






## Respostas do microplâncton marinho durante os Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) do Cretáceo

### *Marine microplankton responses during the Cretaceous Oceanic Anoxic Events (OAEs)*

Mauro Daniel Rodrigues Bruno<sup>1</sup> , Edna De Jesus Francisco Tungo<sup>1</sup> , Fernanda Luft-Souza<sup>1</sup> ,  
Viktória Herder Sander<sup>1</sup> , Gerson Fauth<sup>1</sup> 

<sup>1</sup> Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS, Instituto Tecnológico de Paleoceanografia e Mudanças Climáticas (Itt Oceaneon), Av. Unisinos, 950, CEP: 93022-750, São Leopoldo, Rio Grande do Sul, Brasil.  
(dbruno@unisinos.br; ednatungo@gmail.com; felufts@gmail.com; vsander@unisinos.br; gersonf@unisinos.br)

Recebido em 30 de julho de 2024; aceito em 22 de maio de 2025.

## RESUMO

Os microfósseis desempenham um papel vital como componentes das rochas sedimentares depositadas durante o Cretáceo, fornecendo informações para a caracterização dos Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs). Esse estudo visa identificar e sistematizar as respostas do microplâncton marinho aos OAEs do Cretáceo, por meio da literatura publicada. Os microfósseis marinhos respondem aos OAEs por meio de eventos evolutivos, variações preservacionais, nas abundâncias e diversidade das associações. Além disso, esses organismos exportam concentrações significativas de elementos químicos para o fundo marinho, impactando o clima global. Mudanças nos ciclos orbitais do planeta e eventos paleogeográficos e vulcânicos de grande escala são considerados as principais causas que promoveram mudanças significativas nos ecossistemas do Mesozoico, resultando nos processos geológicos que caracterizam os OAEs. Ao analisar os oito OAEs do Cretáceo foi possível caracterizar as respostas geoquímicas e do microplâncton marinho para cada OAE. Por meio desse estudo é possível inferir que cada OAE possui características únicas, amplitude específica no tempo geológico, distintos fatores causais e impactos específicos sobre a biota marinha. Os microfósseis marinhos, em especial os nanofósseis calcários, radiolários e foraminíferos representam um importante componente para os ciclos biogeoquímicos do planeta e sua evolução está intimamente relacionada aos OAEs. Estudos adicionais, com materiais do Oceano Atlântico Sul, são necessários para melhor compreender os impactos dos OAEs na evolução da biota marinha.

**Palavras-chave:** Produtividade marinha; Eventos de extinção; Taxa de rotatividade de espécies; Nanofósseis calcários; Oceano Atlântico Sul.

## ABSTRACT

Microfossils are essential components of sedimentary rocks deposited during the Cretaceous Period, providing insights to characterize Oceanic Anoxic Events (OAEs). This study aims to identify and systematize the responses of marine microplankton to OAEs during the Cretaceous based on published literature. Marine microfossils respond to OAEs through evolutionary events, preservation, and variations in abundance and diversity of the assemblages. Additionally, they export significant concentrations of chemical elements to the seafloor, impacting the global climate. Changes in the orbital cycles and large-scale paleogeographic and volcanic events are considered the main causes that promoted significant changes in Mesozoic ecosystems, resulting in the geological processes

that characterize OAEs. The analysis of eight Cretaceous OAEs enables the characterization of the geochemical signals and the responses of marine microplankton to each event. Marine microfossils, especially calcareous nannofossils, radiolarians, and foraminifers, play a crucial role in the planet's biogeochemical cycles, and their evolution is closely linked to the OAEs. Further studies using material collected from the South Atlantic Ocean are necessary to better understand the impacts of OAEs on the evolution of marine biota.

**Keywords:** Marine productivity; Extinction events; Biotic turnover; Calcareous nannofossils; South Atlantic Ocean.

## INTRODUÇÃO

Durante a Era Mesozoica, que engloba os períodos Triássico, Jurássico e Cretáceo (compreendendo um intervalo entre 251,9 e 66,04 Ma, Gradstein et al., 2020) ocorreram diversos eventos paleogeográficos, paleoceanográficos e paleoclimáticos que desencadearam mudanças físico-químicas nos oceanos e influenciaram a evolução da biota marinha em escala global. Nessa era ocorreram intensas atividades vulcânicas de ampla magnitude, denominadas Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces* - LIPs), registradas em ambientes submarinos e continentais em diversas regiões do Planeta Terra (e.g., Leckie et al., 2002; Courtillot e Renne, 2003; Föllmi, 2012; Clapham e Renne, 2019; Matsumoto et al., 2022; Percival et al., 2025). A fragmentação do Supercontinente Gondwana, ocorrida entre os períodos Triássico e Cretáceo, é um dos mais significativos eventos geológicos ocorrido durante o Mesozoico (e.g., Clapham e Renne, 2019; Esmeray-Senlet, 2020; Ernst et al., 2020). Conforme o processo de movimentação das placas tectônicas progredia ao longo do Cretáceo (entre 143,1 e 66,04 Ma, Gradstein et al., 2020), novos continentes e oceanos surgiam (e.g., América do Sul, África e Oceano Atlântico Sul). Dessa forma, eventos paleogeográficos e vulcânicos de grande escala são amplamente conhecidos como as principais causas (gatilhos) que promoveram mudanças significativas nos ecossistemas do Mesozoico (e.g., Vermeij, 1977; Leckie et al., 2002; Föllmi, 2012; Ernst e Youbi, 2017; Pohl et al., 2022; Boulila et al., 2023).

