE. *Earth and Planetary Science Letters*, 386: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.047>
- Boulila, S., Vahlenkamp, M., De Vleeschouwer, D., Laskar, J., Yamamoto, Y., Pälike, H., Kirtland Turner, S., Sexton, P.F., Westerhold, T. & Röhl, U. 2018. Towards a robust and consistent middle Eocene astronomical timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, 486: 94–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.003>
- Bown, P.R. & Young, J.R. 1998. Introduction — calcareous nannoplankton biology. *In*: Bown, P.R. (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Chapman and Hall, London, p. 1–15.
- Brandano, M., Corda, L., Tomassetti, L. & Tagliavento, M. 2016. Frequency analysis across the drowning of a Lower Jurassic carbonate platform: The Calcare Massiccio Formation (Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 78: 606–620. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.09.013>
- Carminati, E., Lustrino, M. & Doglioni, C. 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. Igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579: 173–192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.026>
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.S.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E. & Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.003>
- Catuneanu, O. 2019. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 188: 312–388. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.017>
- Caves, J.K., Jost, A.B., Lau, K. V. & Maher, K. 2016. Cenozoic carbon cycle imbalances and a variable weathering feedback. *Earth and Planetary Science Letters*, 450: 152–163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.035>
- Coccioni, R., Bancalà, G., Catanzariti, R., Fornaciari, E., Frontalini, F., Giusberti, L., Jovane, L., Luciani, V., Savian, J. & Sprovieri, M. 2012. An integrated stratigraphic

- record of the Palaeocene-lower Eocene at Gubbio (Italy): new insights into the early Palaeogene hyperthermals and carbon isotope excursions. *Terra Nova*, 24: 380–386. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01076.x>
- Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Fornaciari, E., Jovane, L. & Sprovieri, M. 2010. The Dan-C2 hyperthermal event at Gubbio (Italy): Global implications, environmental effects, and cause(s). *Earth and Planetary Science Letters*, 297: 298–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.031>
- Coccioni, R., Marsili, A., Montanari, A., Bellanca, A., Neri, R., Bice, D.M., Brinkhuis, H., Church, N., Macalady, A., McDaniel, A., Deino, A., Lirer, F., Sprovieri, M., Maiorano, P., Monechi, S., Nini, C., Nocchi, M., Pross, J., Rochette, P., Sagnotti, L., Tateo, F., Touchard, Y., Van Simaey, S. & Williams, G.L. 2008. Integrated stratigraphy of the Oligocene pelagic sequence in the Umbria-Marche basin (northeastern Apennines, Italy): A potential Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Rupelian/Chattian boundary. *Bulletin of the Geological Society of America*, 120: 487–511. <https://doi.org/10.1130/B25988.1>
- Coccioni, R., Montanari, A., Bice, D., Brinkhuis, H., Deino, A., Frontalini, F., Lirer, F., Maiorano, P., Monechi, S., Pross, J., Rochette, P., Sagnotti, L., Sideri, M., Sprovieri, M., Tateo, F., Touchard, Y., Simaey, S. Van & Williams, G.L. 2018. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Chattian Stage (Paleogene System, Oligocene Series) at Monte Cagnero, Italy. *Episodes*, 41: 17–32. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/v41i1/018003>
- Coccioni, R., Sideri, M., Bancalà, G., Catanzariti, R., Frontalini, F., Jovane, L., Montanari, A. & Savian, J. 2013. Integrated stratigraphy (magneto-, bio- and chronostratigraphy) and geochronology of the Palaeogene pelagic succession of the Umbria–Marche Basin (central Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 373: 111–131. <https://doi.org/10.1144/SP373.4>
- Cornacchia, I., Brandano, M., Raffi, I., Tomassetti, L. & Flores, I. 2018. The Eocene–Oligocene transition in the C-isotope record of the carbonate successions in the Central Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 167: 110–122. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.05.012>
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pälike, H., Lear, C.H. & Backman, J. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433: 53–57. <https://doi.org/10.1038/nature03135>
- Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E. & Miller, K.G. 2009. Ocean

- overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography*, 24. <https://doi.org/10.1029/2008PA001683>
- Cramer, B.S., Wright, J.D., Kent, D. V. & Aubry, M.-P. 2003. Orbital climate forcing of $\delta^{13}\text{C}$ excursions in the late Paleocene-early Eocene (chrons C24n-C25n). *Paleoceanography*, 18. <https://doi.org/10.1029/2003PA000909>
- Dalai, T.K., Ravizza, G.E. & Peucker-Ehrenbrink, B. 2006. The Late Eocene $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ excursion: Chemostratigraphy, cosmic dust flux and the Early Oligocene glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 477–492. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.035>
- DeConto, R.M. & Pollard, D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO_2 . *Nature*, 421: 245–249. <https://doi.org/10.1038/nature01290>
- De Vleeschouwer, D., Rakociński, M., Racki, G., Bond, D.P.G., Sobieñ, K. & Claeys, P. 2013. The astronomical rhythm of Late-Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). *Earth and Planetary Science Letters*, 365: 25–37. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.01.016>
- Dickens, G.R. 2001. Carbon addition and removal during the Late Palaeocene Thermal Maximum: basic theory with a preliminary treatment of the isotope record at ODP Site 1051, Blake Nose. *Geological Society, London, Special Publications*, 183: 293–305. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.183.01.14>
- Diester-Haass, L. & Zahn, R. 1996. Eocene-Oligocene transition in the Southern Ocean: History of water mass circulation and biological productivity. *Geology*, 24, 163. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0163:EOTITS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0163:EOTITS>2.3.CO;2)
- Dinarès-Turell, J., Westerhold, T., Pujalte, V., Röhl, U. & Kroon, D. 2014. Astronomical calibration of the Danian stage (Early Paleocene) revisited: Settling chronologies of sedimentary records across the Atlantic and Pacific Oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 405: 119–131. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.027>
- D'Onofrio, R., Luciani, 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*, 31: 1225–1247. <https://doi.org/10.1002/2016PA002940>

- Dunkley Jones, T., Bown, P.R., Pearson, P.N., Wade, B.S., Coxall, H.K. & Lear, C.H. 2008. Major shifts in calcareous phytoplankton assemblages through the Eocene-Oligocene transition of Tanzania and their implications for low-latitude primary production. *Paleoceanography*, 23. <https://doi.org/10.1029/2008PA001640>
- Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Gibbs, S.J., Roberts, A.P. & Norris, R.D. 2010. New biostratigraphic, magnetostratigraphic and isotopic insights into the Middle Eocene Climatic Optimum in low latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 670–682. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.09.016>
- Ehrmann, W.U. & Mackensen, A. 1992. Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93: 85–112. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90185-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90185-8)
- Ellwood, B.B., Crick, R.E., Hassani, A. El, Benoist, S.L. & Young, R.H. 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks: Detrital input versus carbonate productivity. *Geology*, 28: 1135. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<1135:MEACMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<1135:MEACMA>2.0.CO;2)
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene Temperatures. *The Journal of Geology*, 63: 538–578. <https://doi.org/10.1086/626295>
- Emiliani, C. 1966. Isotopic Paleotemperatures. *Science*, 154: 851–857. <https://doi.org/10.1126/science.154.3751.851>
- Eriksson, K.A. & Simpson, E.L. 2000. Quantifying the oldest tidal record: The 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Geology*, 28: 831. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<831:QTOTRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<831:QTOTRT>2.0.CO;2)
- Falkowski, P.G., Katz, M.E., Knoll, A., Quigg, A., Raven, J.A., Schofield, O. & Taylor, M. 2004. The Evolution of Modern Eukaryotic Phytoplankton. *Science*, 305: 354–360. <https://doi.org/10.1126/science.1095964>
- Fioroni, C., Villa, G., Persico, D. & Jovane, L. 2015. Middle Eocene-Lower Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanographic implications from Site 711 (equatorial Indian Ocean). *Marine Micropaleontology*, 118: 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2015.06.001>
- Fischer, A.G., Silva, I.P. & Boer, P.L. 1990. Cyclostratigraphy. *In*: Ginsburg, R.N. & Beaudoin, B. (Eds.). *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Springer Netherlands, Dordrecht, p. 139–172. https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6_8

- Galeotti, S., DeConto, R., Naish, T., Stocchi, P., Florindo, F., Pagani, M., Barrett, P., Bohaty, S.M., Lanci, L., Pollard, D., Sandroni, S., Talarico, F.M. & Zachos, J.C., 2016. Antarctic Ice Sheet variability across the Eocene-Oligocene boundary climate transition. *Science*, 352: 76–80. <https://doi.org/10.1126/science.aab0669>
- Galeotti, S., Kaminski, M.A., Coccioni, R. & Speijer, R.P. 2004. High-resolution deep-water agglutinated foraminiferal record across the Paleocene/Eocene transition in the Contessa Road section (Central Italy). *In*: Bubik, M. & Kaminski, M.A. (Eds.). *Proceedings of the Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Arti Grafiche Editoriali, Urbino, p. 83–103.
- Galeotti, S., Krishnan, S., Pagani, M., Lanci, L., Gaudio, A., Zachos, J.C., Monechi, S., Morelli, G. & Lourens, L. 2010. Orbital chronology of Early Eocene hyperthermals from the Contessa Road section, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 290: 192–200. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.021>
- Galeotti, S., Sahy, D., Agnini, C., Condon, D., Fornaciari, E., Francescone, F., Giusberti, L., Pälike, H., Spofforth, D.J.A. & Rio, D. 2019. Astrochronology and radio-isotopic dating of the Alano di Piave section (NE Italy), candidate GSSP for the Priabonian Stage (late Eocene). *Earth and Planetary Science Letters*, 525: 115746. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115746>
- Gilbert, G.K. 1895. Sedimentary Measurement of Cretaceous Time. *The Journal of Geology*, 3: 121–127.
- Giorgioni, M., Jovane, L., Rego, E.S., Rodelli, D., Frontalini, F., Coccioni, R., Catanzariti, R. & Özcan, E. 2019. Carbon cycle instability and orbital forcing during the Middle Eocene Climatic Optimum. *Scientific Reports*, 9: 9357. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45763-2>
- Giusberti, L., Coccioni, R., Sprovieri, M. & Tateo, F. 2009. Perturbation at the sea floor during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: Evidence from benthic foraminifera at Contessa Road, Italy. *Marine Micropaleontology*, 70: 102–119. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.11.003>
- Giusberti, L., Rio, D., Agnini, C., Backman, J., Fornaciari, E., Tateo, F. & Oddone, M. 2007. Mode and tempo of the Paleocene-Eocene thermal maximum in an expanded section from the Venetian pre-Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 391–412. <https://doi.org/10.1130/B25994.1>
- Goldner, A., Herold, N. & Huber, M. 2014. Antarctic glaciation caused ocean circulation changes at the Eocene–Oligocene transition. *Nature*, 511: 574–577.

<https://doi.org/10.1038/nature13597>

- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.
- Griffith, E., Calhoun, M., Thomas, E., Averyt, K., Erhardt, A., Bralower, T., Lyle, M., Olivarez-Lyle, A. & Paytan, A. 2010. Export productivity and carbonate accumulation in the Pacific Basin at the transition from a greenhouse to icehouse climate (late Eocene to early Oligocene). *Paleoceanography*, 25. <https://doi.org/10.1029/2010PA001932>
- Guerrera, F., Monaco, P., Nocchi, M., Parisi, G., Franchi, R. & Vannucci, S. 1988. La Scaglia Variegata Eocenica nella sezione di Monte Cagnero (bacino marchigiano interno): studio litostratigrafico, petrografico e biostratigrafico. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 107: 81–99.
- Guerrera, F., Tramontana, M., Donatelli, U. & Serrano, F. 2012. Space/time tectono-sedimentary evolution of the Umbria-Romagna-Marche Miocene Basin (Northern Apennines, Italy): a foredeep model. *Swiss Journal of Geosciences*, 105: 325–341. <https://doi.org/10.1007/s00015-012-0118-0>
- Henehan, M.J., Edgar, K.M., Foster, G.L., Penman, D.E., Hull, P.M., Greenop, R., Anagnostou, E. & Pearson, P.N. 2020. Revisiting the Middle Eocene Climatic Optimum “Carbon Cycle Conundrum” With New Estimates of Atmospheric $p\text{CO}_2$ From Boron Isotopes. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35. <https://doi.org/10.1029/2019PA003713>
- Hilgen, F.J., Abdul Aziz, H., Krijgsman, W., Raffi, I. & Turco, E. 2003. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Serravallian and lower Tortonian at Monte dei Corvi (Middle–Upper Miocene, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199: 229–264. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00505-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00505-4)
- Hilgen, F.J., Kuiper, K., Krijgsman, W., Snel, E. & van der Laan, E. 2007. Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: The intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, 4: 231–238.
- Hilgen, F.J., Schwarzacher, W. & Strasser, A. 2004. Concept and definitions in cyclostratigraphy (second report of the cyclostratigraphy working group). In: D’Argenio, B., Fischer, A.G., Premoli Silva, I., Weissert, H. & Ferreri, V. *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 303–305. <https://doi.org/10.2110/pec.04.81.0303>

- Hinnov, L.A. 2013. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Geological Society of America Bulletin*, 125: 1703–1734. <https://doi.org/10.1130/B30934.1>
- Hinnov, L.A. 2018. Astronomical metronome of geological consequence. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 6104–6106. <https://doi.org/10.1073/pnas.1807020115>
- Hinnov, L.A. & Hilgen, F.J. 2012. Cyclostratigraphy and Astrochronology. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (Eds.). *The Geologic Time Scale*. Elsevier, p. 63–83. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00004-4>
- Holbourn, A., Kuhnt, W., Schulz, M., Flores, J.-A. & Andersen, N. 2007. Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene “Monterey” carbon-isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters*, 261: 534–550. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.026>
- Houben, A.J.P., Bijl, P.K., Pross, J., Bohaty, S.M., Passchier, S., Stickley, C.E., Rohl, U., Sugisaki, S., Tauxe, L., van de Flierdt, T., Olney, M., Sangiorgi, F., Sluijs, A., Escutia, C. & Brinkhuis, H. 2013. Reorganization of Southern Ocean Plankton Ecosystem at the Onset of Antarctic Glaciation. *Science*, 340: 341–344. <https://doi.org/10.1126/science.1223646>
- Houben, A.J.P., van Mourik, C.A., Montanari, A., Coccioni, R. & Brinkhuis, H. 2012. The Eocene–Oligocene transition: Changes in sea level, temperature or both? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 335–336: 75–83. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.04.008>
- Huang, C. 2018. Astronomical Time Scale for the Mesozoic. In: Montenari, M. (Ed.). *Stratigraphy & Timescales*. Academic Press, p. 81–150. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2018.08.005>
- Huang, H., Gao, Y., Jones, M.M., Tao, H., Carroll, A.R., Ibarra, D.E., Wu, H. & Wang, C. 2020. Astronomical forcing of Middle Permian terrestrial climate recorded in a large paleolake in northwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 550: 109735. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109735>
- Huber, B.T. & Quillévéré, F. 2005. Revised Paleogene planktonic foraminiferal biozonation for the Austral realm. *Journal of Foraminiferal Research*, 35: 299–314. <https://doi.org/10.2113/35.4.299>
- Hüsing, S.K., Cascella, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Kuiper, K.F., Turco, E. & Wilson, D. 2010. Astrochronology of the Mediterranean Langhian between 15.29

- and 14.17 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 290: 254–269.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.002>
- Hüsing, S.K., Kuiper, K.F., Link, W., Hilgen, F.J. & Krijgsman, W. 2009. The upper Tortonian–lower Messinian at Monte dei Corvi (Northern Apennines, Italy): Completing a Mediterranean reference section for the Tortonian Stage. *Earth and Planetary Science Letters*, 282: 140–157.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.010>
- Hutchinson, D.K., Coxall, H.K., Lunt, D.J., Steinthorsdottir, M., de Boer, A.M., Baatsen, M., von der Heydt, A., Huber, M., Kennedy-Asser, A.T., Kunzmann, L., Ladant, J.-B., Lear, C.H., Moraweck, K., Pearson, P.N., Piga, E., Pound, M.J., Salzmann, U., Scher, H.D., Sijp, W.P., Śliwińska, K.K., Wilson, P.A. & Zhang, Z. 2021. The Eocene–Oligocene transition: a review of marine and terrestrial proxy data, models and model–data comparisons. *Climate of the Past*, 17: 269–315.
<https://doi.org/10.5194/cp-17-269-2021>
- Hyland, E., Murphy, B., Varela, P., Marks, K., Colwell, L., Tori, F., Monechi, S., Cleaveland, L., Brinkhuis, H., van Mourik, C.A., Coccioni, R., Bice, D. & Montanari, A. 2009. Integrated stratigraphic and astrochronologic calibration of the Eocene–Oligocene transition in the Monte Cagnero section (northeastern Apennines, Italy): A potential parastratotype for the Massignano global stratotype section and point (GSSP). In: Koeberl, C. & Montanari, A. (Eds.). *The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America, p. 303–322.
[https://doi.org/10.1130/2009.2452\(19\)](https://doi.org/10.1130/2009.2452(19))
- Jovane, L., Coccioni, R., Marsili, A. & Acton, G. 2009. The late Eocene greenhouse–icehouse transition: Observations from the Massignano global stratotype section and point (GSSP). In: *The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2009.2452\(10\)](https://doi.org/10.1130/2009.2452(10))
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinares-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A.P. & Sprovieri, M. 2007. The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 413–427. <https://doi.org/10.1130/B25917.1>
- Jovane, L., Savian, J.F., Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Catanzariti, R., Luciani, V., Bohaty, S.M., Wilson, P.A. & Florindo, F. 2013. Integrated magnetobiostratigraphy of the middle Eocene–lower Oligocene interval from the Monte Cagnero section, central Italy. *Geological Society, London, Special*

- Publications*, 373: 79–95. <https://doi.org/10.1144/SP373.13>
- Jovane, L., Sprovieri, M., Coccioni, R., Florindo, F., Marsili, A. & Laskar, J. 2010. Astronomical calibration of the middle Eocene Contessa Highway section (Gubbio, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 298: 77–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.027>
- Katz, M.E., Miller, K.G., Wright, J.D., Wade, B.S., Browning, J. V., Cramer, B.S. & Rosenthal, Y. 2008. Stepwise transition from the Eocene greenhouse to the Oligocene icehouse. *Nature Geoscience*, 1: 329–334. <https://doi.org/10.1038/ngeo179>
- Kennett, J.P. 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82: 3843–3860. <https://doi.org/10.1029/JC082i027p03843>
- Kennett, J.P. & Shackleton, N.J. 1976. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago. *Nature*, 260: 513–515. <https://doi.org/10.1038/260513a0>
- Kent, D. V., Olsen, P.E., Rasmussen, C., Lepre, C., Mundil, R., Irmis, R.B., Gehrels, G.E., Giesler, D., Geissman, J.W. & Parker, W.G. 2018. Empirical evidence for stability of the 405-kiloyear Jupiter–Venus eccentricity cycle over hundreds of millions of years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 6153–6158. <https://doi.org/10.1073/pnas.1800891115>
- Kirtland Turner, S., Sexton, P.F., Charles, C.D. & Norris, R.D. 2014. Persistence of carbon release events through the peak of early Eocene global warmth. *Nature Geoscience*, 7: 748–751. <https://doi.org/10.1038/ngeo2240>
- Kodama, K.P. & Hinnov, L.A. 2014. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. Oxford, John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118561294>
- Koutsodendris, A., Nakajima, K., Kaboth-Bahr, S., Berke, M.A., Franzese, A.M., Hall, I.R., Hemming, S.R., Just, J., LeVay, L.J., Pross, J. & Robinson, R. 2020. A Plio-Pleistocene (c. 0–4 Ma) cyclostratigraphy for IODP Site U1478 (Mozambique Channel, SW Indian Ocean): Exploring an offshore record of paleoclimate and ecosystem variability in SE Africa. *Newsletters on Stratigraphy*. <https://doi.org/10.1127/nos/2020/0608>
- Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R. & Wijbrans, J.R. 2008. Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science*, 320: 500–504. <https://doi.org/10.1126/science.1154339>

- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428: 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Lauretano, V., Littler, K., Polling, M., Zachos, J.C. & Lourens, L.J. 2015. Frequency, magnitude and character of hyperthermal events at the onset of the Early Eocene Climatic Optimum. *Climate of the Past*, 11: 1313–1324. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1313-2015>
- Lear, C.H., Elderfield, H. & Wilson, P.A. 2000. Cenozoic Deep-Sea Temperatures and Global Ice Volumes from Mg/Ca in Benthic Foraminiferal Calcite. *Science*, 287: 269–272. <https://doi.org/10.1126/science.287.5451.269>
- Lear, C.H., Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K. & Rosenthal, Y. 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36: 251. <https://doi.org/10.1130/G24584A.1>
- Li, M., Huang, C., Ogg, J., Zhang, Y., Hinnov, L., Wu, H., Chen, Z.-Q. & Zou, Z. 2019. Paleoclimate proxies for cyclostratigraphy: Comparative analysis using a Lower Triassic marine section in South China. *Earth-Science Reviews*, 189: 125–146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.011>
- Liebrand, D., Beddow, H.M., Lourens, L.J., Pälike, H., Raffi, I., Bohaty, S.M., Hilgen, F.J., Saes, M.J.M., Wilson, P.A., van Dijk, A.E., Hodell, D.A., Kroon, D., Huck, C.E. & Batenburg, S.J. 2016. Cyclostratigraphy and eccentricity tuning of the early Oligocene through early Miocene (30.1–17.1 Ma): *Cibicides mundulus* stable oxygen and carbon isotope records from Walvis Ridge Site 1264. *Earth and Planetary Science Letters*, 450: 392–405. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.007>
- Littler, K., Röhl, U., Westerhold, T. & Zachos, J.C. 2014. A high-resolution benthic stable-isotope record for the South Atlantic: Implications for orbital-scale changes in Late Paleocene–Early Eocene climate and carbon cycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 401: 18–30. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.05.054>
- Liu, Z., Pagani, M., Zinniker, D., DeConto, R., Huber, M., Brinkhuis, H., Shah, S.R., Leckie, R.M. & Pearson, A. 2009. Global Cooling During the Eocene-Oligocene Climate Transition. *Science*, 323: 1187–1190. <https://doi.org/10.1126/science.1166368>
- Liu, Z., Tuo, S., Zhao, Q., Cheng, X. & Huang, W. 2004. Deep-water Earliest Oligocene Glacial Maximum (EOGM) in South Atlantic. *Chinese Science Bulletin*, 49: 2190–

2197. <https://doi.org/10.1007/BF03185787>

- Livermore, R., Nankivell, A., Eagles, G. & Morris, P. 2005. Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 459–470. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.027>
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J. & Wilson, D. 2004. The Neogene period. *In: Gradstein, F.M., Ogg, J. & Smith, A. (Eds.). A Geologic Timescale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, p. 409–440.
- 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*, 435: 1083–1087. <https://doi.org/10.1038/nature03814>
- Luciani, V., Giusberti, L., Agnini, C., Backman, J., Fornaciari, E. & Rio, D. 2007. The Paleocene–Eocene Thermal Maximum as recorded by Tethyan planktonic foraminifera in the Forada section (northern Italy). *Marine Micropaleontology* 64: 189–214. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.05.001>
- Ma, C., Meyers, S.R. & Sageman, B.B. 2017. Theory of chaotic orbital variations confirmed by Cretaceous geological evidence. *Nature*, 542: 468–470. <https://doi.org/10.1038/nature21402>
- Marchegiani, L., Bertotti, G., Cello, G., Deiana, G., Mazzoli, S. & Tondi, E. 1999. Pre-orogenic tectonics in the Umbria–Marche sector of the Afro-Adriatic continental margin. *Tectonophysics*, 315: 123–143. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00277-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00277-2)
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In: Farinacci, A. (Ed.). Proceedings of the 2nd Planktonic Conference*. Tecnoscienza, Rome, p. 739–785.
- McInerney, F.A. & Wing, S.L. 2011. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A Perturbation of Carbon Cycle, Climate, and Biosphere with Implications for the Future. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39: 489–516. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133431>
- Merico, A., Tyrrell, T. & Wilson, P.A. 2008. Eocene/Oligocene ocean de-acidification linked to Antarctic glaciation by sea-level fall. *Nature*, 452: 979–982. <https://doi.org/10.1038/nature06853>
- Meyers, S.R. 2019. Cyclostratigraphy and the problem of astrochronologic testing. *Earth-Science Reviews*, 190: 190–223. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.11.015>

- Milankovitch, M. 1941. *Kanon der erdbestrahlungen und seine anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrade, Royal Serbian Academy special publications, Section of Mathematical and Natural Sciences.
- Miller, K.G., Browning, J. V., Aubry, M.-P., Wade, B.S., Katz, M.E., Kulpecz, A.A. & Wright, J.D. 2008. Eocene-Oligocene global climate and sea-level changes: St. Stephens Quarry, Alabama. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 34–53. <https://doi.org/10.1130/B26105.1>
- Miller, K.G., Browning, J. V., Schmelz, W.J., Kopp, R.E., Mountain, G.S. & Wright, J.D. 2020. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science Advances*, 6: eaaz1346. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz1346>
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J. V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. & Pekar, S.F. 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310: 1293–1298. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>
- Miller, K.G., Wright, J.D., Katz, M.E., Wade, B.S., Browning, J. V, Cramer, B.S. & Rosenthal, Y. 2009. Climate threshold at the Eocene-Oligocene transition: Antarctic ice sheet influence on ocean circulation. *In*: Koeberl, C. & Montanari, A. (Eds.). *The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2009.2452\(11\)](https://doi.org/10.1130/2009.2452(11))
- Mitchell, R.N., Bice, D.M., Montanari, A., Cleaveland, L.C., Christianson, K.T., Coccioni, R. & Hinnov, L.A. 2008. Oceanic anoxic cycles? Orbital prelude to the Bonarelli Level (OAE 2). *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.026>
- Murphy, B.H., Farley, K.A. & Zachos, J.C. 2010. An extraterrestrial ³He-based timescale for the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) from Walvis Ridge, IODP Site 1266. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74: 5098–5108. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.03.039>
- Najman, Y., Appel, E., Boudagher-Fadel, M., Bown, P., Carter, A., Garzanti, E., Godin, L., Han, J., Liebke, U., Oliver, G., Parrish, R. & Vezzoli, G. 2010. Timing of India-Asia collision: Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research*, 115: B12416. <https://doi.org/10.1029/2010JB007673>
- Neff, U., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitmann, D. & Matter, A. 2001.

- Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 411: 290–293. <https://doi.org/10.1038/35077048>
- Nilsen, E.B., Anderson, L.D. & Delaney, M.L. 2003. Paleoproductivity, nutrient burial, climate change and the carbon cycle in the western equatorial Atlantic across the Eocene/Oligocene boundary. *Paleoceanography*, 18. <https://doi.org/10.1029/2002PA000804>
- Ogg, J.G. 2012. Geomagnetic Polarity Time Scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (Eds.). *The Geologic Time Scale*. Elsevier, p. 85–113. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00005-6>
- Ogg, J.G. 2020. Geomagnetic Polarity Time Scale. In: *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, pp. 159–192. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00005-X>
- Okada, H. & Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5: 321–325. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X)
- Opdyke, B.N. & Wilkinson, B.H. 1988. Surface area control of shallow cratonic to deep marine carbonate accumulation. *Paleoceanography*, 3: 685–703. <https://doi.org/10.1029/PA003i006p00685>
- Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K.H., Tipple, B.J. & Bohaty, S.M. 2005. Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations During the Paleogene. *Science*, 309: 600–603. <https://doi.org/10.1126/science.1110063>
- Pälike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K. & Wade, B.S. 2006. The Heartbeat of the Oligocene Climate System. *Science*, 314: 1894–1898. <https://doi.org/10.1126/science.1133822>
- Pälike, H., Shackleton, N.J. & Röhl, U. 2001. Astronomical forcing in Late Eocene marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 193: 589–602. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00501-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00501-5)
- Parisi, G., Guerrera, F., Madile, M., Magnoni, G., Monaco, P., Monechi, S. & Nocchi, M. 1988. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil and foraminiferal biostratigraphy in the Monte Cagnero section, Piobbico (Italy). In: Premoli Silva, I., Coccioni, R. & Montanari, A. (Eds.). *The Eocene/Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*. Fratelli Anniballi, International Union of Geological Sciences Special Publication, International Subcommittee on Paleogene Stratigraphy Report, Ancona, p. 119–135.

- Passchier, S., Bohaty, S.M., Jiménez-Espejo, F., Pross, J., Röhl, U., van de Flierdt, T., Escutia, C. & Brinkhuis, H. 2013. Early Eocene to middle Miocene cooling and aridification of East Antarctica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 1399–1410. <https://doi.org/10.1002/ggge.20106>
- Pearson, P.N., Foster, G.L. & Wade, B.S. 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene–Oligocene climate transition. *Nature*, 461: 1110–1113. <https://doi.org/10.1038/nature08447>
- Persico, D. & Villa, G. 2004. Eocene–Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, 52: 153–179. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.05.002>
- Persico, D., Fioroni, C. & Villa, G., 2012. A refined calcareous nannofossil biostratigraphy for the middle Eocene–early Oligocene Southern Ocean ODP sites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335–336: 12–23. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.05.017>
- Pialli, G. 1971. Facies di piana cotidale nel Calcarea Massiccio dell'Appennino umbro marchigiano. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 90: 481–507.
- Premoli Silva, I. & Jenkins, D.G. 1993. Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype. *Episodes*, 16: 379–382.
- Prothero, D.R. 1994. The Late Eocene-Oligocene Extinctions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22: 145–165. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.22.050194.001045>
- Rampino, M.R. 2015. Disc dark matter in the Galaxy and potential cycles of extraterrestrial impacts, mass extinctions and geological events. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 448: 1816–1820. <https://doi.org/10.1093/mnras/stu2708>
- Ravizza, G. & Peucker-Ehrenbrink, B. 2003. The marine 187 Os/ 188 Os record of the Eocene–Oligocene transition: the interplay of weathering and glaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 210: 151–165. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00137-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00137-7)
- Rea, D.K. & Lyle, M.W. 2005. Paleogene calcite compensation depth in the eastern subtropical Pacific: Answers and questions. *Paleoceanography*, 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001064>
- Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T.J. & Zachos, J.C. 2007. On the duration of the

- Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8. <https://doi.org/10.1029/2007GC001784>
- Salamy, K.A. & Zachos, J.C. 1999. Latest Eocene–Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145: 61–77. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00093-5](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00093-5)
- Savian, J.F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R.I.F., Coccioni, R., Bohaty, S.M., Wilson, P.A., Florindo, F., Roberts, A.P., Catanzariti, R. & Iacoviello, F. 2014. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414: 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.08.009>
- Savian, J.F., Jovane, L., Giorgioni, M., Iacoviello, F., Rodelli, D., Roberts, A.P., Chang, L., Florindo, F. & Sprovieri, M. 2016. Environmental magnetic implications of magnetofossil occurrence during the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) in pelagic sediments from the equatorial Indian Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 212–222. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.06.029>
- Schaaf, M. & Thurow, J. 1997. Tracing short cycles in long records: the study of inter-annual to inter-centennial climate change from long sediment records, examples from the Santa Barbara Basin. *Journal of the Geological Society*, 154: 613–622. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.4.0613>
- Schimmelmann, A., Lange, C.B., Schieber, J., Francus, P., Ojala, A.E.K. & Zolitschka, B. 2016. Varves in marine sediments: A review. *Earth-Science Reviews*, 159: 215–246. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.04.009>
- Sijp, W.P. & England, M.H. 2004. Effect of the Drake Passage Throughflow on Global Climate. *Journal of Physical Oceanography*, 34: 1254–1266. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1254:EOTDPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1254:EOTDPT>2.0.CO;2)
- Sinnesael, M., De Vleeschouwer, D., Zeeden, C., Batenburg, S.J., Da Silva, A.-C., de Winter, N.J., Dinarès-Turell, J., Drury, A.J., Gambacorta, G., Hilgen, F.J., Hinnov, L.A., Hudson, A.J.L., Kemp, D.B., Lantink, M.L., Laurin, J., Li, M., Liebrand, D., Ma, C., Meyers, S.R., Monkenbusch, J., Montanari, A., Nohl, T., Pälike, H., Pas, D., Ruhl, M., Thibault, N., Vahlenkamp, M., Valero, L., Wouters, S., Wu, H. & Claeys, P. 2019. The Cyclostratigraphy Intercomparison Project (CIP):

- consistency, merits and pitfalls. *Earth-Science Reviews*, 199: 102965. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102965>
- Smith, N.D., Phillips, A.C. & Powell, R.D. 1990. Tidal drawdown: A mechanism for producing cyclic sediment laminations in glaciomarine deltas. *Geology*, 18: 10. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0010:TDAMFP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0010:TDAMFP>2.3.CO;2)
- Speijer, R.P., Pälike, H., Hollis, C.J., Hooker, J.J. & Ogg, J.G. 2020. The Paleogene Period. In: *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, p. 1087–1140. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0>
- Spofforth, D.J.A., Agnini, C., Pälike, H., Rio, D., Fornaciari, E., Giusberti, L., Luciani, V., Lanci, L. & Muttoni, G. 2010. Organic carbon burial following the middle Eocene climatic optimum in the central western Tethys. *Paleoceanography*, 25. <https://doi.org/10.1029/2009PA001738>
- Stap, L., Lourens, L.J., Thomas, E., Sluijs, A., Bohaty, S. & Zachos, J.C. 2010. High-resolution deep-sea carbon and oxygen isotope records of Eocene Thermal Maximum 2 and H2. *Geology*, 38: 607–610. <https://doi.org/10.1130/G30777.1>
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molfino, B. & Shackleton, N.J. 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels Validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5: 400. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5<400:GSOLQC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<400:GSOLQC>2.0.CO;2)
- Thomas, E., Brinkhuis, H., Huber, M. & Röhl, U. 2006. An Ocean View of the Early Cenozoic Greenhouse World. *Oceanography*, 19: 94–103. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2006.08>
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. & Thompson, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: Payton, C.E. (Ed.). *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Vandenbergh, N., Hilgen, F.J., Speijer, R.P., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., Hammer, O., Hollis, C.J. & Hooker, J.J. 2012. The Paleogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (Eds.). *The Geologic Time Scale*. Elsevier, p. 855–921. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00028-7>
- van der Boon, A., Kuiper, K.F., van der Ploeg, R., Cramwinckel, M.J., Honarmand, M., Sluijs, A. & Krijgsman, W. 2021. Exploring a link between the Middle Eocene Climatic Optimum and Neotethys continental arc flare-up. *Climate of the Past*, 17: 229–239. <https://doi.org/10.5194/cp-17-229-2021>

- van der Ploeg, R., Selby, D., Cramwinckel, M.J., Li, Y., Bohaty, S.M., Middelburg, J.J. & Sluijs, A. 2018. Middle Eocene greenhouse warming facilitated by diminished weathering feedback. *Nature Communications*, 9: 2877. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05104-9>
- Vezzani, L., Festa, A. & Ghisetti, F.C. 2010. Geology and Tectonic Evolution of the Central-Southern Apennines, Italy. *Geological Society of America Special Papers*, 496: 1–58. <https://doi.org/10.1130/2010.2469>
- Villa, G., Fioroni, C., Persico, D., Roberts, A.P. & Florindo, F. 2014. Middle Eocene to Late Oligocene Antarctic glaciation/deglaciation and Southern Ocean productivity. *Paleoceanography*, 29: 223–237. <https://doi.org/10.1002/2013PA002518>
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. & Pälike, H. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104: 111–142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.003>
- Waltham, D. 2015. Milankovitch Period Uncertainties and Their Impact On Cyclostratigraphy. *Journal of Sedimentary Research*, 85: 990–998. <https://doi.org/10.2110/jsr.2015.66>
- Weedon, G.P. 2003. *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535482>
- Westerhold, T., Marwan, N., Drury, A.J., Liebrand, D., Agnini, C., Anagnostou, E., Barnet, J.S.K., Bohaty, S.M., De Vleeschouwer, D., Florindo, F., Frederichs, T., Hodell, D.A., Holbourn, A.E., Kroon, D., Lauretano, V., Littler, K., Lourens, L.J., Lyle, M., Pälike, H., Röhl, U., Tian, J., Wilkens, R.H., Wilson, P.A. & Zachos, J.C. 2020. An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, 369: 1383–1387. <https://doi.org/10.1126/science.aba6853>
- Westerhold, T. & Röhl, U. 2009. High resolution cyclostratigraphy of the early Eocene – new insights into the origin of the Cenozoic cooling trend. *Climate of the Past*, 5: 309–327. <https://doi.org/10.5194/cp-5-309-2009>
- Westerhold, T. & Röhl, U. 2013. Orbital pacing of Eocene climate during the Middle Eocene Climate Optimum and the chron C19r event: Missing link found in the tropical western Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 4811–4825. <https://doi.org/10.1002/ggge.20293>
- Westerhold, T., Röhl, U., Frederichs, T., Bohaty, S.M. & Zachos, J.C. 2015.

- Astronomical calibration of the geological timescale: closing the middle Eocene gap. *Climate of the Past*, 11: 1181–1195. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1181-2015>
- Westerhold, T., Röhl, U. & Laskar, J. 2012. Time scale controversy: Accurate orbital calibration of the early Paleogene. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13. <https://doi.org/10.1029/2012GC004096>
- Westerhold, T., Röhl, U., Laskar, J., Raffi, I., Bowles, J., Lourens, L.J. & Zachos, J.C. 2007. On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events: Implications from the Ocean Drilling Program Leg 208 Walvis Ridge depth transect. *Paleoceanography*, 22. <https://doi.org/10.1029/2006PA001322>
- Westerhold, T., Röhl, U., Pälike, H., Wilkens, R., Wilson, P.A. & Acton, G. 2014. Orbitally tuned timescale and astronomical forcing in the middle Eocene to early Oligocene. *Climate of the Past*, 10: 955–973. <https://doi.org/10.5194/cp-10-955-2014>
- 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*, 257: 377–403. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.09.016>
- Wilson, D.S., Pollard, D., DeConto, R.M., Jamieson, S.S.R. & Luyendyk, B.P. 2013. Initiation of the West Antarctic Ice Sheet and estimates of total Antarctic ice volume in the earliest Oligocene. *Geophysical Research Letters*, 40: 4305–4309. <https://doi.org/10.1002/grl.50797>
- Zachos, J.C., Breza, J.R. & Wise, S.W. 1992. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: Stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology*, 20: 569. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0569:EOISEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0569:EOISEO>2.3.CO;2)
- Zachos, J.C., Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>
- Zachos, J.C. & Kump, L.R. 2005. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. *Global and Planetary Change*, 47: 51–66. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2005.01.001>
- Zachos, J.C., McCarren, H., Murphy, B., Röhl, U. & Westerhold, T. 2010. Tempo and

- scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: Implications for the origin of hyperthermals. *Earth and Planetary Science Letters*, 299: 242–249. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.004>
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K. 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292: 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zachos, J.C., Quinn, T.M. & Salamy, K.A. 1996. High-resolution (10^4 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 11: 251–266. <https://doi.org/10.1029/96PA00571>
- Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H. & Kroon, D. 2005. Rapid Acidification of the Ocean During the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 308: 1611–1615. <https://doi.org/10.1126/science.1109004>
- Zeebe, R.E. & Lourens, L.J. 2019. Solar System chaos and the Paleocene–Eocene boundary age constrained by geology and astronomy. *Science*, 365: 926–929. <https://doi.org/10.1126/science.aax0612>
- Zeebe, R.E., Ridgwell, A. & Zachos, J.C. 2016. Anthropogenic carbon release rate unprecedented during the past 66 million years. *Nature Geoscience*, 9: 325–329. <https://doi.org/10.1038/ngeo2681>
- Zeeden, C., Meyers, S.R., Lourens, L.J. & Hilgen, F.J. 2015. Testing astronomically tuned age models. *Paleoceanography*, 30: 369–383. <https://doi.org/10.1002/2014PA002762>

CAPÍTULO II: ARTIGO

2.1 ORBITAL TUNING FOR THE MIDDLE EOCENE TO EARLY OLIGOCENE MONTE CAGNERO SECTION (CENTRAL ITALY): PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS

Marcus V. L. Kochhann^{1,*}, Jairo F. Savian², Flavia Tori³, Rita Catanzariti⁴, Rodolfo Coccioni⁵, Fabrizio Frontalini⁶, Luigi Jovane⁷, Fabio Florindo⁸, Simonetta Monechi^{3,9}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

²Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

³Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via la Pira 4, I-50121, Firenze, Italy

⁴Istituto di Geoscienze e Georisorse, Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), 56124, Pisa, Italy

⁵Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029, Urbino, Italy

⁶Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029, Urbino, Italy

⁷Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico 191, 05508-120, São Paulo, Brazil

⁸Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via di Vigna Murata 605, 00143, Roma, Italy

⁹Institute for Climate Change Solutions, 61040, Frontone, Italy

*corresponding author: Marcus Vinicius Lermen Kochhann (marcus.kochhann@ufrgs.br)

2.1.1 Abstract

During the middle Eocene to early Oligocene Earth transitioned from a greenhouse to the icehouse climate state. The interval comprises the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO; ~40 Ma) and a subsequent long-term cooling trend that culminated in the Eocene-Oligocene transition (EOT; ~34 Ma), and the Oi-1 glaciation. Here, we present a refined calcareous nannofossil biostratigraphy and an orbitally

tuned age model for the Monte Cagnero (MCA) section spanning from the middle Eocene to the early Oligocene (~41 to ~33 Ma). Spectral analysis on magnetic susceptibility (MS) displays strong cyclicities in the orbital band frequency allowing to tune the identified long eccentricity minima in the MS record to long eccentricity minima in the astronomical solution. Our orbitally tuned age model allows us to estimate the position and duration of polarity chrons (C18 to C13) and compare them with other standard and orbitally tuned ages. We were also able to constrain the timing and duration of the MECO event, which coincides with a minimum in the 2.4 Myr and 405 kyr eccentricity cycles. Our study corroborates the previous estimated age for the base of the Rupelian stage (33.9 Ma) and estimates the base of the Priabonian stage in the MCA section to be 37.4 Ma. Finally, calcareous nannofossil with known paleoenvironmental preferences show a gradual shift from oligotrophic to eutrophic conditions with a dominance reversal at ~37 Ma. Besides, assemblages suggest that enhanced nutrient availability preceded water cooling at the late Eocene. Altogether, this evidence points to a poorly developed water column stratification prior to the cooling trend.

Keywords: Neo-Tethys Ocean; Astrochronology; Trophic conditions; Eocene-Oligocene boundary; MECO event

Highlights:

- Magnetic susceptibility displays imprinted orbital signals used for orbital tuning
- Orbitally tuned age model developed for the Middle Eocene to early Oligocene interval
- Refined calcareous nannofossil biostratigraphy has been established
- Dominance reversal from oligotrophic to eutrophic conditions at ~37 Ma
- Poorly developed water column stratification prior to the late Eocene cooling trend

2.1.2 Introduction

The middle Eocene to early Oligocene was a key transition in Earth's climatic history represented by the shift from a greenhouse to an icehouse climate, when global climate changed from warm, comparatively ice-free conditions, to the colder, more

glaciated state of the Neogene (Zachos *et al.*, 2008). This interval is characterized by a gradual long-term cooling trend in which there is a superimposed important climatic event, known as the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO; Bohaty & Zachos, 2003; Jovane *et al.*, 2007a; Bohaty *et al.*, 2009; Westerhold *et al.*, 2020). Unlike of hyperthermal events such as the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM), and the Eocene Thermal maximum 2 and 3 (ETM2 and ETM3), the MECO is by far the more controversial event to interpret (Bohaty & Zachos, 2003; Sluijs, 2013; Giorgioni *et al.*, 2019). This ~500 kyr-long event, with the peak warming lasting <100 kyr and centered at ~40.0 Ma, is characterized by a global decline in oxygen isotopic records ($\delta^{18}\text{O}$), being interpreted as a 4 to 6 °C warming of bottom and surface waters, and an evident shallowing of the carbonate compensation depth (CCD; Bohaty & Zachos, 2003; Bohaty *et al.*, 2009). Despite this warming event, the global cooling trend continues until it reached its maximum during the Eocene-Oligocene transition (EOT) at ~34.0 Ma (Jovane *et al.*, 2007b; Westerhold *et al.*, 2014). $\Delta^{18}\text{O}$ values increase over 1.0‰ during the transition (e.g., Kennett, 1977; Zachos *et al.*, 1996; Coxall *et al.*, 2005) and are interpreted as an Antarctic ice-sheet growth of 60 to 110% of the present volume and a 3 to 4 °C bottom waters cooling (Zachos *et al.*, 1996, Lear *et al.*, 2008). Concomitant to the onset of Antarctic glaciation, a >1 km drop in the CCD occurred (Coxall *et al.*, 2005). Both the ice-sheet growth and the CCD deepening occurred in two pulses lasting ~40 kyr each and positioned 300 to 400 kyr apart, pointing to a probable orbital pacing (Coxall *et al.*, 2005). The cause of this major global climate reorganization is classically interpreted to be the thermal isolation of Antarctica due to the onset of Antarctic Circumpolar current, as a consequence of the Southern Ocean gateways opening (e.g., Kennett, 1977; Kennett & Exon, 2004; Barker *et al.*, 2007). A more recent hypothesis for a main driving factor suggests that a $p\text{CO}_2$ threshold was crossed (e.g., DeConto & Pollard, 2003; Ladant *et al.*, 2014), but the reason why $p\text{CO}_2$ declined is yet unresolved. A possible explanation is that the Arabia-Eurasia collision and closure of the Tethys Ocean gateway triggered different mechanisms that reduced atmospheric $p\text{CO}_2$ (Allen & Armstrong, 2008; Jovane *et al.*, 2009).

Astronomically climate forcing can be preserved as changes in the sediment properties within the stratigraphic record and the correlation of this cyclic variations recorded in climate proxies to astronomical models (extensively known as astronomical tuning) has become a standard tool for calibrating different epochs of the Geologic Time Scale (GTS) (e.g., Gradstein *et al.*, 2012). The astronomical time scale

(ATS) covered almost the entirely Cenozoic except for the middle-late Eocene, which is known as the middle-late Eocene gap (Hilgen *et al.*, 2012). This is probably due to the CCD shallowing, which made carbonate-rich successions scarce for this time interval (Pälike *et al.*, 2012). Although there are numerous studies attempting to close this gap (Jovane *et al.*, 2010; Westerhold & Röhl, 2013; Westerhold *et al.*, 2014, 2015; Boulila *et al.*, 2018) there is not yet a consensus on the solution. Despite these discrepancies, recognizing Earth's astronomical cycles in sedimentary records and placing them in time by the astronomical tuning approach is yet one of the most powerful techniques due to its high temporal resolution (Hinnov, 2013). These orbital cycles can lead to changes in chemical, physical, paleontological, and sedimentological properties, and consequently, be detected in the sedimentary record by different proxies. Among all, one of the widest used proxy is magnetic susceptibility (MS) due to its rapid, low-cost, and non-destructive data acquisition (e.g., Kodama & Hinnov, 2014; Li *et al.*, 2019a).

The Monte Cagnero (MCA) Section is the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Chattian stage (28.1 Ma; Coccioni *et al.*, 2018). Besides, it is within the same geological setting as the Massignano Section, GSSP for the base of the Rupelian stage (33.9 Ma; Premoli Silva & Jenkyns, 1993) and Alano Section, recently ratified GSSP for the base of the Priabonian stage (37.7 Ma; Agnini *et al.*, 2020). The orbital control on the MCA Section has already been demonstrated by the cyclostratigraphic analysis from Hyland *et al.* (2009), which showed the presence of Milankovitch related cycles during the EOT using CaCO₃ content record. Our goal is to extend this cyclostratigraphic approach towards the base of the MCA Section covering the interval studied by Jovane *et al.* (2013) and test whether or not it is a suitable candidate section for studying the time interval comprising the MECO to the EOT.

Here, we developed a cyclostratigraphic analysis for the MCA Section using a high-resolution magnetic susceptibility record, which spans approximately 8 Myr from Chron C18n.2r (middle Eocene) into the C12r (early Oligocene). The resultant cyclostratigraphic framework was subsequently orbitally tuned to the ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) at the long eccentricity level. The new orbitally tuned age model allowed us to refine age constraints for biozones, polarity chrons, and climatic events within the studied interval.

2.1.3 Geological and stratigraphic setting

The MCA Section (43°38'50"N, 12°28'05"E; 727 meters above sea-level) is a continuous Paleogene sedimentary record preserved in the Scaglia limestone, which consists of pelagic carbonate successions of the Umbria-Marche Basin, northeastern Apennines, Italy (e.g., Coccioni *et al.*, 2008; Hyland *et al.*, 2009; Coccioni *et al.*, 2013; Jovane *et al.*, 2013; Savian *et al.*, 2014; Coccioni *et al.*, 2018; Figure 9A). The studied section ranges from 58 to 128 meters stratigraphic level from the base (msl, 70 m thick) and comprises calcareous marl and marly limestone lithologies from the Scaglia Variegata and Scaglia Cinerea formations. Based on previous magnetostratigraphy (Jovane *et al.*, 2013), the studied interval is correspondent to the middle Eocene – early Oligocene, therefore spanning Earth's greenhouse-to-icehouse transition and important climatic events such as the MECO and the Oi-1 (Figure 9B). The Eocene-Oligocene boundary (EOB) is well established within the section at 114.1 msl defined by the extinction of the planktonic foraminiferal Family Hantkeninidae (Premoli Silva & Jenkyns, 1993; Coccioni *et al.*, 2008; Hyland *et al.*, 2009; Jovane *et al.*, 2013).

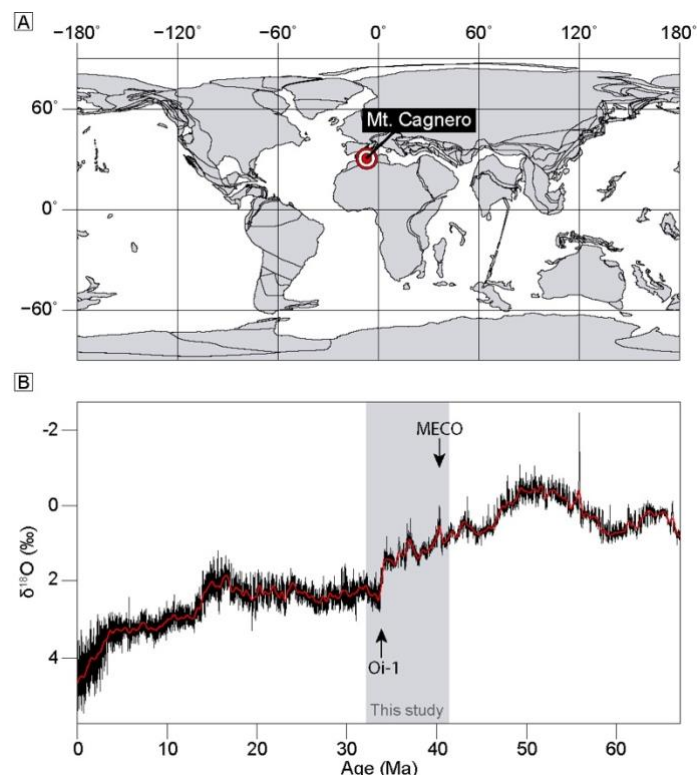


Figure 9 – Paleogeographic and paleoclimate settings. A) Paleogeographic reconstruction for 35 Ma (from <http://www.odsn.de>) with the approximate location of the MCA Section; B) Global compilation of Cenozoic $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ records (Westerhold *et al.*, 2020) with a locally weighted smooth over 1 Myr (red curve) indicating the long-

term cooling, which culminated in the Oi-1 glaciation event, and the rapid warming event of the MECO superimposed on this cooling trend.

2.1.4 Material and methods

2.1.4.1 Magnetic susceptibility

Low-field mass normalized magnetic susceptibility (χ , hereafter MS) is extensively used as a paleoclimate proxy for cyclostratigraphic analyses since it is a rapid, non-destructive, and low-cost method (Kodama & Hinnov, 2014). Besides, it is considered a reliable method for resolving astronomical cycles that may be related to fine-grained terrestrial influx in mixed carbonate-clay successions (e.g., Kodama & Hinnov, 2014; Li *et al.*, 2019a). The MCA interval that extends from 58 to 72 msl has MS data available with ~5 cm resolution (Savian *et al.*, 2014). Therefore, we opted for measuring the interval between 72 to 128 msl at the same spatial resolution. MS measurements were carried out at the National Oceanography Centre Southampton (NOCS). Measurements were collected with a Kappabridge KLY-3 (AGICO) magnetic susceptibility meter. Combining both datasets, we generate a MS series with 1230 data points. Based on the average sediment accumulation rate (SAR) derived from magnetostratigraphy (Jovane *et al.*, 2013), the MS series has an average temporal resolution of ~5.8 kyr.

2.1.4.2 Calcareous nannofossils

Calcareous nannofossil samples have been collected every 25 cm for the lower part of the section (58-78 msl) and every 50 cm up to 128 msl. Quantitative analyses have been performed on 180 samples. Smear slides were prepared from unprocessed samples according to standard techniques (Bown & Young, 1998) and analyzed under a polarized light microscope at a magnification of 1250X. Abundances were determined by counting 300 specimens of nannofossils in a variable number of visual fields. A supplementary counting has been performed on two traverses in order to recognize rare important biostratigraphic markers. For the biostratigraphic events recognized and the taxonomic criteria adopted we refer to Agnini *et al.* (2014 and references therein).