Esses grandes eventos geológicos desencadearam diversas e significativas variações paleoambientais relacionadas às mudanças climáticas e oscilações no nível dos oceanos, que ocorreram de modo síncrono durante o Mesozoico. Essas alterações influenciaram as condições físico-químicas dos ecossistemas marinhos, impactando nos processos naturais do sistema atmosfera/oceanos e suas interações (*land-*

*-to-ocean aquatic continuum* – LOAC, Billen et al., 1991). O entendimento das causas e efeitos dos eventos geológicos ocorridos durante o Mesozoico têm sido amplamente estudados na comunidade científica (e.g., Vermeij, 1977; Leckie et al., 2002; Veron, 2008; Hay e Floegel, 2012; Hay, 2017), com o objetivo de explicar a evolução da vida e projetar os cenários e condições geológicas futuras dos ecossistemas (e.g., Jenkyns, 2010; Bush e Bambach, 2011; Bond e Grasby, 2017; Hay et al., 2019). As mudanças nos ecossistemas e a evolução da biota marinha ocorridas durante o Cretáceo representam um dos temas mais estudados para compreender esses processos. Entretanto, alguns estudos descrevem uma considerável semelhança na evolução da biota marinha desse período e a composição da biota atual (e.g., Sepkoski, 1981; Muscente et al., 2018), o que impacta no aprimoramento do conhecimento da ecologia de espécies atuais como análogo para entender a paleoecologia de microfósseis do Cretáceo. Nas últimas décadas, diversos estudos foram desenvolvidos sobre as causas e consequências dos Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs; Schlanger e Jenkyns, 1976; Schlanger et al., 1987; Jenkyns, 2010) e seus impactos na evolução da biota marinha (e.g., Leckie et al., 2002; Föllmi, 2012; Erba et al., 2019; Bruno et al., 2022). Os OAEs representam eventos geológicos significativos que influenciaram a renovação evolutiva dos organismos marinhos, envolvendo extinções e surgimentos de novas espécies (e.g., Premoli-Silva e Sliter, 1999; Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019). Além disso, durante os OAEs, observam-se episódios de elevada produtividade do fitoplâncton marinho, com picos de abundância de espécies capazes de suportar e se proliferar durante condições ambientais estressantes para a maioria dos organismos (e.g., Erbacher et al., 1996; Erbacher e Thurow, 1997; Leckie et al., 2002; Erba et al., 2019).

Durante o Cretáceo são identificados oito OAEs, denominados OAE-Weissert, OAE-Faraoni, OAE 1a, OAE

1b, OAE 1c, OAE 1d, OAE 2 e OAE 3. A identificação desses OAEs em rochas sedimentares pode ser realizada por meio de:

- i) análises geoquímicas para detectar variações significativas no isótopo de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ); e
- ii) identificação de eventos evolutivos e mudanças significativas nas associações de microfósseis marinhos, como nanofósseis calcários, foraminíferos e radiolários (e.g., Jenkyns, 1980; Weissert, 1989; Arthur et al., 1990; Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019).

De modo geral, os OAEs são caracterizados como níveis geológicos síncronos, com distribuição geográfica global, e resultantes de importantes eventos paleogeográficos, paleoceanográficos, paleoclimáticos e vulcânicos que impactaram a biota marinha. Considerando todas as mudanças paleoambientais ocorridas globalmente durante os OAEs, diversos autores têm apresentado nas últimas décadas métodos de classificar e distinguir esses eventos. Neste contexto, Erbacher et al. (1996) caracterizam os OAEs em dois tipos, subdividindo esses eventos em P-OAEs (P = produtividade) e D-OAEs (D = detriticos), considerando principalmente às associações de radiolários em depósitos ricos em matéria orgânica. Föllmi (2012) sugere a utilização do termo Episódios de Mudanças Ambientais (*Episodes of Environmental Changes*, EECs) para se referir aos OAEs. Matsumoto et al. (2022) sugerem uma outra abordagem para classificar os OAEs, considerando três tipos distintos com base nos diferentes gatilhos que provêm esses eventos, como vulcanismo, monções ou os dois processos concomitantemente. Todas essas abordagens de classificação foram elaboradas com base, essencialmente, em seções estratigráficas do hemisfério norte, com destaque para as seções dos oceanos Tétis, Atlântico Norte e Pacífico.

O Atlântico Sul e o Atlântico Norte Setentrional são considerados os oceanos mais jovens na história geológica do planeta. A abertura desse novo espaço oceânico provocou profundas modificações climáticas, oceanográficas e faunísticas. A identificação geoquímica dos OAEs globais no Oceano Atlântico Sul é um tema que tem sido explorado recentemente, tendo sido reconhecidos os eventos:

- OAE 1a (Tissot et al., 1980; Méndez-Dot et al., 2015; Tedeschi et al., 2017, 2020; Pietzsch et al., 2020; Dummann et al., 2021a);
- OAE 1b (Wagner et al., 2008; Méndez-Dot et al., 2015; Caetano-Filho et al., 2017; Bastos et al., 2020; Bruno et al., 2022; Fauth et al., 2022; Bom et al., 2023);
- OAE 1c (Bonazzi et al., 2024);
- OAE 1d (Rodríguez-Cuicas et al., 2019; Bonazzi et al., 2024);
- OAE 2 (Herbin et al., 1987; Arai, 1988; Mello et al., 1989, 1991; Wagner e Pletsch, 1999; Valle et al., 2019; Tungo et al., 2021; Silva Jr. et al., 2023; Bonazzi et al., 2024); e
- OAE 3 (Pérez-Infante et al., 1996; Wagreich, 2009, 2012a, 2012b; Machado et al., 2016; Bonazzi et al., 2024).

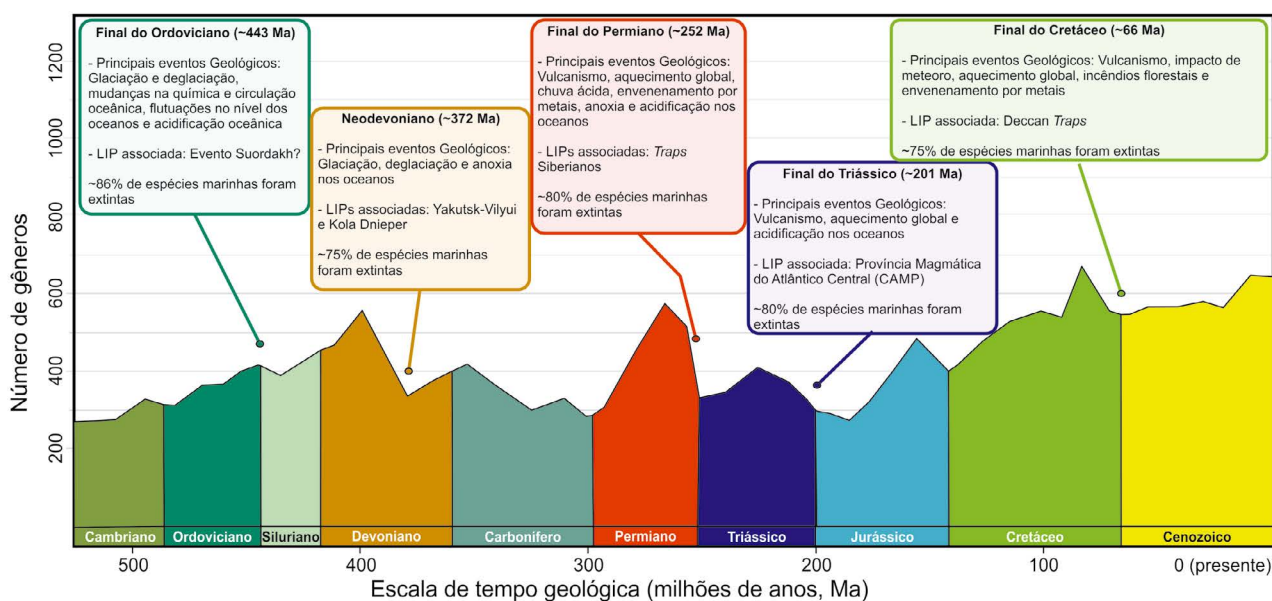
No entanto, poucos estudos foram realizados para caracterizar os impactos dos OAEs na biota marinha do Atlântico Sul (Caetano-Filho et al., 2017; Bastos et al.,

2020; Tungo et al., 2021; Bruno et al., 2022; Silva Jr. et al., 2023). Portanto, estudos que abordam a composição das associações de microfósseis depositadas durante os OAEs nesse oceano podem contribuir para caracterizar os impactos desses eventos na evolução da biota marinha. Assim, esse estudo tem como objetivo apresentar uma revisão e integração do conhecimento sobre as respostas do nanoplâncton marinho aos OAEs globais.