To statistically explore calcareous nannofossil data, we used a multivariate analysis approach. Principal component analysis (PCA) was performed using the PAST (Paleontological Statistics) software (Hammer *et al.*, 2001) in order to understand major changes in calcareous nannofossil assemblages. Prior to the analysis, we grouped rare or discontinuous taxa at the genus level and excluded the remaining taxa that presented less than 0.5% of standard deviation of their relative abundances to eliminate rarely occurring species (Dunkley Jones *et al.*, 2008). Relative abundances were then rescaled to sum to 100% and zero values were replaced by non-negative values (0.01%). Finally, we performed an additive log-ratio (ALR) transformation of relative abundances data using *Cyclicargolithus floridanus* as the denominator, as it is one of the dominant species with continuous occurrences throughout the section. To test the reliability of the PCA outcome, we also performed a classical Q-mode cluster analysis on the same dataset.

2.1.4.3 Time-series analysis

Prior to time-series analyses, MS series was log-transformed, detrended, linearly interpolated, and resampled at 5 cm (depth-domain) and 6 kyr (age-domain) sampling resolutions. Since the MCA Section has available calcium carbonate content (CaCO_3) measurements, with sampling resolution varying between 5 to 11 cm, from 58 to 72 msl and from 108 to 128 msl, (Hyland *et al.*, 2009; Savian *et al.*, 2014), coherence and phase relationships were calculated between MS and CaCO_3 records with the R-package “biwavelet” (Gouhier *et al.*, 2019) based on the MATLAB coherence and phase analysis tool (Grinsted *et al.*, 2004). Spectral analyses of depth- and age-domain MS series were conducted by applying the multitaper method (MTM) with five 2π prolate tapers (Thomson, 1982) and conventional AR1 red noise modeling with the R-package “astrochron” (Meyers, 2014). Evolutionary wavelet analysis was performed with the R-package “biwavelet” (Gouhier *et al.*, 2019), based on the wavelet program written by Torrence & Compo (1998), and evolutive fast Fourier transform (FFT) analysis was carried out with the Acycle software (Li *et al.*, 2019b). “Astrochron” was also used to extract Gaussian bandpass filters of the MS series, in order to isolate orbital-linked periodicities. The filtered signal was manually tuned to the ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) in the QanalySeries software (Kotov & Pälike, 2018).

2.1.5 Results

2.1.5.1 Magnetic susceptibility

Magnetic susceptibility measurements indirectly show the concentration and composition of ferromagnetic, diamagnetic, and paramagnetic minerals (Kodama & Hinnov, 2014). These measurements vary between ~ 0.6 and $22.6 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, following mainly changes in lithology and increasing towards the top of the section (Figure 10). Since the section exhibits alternations between marls and limestones, it is hypothesized that MS is inversely proportional to the CaCO_3 . Therefore, we statistically compare the MS record to published CaCO_3 records (Hyland *et al.*, 2009; Savian *et al.*, 2014). Although there is not CaCO_3 data throughout the section, comparing the MS record with the available CaCO_3 records allow to obtain a reliable response, which covers about half the length of the studied interval, with data at the base and the top of the section. Besides the visual analysis, cross wavelet coherence and phase analysis from the two intervals also demonstrates that MS varies in anti-phase with CaCO_3 content (Figures 19 and 20). Furthermore, we extrapolate this phase relation for the interval without CaCO_3 measurements in order to determine the phase relation between MS and eccentricity at the tuning step.

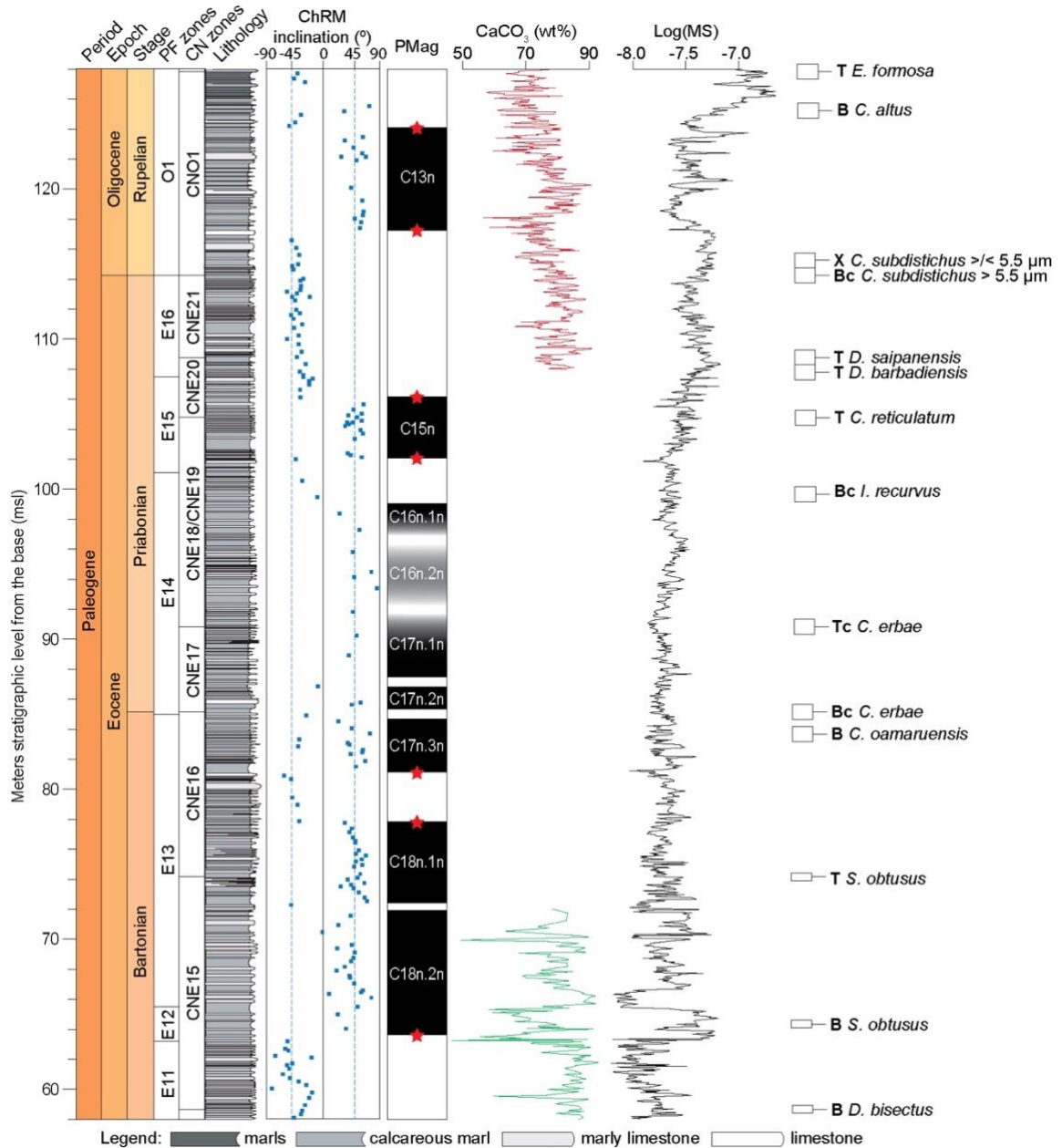


Figure 10 – MCA stratigraphic records from 58 to 128 msl spanning the middle Eocene through early Oligocene. From left to right: planktonic foraminifera (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), lithostratigraphic sequence, characteristic remanent magnetization inclination and magnetostratigraphic interpretation (Jovane *et al.*, 2013), CaCO_3 content from Hyland *et al.* (2009; red) and Savian *et al.* (2014; green), magnetic susceptibility, and calcareous nannofossil events (this study). The most reliable magnetic polarity reversals are indicated by red stars. Biostratigraphic uncertainty is represented by unfilled rectangles. B = base; T = top; Bc = base common; Tc = top common; X = crossover.

2.1.5.2 Calcareous nannofossil biostratigraphy

Calcareous nannofossils are abundant throughout the section and moderately to poorly preserved. The studied interval spans the Bartonian – early Rupelian, and most of the expected calcareous nannofossil events have been identified. Table 1 summarizes the identified biohorizons and their reliability throughout the studied interval, following the calcareous nannofossil biozonation scheme proposed by Agnini *et al.* (2014), which provides new events as substitutes for previous standard schemes considered partly unreliable. A detailed description of each datum and the identification of classical biohorizons following the biozonation schemes proposed by Martini (1971) and Okada & Bukry (1980) can be found in the supplementary material.

Table 1 – Calcareous nannofossil biostratigraphic datums for the MCA Section between 58 and 128 msl. B = base; T = top; Bc = base common; Tc = top common; X = crossover.

Depth (m; msl)			Nanno zone boundary	Biostratigraphic datum	Datum confidence
Top	Bottom	Mid-point			
128.00	127.50	127.75	Base CNO2	T <i>E. formosa</i>	high
125.50	125.00	125.25		B <i>C. altus</i>	high
115.50	115.00	115.25		X <i>C. subdistichus</i> >/<5.5 µm	high
114.50	114.00	114.25	Base CNO1	Bc <i>C. subdistichus</i> >5.5 µm	high
109.00	108.50	108.75	Base CNE21	T <i>D. saipanensis</i>	high
108.00	107.50	107.75		T <i>D. barbadiensis</i>	high
105.00	104.50	104.75	Base CNE20	T <i>C. reticulatum</i>	high
100.00	99.50	99.75		Bc <i>I. recurvus</i>	low
91.00	90.50	90.75	Base CNE18	Tc <i>C. erbae</i>	high
85.50	85.00	85.25	Base CNE17	Bc <i>C. erbae</i>	high
84.00	83.50	83.75		B <i>C. oamaruensis</i>	low
74.25	74.00	74.12	Base CNE16	T <i>S. obtusus</i>	high
64.50	64.25	64.37		B <i>S. obtusus</i>	high
58.75	58.50	58.62	Base CNE15	B <i>D. bisectus</i>	high

2.1.5.3 Calcareous nannofossil abundance changes and paleoclimatic events

Calcareous nannofossil assemblages show several fluctuations in abundance that were related to environmental variability that characterized the middle Eocene to early Oligocene transition (Figure 11). Different groups have been recognized in the MCA assemblages. The Coccolithaceae are represented by the genera *Clausicoccus*, *Coccolithus*, *Chiasmolithus* and *Ericsonia*. *Clausicoccus* (mainly small sized) is recorded as scarce (<1%) and discontinuous up to the middle part of the section. From 100 msl up to the section *Clausicoccus* increases in size and abundance. The small sized specimens (<5.5 µm) rapidly increase and show peaks of 5-7%, then they

decrease in abundance in proximity of the EOT and are replaced by larger forms of *Clausicoccus* >5.5 to 8 μm . The genus *Coccolithus* consists of *C. pelagicus* and *C. eopelagicus*. The abundance record of the group shows a decreasing trend above the MECO and then a slight increasing trend up to 100 msl. Above this level, *C. pelagicus* becomes one of the major components of the assemblage (about 20%) up to the end of EOT, afterwards a slightly decrease was observed. The genus *Chiasmolithus* is rare and discontinuously present throughout the section. Few species belonging to this genus are identified, namely *C. grandis*, *C. oamaruensis*, *C. solitus* and *C. altus*. The low percentages (<1%) and the sporadic occurrence prevent here their use as reliable biostratigraphic markers. *Ericsonia formosa* is continuously present with higher abundances (around 10%) in the lower part of the section within the MECO. The overall trend shows a marked decrease from 90 msl up to the top of the section, where the Top of *E. formosa* (127.50 msl) has been observed.

The Noelaerabdaceae are represented by the genera *Cribrocentrum*, *Cyclicargolithus*, *Dictyococcites* and *Reticulofenestra*. *Cribrocentrum* is present from the lower to the middle part of the section, it reaches an acme and then drops in abundance at ~87 msl. This genus, characterized by three marker species *C. reticulatum*, *C. erbae* and *C. isabellae*, shows very pronounced variations in abundance from 1% up to 50% during the acme of *C. erbae*. *Cribrocentrum reticulatum* occurs from the base and gets extinct at 104.75 msl, where it defines the base of CNE20 Zone. *Cribrocentrum erbae* is continuously present from 76 msl, showing a rapid increase in abundance between 85.5 and 91 msl (marker of CNE17 Acme Zone). *Cribrocentrum isabellae* occurs rarely, with very low abundances and seems to be an unreliable bioevent. *Cyclicargolithus floridanus* is among the main calcareous nannofossil constituents of the MCA Section, and shows peaks of abundance (up to 48%) during the MECO. The genus *Dictyococcites* is represented by the two species *D. bisectus* and *D. scrippsae*. *Dictyococcites bisectus* occurs from the base with percentages around 10%, but very low percentages (<1%) during the MECO have been observed. The abundance of *Dictyococcites scrippsae* vary abruptly (from <1% to 30%) during the MECO interval, but has also wide fluctuations thereafter up to the top of the section. The genus *Reticulofenestra* comprises *R. daviesii*, *R. dictyoda* group (specimens with length >5 and <14 μm and specimens of *R. minutula* <5 μm) and *R. umbilicus* (>14 μm). *Reticulofenestra daviesii* is rare and shows sporadic occurrence in the lower part of the section; it becomes continuous from 92 msl with an increase in

abundance around the EOT. Overall, *R. dictyoda* together with *R. umbilicus* show spikes of abundance during the MECO, *R. umbilicus* shows a decreasing trend upwards, while *R. dictyoda* shows an increase in abundance during the EOT.

Discoaster, mainly represented by *D. barbadiensis*, *D. saipanensis* and *D. deflandrei*, exhibits a clear decreasing trend from the lower part of the section upwards that culminates with the extinction (Top) of the *D. barbadiensis* and *D. saipanensis* (rosette-shaped *Discoaster*). A sharp decline of *Discoaster* is noticeable from 84.5 msl. *Discoaster barbadiensis* is commonly more abundant than *D. saipanensis* and shows two peaks in abundance during the MECO. Following the extinctions of the rosette-shaped *Discoaster* at 108 msl, the abrupt decrease in abundance of the whole genus gives rise to a very evident and widespread paracme event, useful for biostratigraphic purpose (Wei & Wise, 1990). *Discoaster* remain below their usual Cenozoic percentages for about 4 Myr, with an abundance of less than 1% in the upper part of the MCA Section. This paracme spans from the top of the NP19-20 to the base of the NP24 (i.e., from C13r to C11n; Maiorano & Monechi, 2006; Tori, 2008).

The genus *Sphenolithus* shows high percentages (roughly 30-40%) during the MECO and post MECO, while upwards a significant decreasing trend has been observed. Several species have been identified: *S. obtusus*, *S. moriformis*, *S. predistentus*, *S. radians*, *S. spiniger* and specimens that can be related to the *S. predistentus-distentus* lineage. The occurrence of *S. furcatolithoides* above its range (CN14 Zone) can be interpreted as reworking or a final tail of distribution as evidenced in several sections (Fornaciari *et al.*, 2010).

Holococcoliths and, in particular, *Lanternithus minutus* and *Zygrhablithus bijugatus* are present throughout the section showing several peculiar changes in abundance. *Lanternithus minutus* occurs throughout the section, is rare during the MECO, shows a slight increase starting from 75.5 to 90 msl, then decreases rapidly above it and significantly rebounds at the top of rosette-shaped *Discoaster*, below the EOT, and through the upper part of the section. *Zygrhablithus bijugatus* is continuously and more or less commonly present, with peaks of abundance in the MECO interval and up to 80 msl; above this level the abundances drop and then increases again below the EOT, with a trend similar to *L. minutus*.

The genus *Helicosphaera* occurs discontinuously in very low percentages (<1%) gathering specimens referable to *H. compacta*, *H. euphratis* and *H. salebrosa*.

The same occurs to the calcareous dinoflagellate *Thoracosphaera*, occurring discontinuously throughout the section with percentages <1%.

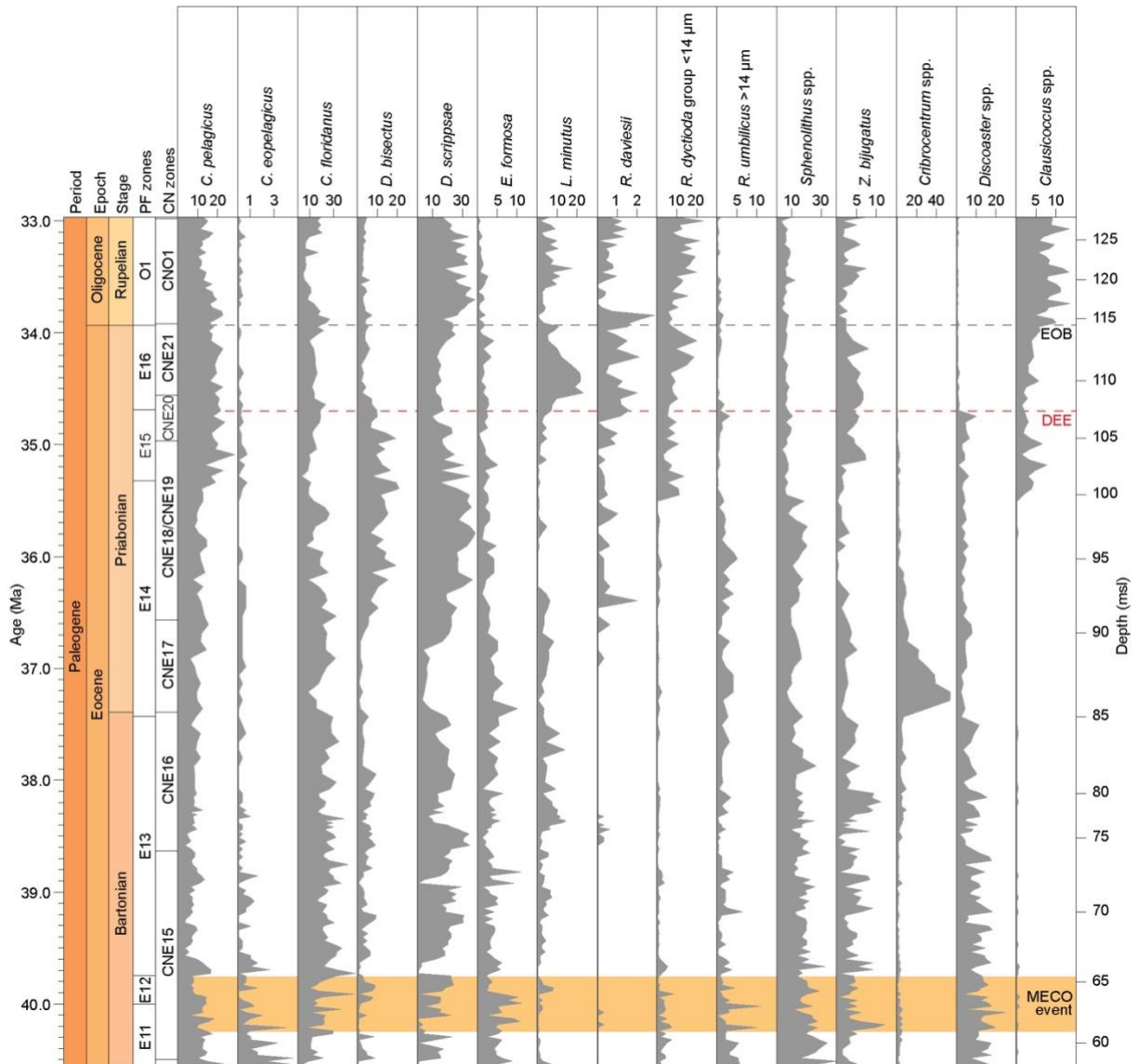


Figure 11 – Relative abundance (%) of significant calcareous nannofossil groups and species against orbitally tuned ages. Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively. Black and red horizontal dashed lines indicate the Eocene-Oligocene boundary (EOB) and the *Discoaster* extinction event (DEE), respectively. The orange interval indicates the MECO based on its stratigraphic constraint as proposed by Savian *et al.* (2014).

2.1.5.4 Principal component analysis of abundance data

The PCA allows identifying the hypothetical variables that can explain most of the variance enclosed in the analyzed dataset (Davis, 1986), highlighting groups of samples or taxa which are associated to particular environmental changes. Working in the sample space (with taxa as variables), we have gathered two new matrices, which respectively represent the spatial dispersion of the samples (scores plot and scatter diagram) and the loadings of the taxa on the principal components (PCs; see Figure 12). PCs 1 and 2 of the transformed abundance data explain 48.8% and 12.1% of the variance, respectively. A cross-plot and ranked bar charts of PC1 and PC2 loadings display how the calcareous nannofossil taxa define groups of samples (Figure 12). The PCA scatter diagram displays three clusters that comprise four groups of samples corresponding to different time-intervals (Figure 12A). The groups are determined by assemblages' variations over time as indicated by the taxa correlations (Figure 12B) and probably associated to taxa evolutionary turnover and paleoclimatic changes. The recognized clusters are the following: (i) a cluster with negative PC1 is composed of both Bartonian (first group, blue dots) and Priabonian samples (second group, red dots) from the Priabonian/Bartonian boundary up to *Bc I. recurvus*; (ii) a second cluster (third group, pink dots) is composed of Priabonian samples from *Bc I. recurvus* to the *Discoaster* Extinction Event (DEE); (iii) a third cluster (fourth group, green dots) comprises the samples from the DEE to the top of the section. (Figure 12A).

Based on the PCA analysis, we can observe a clear change among the assemblages. Samples from the interval comprising the Bartonian up to the *Bc I. recurvus* show a similar assemblage and are characterized by strong negative PC1 values (mainly characterized by *Cribrrocentrum* spp., *Discoaster* spp. and *R. umbilicus*) and variable PC2 values. Thereafter, a "transitional" interval from the *Bc I. recurvus* up to the DEE is associated with changes in the assemblage, with the occurrence of *Clausiococcus*, *Blackites*, *R. dictyoda* <14 μm group, *Helicosphaera* + *Pontosphaera* group, and *R. daviesii*, suggesting a cooler and mesotrophic environment. This interval is characterized by increasing PC1 values, ranging from strong negative toward positive values, and also variable PC2 values. Finally, a completely different assemblage has been observed above the DEE characterized by the strongest positive PC1 values and slightly variable PC2 values, suggesting a cooler and eutrophic

Oligocene interval (Figure 12A). Comparable assemblage behavior in PCA analysis has been observed at the DEE event by Jones *et al.* (2019).

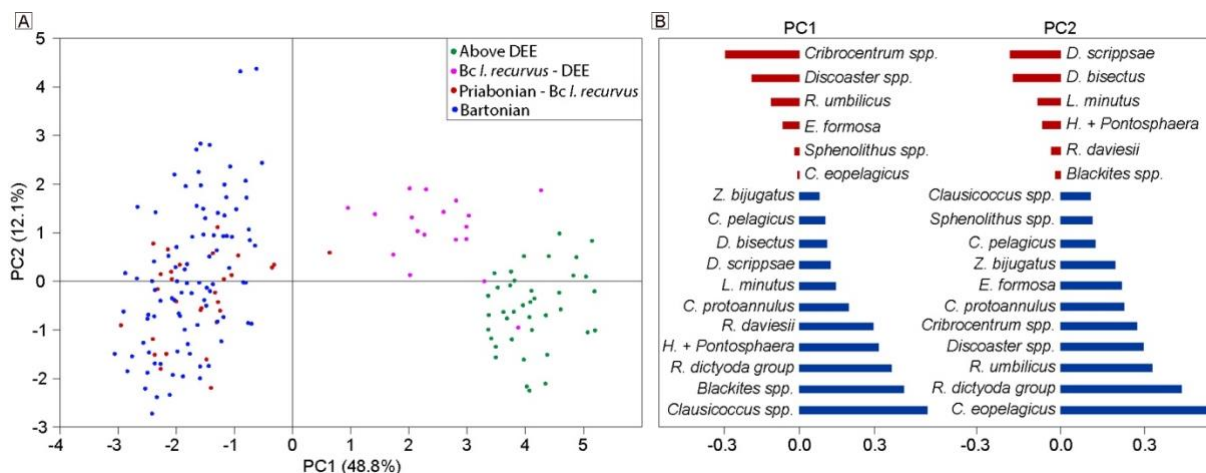


Figure 12 – Principal component analysis of the calcareous nannofossil abundance data. A) Cross-plot of PC1 and PC2 showing the four groups of samples; B) Bar charts of PC1 and PC2 loadings showing positive (blue) and negative (red) correlations.

We also performed an alternative PCA analysis on the transposed data matrix (R mode) with the samples as variables, in order to reduce the complexity of the relations among taxa. In this case, PC1 and PC2 explain 60.4% and 17% of the variance, respectively. The PCA scatter diagram shows the dispersion of taxa (scores from PC1 and PC2) and explains the relation between most significant taxa and their paleoecological preferences (Figure 13). Thus, we can interpret PC1 as a proxy for sea surface temperature, while PC2 probably represents nutrient availability. On this assumption and, in agreement with the literature, *Cribrrocentrum* spp., *R. umbilicus* >14 μ m, *Discoaster* spp. and *E. formosa* had a preference for a warm and oligotrophic environment (Monechi *et al.*, 2000; Bralower, 2002; Gibbs *et al.*, 2006; Angori *et al.*, 2007; Villa *et al.*, 2008; Schneider *et al.*, 2011; Nyerges *et al.*, 2020), while *C. eopelagicus* and *C. protoannulus* seemed to prefer a cooler and oligotrophic environment (Dunkley Jones *et al.*, 2008). *Reticulofenestra daviesii* had a preference for cold waters regardless of nutrients (Wei & Wise, 1990; Monechi *et al.*, 2000; Villa *et al.*, 2008; 2014; Fioroni *et al.*, 2015) as well as the *Helicosphaera* + *Pontosphaera* group and *Blackites* spp. that were weakly related to nutrients (slightly mesotrophic) and had a preference for cooler environments (Nyerges *et al.*, 2020). *Sphenolithus* had a preference for warm waters (Haq & Lohman, 1976; Wei & Wise, 1990; Aubry, 1992; Wei *et al.*, 1992; Monechi *et al.*, 2000; Bralower, 2002; Tremolada & Bralower, 2004; Villa & Persico, 2006; Schneider *et al.*, 2011) and was, according to our results, weakly

related to nutrients, while *Z. bijugatus*, *L. minutus* and *D. bisectus* were better adapted to warm/temperate waters and also weakly related to nutrient. *L. minutus* and *D. bisectus* seemed slightly mesotrophic adapted. *Dictyococcites scrippsae* and *C. pelagicus* had a preference for warm and eu-mesotrophic waters (Haq & Lohman, 1976; Bukry, 1981; Wei & Wise, 1990); while *Clausicoccus* spp. had a preference for cool and eutrophic waters (Tori, 2008; Nyerges *et al.*, 2020). *Reticulofenestra dictyoda* group <14 μm had a preference for waters rich in nutrients regardless of the temperature (Dunkley Jones *et al.*, 2008; Jones *et al.*, 2019). Therefore, the results of PCA analysis allow us to define paleoenvironmentally significant groups based on the paleoecological preferences of taxa (Table 2). These results are also confirmed by cluster analysis performed on the same dataset (supplementary material; Figures 21 and 22), where *Z. bijugatus* and *L. minutus* show an additional strict relation, that according to the literature can be related to their preference for near-shore/shelf region (Monechi *et al.*, 2000; Nyerges *et al.*, 2020).