## EVOLUÇÃO E EXTINÇÕES DA BIOTA MARINHA: UMA SÍNTESE

A evolução da vida no Planeta Terra sofreu diversas mudanças ao longo do tempo geológico, sendo registrados nas rochas sedimentares, desencadeando importantes eventos de extinções e especiações de organismos. Desde o início da vida no planeta, durante o Éon Precambriano, estima-se que aproximadamente quatro bilhões de espécies tenham surgido, sendo que 99% dessas já estão extintas (Novacek, 2001). A evolução dos organismos ao longo do tempo geológico é um tema complexo e amplamente debatido pela comunidade científica, visto que ainda não há consenso sobre as relações diretas e síncronas entre eventos geológicos de grande escala, mudanças físico-químicas nos ecossistemas e crises bióticas globais (e.g., Hallam e Wignall, 1997; Hay et al., 1999; Kuypers et al., 1999; Falkowski et al., 2004; Meyer e Kump, 2008; Hönisch et al., 2012; Knoll e Follows, 2016; Rojas et al., 2021). No entanto, o registro geológico fornece evidências de diversos eventos de extinções e especiações, que implicaram na ascensão e declínio de comunidades inter-relacionadas tanto em ecossistemas marinhos quanto continentais. A discussão torna-se ainda mais complexa quanto mais antigo for o material de estudo, isso se deve, principalmente, pelo limitado registro fóssil de organismos que viveram durante o Precambriano. Entretanto, durante o intervalo de tempo subsequente, denominado Éon Fanerozoico (desde 538,80 Ma até o presente, Gradstein et al., 2020), registros fósseis e dados geoquímicos permitem caracterizar cinco grandes eventos de extinção em massa (final do Ordoviciano, Neodevoniano, e final dos períodos Permiano, Triássico e Cretáceo; Figura 1) que apresentam taxas de extinções das espécies de organismos marinhos superiores a 75% (e.g., Alroy et al., 2008; Veron, 2008; Whiteside e Grice, 2016; Bond e Grasby, 2017; Burgess, 2019; Esmeray-Senlet, 2020).

As mudanças físico-químicas nos ecossistemas representam os principais mecanismos que promovem eventos de extinções em massa nas comunidades marinhas e terrestres. Essas mudanças são consequências de processos geológicos de grande escala que afetaram as interações entre os componentes do sistema atmosfera/oceanos. Em geral, a combinação de dois ou mais importantes eventos paleogeográficos (e.g., movimentos de grandes massas de terra e formação de novos oceanos) juntamente com extensos episódios vulcânicos relacionados às LIPs (Figura 2) são considerados os principais mecanismos (gatilhos)



**Figura 1.** Número de gêneros de invertebrados marinhos ao longo do Fanerozoico (Alroy et al., 2008; Whiteside e Grice, 2016) e principais eventos geológicos (Esmeray-Senlet, 2020) relacionados aos cinco grandes eventos de extinção em massa reconhecidos no Fanerozoico (final do Ordoviciano, Neodevoniano, e final dos períodos Permiano, Triássico e Cretáceo).

que impulsionaram o desenvolvimento de mudanças nos ecossistemas, resultando em eventos de extinção em massa (e.g., Veron, 2008; Bond e Grasby, 2017; Ernst e Youbi, 2017; Esmeray-Senlet, 2020; Ernst et al., 2020; Boulila et al., 2023; Percival et al., 2025). De modo complementar, mudanças nos ciclos orbitais do planeta, e eventos mais raros como impactos de meteoros e acidificação oceânica, também podem ter influenciado na evolução da biota marinha em escala global (e.g., Herbert e Fisher, 1986; Erba et al., 1992; Erba e Premoli-Silva, 1994; Galeotti et al., 2003; Herrle et al., 2003; Kuypers et al., 2004; Bornemann et al., 2005; Keller, 2008; Giorgioni et al., 2012, 2015; Batenburg et al., 2016; Gambacorta et al., 2019; Wang et al., 2022; Ait-Itto et al., 2023; Bodin et al., 2023; Jones et al., 2023; Teixeira et al., 2023).