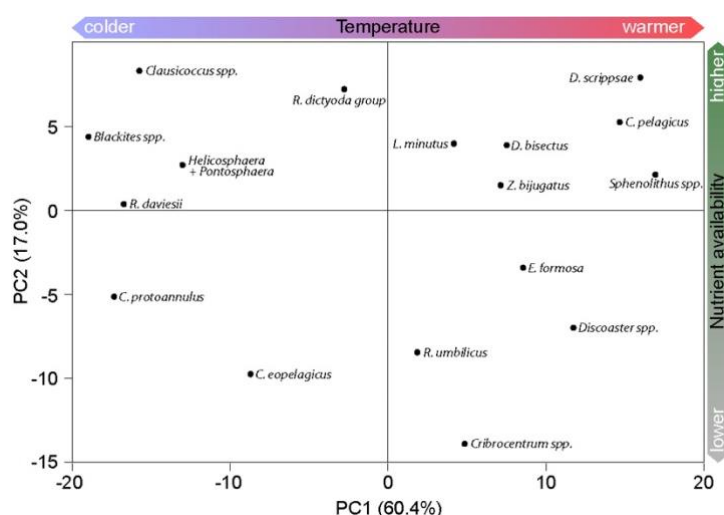


Figure 13 – Cross-plot of PC1 and PC2 scores of calcareous nannofossil abundance data and its paleoecological interpretation.

Table 2 – Inferred paleoenvironmentally significant groups based on the paleoecological preferences of calcareous nannofossil taxa.

Warm-water taxa	Sea surface water conditions		Trophic conditions	
	Warm/Temperate-water taxa	Cool-water taxa	Oligotrophic taxa	Meso-eutrophic taxa
<i>Sphenolithus</i> spp.	<i>E. formosa</i>	<i>Blackites</i> spp.	<i>Cribrocentrum</i> spp.	<i>Clausicoccus</i> spp.
<i>D. scrippsae</i>	<i>D. bisectus</i>	<i>C. protoannulus</i>	<i>C. eopelagicus</i>	<i>D. scrippsae</i>
<i>C. pelagicus</i>	<i>Z. bijugatus</i>	<i>R. daviesii</i>	<i>R. umbilicus</i> >14 μm	<i>R. dictyoda</i> group <14 μm
<i>Discoaster</i> spp.	<i>Cribrocentrum</i> spp.	<i>Clausicoccus</i> spp.	<i>Discoaster</i> spp.	<i>C. pelagicus</i>
	<i>L. minutus</i>	<i>Helicosphaera</i> + <i>Pontosphaera</i>	<i>C. protoannulus</i>	<i>Blackites</i> spp.
			<i>E. formosa</i>	<i>L. minutus</i>
				<i>D. bisectus</i>

2.1.5.5 Orbital tuning

The MCA entire succession consists of rhythmic alternation of calcareous marl and marly limestones with siliciclastic component made up by terrigenous clay and silt (Jovane *et al.*, 2013; Coccioni *et al.*, 2018). Because of the proximity, we adopted here the same interpretation of Jovane *et al.* (2006, 2010) for the Contessa and Massignano sections that limestone layers (high CaCO₃ and low MS) were deposit during cool and dry periods, while marl layers (low CaCO₃ and high MS) were deposit during warm and wet periods. Additionally, there is no evidence of large dissolution except during the peak warming within the MECO event in the MCA Section (Savian *et al.*, 2014). Thus, it is reasonable to assume a negative relation between CaCO₃ and eccentricity based on the interpretation that high eccentricity enhanced chemical weathering and runoff, which leads to an increase in terrigenous input and, consequently, a relative decrease in the CaCO₃ content. Once we have demonstrated that MS reflects mainly CaCO₃ variability in an anti-phase relation (Figures 19 and 20), our adopted strategy was to tune the minima in the long eccentricity filtered MS to the long eccentricity minima from the astronomical solution. Concerning the target curve, despite different astronomical solutions disagree before ~50 Ma due to chaotic behavior of the solar system (e.g., Laskar *et al.*, 2004, 2011a, 2011b; Zeebe, 2017; Zeebe & Lourens, 2019), they all closely agree during the studied interval. We thus opted to use the ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) as the target curve, since it represents the most precise and up to date solution.

To establish a reliable astrochronology, we tuned the MS series to the stable long eccentricity geochronometer, which is related to the Venus-Jupiter resonance (g₂-g₅) with a period of 405 kyr (Hinnov, 2018). Magnetostratigraphic interpretation from Jovane *et al.* (2013) gives a mean SAR of 0.86 cm kyr⁻¹ for the studied interval. Based on this SAR, we can assume that the stable long eccentricity cycle (405 kyr) has a mean thickness of ~3.5 m. MTM spectrum and wavelet analysis of the MS series in the stratigraphic domain corroborates this assumption and displays a stable and strong signal around this periodicity (Figures 14 and 23). With a Gaussian bandpass filter, we extracted the long eccentricity signal from the MS series and tune it to the long eccentricity signal from the ZB18a astronomical solution (Figure 15).

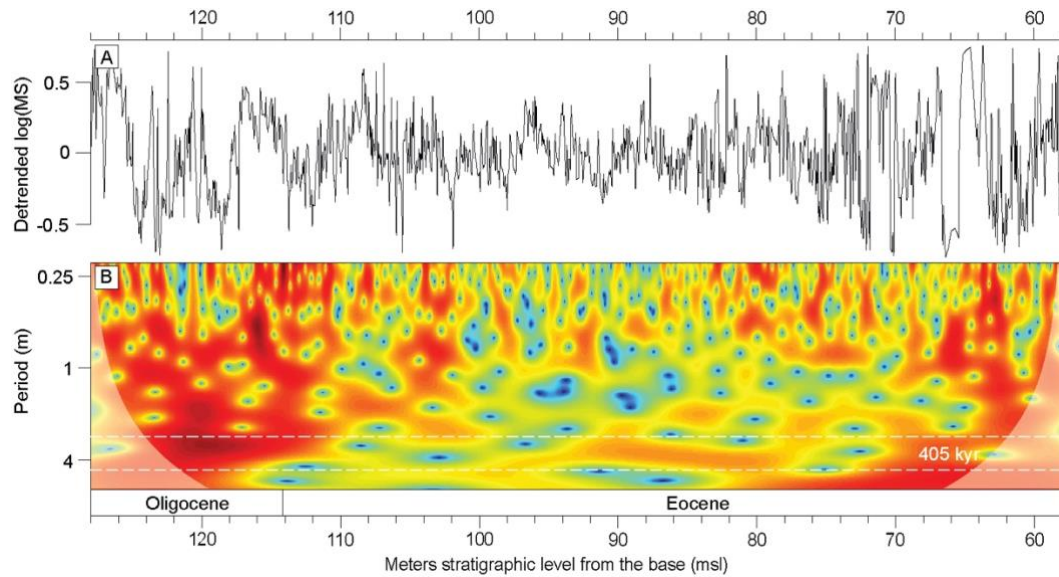


Figure 14 – Spectral analysis of the MS series in the stratigraphic domain. A) Log-transformed, detrended and 5-cm interpolated MS series; B) Evolutionary wavelet analysis of the MS series with the 405 kyr long eccentricity interpreted based on the magnetostratigraphic SAR of 0.86 cm kyr^{-1} (Jovane *et al.*, 2013). Warm colors indicate high spectral power, and the white shaded areas represent the “cone of influence”, where edge effects become important (Grinsted *et al.*, 2004).

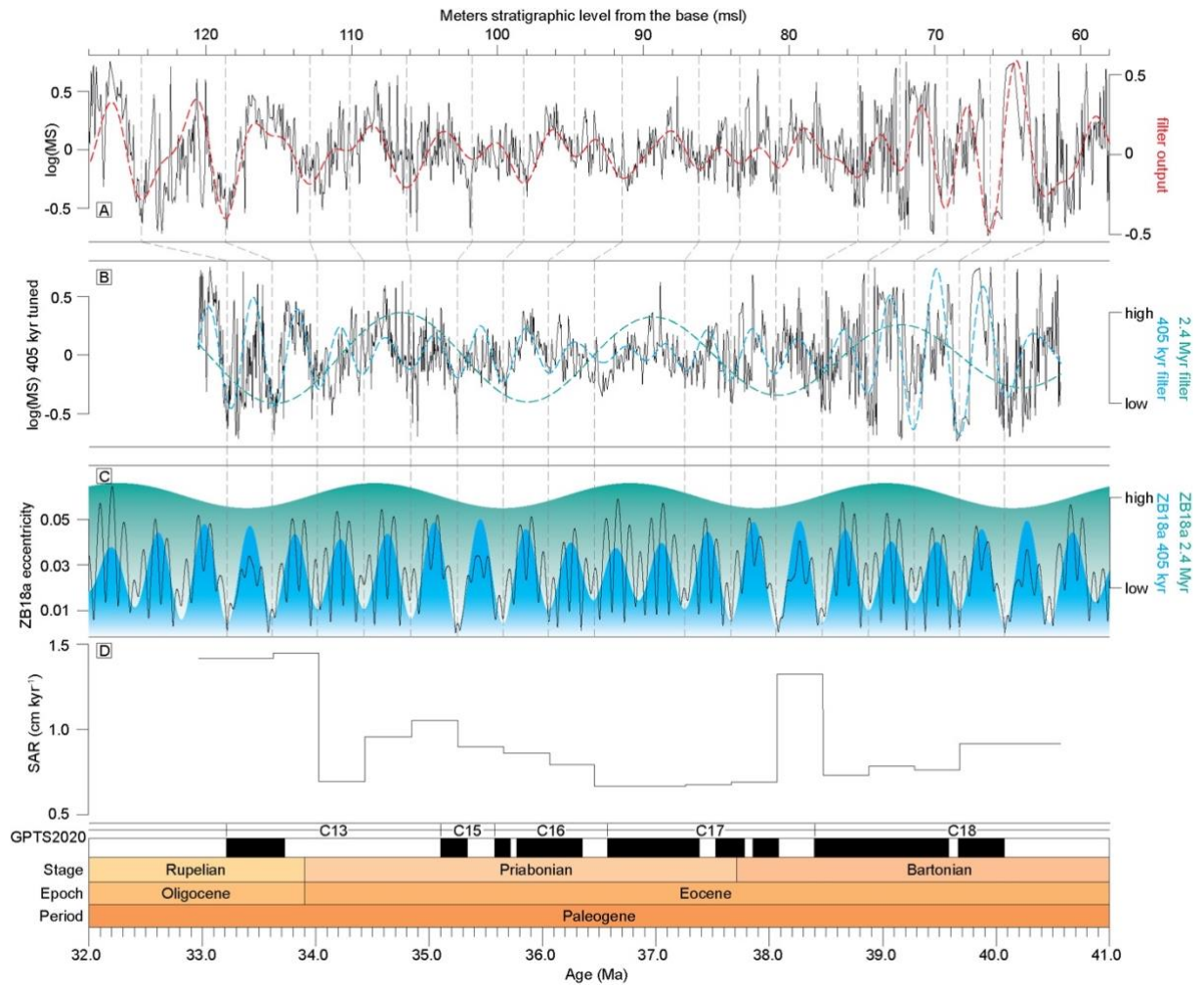


Figure 15 – Astronomical calibration of the MCA Section. A) MS record in the stratigraphic domain and the interpreted 405 kyr cycle extracted with a Gaussian bandpass filter centered at $0.25 \pm 0.13 \text{ cm}^{-1}$ (red dashed line); B) Long-eccentricity tuned MS record with the 405 kyr (blue dashed line) and the 2.4 Myr (green dashed line) components filter outputs; C) ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) with the 405 kyr (blue area) and the 2.4 Myr (green area) components; D) Tuning-derived sediment accumulation rate (SAR). Vertical gray dashed lines show the tuning tie points. The 405 kyr and the 2.4 Myr components were extracted with a Gaussian bandpass filter centered at $0.002469 \pm 0.0006 \text{ kyr}^{-1}$, and $0.00042 \pm 0.00004 \text{ kyr}^{-1}$ respectively. Polarity time scale is from GPTS 2020 (Ogg, 2020). Period, Epoch, and Stage from GTS2020 (Speijer *et al.*, 2020).

Furthermore, we intended to perform a fine-tuning at the short eccentricity level, but due to a weak short eccentricity signal in the MS series, even after the 405 kyr tuned (Figure 16), we opted to use only the long eccentricity tuning in order to maintain the robustness of the MCA age model. This weak signal is probably due to the fact that

MS reflects mainly CaCO_3 , which in some Neo-Tethys sections, such as the Alano Section, show a weak short eccentricity signal (Galeotti *et al.*, 2019). Galeotti *et al.* (2019) suggested the sum of changes in runoff and tectonic activity (Doglioni & Bosellini, 1987; Carminati & Doglioni, 2012) as a possible cause. Another possible cause is related to the low SAR leading to a smoothing in the precession signal and this, in turn, obliterated the eccentricity signal, as shown at Blake Nose (Röhl *et al.*, 2001, 2003) and Walvis Ridge sites (Lourens *et al.*, 2005; Westerhold *et al.*, 2007), in the Atlantic Ocean. We thus suggest a future astrochronological refinement study for the MCA using a different proxy in order to resolve the short eccentricity signal, such as carbon isotope records, which seems to better resolve this cycle (e.g., Galeotti *et al.*, 2019; Giorgioni *et al.*, 2019). Despite of it, spectral analysis of the resultant 400 kyr orbitally tuned MS series displays strong signals in orbital frequencies of long eccentricity, obliquity, and precession (Figure 16), suggesting that our orbital tuning is reliable. The presence of a precessional signal suggests that the absence of a reliable signal within the short eccentricity band is most likely explained by the first of the two mentioned hypotheses. It is also worth noting the presence of a prominent obliquity signal in the power spectrum (Figure 16A), despite the relatively low latitude of the MCA Section. The evolutive FFT analysis shows that the obliquity seems to exert more influence on the MS record mainly near the EOT interval (Figure 16B), an orbital configuration similar to those identified by Galeotti *et al.* (2016) in high latitudes, and recently by Messaoud *et al.* (2020) in another Neo-Tethys section. The reliability of our age model is also corroborated by the matching between the 2.4 Myr amplitude modulation component of the resultant tuned MS series with the one from the astronomical solution (Figure 15). Furthermore, the SAR derived from the independent orbital tuning (Figure 15D) agrees with the first lower resolution SAR curve derived from the magnetostratigraphy (Jovane *et al.*, 2013).

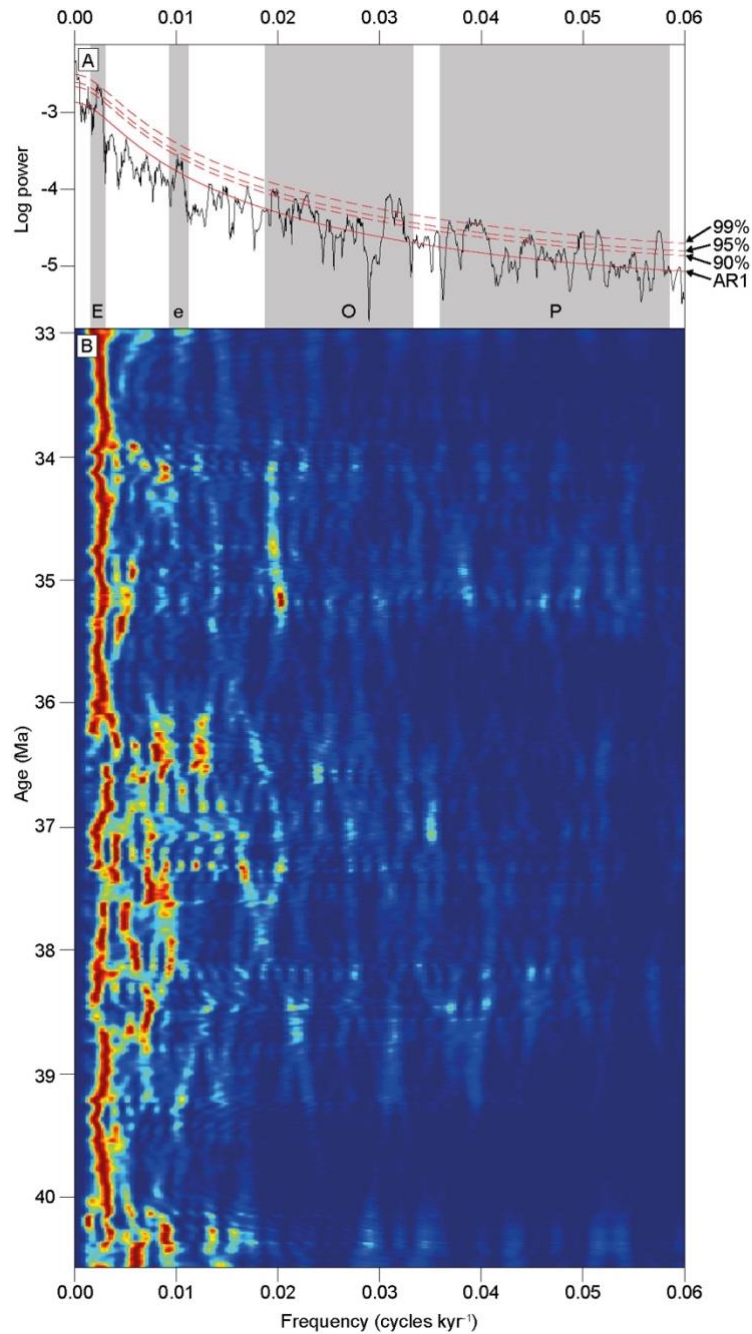


Figure 16 – Power spectra of MS record on astrochronology. A) MTM power spectrum and estimated noise spectrum and confidence levels. Long- and short-eccentricity, obliquity, and precession bandwidths are shown by gray areas labeled as E, e, O, and P, respectively; B) Evolutive FFT with an 800 kyr sliding window.

2.1.6 Discussion

The developed astrochronologic time scale allows us to revise the previous MCA chronologic framework based on magnetostratigraphy (Jovane *et al.*, 2013) and better constrain important events recorded within the section, such as the MECO, the

EOT, and the Oi-1 event. Our long eccentricity tuning, together with new high-resolution calcareous nannofossil biostratigraphy, suggest that the MCA Section is complete, at least at the scale of hundreds of thousands of years.

2.1.6.1 Comparison of MCA chron positions and durations

Based on the most up to date magnetostratigraphic interpretation for the MCA (Jovane *et al.*, 2013), together with our developed astrochronologic age model, new magnetochrons boundaries ages and durations between chrons C18n and C13n have been estimated and compared to standard and tuning-derived magnetic polarity reversals ages for the same interval (Tables 3 and 4). Firstly, we point out the similarity between our estimated ages with the ones from Hyland *et al.* (2009) for the common time intervals. This fact corroborates both, the consistency of the MCA astrochronology, at least in the upper part of the section, and once again that MS represents mainly changes in CaCO₃ content. On the other hand, due to ambiguous data from magnetostratigraphy (Figure 10), there are ages and durations discrepancies in the lowest part, and also unidentified reversals in the middle part of the section, which require a refined magnetostratigraphic analysis in order to solve this issue (Tables 3 and 4). Despite these discrepancies, the reliable magnetostratigraphic data in the lowest part of the section allow us to estimate the onset of magnetochron C18n based on astrochronology. The onset age of magnetochron C18n is relatively younger when compared to classical standards and tuning-derived ages, but it coincides surprisingly well with the age proposed by the recent middle Eocene astronomical timescale from Boudin *et al.* (2018; Table 3). Since it is positioned within the MECO interval, this reversal age is also important to support our further time constraint of the event in the MCA Section.

Table 3 – Comparison of magnetochron boundary ages in millions of years (Ma). In our estimated ages column, bold numbers represent the most reliable magnetostratigraphic interpretation, whereas regular font numbers represent ambiguous interpretation and hyphen represents the boundaries that were not identified. For the studied interval, the recently published GPTS 2020 (Ogg, 2020) used all ages from the Pacific Equatorial Age Transect (PEAT) sites (Westerhold *et al.*, 2014).

Chron	Standard GPTS				Astronomically calibrated						
	CK95 (Cande & Kent, 1995)	GPTS 2004 (Ogg & Smith, 2004)	GPTS 2012 (Ogg, 2012)	MQSD20 (Malinverno <i>et al.</i> , 2020)	ODP Site 1218 (Pälike <i>et al.</i> , 2006)	Massignano (Jovane <i>et al.</i> , 2006)	Monte Cagnero (Hyland <i>et al.</i> , 2009)	Contessa Highway (Jovane <i>et al.</i> , 2010)	PEAT Sites (Westerhold <i>et al.</i> , 2014)	IODP Exp. 342 composite U1408-U1410 (Bouliia <i>et al.</i> , 2018)	Monte Cagnero (this study ^a)
C13n (y)	33.058	33.266	33.157	33.076	33.232		33.230		33.214		33.231
C13n (o)	33.545	33.738	33.705	33.675	33.705		33.750		33.726		33.712
C15n (y)	34.655	34.782	34.999	34.875	35.126	34.640			35.102		34.836
C15n (o)	34.940	35.043	35.294	35.199	35.254	34.960			35.336		35.202
C16n.1n (y)	35.343	35.404	35.706	35.627	35.328	35.343			35.580		35.540
C16n.1n (o)	35.526	35.567	35.892	35.863	35.554				35.718		-
C16n.2n (y)	35.685	35.707	36.051	36.054	35.643				35.774		-
C16n.2n (o)	36.341	36.276	36.700	36.728	36.355				36.351		-
C17n.1n (y)	36.618	36.512	36.969	37.049	36.668				36.573		-
C17n.1n (o)	37.473	37.235	37.753	37.741	37.520				37.385		36.982
C17n.2n (y)	37.604	37.345	37.872	37.934	37.656				37.530		37.220
C17n.2n (o)	37.848	37.549	38.093	38.150	37.907				37.781		37.372
C17n.3n (y)	37.920	37.610	38.159	38.287	37.956				37.858		37.439
C17n.3n (o)	38.113	37.771	38.333	38.477	38.159				38.081		37.973
C18n.1n (y)	38.426	38.032	38.615	38.835	38.449				38.398	38.527	38.273
C18n.1n (o)	39.552	38.975	39.627	39.734	39.554				39.582	39.458	38.861
C18n.2n (y)	39.631	39.041	39.698	39.897	39.602				39.666	39.597	38.929
C18n.2n (o)	40.130	39.464	40.145	40.366	40.084			40.120	40.073	39.989	39.959

^a Tuned to the ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019).

Table 4 – Comparison of magnetochron boundary durations in millions of years (Myr). In our estimated durations column, bold numbers represent reliable magnetostratigraphic interpretation for base and top boundaries, whereas regular font numbers represent ambiguous interpretation for either base and/or top boundaries, and hyphen represents that base and/or top boundaries were not identified. For the studied interval, the recently published GPTS 2020 (Ogg, 2020) used all ages from the PEAT sites (Westerhold *et al.*, 2014), resulting in the same durations.

Chron	Standard GPTS				Astronomically calibrated					
	CK95 (Cande & Kent, 1995)	GPTS 2004 (Ogg & Smith, 2004)	GPTS 2012 (Ogg, 2012)	MQSD20 (Malinverno <i>et al.</i> , 2020)	ODP Site 1218 (Pälike <i>et al.</i> , 2006)	Massignano (Jovane <i>et al.</i> , 2006)	Monte Cagnero (Hyland <i>et al.</i> , 2009)	PEAT Sites (Westerhold <i>et al.</i> , 2014)	IODP Exp. 342 composite U1408-U1410 (Boullia <i>et al.</i> , 2018)	Monte Cagnero (this study ^a)
C13n	0.487	0.472	0.548	0.599	0.473		0.520	0.512		0.481
C13r	1.110	1.044	1.294	1.200	1.421			1.376		1.124
C15n	0.285	0.261	0.295	0.324	0.128	0.320		0.234		0.366
C15r	0.403	0.361	0.412	0.428	0.074	0.383		0.244		0.338
C16n.1n	0.183	0.163	0.186	0.236	0.226			0.138		-
C16n.1r	0.159	0.140	0.159	0.191	0.089			0.056		-
C16n.2n	0.656	0.569	0.649	0.674	0.712			0.577		-
C16n.2r	0.277	0.236	0.269	0.321	0.313			0.222		-
C17n.1n	0.855	0.723	0.784	0.692	0.852			0.812		-
C17n.1r	0.131	0.110	0.119	0.193	0.136			0.145		0.238
C17n.2n	0.244	0.204	0.221	0.216	0.251			0.251		0.152
C17n.2r	0.072	0.061	0.066	0.137	0.049			0.077		0.067
C17n.3n	0.193	0.161	0.174	0.190	0.203			0.223		0.534
C17n.3r	0.313	0.261	0.282	0.358	0.290			0.317		0.300
C18n.1n	1.126	0.943	1.012	0.899	1.105			1.184	0.931	0.588
C18n.1r	0.079	0.066	0.071	0.163	0.048			0.084	0.139	0.068
C18n.2n	0.499	0.423	0.447	0.469	0.482			0.407	0.392	1.030

^a Tuned to the ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019).

2.1.6.2 MCA biostratigraphy

Integrating the planktonic foraminiferal (Jovane *et al.*, 2013) and our revised calcareous nannofossil biostratigraphies, together with the developed age model, we provide here an up to date biostratigraphic framework for the MCA Section spanning the middle Eocene to the early Oligocene interval. Jovane *et al.* (2013) identified all planktonic zones proposed by Wade *et al.* (2011) for the same interval of our study, which spans zones E11 through O1. Revisiting the calcareous nannofossil biostratigraphy and following the biozonation from Agnini *et al.* (2014), we were able to define all zones that characterize the studied interval (CNE15 to CNO2), except for the base of CNE19, defined by the base of *C. isabellae*. Based on our developed orbitally tuned age model, we have been able to place the important calcareous nannofossil and planktonic foraminiferal biohorizons identified in the MCA Section on a timeframe and compare our estimated ages with those of Agnini *et al.* (2014) and Wade *et al.* (2011) (Table 5).

Our estimated planktonic foraminiferal ages based on the biostratigraphy from Jovane *et al.* (2013) are in agreement with those proposed by Wade *et al.* (2011). Differences are around 200 kyr, except for the base of zone E15 with a relatively higher offset (Table 5). It is noteworthy the similarity between the proposed and our estimated age for the extinction of *H. alabamensis*, marker for the EOB (Premoli Silva & Jenkyns, 1993). The calculated age of the EOB does not only match recent ones (e.g., Speijer *et al.*, 2020) but is also virtually the same age – less than 20 kyr of difference – found by Hyland *et al.* (2009) in their MCA study, once again pointing out the robustness of MCA astrochronology.