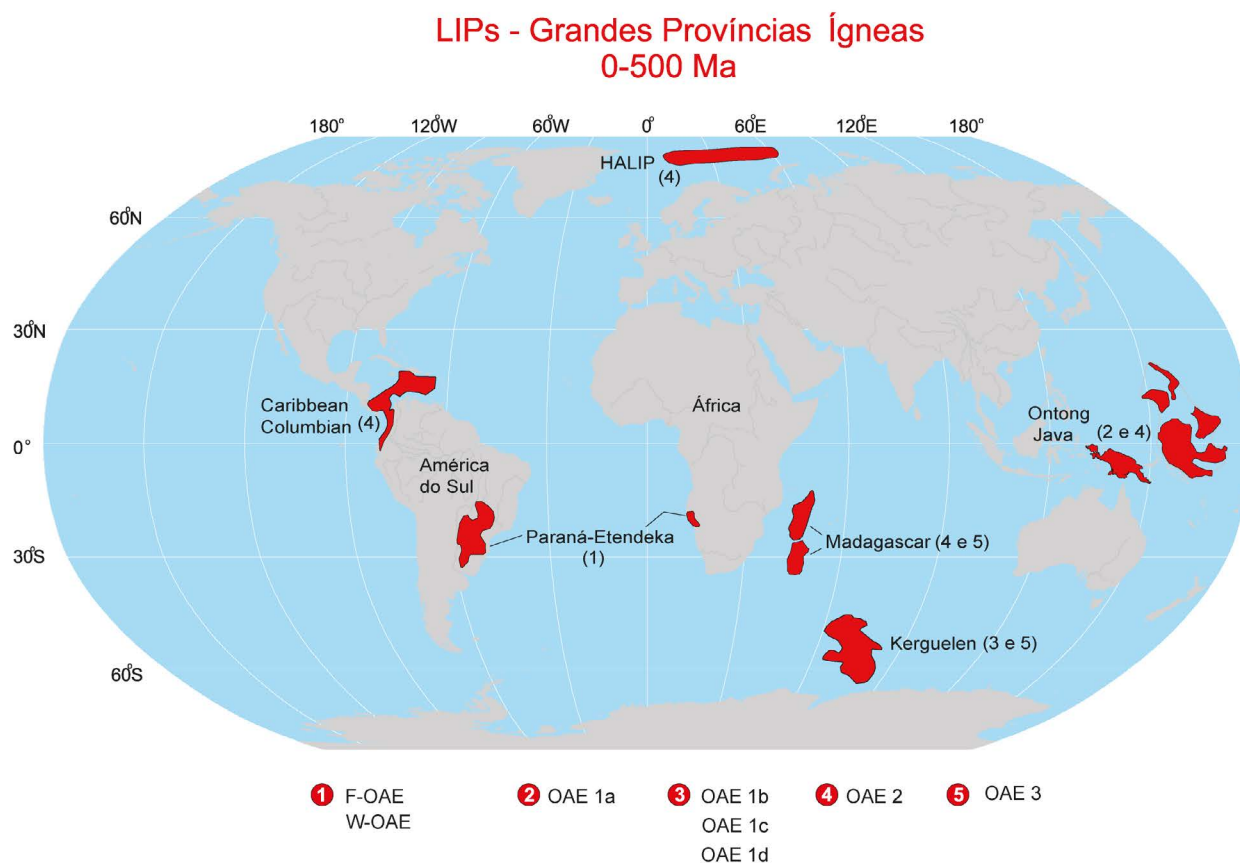
Entre as consequências desses eventos geológicos estão as alterações nos oceanos, sendo as mais comuns: oscilações no nível do mar, aumento de produção de crosta oceânica, liberação de metano, variações nos padrões de circulação marinha e de salinidade, maior concentração de nutrientes e disoxia/anoxia. De modo complementar, mudanças paleoclimáticas (como glaciações e aquecimento global) promovem no sistema atmosfera-oceano eventos como: intensificação de intemperismo nos continentes (e.g., transporte por vento e rios), aumento na concentração de dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), metais e gases, episódios de incêndios florestais e chuva ácida (e.g., Pedersen e Calvert, 1990; Bralower et al., 1994; Poulsen et al., 1999; Leckie et al., 2002; Veron, 2008; Jenkyns, 2010; Föllmi, 2012; Haq, 2014; Knoll e Follows, 2016; Bond e Grasby, 2017; Ernst e Youbi, 2017; Giorgioni et al., 2017; Robinson et al., 2017; Erba et al., 2019; Hay et al., 2019; Esmeray-Senlet, 2020;

Hu et al., 2020; Boulila et al., 2023). Todos esses eventos e processos geológicos impactam em distintas proporções as associações do fitoplâncton marinho (em especial, nanofósseis calcários) e na composição geoquímica das rochas. Portanto, estudos sobre os eventos geológicos que causaram ou são consequências dos OAEs são melhor entendidos por meio de análises micropaleontológicas e geoquímicas (e.g., Bralower et al., 1994; Leckie et al., 2002; Erba et al., 2019).

Durante o Cretáceo, os isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) apresentam pronunciadas variações (excursões isotópicas positivas e negativas, Figura 3) coincidentes a eventos bióticos evolutivos nos oceanos síncronos aos OAEs (e.g., Scholle e Arthur, 1980; Erbacher et al., 1996; Premoli-Silva et al., 1999; Leckie et al., 2002; Tsikos et al., 2004; Erba et al., 2019). A compreensão das causas que desencadeiam essas excursões ainda é limitada e permanece como um tópico amplamente debatido (e.g., Scholle e Arthur, 1980; Erbacher et al., 1996; Jenkyns, 2010; Friedrich et al., 2012; Robinson et al., 2017; Bodin et al., 2023). No entanto, as respostas do microplâncton marinho têm contribuído para uma melhor caracterização dos OAEs (e.g., Leckie et al., 2002; Browning e Watkins, 2008; Erba et al., 2019).

## NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS - CARACTERÍSTICAS GERAIS

Microfósseis com carapaças compostas quimicamente por carbonato de cálcio –  $\text{CaCO}_3$  (nanofósseis calcários e foraminíferos planctônicos) e sílica (radiolários e diatomáceas) representam importantes constituintes do microplâncton marinho, especialmente, durante o Mesozoico. Em geral,



Adaptado de: Ernst e Youbi, 2017; Ernst et al., 2020, 2021; Percival et al., 2025.

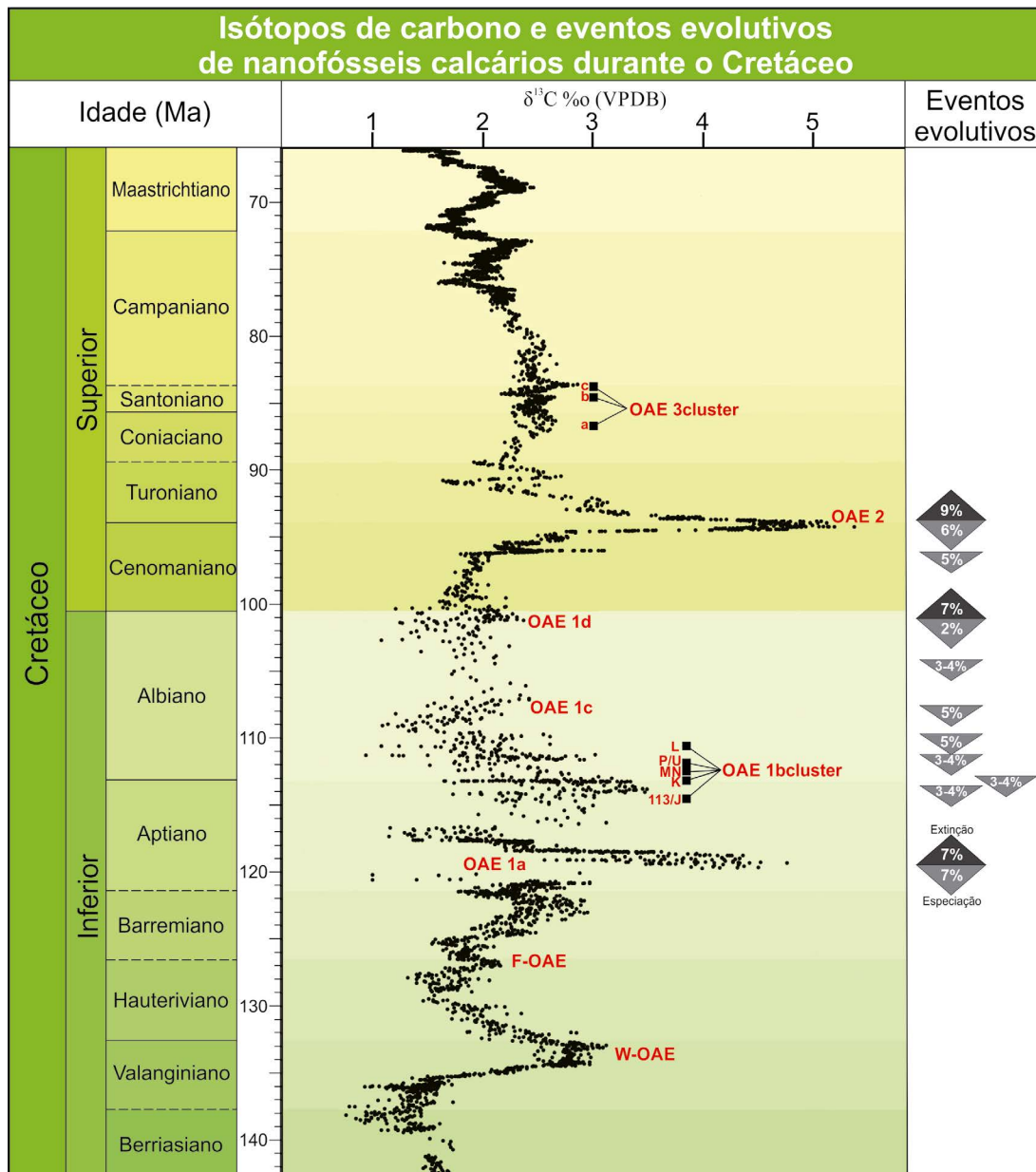
**Figura 2.** Distribuição geográfica das principais LIPs do Cretáceo que podem estar relacionadas aos Evento Anóxicos Oceânicos - OAEs.

esses microrganismos são abundantes e bem preservados em rochas sedimentares do Cretáceo. Devido ao tamanho diminuto e sua rápida proliferação e dispersão, esses organismos habitam amplas áreas oceânicas, sendo amplamente utilizados em estudos bioestratigráficos, paleoecológicos, interpretações paleoceanográficas e reconstituições paleoambientais.

Nanofósseis calcários consistem em um diversificado grupo de organismos marinhos de pequenas dimensões (1 – 40  $\mu\text{m}$ ), compostos por carbonato de cálcio ( $\text{CaCO}_3$ ) recuperados no registro geológico desde o Triássico Superior (e.g., Bown, 1998; Bown et al., 2004; Watkins e Raffi, 2020). A grande maioria dos nanofósseis calcários é relacionada aos coccolitoforídeos, um grupo de algas, protistas e haptófitas fotossintetizantes que vivem na zona fótica dos oceanos (camada superficial da coluna d'água iluminada pela luz solar) e fazem parte do fitoplâncton marinho. Além dos raios ultravioletas do sol, esses organismos dependem da disponibilidade de nutrientes (e.g., nitratos, fosfatos e ferro) na água do mar, que são importantes para suas funções vitais e para a formação de seus elementos esqueléticos por meio da biomineralização (calcificação de  $\text{CaCO}_3$ ). Os coccolitoforídeos são considerados um dos maiores produtores de sedimentos calcários nos oceanos,

portanto, representam um importante componente para os ciclos biogeoquímicos do planeta (Bown, 1998; Falkowski et al., 2004; Winter e Siesser, 2006; Suchéras-Marx et al., 2019). Atualmente, estima-se que as taxas de acumulação de nanoplâncton calcário variam entre 1 a 10 Ma) em mar aberto; no entanto, durante o Cretáceo as taxas de acumulação atingiram até 100 Ma (Watkins e Raffi, 2020). Nos ecossistemas marinhos, os coccolitoforídeos desempenham um papel crucial nas interações entre a superfície dos oceanos e a atmosfera, transferindo energia para níveis tróficos superiores e exportando partículas biogênicas (elementos esqueléticos de  $\text{CaCO}_3$ ) e orgânicas para o fundo do mar (Bown, 1998; Winter e Siesser, 2006; Erba et al., 2019). Portanto, além de responderem rapidamente às mudanças nas condições ambientais, acredita-se que alterações nas associações desses microrganismos também podem desencadear modificações ambientais (Winter e Siesser, 2006).

O fitoplâncton marinho compreende microrganismos muito sensíveis às mudanças físico-químicas nas massas d'água. O estudo desses microfósseis preservados em rochas do Cretáceo permite um importante registro de como a biota marinha respondeu as mudanças físico-químicas durante os OAEs. Além disso, durante ou próximos aos OAEs as associações de nanofósseis calcários apresentam



**Figura 3.** Variações registradas nos isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) durante o Cretáceo (Cramer e Jarvis, 2020 e referências nele citadas). Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) reconhecidos no Cretáceo posicionados no tempo geológico (cronoestratigraficamente) de acordo com Ogg et al. (2021), e taxas evolutivas (% de extinções e especiações) registradas nas associações de nanofósseis calcários de acordo com Leckie et al. (2002) e Watkins et al. (2005).

significativas taxas de renovação evolutiva (Figura 3), incluindo extinções e surgimentos (e.g., Leckie et al., 2002; Erba et al., 2019), alterações morfométricas como diminuição no tamanho ou variações na elipticidade (e.g., Erba et al., 2010; Lübke e Mutterlose, 2016; Faucher et al., 2017; Erba et al., 2019; Bruno et al., 2022, Bettoni et al., 2024) e mudanças na abundância de algumas espécies evidenciando proliferações (e.g., Tiraboschi et al., 2009; Erba et al., 2019; Bruno et al., 2022). Por meio de processos biogeoquímicos, esses organismos incorporam elementos e isótopos presentes nas massas de água marinhas durante a for-