Estimated ages for calcareous nannofossil markers seem to agree even better than planktonic foraminifera, which may result from the higher sampling resolution. Most of the estimated ages closely agrees to those of Agnini *et al.* (2014) with less than ~150 kyr of difference (Table 5). This is particularly true for zones CNO1 and CNO2 that display offsets of 40 and 60 kyr, respectively, which once again support our estimated age for the EOB. The exceptions are the bases of zones CNE17, CNE18, and CNE20, which have differences of approximately 500, 900, and 300 kyr, respectively. Despite the relatively high age difference, we suggest the base of common *C. erbae* as the most reliable datum in the MCA Section for the base of the Priabonian stage, since its GSSP was recently ratified (Agnini *et al.*, 2020) as the base

of the Tiziano bed in the Alano Section with an astrochronological age of 37.710 ± 0.01 Ma (Galeotti *et al.*, 2019).

Table 5 – Estimated ages for calcareous nannofossil (CN) and planktonic foraminiferal (PF) zones compared to their respective standard ages. CN and PF biozonations are after Agnini *et al.* (2014) and Wade *et al.* (2011), respectively.

Zone (base)	Biostratigraphic datum	Age (Ma)		
		CN zones (Agnini <i>et al.</i> , 2014)	PF zones (Wade <i>et al.</i> , 2011)	Monte Cagnero (this study)
CNO2	T <i>E. formosa</i>	32.92		32.98
CNO1	Bc <i>C. subdistichus</i> >5.5 μ m	33.88		33.92
O1	T <i>H. alabamensis</i>		33.9	33.93
CNE21	T <i>D. saipanensis</i>	34.44		34.56
E16	T <i>G. index</i>		34.5	34.69
CNE20	T <i>C. reticulatum</i>	35.24		34.96
E15	T <i>G. semiinvoluta</i>		35.8	35.32
CNE18	Tc <i>C. erbae</i>	37.46		36.57
CNE17	Bc <i>C. erbae</i>	37.88		37.39
E14	T <i>M. crassatus</i>		37.7	37.43
CNE16	T <i>S. obtusus</i>	38.47		38.63
E13	T <i>O. beckmanni</i>		39.4	39.75
E12	B <i>O. beckmanni</i>		39.8	40.00
CNE15	B <i>D. bisectus</i>	40.34		40.50

2.1.6.3 Paleoenvironmental and paleoclimatic implications

Increasing sedimentation rates towards the top of the section (Figure 15) (Jovane *et al.*, 2013 and this study) agrees with paleobathymetric estimates by benthic foraminiferal data (Guerrera *et al.*, 1988; Parisi *et al.*, 1988), which points out to a gradual shallowing from lower bathyal (1000-2000 m) during the middle Eocene to upper bathyal (400-600 m) in the early Oligocene. This could explain a relative increase in SAR simply by increasing the terrigenous input due to the gradually more proximal sediment input setting. Following the interpretation that MS reflects mostly terrigenous input in a pelagic carbonate succession, a sea level fall would lead to an increase in the terrigenous/carbonate ratio, which can be observed in the raw MS data by its gradually increasing values towards the top of the MCA Section (Figure 10).

The MCA Section is one of the few middle latitude successions that records continuous, rich, and well preserved calcareous nannoflora, enabling the reconstruction of the biotic and paleoceanographic changes from middle Eocene to lower Oligocene. We can observe significant changes in the calcareous nannofossil assemblages within the studied interval (Figure 11). Modifications in the abundances of calcareous nannofossil taxa are mainly related to paleoenvironmental changes. Paleotemperatures and paleofertility are the main factors that affect the presence and

abundance of taxa. Up to now, it does not exist a specific scheme that establishes the paleoecological preferences of calcareous nannofossils, because species preferences could have changed through time and among different biogeographical settings. However, a general agreement on the preferences of some taxa can be identified. To infer possible temperature and trophic variations of surface waters, most calcareous nannofossils were allocated into groups of environmental affinities, largely following Haq & Lohmann (1976), Aubry (1992), Gardin & Monechi (1998), Monechi *et al.* (2000), Bralower (2002), Persico & Villa (2004), Tremolada & Bralower (2004), Gibbs *et al.* (2006), Villa *et al.* (2008, 2014), Agnini *et al.* (2011), Jones *et al.* (2019) and Nyerges *et al.* (2020). Together with the cited literature, the multivariate statistical analysis performed on the MCA calcareous nannofossil dataset allowed the recognition of major community changes and the identification of five groups of taxa with similar paleoecological preferences as shown in Figure 17 and Table 2.

Variations in relative abundances of the paleoenvironmentally significant groups revealed important environmental changes and trends throughout the MCA Section (Figure 17). Overall, we can observe that the warm and warm/temperate-water taxa are quite abundant throughout the section with a slightly decreasing trend in the upper part of the section. Cool-water taxa were rare until the upper Priabonian at ~35.5 Ma (100 msl) coinciding with the base of the range of *I. recurvus* and an enrichment in meso-eutrophic taxa. These taxa increased in abundance during the EOT, corroborating the long-term global cooling. A peak in abundance of oligotrophic taxa is observed in the early Priabonian at ~37.3 Ma (86 msl) related to the acme of *C. erbae* (marker of the CNE7 zone). Despite that, oligotrophic taxa show a decreasing trend with an abrupt drop in abundance and diversity related to the extinction of the rosette-shaped *Discoasters*, which has been recently defined as the *Discoaster* Extinction Event (DEE; Jones *et al.*, 2019). Jones *et al.* (2019) placed the event between 34.44 and 34.77 Ma, while a recent study in the southwestern Neo-Tethys estimated an orbitally tuned age of 34.35 Ma for the event (Messaoud *et al.*, 2020). Based on our orbitally tuned age model, the extinctions of *D. saipanensis* and *D. barbadiensis* occurred respectively at 34.58 and 34.69 Ma (Figure 11), therefore agreeing better with the estimated ages from Jones *et al.* (2019). On the contrary, meso-eutrophic taxa increased in abundance starting at ~37.0 Ma (89 msl), defining an abundance reversal or definitive crossover from oligotrophic to mesotrophic taxa dominance.

In the lower part of the section (up to the acme of the *Cribrocentrum*), several fluctuations in abundance between oligotrophic and mesotrophic taxa have been observed with a persistent dominance of warm-water taxa. Despite the MECO event could be defined as a warm oligotrophic interval, it still shows very dynamic cycles (Giorgioni *et al.*, 2019). At the onset of the MECO event, a reduction of *D. bisectus* and *Sphenolithus* (oligotrophic taxa) was associated with a sharp increase in the abundance of *C. floridanus* (eutrophic taxon), *Z. bijugatus*, and small *Reticulofenestra* (Figure 11). The MECO interval is then characterized by fluctuations in eutrophic and oligotrophic taxa (Figure 17), clearly linked to nutrient availability, in warmer SSTs, as suggested by the marked increases in *Discoaster* and *E. formosa*. A similar shift from oligotrophic to eutrophic conditions has also been identified at Alano Section (Luciani *et al.*, 2010; Toffanin *et al.*, 2011) and in the Southern Ocean (Villa *et al.*, 2014). After the MECO, the decreasing trend of warm-water taxa reflects the cooling trend that characterizes the middle late Eocene (Zachos *et al.*, 2008). Above the acme of the *C. erbae* and the subsequent collapse of this genus, the progressive decline of warm-water and oligotrophic taxa continued. Assemblages remained mostly characterized by warm-water taxa and were enriched with mesotrophic taxa linked to subsequent changes in the nutrient level up to the base of the range of *I. recurvus*. Increased abundances of species adapted to colder and medium-to-rich nutrient waters indicate a gradual cooling of SST that began at the base of the range of *I. recurvus*. The DEE marked the definitive prevalence of cool eu-mesotrophic forms. During the late Eocene the gradual reduction of the stratification of the water column (Tori *et al.*, 2008) and the cooling of SST seem to be the cause of the *Discoaster* crisis, which were deep dwellers taxa (Aubry, 1992). The interval spanning the EOT, and the Oi-1 event is characterized by a sudden turnover toward dominantly meso-eutrophic taxa (*Clausicoccus*, *D. scrippsae*, *R. dictyoda* and *C. pelagicus*), and an increase in abundance of *R. daviesii*, *Blackites* spp. and *Clausicoccus* spp. in response to changing SST and nutrient supply (Coccioni *et al.*, 2008; Villa *et al.*, 2008, 2014). Calcareous nannofossils show a significant reorganization of the assemblages with the replacement of the dominant genera, a gradual decrease in species diversity, a decrease in the abundance of warm-water taxa (*Discoaster* and *Sphenolithus*), and the collapse of oligotrophic taxa (*Cribrocentrum*, *R. umbilicus*, *Discoaster*, and *E. formosa*). All these changes seem to be mainly related to a gradual (step-by-step) eutrophication, environmental instability, and small changes of SST.

Thus, the high-resolution record of calcareous nannofossil reported here clearly suggests a loss of stratification, increased instability, and general eutrophication trend in the water column during this time interval. Nutrient enrichment shows a stable trend starting at ~37 Ma, therefore preceding the water cooling. This may mean that first there was a generalized loss of stratification in the water column and, later, a decrease of SST. All these changes could be related to an increase in seasonality, carbon cycle variability, and also to modification in oceanic circulation. Furthermore, the increased abundance of *Z. bijugatus* and *L. minutus*, known as shallow-water taxa, corroborates the sea level shallowing assumed by the increasing terrigenous/carbonate ratio interpreted from high MS values in the upper part of the section.

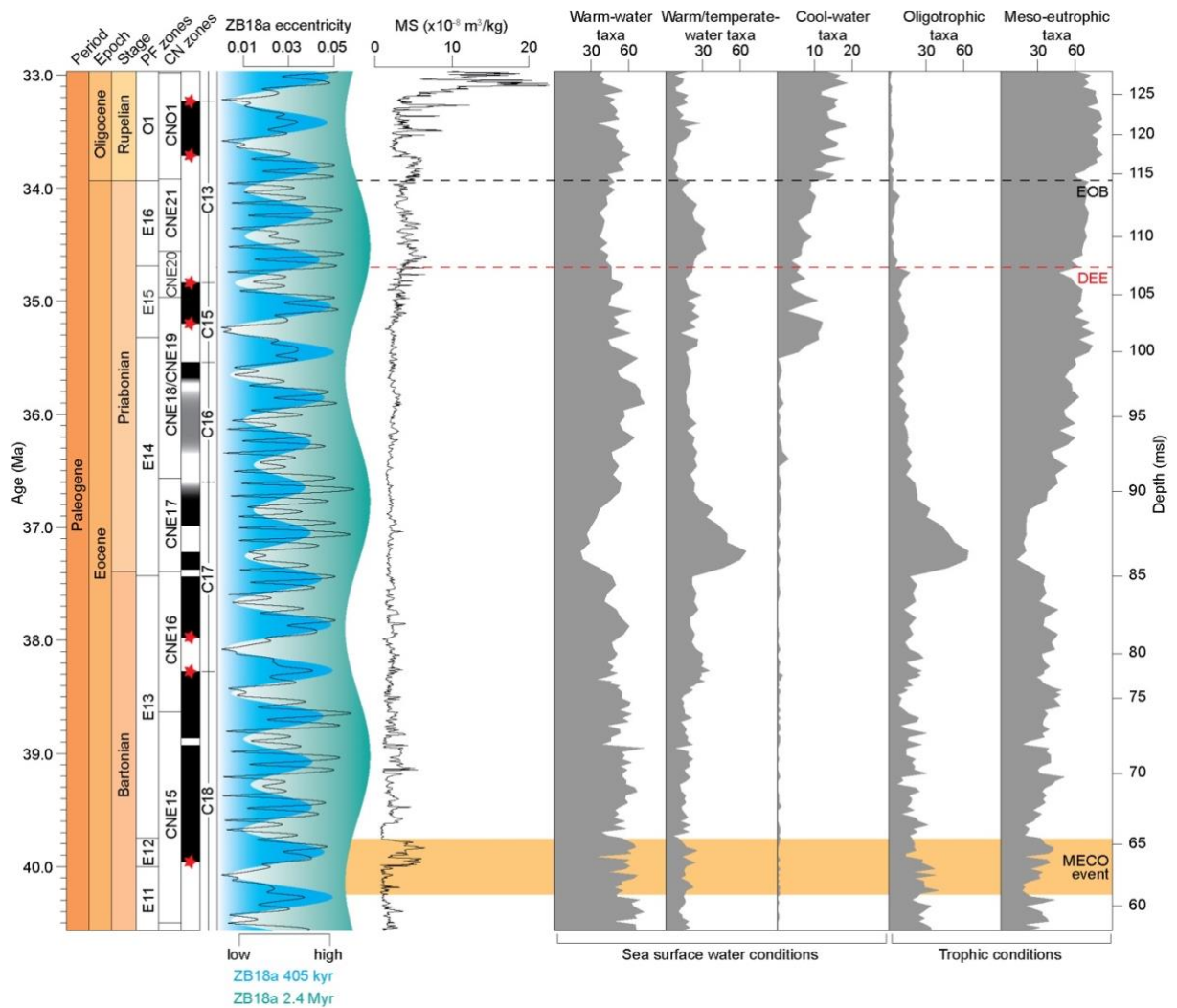


Figure 17 – Astrochronology time scale of the MCA Section established by 405 kyr tuning and groups of paleoenvironmentally significant calcareous nannofossils. From left to right: Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), magnetostratigraphic interpretation after Jovane *et al.*

al. (2013) with the most reliable magnetic polarity reversals indicated by red stars, ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) with the 405 kyr (blue area) and the 2.4 Myr (green area) components, MS record, and the relative abundance (%) of calcareous nannofossil groups (Table 2; Notice the scale difference for the cool-water taxa). Black and red horizontal dashed lines indicate the Eocene-Oligocene boundary (EOB) and the *Discoaster* extinction event (DEE), respectively. The orange interval indicates the MECO based on its stratigraphic constraint as proposed by Savian *et al.* (2014). Warm-water taxa comprehend *Sphenolithus* spp., *D. scrippsae*, *C. pelagicus*, and *Discoaster* spp.; warm/temperate-water taxa comprehend *E. formosa*, *D. bisectus*, *Z. bijugatus*, *Cribrrocentrum* spp., and *L. minutus*; cool water taxa comprehend *Blackites* spp., *C. protoannulus*, *R. daviesii*, *Clausicoccus* spp., and *Helicosphaera+Pontosphaera*; oligotrophic water taxa comprehend *Cribrrocentrum* spp., *C. eopelagicus*, *R. umbilicus*, *Discoaster* spp., *C. protoannula*, and *E. formosa*; and meso-eutrophic water taxa comprehend *Clausicoccus* spp., *D. scrippsae*, *R. dyctioda* group, *C. pelagicus*, *Blackites* spp., *L. minutus*, and *D. bisectus*.

2.1.6.4 Timing of the MECO event in the MCA Section

The MECO is recognized as one of the most rapid warming events of the Cenozoic, probably related to $p\text{CO}_2$ global changes (Bohaty & Zachos, 2003). Its duration was firstly estimated to last over than 600 kyr (Bohaty & Zachos, 2003), but the recently estimated duration decreased to about 500 kyr, with the peak warming lasting less than 100 kyr and placed around 40.0 Ma (Bohaty *et al.*, 2009). Savian *et al.* (2014) identified and placed the MECO event in the MCA Section between approximately 61.0 and 65.5 msl based on a multi-proxy study. Our age model allowed us to place this interval in time domain and compare it with other records in which MECO was identified. Based on the MECO constraint from Savian *et al.* (2014), together with our developed age model, we have been able to place the event approximately between 40.24 and 39.75 Ma (Figure 18), which supports the duration of about 500 kyr with peak warming occurred around 40.0 Ma. Besides, it consistently agrees with the recent placing of MECO event in the Neo-Tethys (Giorgioni *et al.*, 2019).

Our study also points out the importance of the orbital forcing influencing the MECO climate warming due to its coincidence with a node of the 405 kyr and 2.4 Myr

components of eccentricity, as firstly suggested by Westerhold & Röhl (2013). Giorgioni *et al.* (2019) already showed the same behavior in the Neo-Tethys, and here we demonstrate it again for the MCA Section (Figure 18). As discussed by Giorgioni *et al.* (2019), this orbital forcing could have enhanced the effects of the India-Asia collisional event in the Tethys (Jovane *et al.*, 2009; Najaman *et al.*, 2010), functioning as a trigger for climate warming and carbon cycle instability.

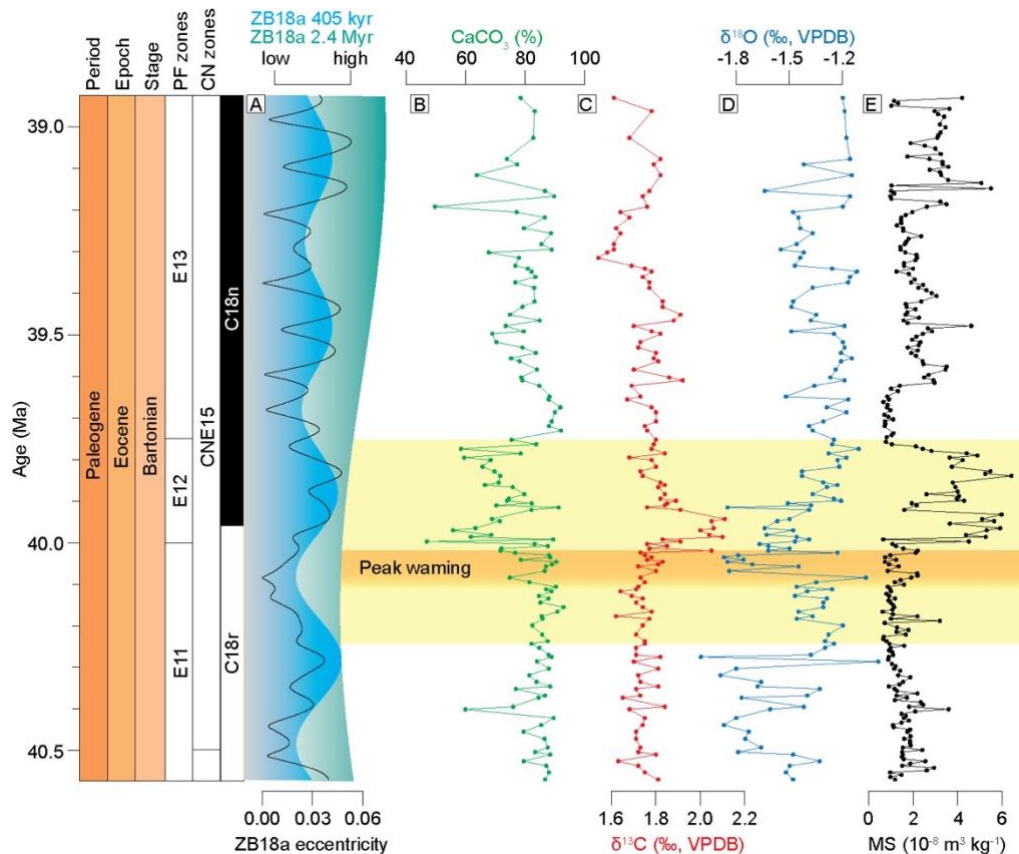


Figure 18 – The MECO event (yellow) at the MCA Section with peak warming defined as the negative $\delta^{18}\text{O}$ anomaly (orange). A) ZB18a astronomical solution (Zeebe & Lourens, 2019) with the 2.4 Myr and the 405 kyr cycles extracted by a Gaussian bandpass filter centered at $0.00042 \pm 0.00004 \text{ kyr}^{-1}$ and $0.002469 \pm 0.0006 \text{ kyr}^{-1}$, respectively; B-E) CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and MS data from Savian *et al.* (2014). Magnetostratigraphic interpretation is from Jovane *et al.* (2013). Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively.

2.1.7 Conclusions

Based on previous studies of correlated sections, marls and limestones at the MCA Section are inferred to have been deposited during warm/wet and cold/dry intervals, respectively. Together with magneto- and biostratigraphic tie points, we were able to construct a new high-resolution age model for the MCA Section, by tuning the minima in the identified long eccentricity cycle of the MS record to minima in the astronomical solution. Our orbitally tuned age model allowed us to place the base of the Priabonian stage in the MCA Section at ~37.4 Ma, based on the identification of the base of common *C. erbae*, and to independently confirm the base of the Rupelian stage at ~33.9 Ma, as previously suggested. We constrained the MECO event duration to be ~500 kyr with its peak warmth at ~40.0 Ma, coinciding with a minimum in the 2.4 Myr and 405 kyr eccentricity components, also corroborating previous studies. The developed age model also points out the necessity of revisiting the MCA magnetostratigraphy, particularly between chrons C18n to C15r. Calcareous nanofossil paleoenvironmentally significant groups allowed the identification of a gradual eutrophication with a dominance reversal from oligotrophic to eutrophic conditions at around 37 Ma. Assemblages show that nutrient enrichment preceded water cooling at the late Eocene, suggesting that, prior to the cooling, a loss of water column stratification took place. Furthermore, we strongly reinforce the need for a study within the EOT interval at the MCA Section with high-resolution isotopic records in order to constrain important events such as the Oi-1 based on isotopic signature. Despite these, the MCA is a continuous section in the hundreds of thousand years scale, spanning the late Eocene through the early Oligocene. Therefore, it has the potential to become instrumental in understanding major paleoceanographic and paleoclimatic changes during this interval, over important events such as the MECO and the EOT.

2.1.8 Acknowledgments

We thank the Paleomagnetic Laboratory of National Oceanography Centre Southampton (NOCS) for the use of equipment facilities. MK is supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – grant number 132076/2019-5). JFS is also supported by the CNPq (grant number 201508/2009-5) and Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do

Sul (FAPERGS – grant number 16/2551-0000213-4). SM and FT are supported by MIUR-PRIN (grant number 2007W9B2WE) and the University of Florence.

2.1.9 References

- Agnini, C., Backman, J., Boscolo-Galazzo, F., Condon, D.J., Fornaciari, E., Galeotti, S., Giusberti, L., Grandesso, P., Lanci, L., Luciani, V., Monechi, S., Muttoni, G., Pälike, H., Pampaloni, M.L., Papazzoni, C.A., Pearson, P.N., Pignatti, J., Silva, I.P., Raffi, I., Rio, D., Rook, L., Sahy, D., Spofforth, D.J.A., Stefani, C. & Wade, B.S. 2020. Proposal for the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Priabonian Stage (Eocene) at the Alano section (Italy). *Episodes*, <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020074>
- Agnini, C., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Lanci, L., Luciani, V., Muttoni, G., Palike, H., Rio, D., Spofforth, D.J.A. & Stefani, C. 2011. Integrated biomagnetostratigraphy of the Alano section (NE Italy): A proposal for defining the middle-late Eocene boundary. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 841–872. <https://doi.org/10.1130/B30158.1>
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälike, H., Backman, J. & Rio, D. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47: 131–181. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042>
- Allen, M.B. & Armstrong, H.A. 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 52–58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.04.021>
- Angori, E., Bernaola, G. & Monechi, S. 2007. Calcareous nannofossil assemblages and their response to the Paleocene-Eocene Thermal Maximum event at different latitudes: ODP Site 690 and Tethyan sections. *In: Large Ecosystem Perturbations: Causes and Consequences*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2424\(04\)](https://doi.org/10.1130/2007.2424(04))
- Aubry, M.-P. 1992. 13. Late Paleogene Calcareous Nannoplankton Evolution: A Tale of Climatic Deterioration. *In: Prothero, D.R. & Berggren, W.A. (Eds.). Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Princeton University Press, Princeton, p. 272–309. <https://doi.org/10.1515/9781400862924.272>

- Barker, P.F., Filippelli, G.M., Florindo, F., Martin, E.E. & Scher, H.D. 2007. Onset and role of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54: 2388–2398. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.07.028>
- Bohaty, S.M. & Zachos, J.C. 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31: 1017. <https://doi.org/10.1130/G19800.1>
- Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Florindo, F. & Delaney, M.L. 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography*, 24. <https://doi.org/10.1029/2008PA001676>
- Boulila, S., Vahlenkamp, M., De Vleeschouwer, D., Laskar, J., Yamamoto, Y., Pälike, H., Kirtland Turner, S., Sexton, P.F., Westerhold, T. & Röhl, U. 2018. Towards a robust and consistent middle Eocene astronomical timescale. *Earth and Planetary Science Letters*, 486: 94–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.01.003>
- Bown, P.R. & Young, J.R. 1998. Introduction — calcareous nannoplankton biology. In: Bown, P.R. (Ed.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Chapman and Hall, London, p. 1–15.
- Bralower, T.J. 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography*, 17: 13-1-13–12. <https://doi.org/10.1029/2001PA000662>
- Bukry, D. 1981. Pacific Coast Coccolith Stratigraphy between Point Conception and Cabo Corrientes, Deep Sea Drilling Project Leg 63. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 63*. U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.63.111.1981>
- Cande, S.C. & Kent, D. V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100: 6093–6095. <https://doi.org/10.1029/94JB03098>
- Carminati, E. & Doglioni, C. 2012. Alps vs. Apennines: The paradigm of a tectonically asymmetric Earth. *Earth-Science Reviews*, 112: 67–96. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.004>
- Coccioni, R., Marsili, A., Montanari, A., Bellanca, A., Neri, R., Bice, D.M., Brinkhuis, H., Church, N., Macalady, A., McDaniel, A., Deino, A., Lirer, F., Sprovieri, M., Maiorano, P., Monechi, S., Nini, C., Nocchi, M., Pross, J., Rochette, P., Sagnotti, L., Tateo, F., Touchard, Y., Van Simaey, S. & Williams, G.L. 2008. Integrated

- stratigraphy of the Oligocene pelagic sequence in the Umbria-Marche basin (northeastern Apennines, Italy): A potential Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Rupelian/Chattian boundary. *Bulletin of the Geological Society of America*, 120: 487–511. <https://doi.org/10.1130/B25988.1>
- Coccioni, R., Montanari, A., Bice, D., Brinkhuis, H., Deino, A., Frontalini, F., Lirer, F., Maiorano, P., Monechi, S., Pross, J., Rochette, P., Sagnotti, L., Sideri, M., Sprovieri, M., Tateo, F., Touchard, Y., Van Simaey, S. & Williams, G. 2018. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Chattian Stage (Paleogene System, Oligocene Series) at Monte Cagnero, Italy. *Episodes*, 41: 17–32. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/v41i1/018003>
- Coccioni, R., Sideri, M., Bancalà, G., Catanzariti, R., Frontalini, F., Jovane, L., Montanari, A. & Savian, J. 2013. Integrated stratigraphy (magneto-, bio- and chronostratigraphy) and geochronology of the Palaeogene pelagic succession of the Umbria–Marche Basin (central Italy). *Geological Society of London, Special Publications*, 373: 111–131. <https://doi.org/10.1144/SP373.4>
- Coxall, H.K., Wilson, P.A., Pälike, H., Lear, C.H. & Backman, J. 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433: 53–57. <https://doi.org/10.1038/nature03135>
- Davis, J.C. & Sampson, R.J. 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*, 2nd ed. New York, John Wiley & Sons.
- DeConto, R.M. & Pollard, D. 2003. Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric CO₂. *Nature*, 421: 245–249. <https://doi.org/10.1038/nature01290>
- Doglion, C. & Bosellini, A. 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geologische Rundschau*, 76: 735–754. <https://doi.org/10.1007/BF01821061>
- Dunkley Jones, T., Bown, P.R., Pearson, P.N., Wade, B.S., Coxall, H.K. & Lear, C.H. 2008. Major shifts in calcareous phytoplankton assemblages through the Eocene–Oligocene transition of Tanzania and their implications for low-latitude primary production. *Paleoceanography*, 23. <https://doi.org/10.1029/2008PA001640>
- Fioroni, C., Villa, G., Persico, D. & Jovane, L. 2015. Middle Eocene–Lower Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy and paleoceanographic implications from Site 711 (equatorial Indian Ocean). *Marine Micropaleontology*, 118: 50–62. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2015.06.001>

- Fornaciari, E., Agnini, C., Catanzariti, R., Rio, D., Bolla, E.M. & Valvasconi, E. 2010. Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition. *Stratigraphy*, 7: 229–264.
- Galeotti, S., DeConto, R., Naish, T., Stocchi, P., Florindo, F., Pagani, M., Barrett, P., Bohaty, S.M., Lanci, L., Pollard, D., Sandroni, S., Talarico, F.M. & Zachos, J.C. 2016. Antarctic Ice Sheet variability across the Eocene-Oligocene boundary climate transition. *Science*, 352: 76–80. <https://doi.org/10.1126/science.aab0669>
- Galeotti, S., Sahy, D., Agnini, C., Condon, D., Fornaciari, E., Francescone, F., Giusberti, L., Pälike, H., Spofforth, D.J.A. & Rio, D. 2019. Astrochronology and radio-isotopic dating of the Alano di Piave section (NE Italy), candidate GSSP for the Priabonian Stage (late Eocene). *Earth and Planetary Science Letters*, 525: 115746. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115746>
- Gardin, S. & Monechi, S. 1998. Palaeoecological change in middle to low latitude calcareous nannoplankton at the Cretaceous/Tertiary boundary. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169: 709–723.
- Gibbs, S.J., Bown, P.R., Sessa, J.A., Bralower, T.J. & Wilson, P.A. 2006. Nannoplankton Extinction and Origination Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 314: 1770–1773. <https://doi.org/10.1126/science.1133902>
- Giorgioni, M., Jovane, L., Rego, E.S., Rodelli, D., Frontalini, F., Coccioni, R., Catanzariti, R. & Özcan, E. 2019. Carbon cycle instability and orbital forcing during the Middle Eocene Climatic Optimum. *Scientific Reports*, 9: 9357. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45763-2>
- Gouhier, T.C., Grinsted, A. & Simko, V. 2019. R package biwavelet: Conduct Univariate and Bivariate Wavelet Analyses.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.
- Grinsted, A., Moore, J.C. & Jevrejeva, S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11: 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Guerrera, F., Monaco, P., Nocchi, M., Parisi, G., Franchi, R., Vannucci, S. & Giovanninni, G. 1988. La Scaglia Variegata Eocenica nella sezione di Monte Cagnero (bacino marchigiano interno): studio litostratigrafico, petrografico e biostratigrafico. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 81–99.

- Hammer, Ø., Harper, D.A.T. & Ryan, P.D. 2001. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4.
- Haq, B.U. & Lohmann, G.P. 1976. Early Cenozoic calcareous nannoplankton biogeography of the Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 1: 119–194. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(76\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0377-8398(76)90008-6)
- Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., Beu, A.G., Boyes, A.F., Cooper, R.A., Krijgsman, W., Ogg, J.G., Piller, W.E. & Wilson, D.S. 2012. The Neogene Period. *In: The Geologic Time Scale*. Elsevier, p. 923–978. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00029-9>
- Hinnov, L.A. 2013. Cyclostratigraphy and its revolutionizing applications in the earth and planetary sciences. *Geological Society of America Bulletin*, 125: 1703–1734. <https://doi.org/10.1130/B30934.1>
- Hinnov, L.A. 2018. Astronomical metronome of geological consequence. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115: 6104–6106. <https://doi.org/10.1073/pnas.1807020115>
- Hyland, E., Murphy, B., Varela, P., Marks, K., Colwell, L., Tori, F., Monechi, S., Cleaveland, L., Brinkhuis, H., van Mourik, C.A., Coccioni, R., Bice, D. & Montanari, A. 2009. Integrated stratigraphic and astrochronologic calibration of the Eocene-Oligocene transition in the Monte Cagnero section (northeastern Apennines, Italy): A potential parastratotype for the Massignano global stratotype section and point (GSSP). *In: The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America, p. 303–322. [https://doi.org/10.1130/2009.2452\(19\)](https://doi.org/10.1130/2009.2452(19))
- Jones, A.P., Dunkley Jones, T., Coxall, H., Pearson, P.N., Nala, D. & Hoggett, M. 2019. Low-Latitude Calcareous Nannofossil Response in the Indo-Pacific Warm Pool Across the Eocene-Oligocene Transition of Java, Indonesia. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34: 1833–1847. <https://doi.org/10.1029/2019PA003597>
- Jovane, L., Coccioni, R., Marsili, A. & Acton, G. 2009. The late Eocene greenhouse-icehouse transition: Observations from the Massignano global stratotype section and point (GSSP). *In: The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2009.2452\(10\)](https://doi.org/10.1130/2009.2452(10))
- Jovane, L., Florindo, F., Coccioni, R., Dinares-Turell, J., Marsili, A., Monechi, S., Roberts, A.P. & Sprovieri, M. 2007a. The middle Eocene climatic optimum event in the Contessa Highway section, Umbrian Apennines, Italy. *Geological Society of America Bulletin*, 119: 413–427. <https://doi.org/10.1130/B25917.1>

- Jovane, L., Florindo, F., Sprovieri, M. & Pälike, H. 2006. Astronomic calibration of the late Eocene/early Oligocene Massignano section (central Italy). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7. <https://doi.org/10.1029/2005GC001195>
- Jovane, L., Savian, J.F., Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Catanzariti, R., Luciani, V., Bohaty, S.M., Wilson, P.A. & Florindo, F. 2013. Integrated magnetobiostratigraphy of the middle Eocene–lower Oligocene interval from the Monte Cagnero section, central Italy. *Geological Society of London, Special Publications*, 373: 79–95. <https://doi.org/10.1144/SP373.13>
- Jovane, L., Sprovieri, M., Coccioni, R., Florindo, F., Marsili, A. & Laskar, J. 2010. Astronomical calibration of the middle Eocene Contessa Highway section (Gubbio, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 298: 77–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.027>
- Jovane, L., Sprovieri, M., Florindo, F., Acton, G., Coccioni, R., Dall’Antonia, B. & Dinarès-Turell, J. 2007b. Eocene-Oligocene paleoceanographic changes in the stratotype section, Massignano, Italy: Clues from rock magnetism and stable isotopes. *Journal of Geophysical Research*, 112: B11101. <https://doi.org/10.1029/2007JB004963>
- Kennett, J.P. 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82: 3843–3860. <https://doi.org/10.1029/JC082i027p03843>
- Kennett, J.P. & Exon, N.F. 2004. *Paleoceanographic evolution of the Tasmanian Seaway and its climatic implications*. p. 345–367. <https://doi.org/10.1029/151GM19>
- Kodama, K.P. & Hinnov, L.A. 2014. *Rock Magnetic Cyclostratigraphy*. Oxford, John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118561294>
- Kotov, S. & Pälike, H. 2018. QAnalySeries – a cross-platform time series tuning and analysis tool. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/essoar.10500226.1>
- Ladant, J.-B., Donnadiou, Y., Lefebvre, V. & Dumas, C. 2014. The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition. *Paleoceanography*, 29: 810–823. <https://doi.org/10.1002/2013PA002593>
- Laskar, J., Fienga, A., Gastineau, M. & Manche, H. 2011a. La2010: a new orbital solution for the long-term motion of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 532: A89. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201116836>

- Laskar, J., Gastineau, M., Delisle, J.-B., Farrés, A. & Fienga, A. 2011b. Strong chaos induced by close encounters with Ceres and Vesta. *Astronomy & Astrophysics*, 532: L4. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201117504>
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M. & Levrard, B. 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 428: 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Lear, C.H., Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K. & Rosenthal, Y. 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36: 251. <https://doi.org/10.1130/G24584A.1>
- Li, M., Hinnov, L. & Kump, L. 2019b. Acycle: Time-series analysis software for paleoclimate research and education. *Computers & Geosciences*, 127: 12–22. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.02.011>
- Li, M., Huang, C., Ogg, J., Zhang, Y., Hinnov, L., Wu, H., Chen, Z.-Q. & Zou, Z. 2019a. Paleoclimate proxies for cyclostratigraphy: Comparative analysis using a Lower Triassic marine section in South China. *Earth-Science Reviews*, 189: 125–146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.011>
- 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*, 435: 1083–1087. <https://doi.org/10.1038/nature03814>
- Luciani, V., Giusberti, L., Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Spofforth, D.J.A. & Pälike, H. 2010. Ecological and evolutionary response of Tethyan planktonic foraminifera to the middle Eocene climatic optimum (MECO) from the Alano section (NE Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292: 82–95. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.029>
- Maiorano, P. & Monechi, S. 2006. Early to Late Oligocene calcareous nannofossil bioevents in the Mediterranean (Umbria-Marche basin, central Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 112: 261–273.
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.). *Proceedings of the 2nd International Conference on Planktonic Microfossils Roma*. Rome, Edizione Tecnoscienza, p. 739–785.
- Messaoud, J.H., Thibault, N., Yaich, C., Monkenbusch, J., Omar, H., Jemai, H.F. Ben & Watkins, D.K. 2020. The Eocene-Oligocene Transition in the South-Western Neo-Tethys (Tunisia): Astronomical Calibration and Paleoenvironmental

- Changes. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35.
<https://doi.org/10.1029/2020PA003887>
- Meyers, S.R. 2014. Astrochron: An R Package for Astrochronology.
- Monechi, S. 1986. Calcareous nannofossil events around the Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian Apennines (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57: 61–69. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90006-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90006-4)
- Monechi, S., Buccianti, A. & Gardin, S. 2000. Biotic signals from nannoflora across the iridium anomaly in the upper Eocene of the Massignano section: evidence from statistical analysis. *Marine Micropaleontology*, 39: 219–237.
[https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(00\)00022-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(00)00022-0)
- Najman, Y., Appel, E., Boudagher-Fadel, M., Bown, P., Carter, A., Garzanti, E., Godin, L., Han, J., Liebke, U., Oliver, G., Parrish, R. & Vezzoli, G. 2010. Timing of India-Asia collision: Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research*, 115: B12416.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007673>
- Nyerges, A., Kocsis, Á.T. & Pálffy, J. 2020. Changes in calcareous nannoplankton assemblages around the Eocene-Oligocene climate transition in the Hungarian Palaeogene Basin (Central Paratethys). *Historical Biology*, 1–14.
<https://doi.org/10.1080/08912963.2019.1705295>
- Ogg, J.G. 2012. Geomagnetic Polarity Time Scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, James G., Schmitz, M.D. & Ogg, G.M. (Eds.). *The Geologic Time Scale*. Elsevier, p. 85–113. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00005-6>
- Ogg, J.G. 2020. Geomagnetic Polarity Time Scale. In: *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, p. 159–192. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00005-X>
- Ogg, J.G. & Smith, A.G. 2004. The geomagnetic polarity time scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (Eds.). *A Geologic Timescale*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 63–86.
- Okada, H. & Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5: 321–325. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X)
- Pälike, H., Lyle, M.W., Nishi, H., Raffi, I., Ridgwell, A., Gamage, K., Klaus, A., Acton, G., Anderson, L., Backman, J., Baldauf, J., Beltran, C., Bohaty, S.M., Bown, P., Busch, W., Channell, J.E.T., Chun, C.O.J., Delaney, M., Dewangan, P., Dunkley

- Jones, T., Edgar, K.M., Evans, H., Fitch, P., Foster, G.L., Gussone, N., Hasegawa, H., Hathorne, E.C., Hayashi, H., Herrle, J.O., Holbourn, A., Hovan, S., Hyeong, K., Iijima, K., Ito, T., Kamikuri, S., Kimoto, K., Kuroda, J., Leon-Rodriguez, L., Malinverno, A., Moore Jr, T.C., Murphy, B.H., Murphy, D.P., Nakamura, H., Ogane, K., Ohneiser, C., Richter, C., Robinson, R., Rohling, E.J., Romero, O., Sawada, K., Scher, H., Schneider, L., Sluijs, A., Takata, H., Tian, J., Tsujimoto, A., Wade, B.S., Westerhold, T., Wilkens, R., Williams, T., Wilson, P.A., Yamamoto, Y., Yamamoto, S., Yamazaki, T. & Zeebe, R.E. 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature*, 488: 609–614. <https://doi.org/10.1038/nature11360>
- Pälike, H., Norris, R.D., Herrle, J.O., Wilson, P.A., Coxall, H.K., Lear, C.H., Shackleton, N.J., Tripathi, A.K. & Wade, B.S. 2006. The Heartbeat of the Oligocene Climate System. *Science*, 314: 1894–1898. <https://doi.org/10.1126/science.1133822>
- Parisi, G., Guerrera, F., Madile, M., Magnoni, G., Monaco, P., Monechi, S. & Nocchi, M. 1988. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil and foraminiferal biostratigraphy in the Monte Cagnero section, Piobbico (Italy). *In: Premoli Silva, I., Coccioni, R. & Montanari, A. (Eds.). The Eocene/Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*. Ancona, International Subcommittee on Paleogene Stratigraphy.
- Persico, D. & Villa, G. 2004. Eocene–Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, 52: 153–179. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.05.002>
- Premoli Silva, I. & Jenkins, D.G. 1993. Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype. *Episodes*, 16: 379–382.
- Röhl, U., Norris, R.D. & Ogg, J.G. 2003. Cyclostratigraphy of upper Paleocene and lower Eocene sediments at Blake Nose Site 1051 (western North Atlantic). *In: Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2369-8.567>
- Röhl, U., Ogg, J.G., Geib, T.L. & Wefer, G. 2001. Astronomical calibration of the Danian time scale. *Geological Society of London, Special Publications*, 183: 163–183. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.183.01.09>
- Savian, J.F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R.I.F., Coccioni, R., Bohaty, S.M., Wilson, P.A., Florindo, F., Roberts, A.P., Catanzariti, R. & Iacoviello, F. 2014.

- Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414: 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.08.009>
- Schneider, L.J., Bralower, T.J. & Kump, L.R. 2011. Response of nanoplankton to early Eocene ocean de-stratification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310: 152–162. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.06.018>
- Sluijs, A., Zeebe, R.E., Bijl, P.K. & Bohaty, S.M. 2013. A middle Eocene carbon cycle conundrum. *Nature Geoscience*, 6: 429–434. <https://doi.org/10.1038/ngeo1807>
- Speijer, R.P., Pälike, H., Hollis, C.J., Hooker, J.J. & Ogg, J.G. 2020. The Paleogene Period. In: *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, p. 1087–1140. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0>
- Thomson, D.J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*, 70: 1055–1096. <https://doi.org/10.1109/PROC.1982.12433>
- Toffanin, F., Agnini, C., Fornaciari, E., Rio, D., Giusberti, L., Luciani, V., Spofforth, D.J.A. & Pälike, H. 2011. Changes in calcareous nannofossil assemblages during the Middle Eocene Climatic Optimum: Clues from the central-western Tethys (Alano section, NE Italy). *Marine Micropaleontology*, 81: 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2011.07.002>
- Tori, F. 2008. *Variabilità climatica e ciclicità nell'intervallo Eocene Oligocene: dati dai nannofossili calcarei*. University of Florence.
- Tori, F., Monechi, S., Peck, V.L. & Riesselman, C.R. 2008. Multi-proxy sea surface temperature reconstructions from the late Eocene-early Oligocene, Walvis Ridge. Evidence for precursory cooling ~1 million years prior to Oi-1?. In: *33rd International Geological Congress 2008*. Oslo, Norwegian Academy of Science and Letters, p. 3283.
- Torrence, C. & Compo, G.P. 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79: 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)
- Tremolada, F. & Bralower, T.J. 2004. Nannofossil assemblage fluctuations during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at Sites 213 (Indian Ocean) and 401 (North Atlantic Ocean): palaeoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, 52: 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.002>

- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S. & Persico, D. 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology*, 69: 173–192. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.07.006>
- Villa, G., Fioroni, C., Persico, D., Roberts, A.P. & Florindo, F. 2014. Middle Eocene to Late Oligocene Antarctic glaciation/deglaciation and Southern Ocean productivity. *Paleoceanography*, 29: 223–237. <https://doi.org/10.1002/2013PA002518>
- Villa, G. & Persico, D. 2006. Late Oligocene climatic changes: Evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231: 110–119. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.07.028>
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. & Pälike, H. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104: 111–142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.003>
- Wei, W., Villa, G. & Wise, S.W.J. 1992. Paleooceanographic Implications of Eocene–Oligocene Calcareous Nannofossils from Sites 711 and 748 in the Indian Ocean. *In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, 120 Scientific Results*. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.120.199.1992>
- Wei, W. & Wise, S.W. 1990. Biogeographic gradients of middle Eocene–Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79: 29–61. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90104-F](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90104-F)
- Westerhold, T., Marwan, N., Drury, A.J., Liebrand, D., Agnini, C., Anagnostou, E., Barnet, J.S.K., Bohaty, S.M., De Vleeschouwer, D., Florindo, F., Frederichs, T., Hodell, D.A., Holbourn, A.E., Kroon, D., Lauretano, V., Littler, K., Lourens, L.J., Lyle, M., Pälike, H., Röhl, U., Tian, J., Wilkens, R.H., Wilson, P.A. & Zachos, J.C. 2020. An astronomically dated record of Earth’s climate and its predictability over the last 66 million years. *Science*, 369: 1383–1387. <https://doi.org/10.1126/science.aba6853>
- Westerhold, T. & Röhl, U. 2013. Orbital pacing of Eocene climate during the Middle Eocene Climate Optimum and the chron C19r event: Missing link found in the tropical western Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14: 4811–4825. <https://doi.org/10.1002/ggge.20293>

- Westerhold, T., Röhl, U., Frederichs, T., Bohaty, S.M. & Zachos, J.C. 2015. Astronomical calibration of the geological timescale: closing the middle Eocene gap. *Climate of the Past*, 11: 1181–1195. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1181-2015>
- Westerhold, T., Röhl, U., Laskar, J., Raffi, I., Bowles, J., Lourens, L.J. & Zachos, J.C. 2007. On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events: Implications from the Ocean Drilling Program Leg 208 Walvis Ridge depth transect. *Paleoceanography*, 22. <https://doi.org/10.1029/2006PA001322>
- Westerhold, T., Röhl, U., Pälike, H., Wilkens, R., Wilson, P.A. & Acton, G. 2014. Orbitally tuned timescale and astronomical forcing in the middle Eocene to early Oligocene. *Climate of the Past*, 10: 955–973. <https://doi.org/10.5194/cp-10-955-2014>
- Zachos, J.C., Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283. <https://doi.org/10.1038/nature06588>
- Zachos, J.C., Quinn, T.M. & Salamy, K.A. 1996. High-resolution (104 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 11: 251–266.
- Zeebe, R.E. 2017. Numerical Solutions for the Orbital Motion of the Solar System over the Past 100 Myr: Limits and New Results. *The Astronomical Journal*, 154: 193. <https://doi.org/10.3847/1538-3881/aa8cce>
- Zeebe, R.E. & Lourens, L.J. 2019. Solar System chaos and the Paleocene–Eocene boundary age constrained by geology and astronomy. *Science*, 365: 926–929. <https://doi.org/10.1126/science.aax0612>

2.2 SUPPLEMENTARY MATERIAL ON: ORBITAL TUNING FOR THE MIDDLE EOCENE TO EARLY OLIGOCENE MONTE CAGNERO SECTION (CENTRAL ITALY): PALEOENVIRONMENTAL AND PALEOCLIMATIC IMPLICATIONS

Marcus V. L. Kochhann^{1,*}, Jairo F. Savian², Flavia Tori³, Rita Catanzariti⁴, Rodolfo Coccioni⁵, Fabrizio Frontalini⁶, Luigi Jovane⁷, Fabio Florindo⁸, Simonetta Monechi^{3,9}

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

²Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, 91501-970, Porto Alegre, Brazil

³Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Via la Pira 4, I-50121, Firenze, Italy

⁴Istituto di Geoscienze e Georisorse, Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), 56124, Pisa, Italy

⁵Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029, Urbino, Italy

⁶Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino “Carlo Bo”, Campus Scientifico, Località Crocicchia, 61029, Urbino, Italy

⁷Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica, Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, Praça do Oceanográfico 191, 05508-120, São Paulo, Brazil

⁸Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Via di Vigna Murata 605, 00143, Roma, Italy

⁹Institute for Climate Change Solutions, 61040, Frontone, Italy

*corresponding author: Marcus Vinicius Lermen Kochhann (marcus.kochhann@ufrgs.br)

The supplementary material contains 6 figures, 2 tables, and a supplementary text on calcareous nannofossil events. Figures 19 and 20 display the antiphase relation between magnetic susceptibility (MS) and CaCO₃ content. Figures 21 and 22 show the results of the complementary cluster analysis on the calcareous nannofossil dataset. Figure 23 shows the MTM power spectrum of the MS record on the stratigraphic domain. Figures 24 and 25 show the relative abundances of calcareous nannofossil

assemblages and paleoecological groups against depth. Table 6 gives magnetochrons boundaries positions and ages. Table 7 shows the astronomical calibration for the Monte Cagnero section between 58 and 128 meter stratigraphic level (msl) and the resulting sedimentation rate.

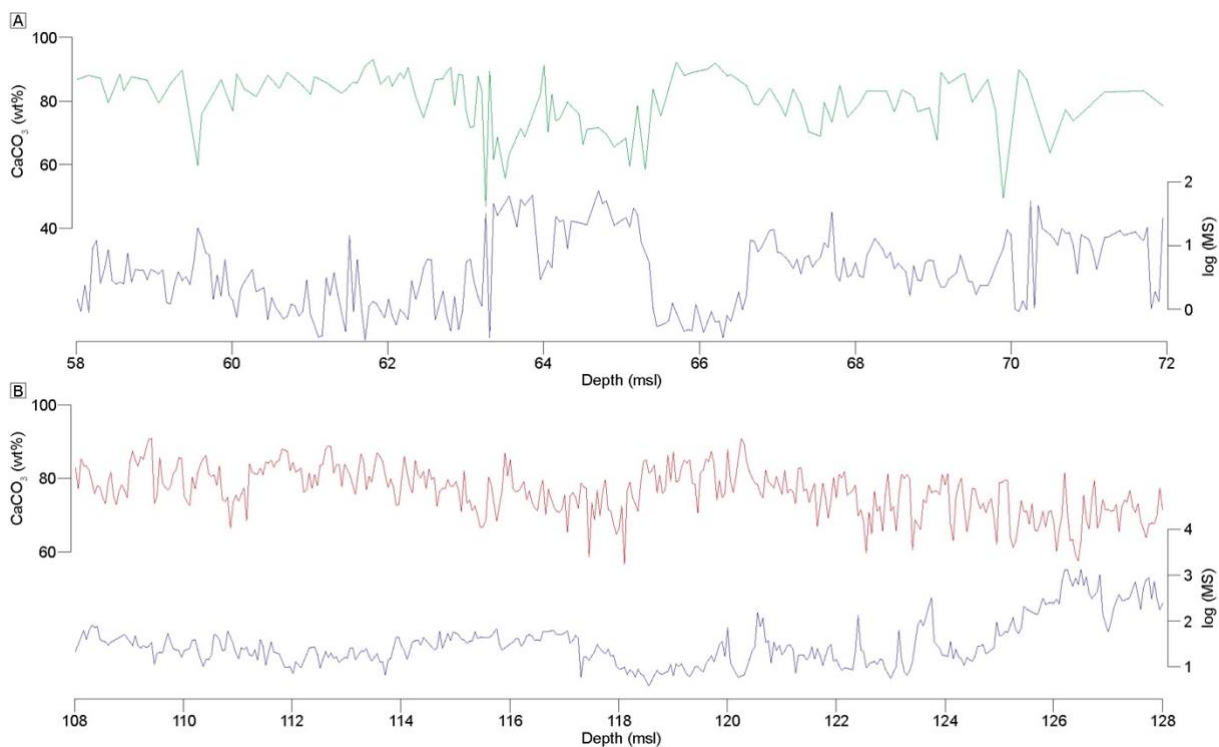


Figure 19 – MS from this study against CaCO₃ from Savian *et al.* (2014; green) and Hyland *et al.* (2009; red) for the interval between A) 58 to 72 msl and B) 108 to 128 msl. MS was log-transformed and then MS and CaCO₃ records were linearly interpolated to a 5 cm sampling rate.