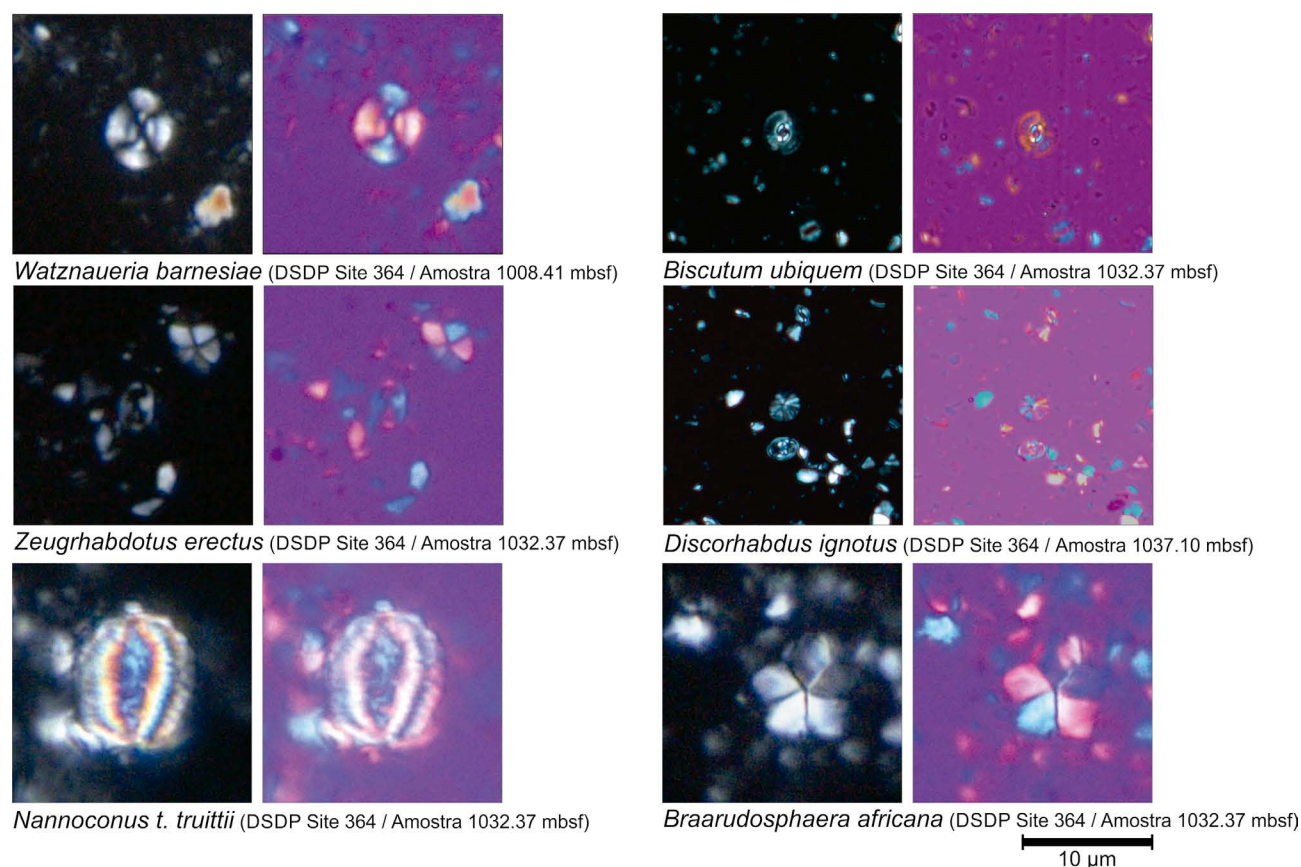
mação de suas carapaças de acordo com a disponibilidade e concentração (e.g., Lees et al., 2005; Winter e Siesser, 2006; Rodrigues e Fauth, 2013). Dessa forma, as carapaças desses microrganismos constituem um importante contribuinte formador de rochas sedimentares, e seu estudo permite descobrir a composição geoquímica e sinal isotópico dos oceanos no passado geológico (e.g., Leckie et al., 2002; Lees et al., 2005; Winter e Siesser, 2006).

O grupo dos nanofósseis calcários além de incluir diminutos microfósseis calcários cujas afinidades biológicas são incertas também podem ser atribuídas a outros grupos

como dinoflagelados, espículas de ascídias e foraminíferos juvenis (e.g., Bown, 1998; Watkins e Raffi, 2020). Dessa forma, considera-se que a grande maioria dos nanofósseis calcários seja referida ao microplâncton marinho, que apresenta maior diversidade em regiões subtropicais a subtemperadas, em ambientes deposicionais relacionados a condições de massas d'água marinhas abertas com salinidade normal