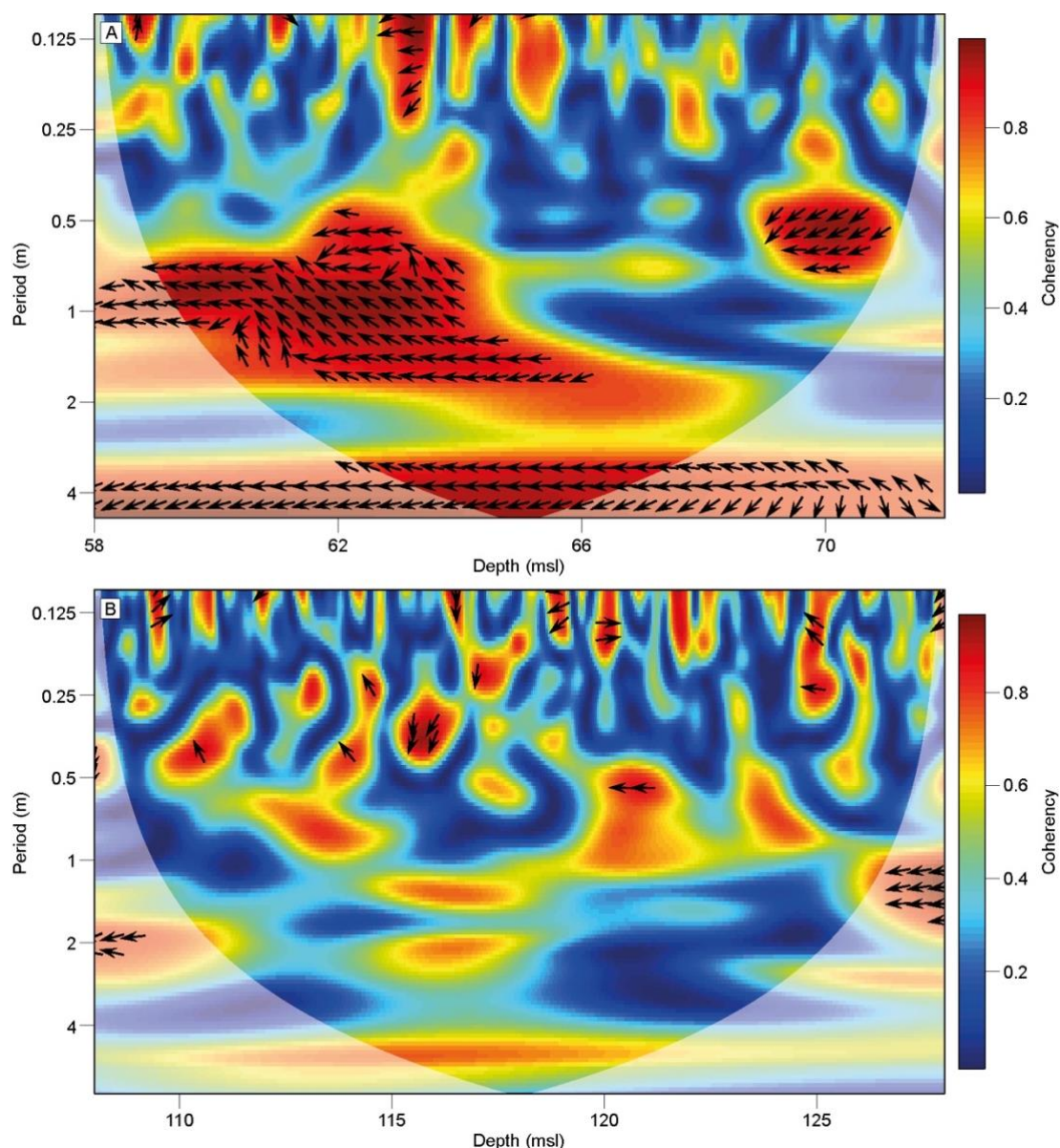


Figure 20 – Cross wavelet coherence and phase between MS and CaCO₃ records. A) Cross wavelet coherence and phase between MS and CaCO₃ for the interval between 58 to 72 msl, referent to time-series from Figure 19A; B) Cross wavelet coherence and phase between MS and CaCO₃ for the interval between 108 to 128 msl, referent to time-series from Figure 19B. The analyses were calculated using the R-package “biwavelet” (Gouhier *et al.*, 2019), based on the Grinsted *et al.* (2004) script for MATLAB. Arrows point right when CaCO₃ is in-phase with MS, left when CaCO₃ is anti-phase with MS, down when CaCO₃ lags MS, and up when CaCO₃ leads MS.

Detailed comments on calcareous nannofossil events

The base (B) of *D. bisectus* was recognized at 58.62 msl, this event is distinct and marks the inception of the CNE15 Zone. The distribution of this species seems to be geographically controlled (Wei & Wise, 1990; Villa *et al.*, 2008), but its appearance was synchronous across middle to low latitude settings (Fornaciari *et al.*, 2010).

The top (T) of *S. obtusus* was detected at 74.12 msl, where the base of the CNE16 Zone was set. The event proved to be synchronous between the central Tethys and the Western Atlantic (Fornaciari *et al.*, 2010).

The interval of common occurrence (Bc to Tc) of *C. erbae* allowed the identification of the base of CNE17 Zone at 85.25 msl and the base of CN18 Zone at 90.75 msl. These events seem to have been synchronous between Atlantic and Mediterranean areas (Fornaciari *et al.*, 2010).

The base of common occurrence (Bc) of *I. recurvus* was observed at 100 msl and defines the base of the undifferentiated Zone NP19-20 and CP15b Zone. This horizon is not easily identifiable, since high-resolution studies have reported a discontinuous distribution in the lower part of its range with initial temporary and short-lived occurrence, followed by an absence interval prior to the continuous occurrence (Agnini *et al.* 2014 and reference therein). In the studied section, the continuous presence of *I. recurvus* was observed from 100 msl with an abundance that only occasionally exceeds 2%.

The top (T) of *C. reticulatum* defines the Base of CNE20 and it was identified at 104.50 msl.

The top (T) of *Discoaster barbadiensis* and *D. saipanensis* are the markers of the base of Zone CP16a, the last being the marker of the base of CNE21 and NP21 Zones, and they were identified at 107.50 and 108.50 msl, respectively. A drastic decrease of all discoasterids slightly precedes the top of *D. barbadiensis*. The disappearance of the rosette-shaped *Discoasters* is considered diachronous between high and low-medium latitudes (Backman, 1987; Wei *et al.*, 1992; Berggren *et al.*, 1995; Marino & Flores, 2002, Fioroni *et al.* 2012).

The base of the common occurrence (Bc) of *C. subdistichus* > 5.5 μm , marker of the base of CNO1 Zone, and the cross-over (X) of *C. subdistichus* >/< 5.5 μm occurred around the EOT. It was possible to identify both of these two important biohorizons referable to *Clausicoccus*: Bc *C. subdistichus* > 5.5 μm at 114.25 msl and the X *C. subdistichus* >/< 5.5 μm at 115.25 msl. Due to the difficulty of distinguishing

the various specimens of *Clausicoccus* (*C. fenestratus*, *C. obrutus*, *C. subdistichus*) under the optical microscope (Bukry, 1973) due mainly to poorly preserved material, and considering *C. obrutus* as a synonym of *C. subdistichus* (<http://www.mikrotax.org/Nannotax3>), we propose the use of the size limit of 5.5 μm to subdivide *C. subdistichus* into two classes and keep the literature consistency. The *Clausicoccus* acme end (AE) was proposed as a marker event by Bukry (1973) and Okada & Bukry (1980) for the base of the Subzone CP16b. Bukry (1973) used *C. subdistichus* s.l. as a marker, referring to the total number of *Clausicoccus* normally present in this range (*C. subdistichus*, *C. obrutus*, and *C. fenestratus*). Due to the scarcity of *C. subdistichus* in the Umbria-Marche succession (Premoli Silva *et al.*, 1988) and to better define the horizon, the use of the acme (A) of *C. obrutus* was first proposed as a substitute event by Madile & Monechi (1985) and Monechi (1986), and then Backman (1987) suggested the use of the first rise in abundance (FO) of *C. obrutus*. Thus, the crossover of *C. subdistichus* $>/< 5,5 \mu\text{m}$ can be correlated to the AE of *Clausicoccus*, proposed by Okada & Bukry (1980) as a marker of the base of CP16b. The Base (B) of *C. altus* was observed at 125.25 msl. The occurrence of this taxon is continuous though very rare. The B *C. altus* falls in the upper part of CNO1 Zone in agreement with Site 1263 (Bordiga *et al.*, 2015), in the NE Atlantic (de Kaenel & Villa, 1996), and at high latitudes (Persico & Villa, 2004; Villa *et al.*, 2008).

The top (T) of *E. 111ormosa*, marker of the base of CNE22 and NP 22 Zones, was observed at 127.50 msl. The taxon becomes very rare starting from 126.50 msl, but its presence is continuous until its disappearance. This event is a primary marker, well distinguishable, and rather synchronous in middle and low latitudes, where it was observed in the upper part of the C13n or the basal part of the C12r (Madile & Monechi, 1991; Berggren *et al.*, 1995; Marino & Flores, 2002). On the other hand, the same event is strongly diachronous in high latitude sites, where it was observed within the middle Eocene (Wei & Thierstein, 1991; Aubry, 1992; Pospichal *et al.*, 1992).

Cluster analysis of calcareous nannofossil data

We performed a cluster analysis on the prepared calcareous nannofossil data to have an independent result from the PCA analysis. As for PCA analysis, cluster analysis was performed on the matrix looking first at the studied samples (Figure 21) and then on the transposed matrix looking at the selected taxa (Figure 22). The cluster analysis allows us to identify “natural groups” of samples and taxa and points out similar results to those of the PCA analysis. Hierarchical cluster analysis of the investigated samples tends to create four groups that mainly reflect different time intervals (Figure 21), being blue and red samples correlated with the middle and upper Eocene, and pink and green samples correlated with the EOB and lower Oligocene, respectively.

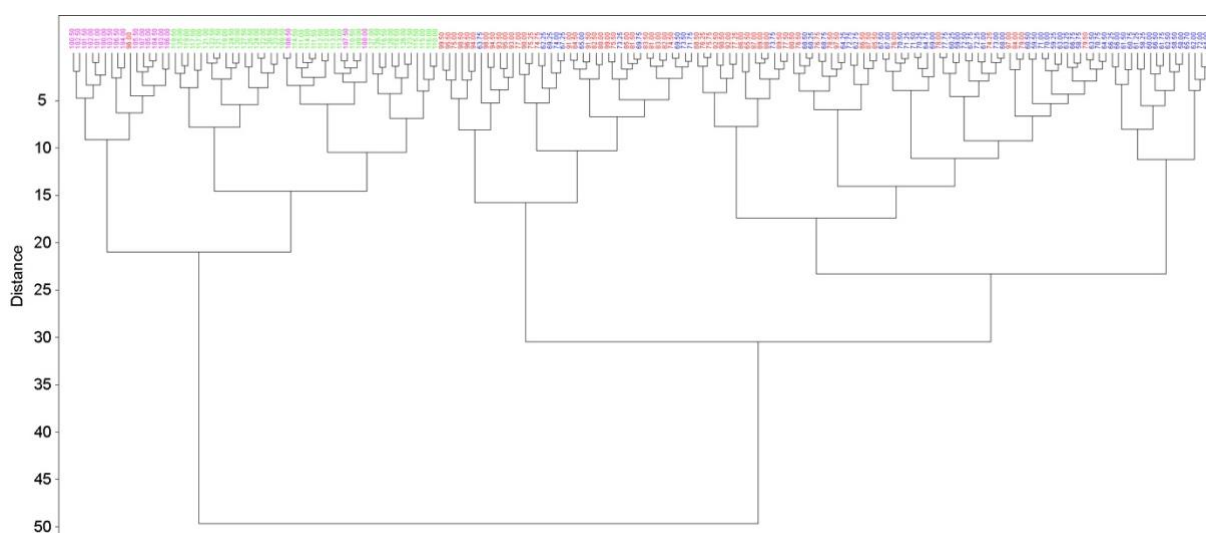


Figure 21 – Cluster analysis on the Q mode matrix using Ward's method algorithm.

Two main groups of taxa at different similarity levels were identified in the cluster analysis result of the transposed matrix (Figure 22). These two groups, in agreement with data from the literature, can be related to temperature preference: cool- and warm/temperate-water taxa. Moreover, within these two groups, it is possible to recognize a further subdivision that is linked not only to temperature but also to trophic preference: a group of warm/temperate-water and oligotrophic taxa (*Discoaster* spp., *Cribracentrum* spp., *E. formosa*, and *R. umbilicus*) and a group of warm/temperate-water and meso-eutrophic taxa (*C. pelagicus*, *Sphenolithus* spp., *L. minutus*, *Z. bijugatus*, *D. scrippsae*, and *D. bisectus*). The latter group is characterized by taxa that are the major constituent of the calcareous nannofossil assemblage at middle latitude for the upper Eocene and lower Oligocene interval. At different similarity levels, we identified the subgroup composed of *L. minutus* and *Z. bijugatus* that are considered

nearshore and/or shallow-water taxa. Among the cooler taxa, we highlight the subgroup of *Clausicoccus* spp. and *Blackites* spp. that have meso-eutrophic preferences. The other taxa of the cool-water group are either not dependent on nutrients (*R. daviesii*), slightly oligotrophic (*C. protoannulus* and *C. eopelagicus*), or not significantly related to cool-water (*R. dictyoda*), and in fact, it is not among the cool-water taxa based on the PCA analysis (Table 2 in the main text).

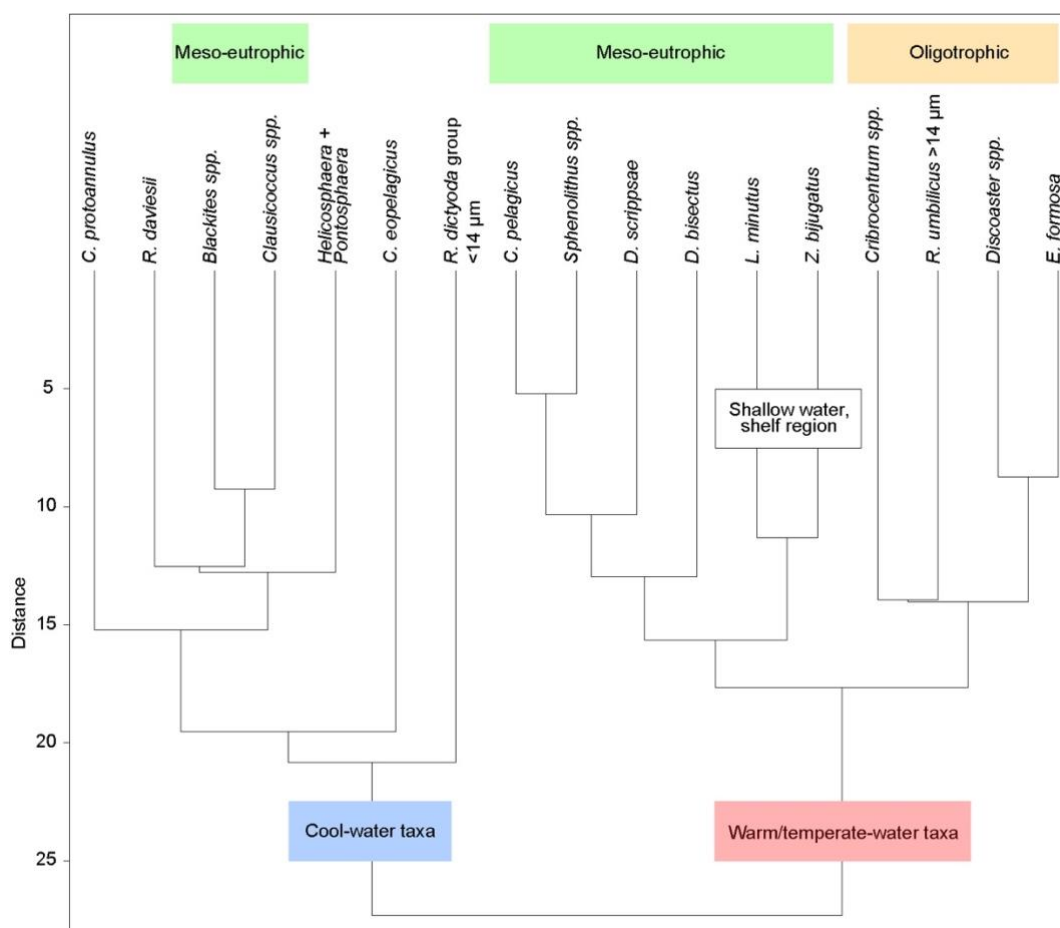


Figure 22 – Cluster analysis on the transposed matrix using the paired group algorithm and Euclidian distance.

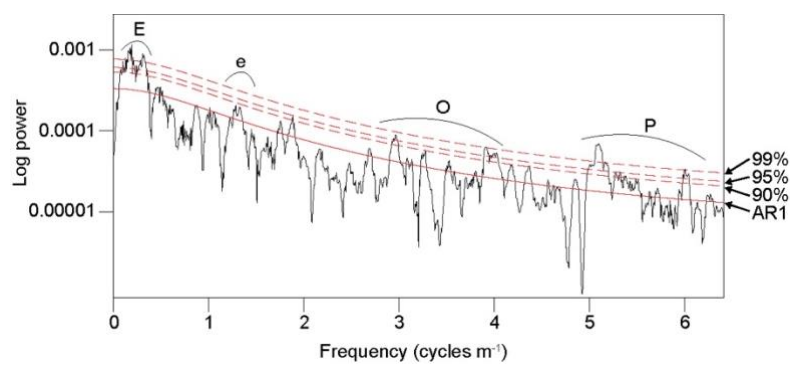


Figure 23 – MTM power spectrum of the MS record on the stratigraphic domain with the estimated noise and confidence levels. Long- and short-eccentricity, obliquity, and precession are labeled as E, e, O, and P, respectively.

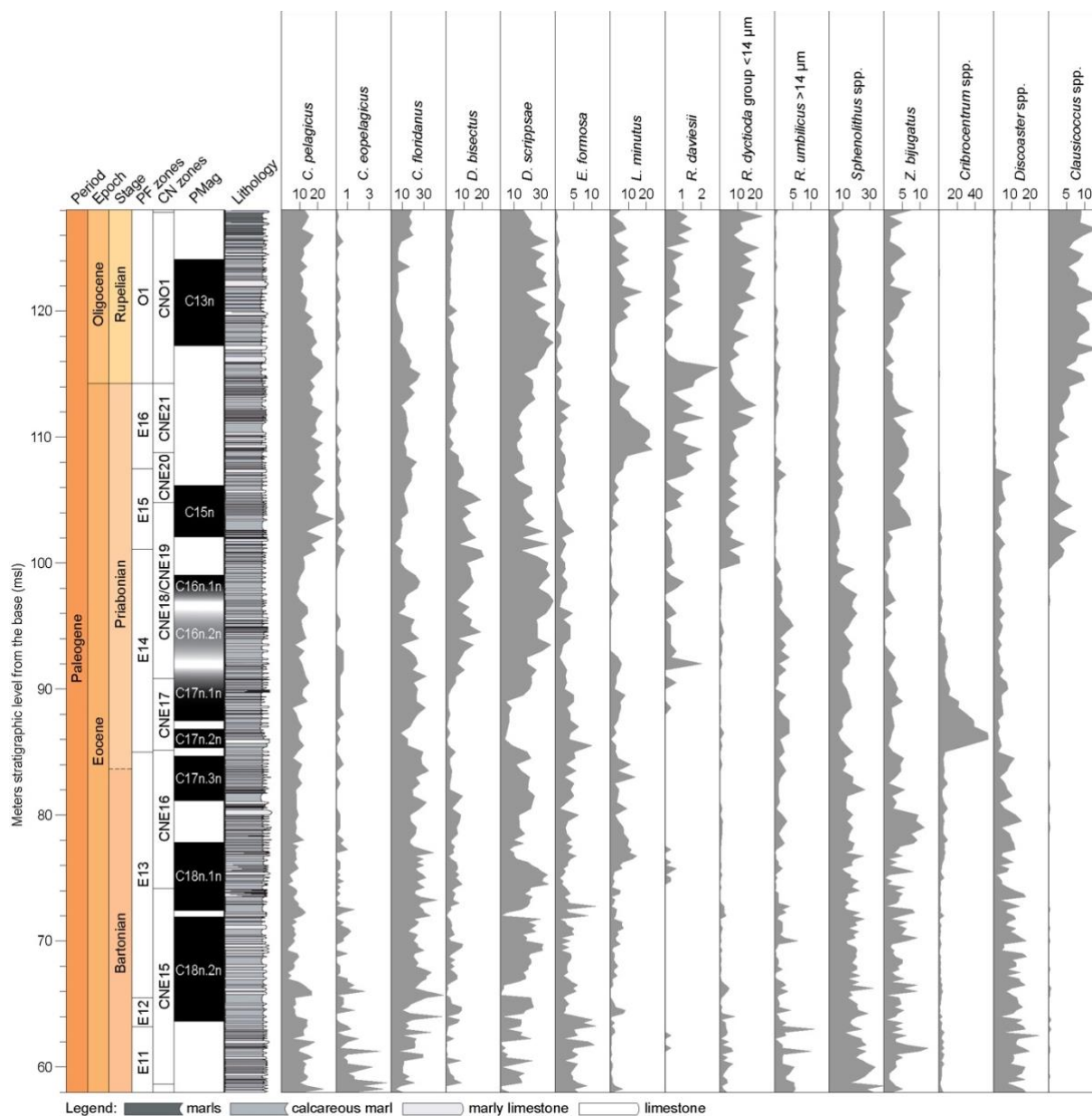


Figure 24 – Relative abundances (%) of calcareous nannofossil marker species against depth. Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nannofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively. Magnetostratigraphic interpretation and lithology are from Jovane *et al.* (2013).

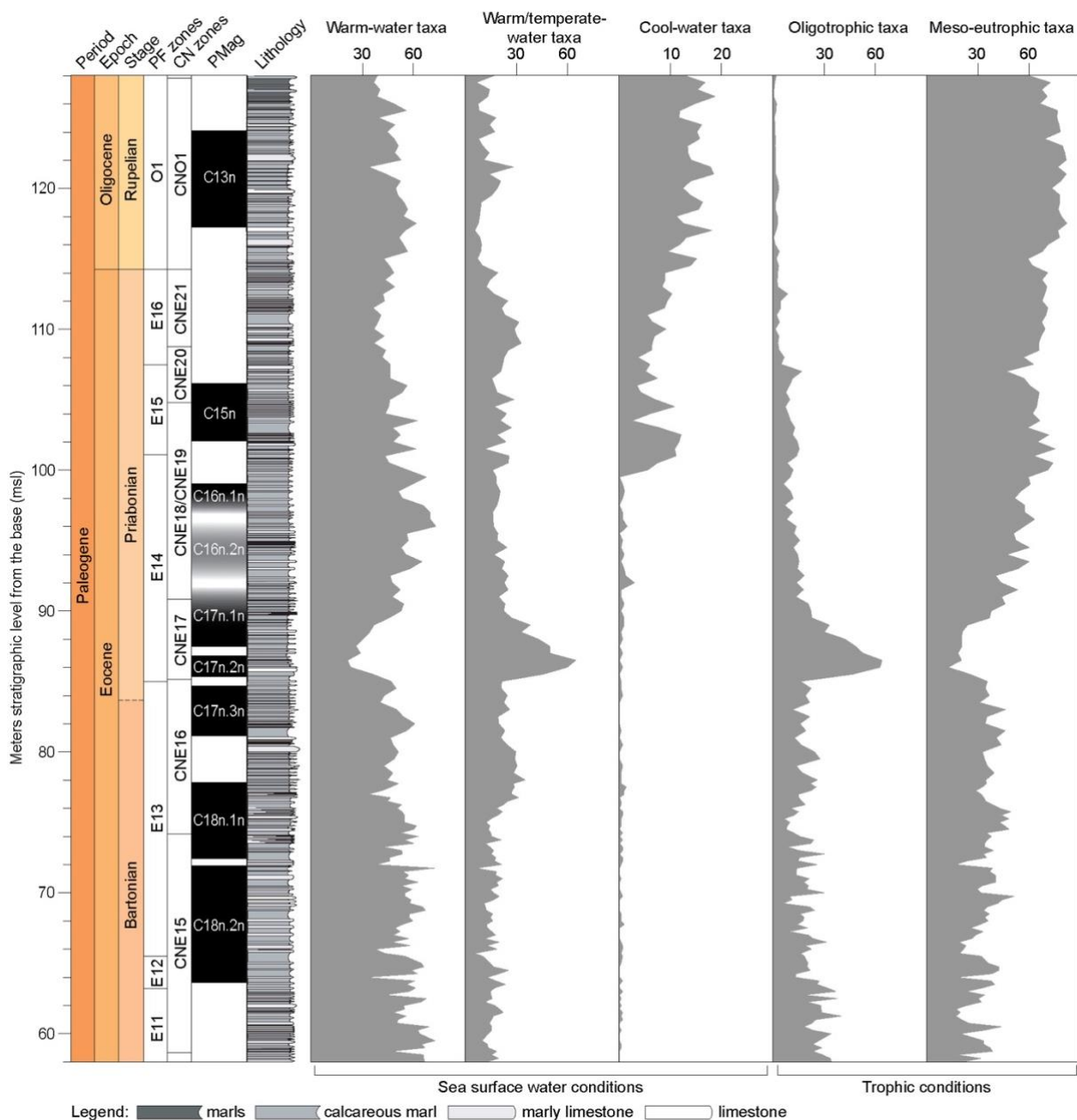


Figure 25 – Relative abundances (%) of calcareous nanofossil paleoecological groups against depth. Planktonic foraminiferal (PF; Jovane *et al.*, 2013) and calcareous nanofossil (CN; this study) biozonation following the schemes proposed by Wade *et al.* (2011) and Agnini *et al.* (2014), respectively. Magnetostratigraphic interpretation and lithology are from Jovane *et al.* (2013).

Table 6 – Stratigraphic positions of polarity chrons of the studied section with the associated sampling resolution error (Jovane *et al.*, 2013) and their respective calibrated ages.

Monte Cagnero (m; msl)	Monte Cagnero (age; Ma)
124.15 ± 0.35	33.231 ± 0.025
117.3 ± 0.4	33.712 ± 0.027
106.1 ± 0.2	34.836 ± 0.021
102.25 ± 0.1	35.202 ± 0.010
-	-
-	-
-	-
-	-
-	-
-	-
-	-
-	-
-	-
81.3 ± 0.3	37973 ± 0.043
77.925 ± 0.075	38.273 ± 0.006
-	-
-	-
63.575 ± 0.425	39.959 ± 0.047

Table 7 – Astronomical tuning of the Monte Cagnero section from 58 to 128 msl (middle Eocene to early Oligocene).

Monte Cagnero long eccentricity minima position (m; msl)	ZB18a* long eccentricity minima age (kyr)	Sed. rate (cm kyr ⁻¹)
124.30	33220	1.42
118.65	33619	1.45
112.80	34023	0.69
110.00	34427	0.95
106.05	34841	1.05
101.75	35250	0.90
98.15	35651	0.86
94.65	36058	0.79
91.50	36455	0.66
86.15	37261	0.68
83.45	37661	0.69
80.65	38067	1.32
75.30	38471	0.73
72.35	38875	0.78
69.20	39278	0.76
66.15	39678	0.92
62.50	40076	

*Zeebe & Lourens (2019)

References cited:

- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Catanzariti, R., Pälke, H., Backman, J. & Rio, D. 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*, 47: 131–181. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042>
- Aubry, M.-P. 1992. 13. Late Paleogene Calcareous Nannoplankton Evolution: A Tale of Climatic Deterioration. *In: Prothero, D.R. & Berggren, W.A. (Eds.). Eocene-Oligocene Climatic and Biotic Evolution*. Princeton, Princeton University Press, pp. 272–309. <https://doi.org/10.1515/9781400862924.272>
- Backman, J. 1987. Quantitative calcareous nannofossil biochronology of middle Eocene through early Oligocene sediments from DSDP Sites 522 and 523. *Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt*, 39: 21–31.
- Berggren, W.A., Kent, D. V., Swischer, C.C. & Aubry, M.-P. 1995. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. *In: Berggren, W.A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. & Hardenbol, J. (Eds.). Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 129–212. <https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0129>
- Bordiga, M., Henderiks, J., Tori, F., Monechi, S., Fenero, R., Legarda-Lisarrri, A. & Thomas, E. 2015. Microfossil evidence for trophic changes during the Eocene–Oligocene transition in the South Atlantic (ODP Site 1263, Walvis Ridge). *Climate of the Past*, 11: 1249–1270. <https://doi.org/10.5194/cp-11-1249-2015>
- Bukry, D. 1973. Low-Latitude Coccolith Biostratigraphic Zonation. *In: Edgar, N.T., Saunders, J.B. et al. (Eds.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 15*. U.S. Government Printing Office, p. 685–703. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.15.116.1973>
- de Kaenel, E. & Villa, G. 1996. Oligocene-Miocene calcareous nannofossils biostratigraphy and paleoecology from the Iberia Abyssal Plain. *In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. et al. (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, 149 Scientific Results*. Ocean Drilling Program, p. 79–145. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.149.208.1996>
- Fioroni, C., Villa, G., Persico, D., Wise, S.W. & Pea, L. 2012. Revised middle Eocene–upper Oligocene calcareous nannofossil biozonation for the Southern Ocean. *Revue de Micropaléontologie*, 55: 53–70. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2012.03.001>

- Fornaciari, E., Agnini, C., Catanzariti, R., Rio, D., Bolla, E.M. & Valvasconi, E. 2010. Mid-latitude calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology across the middle to late Eocene transition. *Stratigraphy*, 7: 229–264.
- Gouhier, T.C., Grinsted, A. & Simko, V. 2019. R package biwavelet: Conduct Univariate and Bivariate Wavelet Analyses.
- Grinsted, A., Moore, J.C. & Jevrejeva, S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11: 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Hyland, E., Murphy, B., Varela, P., Marks, K., Colwell, L., Tori, F., Monechi, S., Cleaveland, L., Brinkhuis, H., van Mourik, C.A., Coccioni, R., Bice, D. & Montanari, A. 2009. Integrated stratigraphic and astrochronologic calibration of the Eocene-Oligocene transition in the Monte Cagnero section (northeastern Apennines, Italy): A potential parastratotype for the Massignano global stratotype section and point (GSSP). *In: The Late Eocene Earth—Hothouse, Icehouse, and Impacts*. Geological Society of America, p. 303–322. [https://doi.org/10.1130/2009.2452\(19\)](https://doi.org/10.1130/2009.2452(19))
- Jovane, L., Savian, J.F., Coccioni, R., Frontalini, F., Bancalà, G., Catanzariti, R., Luciani, V., Bohaty, S.M., Wilson, P.A. & Florindo, F. 2013. Integrated magnetobiostratigraphy of the middle Eocene–lower Oligocene interval from the Monte Cagnero section, central Italy. *Geological Society of London, Special Publications*, 373: 79–95. <https://doi.org/10.1144/SP373.13>
- Madile, M. & Monechi, S. 1985. Paleogene calcareous nannofossil events and magnetostratigraphic correlation in the Scaglia Formation, Central Italy. *In: INA Newsletter - Special Edition Vienna Meeting*. p. 68–70.
- Madile, M. & Monechi, S. 1991. Late Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil assemblages from Sites 699 and 703, subantarctic South Atlantic Ocean. *In: Ciesielski, P.F., Kristoffersen, Y., Clement, B. & Moore, T.C. (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 114*. Texas, College Station, p. 179–192.
- Marino, M. & Flores, J.-A. 2002. Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil stratigraphy at Leg 177 Site 1090. *Marine Micropaleontology*, 45: 383–398. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00036-1](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00036-1)
- Martini, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. *In: Farinacci, A. (Ed.). Proceedings of the 2nd International Conference on Planktonic Microfossils Roma*. Rome, Edizione Tecnoscienza, p. 739–785.

- Monechi, S. 1986. Calcareous nannofossil events around the Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian Appenines (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57: 61–69. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90006-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(86)90006-4)
- Okada, H. & Bukry, D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, 5: 321–325. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(80\)90016-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X)
- Persico, D. & Villa, G. 2004. Eocene–Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, 52: 153–179. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.05.002>
- Pospichal, J., Wei, W. & Wise, S.W. 1992. Probing the limits of nannofossil stratigraphic resolution in the Southern High Latitude. In: *Memorie Di Scienze Geologiche*. Padova, p. 115–132.
- Premoli Silva, I., Orlando, M., Monechi, S., Madile, M., Napoleone, G. & Ripepe, M. 1988. Calcareous plankton biostratigraphy and magnetostratigraphy at the Eocene-Oligocene transition in the Gubbio area. In: Premoli Silva, I., Coccioni, R. & Montanari, A. (Eds.). *The Eocene Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy)*. Ancona, International Subcommittee on Paleogene Stratigraphy, p. 137–161.
- Savian, J.F., Jovane, L., Frontalini, F., Trindade, R.I.F., Coccioni, R., Bohaty, S.M., Wilson, P.A., Florindo, F., Roberts, A.P., Catanzariti, R. & Iacoviello, F. 2014. Enhanced primary productivity and magnetotactic bacterial production in response to middle Eocene warming in the Neo-Tethys Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414: 32–45. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.08.009>
- Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S. & Persico, D. 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology*, 69: 173–192. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.07.006>
- Wei, W. & Thierstein, H.R. 1991. Upper Cretaceous and Cenozoic Calcareous Nannofossils of the Kerguelen Plateau (Southern Indian Ocean) and Prydz Bay (East Antarctica). In: Barron, J.A., Larsen, B. & Al, E. (Eds.). *Proceedings of the*

- Ocean Drilling Program, 119 Scientific Results*. Texas, Ocean Drilling Program, College Station p. 467–493. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.119.165.1991>
- Wei, W., Villa, G. & Wise, S.W.J. 1992. Paleooceanographic Implications of Eocene-Oligocene Calcareous Nannofossils from Sites 711 and 748 in the Indian Ocean. *In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, 120 Scientific Results*. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.120.199.1992>
- Wei, W. & Wise, S.W. 1990. Biogeographic gradients of middle Eocene-Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79: 29–61. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90104-F](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90104-F)
- Zeebe, R.E. & Lourens, L.J. 2019. Solar System chaos and the Paleocene–Eocene boundary age constrained by geology and astronomy. *Science*, 365: 926–929. <https://doi.org/10.1126/science.aax0612>

CAPÍTULO III: ARQUIVOS COMPLEMENTARES

3.1 COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO CIENTÍFICO



Marcus <marcuskochhann@gmail.com>

Confirming submission to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

1 mensagem

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology <em@editorialmanager.com> 27 de março de 2021 11:35
Responder a: "Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology" <palaeo-eo@elsevier.com>
Para: "Marcus V. L. Kochhann" <marcuskochhann@gmail.com>

This is an automated message.

Orbital tuning for the middle Eocene to early Oligocene Monte Cagnero Section

(central Italy): paleoenvironmental and paleoclimatic implications

Dear Mr. Kochhann,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at <https://www.editorialmanager.com/palaeo/>, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

More information and support

You will find information relevant for you as an author on Elsevier's Author Hub: <https://www.elsevier.com/authors>

FAQ: How can I reset a forgotten password?

https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/

For further assistance, please visit our customer service site: <https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/>

Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. (Use the following URL: <https://www.editorialmanager.com/palaeo/login.asp?a=r>). Please contact the publication office if you have any questions.

3.2 PARTICIPAÇÃO EM EVENTOS CIENTÍFICOS

3.2.1 2019 IsoAstro Geochronology Workshop (Rock Springs, WY, Estados Unidos)

UNIVERSITY OF WISCONSIN-MADISON
DEPARTMENT OF GEOSCIENCE

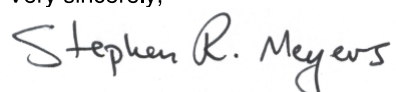
A466 Weeks Hall
1215 W. Dayton St.
Madison, WI
53706

June 22, 2019

To Whom It May Concern:

The purpose of this letter is to confirm that Marcus Kochhann participated in the *2019 IsoAstro Geochronology Workshop: The Integration and Intercalibration of Radioisotopic and Astrochronologic Time Scales*. The workshop and short course was held at the Western Wyoming Community College from June 5-11, 2019. As a component of this workshop, Marcus presented the study "Middle Eocene to early Oligocene rock magnetic cyclostratigraphy in the Monte Cagnero Section (Neo-Tethys Ocean), Central Italy". Please feel free to contact me if you have any questions.

Very sincerely,



Dr. Stephen R. Meyers
Vilas Distinguished Professor, University of Wisconsin-Madison
Lead Convener of the 2019 IsoAstro Workshop
smeyers@geology.wisc.edu

3.2.2 II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (Porto Alegre, RS, Brasil)



II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (II SBGGM)

50ª Reunião Anual do Programa de Geologia e Geofísica Marinha (PGGM)

4º Workshop International Ocean Drilling Program (IODP / CAPES)

2º Workshop de Hidrografia Portuária e Petrolífera

4º Workshop de Geologia e Geofísica Marinha



ASTROCRONOLOGIA DO INTERVALO EOCENO MÉDIO-OLIGOCENO INFERIOR DA SEÇÃO DE MONTE CAGNERO, ITÁLIA CENTRAL

KOCHHANN, M.V.L.¹; SAVIAN, J.F.¹; COCCIONI, R.²; FRONTALINI, F.²; JOVANE, L.³; FLORINDO, F.⁴; ROBERTS, A.P.⁵

Universidade Federal do Rio Grande do Sul¹ (Marcus Vinicius Lermen Kochhann, marcus.kochhann@ufrgs.br); Università Degli Studi di Urbino "Carlo Bo"², Universidade de São Paulo³; Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia⁴; The Australian National University⁵

O intervalo de tempo que abrange a transição entre o Eoceno e o Oligoceno foi um intervalo crítico da Terra no qual o clima global passou de uma condição de *greenhouse* para uma condição de *icehouse*. A transição Eoceno-Oligoceno, que culminou na glaciação Oi-1 (~34 Ma), foi uma parte crítica dessa mudança no clima global. O evento foi marcado por um início abrupto da glaciação Antártica, além de drásticas mudanças globais nas temperaturas e massas de água. Embora a transição Eoceno-Oligoceno seja amplamente estudada, sua origem permanece incerta. Adicionalmente a abertura do oceano austral, fatores como a diminuição de gases de efeito estufa e o fechamento do oceano Neo-Tétis podem ter influenciado esta dramática mudança climática. Sendo a magnetização remanente anisterética (MRA) e a susceptibilidade magnética (SM) parâmetros de magnetismo ambiental que podem ser influenciados por ciclos climáticos astronômicos, ambos se tornaram ferramentas extensamente utilizadas em análises cicloestratigráficas. Os dados de MRA e SM foram obtidos no Laboratório de Paleomagnetismo do *National Oceanography Centre Southampton* (NOCS), UK. O principal objetivo deste estudo é refinar o modelo de idade do intervalo entre o Eoceno médio ao Oligoceno inferior da seção de Monte Cagnero (Itália) com análise cicloestratigráfica e a calibração astrocronológica utilizando os ciclos de Milankovitch. Análises de séries temporais das séries de MRA e SM foram realizadas utilizando os *softwares Acycle* e o pacote para *R Astrochron*. A fim de testar a hipótese de que os conjuntos de dados registram ciclos orbitais, ambas as séries foram calibradas inicialmente utilizando dados de magnetoestratigrafia. Análises espectrais dos dados mostram a presença de todos os ciclos orbitais de Milankovitch com um forte e estável sinal de excentricidade. Após identificar os ciclos orbitais, o intervalo foi recalibrado pelo sinal de excentricidade, gerando um modelo de idade de alta resolução. Com este modelo de idade pretende-se entender melhor a cronologia das mudanças climáticas durante a transição *greenhouse-icehouse* do Eoceno-Oligoceno e a duração de importantes eventos preservados na seção, como o *Middle Eocene Climatic Optimum* (MECO) e a transição Eoceno-Oligoceno (Oi-1).

Palavras-chave: Eoceno-Oligoceno. Susceptibilidade magnética. Cicloestratigrafia. Astrocronologia.

3.2.3 AGU Fall Meeting 2019 (San Francisco, CA, Estados Unidos)



3 October 2019

Marcus Vinicius Lermen Kochhann
Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS
Programa de Pós-Graduação em Geociências
Porto Alegre, 91501-970, Brazil

REF: AGU Fall Meeting 2019

Abstract ID: 556033, 602347

Abstract Title: Middle Eocene to Early Oligocene astronomical tuning of the Monte Cagnero section (central Italy); Aptian Stage Astronomic Calibration in Poggio le Guaine Core (Cagli, Italy)

Dear Marcus Kochhann,

The abstract referenced above has been accepted for presentation at the AGU Fall Meeting 2019 that will be held 9-13 December in San Francisco, CA, USA. Letters of notification were distributed by email on 2 October 2019 confirming the acceptance of this abstract.

This letter serves as an invitation for you to attend the AGU Fall Meeting 2019. The Fall Meeting is open to all those with related interests in the Earth and space sciences. Participation in the meeting includes attending sessions in your areas of interests and an opportunity to communicate with others working in the field of geophysical sciences.

This is an invitation to participate in the meeting, but not a personal sponsorship of your stay in San Francisco, CA. You will need to secure your own funding for travel, registration, and housing expenses as needed. Please refer to the AGU website for information at: <https://www2.agu.org/fall-meeting>.

We look forward to your attendance at the AGU Fall Meeting 2019.

Sincerely,

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Nicole Oliphant'.

Nicole Oliphant

3.2.4 2nd IODP Brazil Summer School on Micropaleontology and Paleocyanography (São Leopoldo, RS, Brasil)



UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS
 Reconhecida pela Portaria Ministerial n.º 453, de 21/11/1983, D.O.U. de 22/11/1983, Portaria Ministerial nº 1083, de 20/11/2009, D.O.U. de 23/11/2009 e reconhecida pela Portaria Ministerial nº 1426 de 07/10/2011, D.O.U. de 10/10/2011
 São Leopoldo - Rio Grande do Sul - Brasil

CERTIFICADO

Concedemos a MARCUS VINICIUS LERMEN KOCHHANN este certificado de Frequência nas

2nd IODP Brazil Summer School on Micropaleontology and Paleocyanography

tendo participado da(s) atividade(s):123645

Nível: Extensão Universitária

Âmbito: Internacional

Promoção: Unidade Acadêmica de Pesquisa e Pós-Graduação, Instituto Tecnológico de Micropaleontologia - itt Fossil

Apoio: Universidade do Vale do Rio dos Sinos - Unisinos, IODP - Programa Internacional de Descobrimto do Oceano / CAPES - Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, Sens Representações Comerciais Ltda, Carl Zeiss do Brasil Ltda

Realização: 10 a 16 de fevereiro de 2020

Duração: 40 horas

São Leopoldo, 13 de março de 2020.

Gerson Fauth
 Coordenador do Instituto de Micropaleontologia - ITT Fossil

PROGRAMA

123644 - Mesozoic and Cenozoic planktic and benthic foraminifera, and their application to paleocyanography.

123645 - Cenozoic Calcareous Nannoplankton.

Coordenador: *Gerson Fauth*.
 Ministrantes: *Robert Mark Leckie* e *Thomas Dunkley Jones*.

Frequência mínima exigida: 75%.

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS - UNISINOS
 UNIDADE DE APOIO DE OPERAÇÕES E SERVIÇOS

Registro n.º 29, folha 181 do livro EX043.



São Leopoldo, 13 de março de 2020.

Gerência de Serviços Acadêmicos



3.3 HISTÓRICO DO CURSO

Data 01/04/2021 16:42 - Página 1/1

	Universidade Federal do Rio Grande do Sul Programa de Pós-Graduação em Geociências	
---	---	---

Histórico Curso

Nome: Marcus Vinicius Lermen Kochhann
Identidade: 9111858991
Curso: GEOCIÊNCIAS - Mestrado Acadêmico
Área de Concentração: ESTRATIGRAFIA
Orientador: JAIRO FRANCISCO SAVIAN
Proficiência no(s) Idioma(s): Inglês

Cartão: 316363
CPF: 02730560009

Situação: ATIVO
Data de Nascimento: 11/10/1995


Período	Código	Atividade de Ensino/Professor	Créditos	Carga Horária	Conceito	Frequência (%)	Situação	Instituição
2019/02	GEB00133	Estratigrafia Magnética Professor: Professor: JAIRO FRANCISCO SAVIAN Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/01	GEB00044	Estratigrafia Avançada Professor: Professor: CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/01	GEB00045	Fácies e Sistemas Depositionais Professor: Professor: CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER Titulação: Doutorado	5	75	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/01	GEB00107	Geologia Isotópica, geocronologia e estratigrafia qui. das bacias sedi. Professor: Professor: ANA MARIA PIMENTEL MIZUSAKI Titulação: Doutorado	5	75	A	90.00	Aprovado	UFRGS
2019/01	GEB27-32	T.E. em Geologia Marinha: Ferramentas Matemáticas e Computacionais para a Análise de Dados Magnéticos de Sedimentos I Professor: Palestrante: Everton Frigo Professor: Professor: JAIRO FRANCISCO SAVIAN Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
2019/01	GEP19-40	T.E. em Geologia Sedimentar: GEOLOGIA DAS ROCHAS CARBONÁTICAS Professor: Professor: LUIZ FERNANDO DE ROS Titulação: Doutorado	4	60	A	100.00	Aprovado	UFRGS
		Inglês em 09/08/2019	-	-	-	-		

Conceitos
A - Conceito Ótimo
B - Conceito Bom
C - Conceito Regular
D - Conceito Insatisfatório
FF - Falta de Frequência

Totais
Créditos Cursos com Aprovação neste Curso: 26
Total: 26

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
Astrocronologia e paleoclimatologia do intervalo Eoceno médio-Oligoceno inferior na Seção de Monte Cagnero (Itália central)
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: Marcus Vinicius Lermen Kochhann
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
Examinadora: Profa. Dra. María Alejandra Gómez Pivel
Data: 13/04/2021
Conceito: A
PARECER:
<p>A dissertação apresenta um artigo original e de grande relevância submetido a um periódico internacional de impacto.</p> <p>O artigo é precedido por um texto integrador que visa introduzir o problema e aprofundar questões relativas à pesquisa apresentada e à fundamentação teórica que não caberiam no artigo. Todo o trabalho está organizado de maneira clara e muito bem escrito. O embasamento teórico é sólido, fornecendo toda a informação essencial para o entendimento do problema e das escolhas na abordagem metodológica assim como para a correta interpretação dos dados.</p> <p>Os objetivos do trabalho estão claramente expostos no texto integrador compreendendo (a) o desenvolvimento de um modelo de idade de alta resolução com base em calibração orbital e (b) a análise de aspectos paleoambientais e paleoclimáticos utilizando os nanofósseis calcários como fonte de informação. No artigo, porém, menciona-se como objetivo apenas o refinamento da cronologia, que é de fato fundamental (e o principal objetivo do trabalho), mas não se menciona a análise paleoambiental/paleoclimática que consta no título e em dois dos cinco <i>highlights</i> do artigo. Entendo que o modelo de idades seja a maior contribuição do artigo, mas acredito que seria correto ampliar a descrição dos objetivos no artigo para incluir a questão paleoambiental.</p> <p>Os métodos aplicados estão claramente explicados e atendem os objetivos propostos. A partir da integração de dados paleomagnéticos e micropaleontológicos o trabalho proporciona um arcabouço cronológico robusto e uma interessante reconstrução paleoclimática.</p> <p>O embasamento teórico e a discussão se sustentam em uma revisão bibliográfica extensa e atualizada. A análise dos dados gerados revela uma seção de altíssimo valor, completa, ao menos na escala de centenas de milhares de anos, cobrindo importantes eventos como o <i>Middle Eocene Climatic Optimum</i> e a transição Eoceno-Oligoceno.</p> <p>Exceto pela observação quanto aos objetivos descritos no manuscrito do artigo, as sugestões e correções apontadas ao longo do texto se limitam a pequenos detalhes essencialmente de texto e forma.</p>

Parabenizo o discente e o seu orientador pelo excelente trabalho apresentado.

Assinatura: 

Data: 13/04/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
Astrocronologia e paleoclimatologia do intervalo Eoceno médio-Oligoceno inferior na Seção de Monte Cagnero (Itália central)
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: Marcus Vinicius Lermen Kochhann
Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
Examinador: Prof. Dr. Martino Giorgioni
Data: 21/4/2021
Conceito: Excelente
PARECER:
<p>A dissertação de mestrado do aluno Marcus Vinicius Lermen Kochhann, intitulada “Astrocronologia e Pleoclimatologia do intervalo Eoceno médio-Oligoceno inferior na seção de Monte Cagnero (Itália Central)” apresenta um trabalho que refina a calibração astrocronológica e a datação dos principais eventos estratigráficos na seção pelágica de Monte Cagnero (MCA), da sucessão da bacia Umbria-Marche, na Itália central. A seção estudada representa o intervalo estratigráfico do Eoceno médio ao Oligoceno inferior, incluindo o evento de aquecimento climático Middle Eocene Climatic Optimum (MECO), o trend de esfriamento climático no final do Eoceno e o evento de início da glaciação Antártica no Oligoceno inferior. É realizada a integração de diferentes dados bio-, magneto-, e cicloestratigráficos de alta resolução, bem como o tratamento dos mesmos com diferentes metodologias estatísticas para identificar a confiabilidade. Com base nos resultados obtidos, são propostos um modelo de idade da seção mais detalhado e robusto e uma interpretação da evolução paleoceanográfica da bacia no período de estudo.</p> <p>De forma geral, o trabalho resulta bem escrito, com argumentações coerentes e lineares. O primeiro capítulo (texto integrador) está bem estruturado, providenciando uma fundamentação adequada para o leitor entender os diferentes aspectos do trabalho realizado. O segundo capítulo está na estrutura de artigo científico (resumo, introdução, contexto geológico, métodos, resultados, discussão, conclusão) e está escrito em bom inglês, apesar de menores erros de gramática, típicos de quem não é nativo do idioma. Os dados são bem apresentados, com figuras claras e adequadamente colocadas ao longo do texto. A discussão é bem estruturada, abordando os diferentes aspectos de forma coerente e rigorosa. O</p>

trabalho possui uma alta qualidade e relevância científica, sendo que o estudo foi realizado com metodologias avançadas e gerando resultados comparáveis os comumente usados como referências. Portanto, considero que esse trabalho atende todos os requisitos de uma dissertação de mestrado e sou favorável à sua aprovação com êxito excelente.

Saliento também alguns aspectos específicos que poderiam ser melhorados:

- 1) Não fica claramente especificado quais partes do trabalho foram realizadas diretamente pelo aluno e quais, em vez, pelos demais colaboradores. No artigo constam 8 coautores e é evidente que um aluno de mestrado não pode gerar sozinho a grande quantidade de dados apresentados. Portanto, precisa esclarecer em que consistiu a especialidade do aluno e o que foi providenciado pelos outros coautores.
- 2) Os resultados da PCA dos dados de nannofósseis calcários não são adequadamente justificados. Pelo descrito no texto, as variações das diferentes assembleias de taxa são interpretadas de acordo com quanto observado na literatura. Sendo assim, não está clara a necessidade de fazer a PCA em vez de simplesmente interpretar as variações dos taxa ao longo da seção ou de utilizar os índices de temperatura e fertilidade, que são mais comumente usados.
- 3) Precisa esclarecer como foi definido o MECO para entender como foi calculada a sua duração. Nos trabalhos de referencia esse evento é definido com base na diminuição do $\delta^{18}\text{O}$, entretanto, parece que a base do evento foi posicionada mais em baixo dessa diminuição e que a sua expressão nos outros parâmetros apresentados (CaCO_3 , MS, $\delta^{13}\text{C}$) ocorra acima da variação de $\delta^{18}\text{O}$ que marca o pico térmico. Portanto, não fica claro onde começa e onde termina o intervalo de 500kyr que representa o MECO.
- 4) A expressão “sediment accumulation rate” é usada indevidamente e gera confusão. Para estimar a quantidade de tempo representada em um intervalo estratigráfico se usa a taxa de sedimentação (sedimentation rate), que se expressa em cm/kyr. Entretanto, a taxa de acúmulo de sedimento (mass accumulation rate) define a quantidade de sedimento depositada na unidade de tempo por unidade de superfície, então se expressa em $\text{g}/\text{cm}^2/\text{kyr}$ e não está relacionada com a espessura estratigráfica.

No file .pdf em anexo encontram-se mais comentários e correções mais específicas.

Assinatura:



Data: 21/04/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

“Astrocronologia e paleoclimatologia do intervalo Eoceno médio-Oligoceno inferior na Seção de Monte Cagnero (Itália central)”

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **Marcus Vinicius Lermen Kochhann**

Orientador: Prof. Dr. Jairo Francisco Savian

Examinador: Dr. Daniel Ribeiro Franco

Data: 09 de maio de 2021

Conceito: A

PARECER: Meu parecer sobre a dissertação de mestrado do aluno Marcus Kochhann não poderia ser mais positivo. Sob meu ponto de vista, foram atendidos com excelência os objetivos centrais deste projeto de pesquisa - que contou com abordagens de análise de sinais cicloestratigráficos que estão de acordo com o estado da arte desta disciplina. Um dos principais pontos que corroboram com esta afirmação é o de que tive conhecimento, por parte do orientador, de que o manuscrito científico relativo à esta dissertação foi recentemente aceito para publicação.

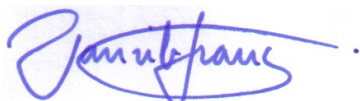
O intervalo investigado é de relevância para o aperfeiçoamento da cobertura temporal da escala temporal astronômica durante parte do intervalo médio da Era Cenozoica. Estou convencido de que o estudante tenha sido bem sucedido na realização desta tarefa - o que me dá muito gosto, uma vez que acompanho seu desenvolvimento acadêmico desde sua graduação na UNISINOS.

O texto reflete que o estudante possui boa erudição em aspectos teóricos relacionados à Cicloestratigrafia, em um grau até superior ao que se espera de um aluno de mestrado. Alguns resultados, como a relação do pico de aquecimento em ~ 40 Ma e a coincidência entre os mínimos dos ciclos de excentricidade longa com seu modulador de amplitude de longo período (2,4-Myr) são adicionais bastante interessantes e que merecem ser mais investigados no futuro.

Alguns problemas relacionados ao estilo e formato de apresentação das informações são naturais, e os aponto na edição do arquivo PDF da dissertação, que segue anexa em conjunto com meu parecer. Uma das minhas principais sugestões foi a de se incluir uma breve descrição dos métodos de análise que foram empregados, e que não estão discutidos de maneira mais detalhada no texto-base. Dado o fato de que ainda há poucas dissertações e teses publicadas sobre Cicloestratigrafia no país, isto seria uma boa fonte de informações para os futuros estudantes da UFRGS que porventura se envolvam com esta área.

Por fim, parabênizo o orientador e estudante pelo ótimo trabalho realizado, e recomendo ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do IGc-UFRGS a sua aprovação, com o máximo conceito (conceito A).

Assinatura:



Data: 09/05/2021

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: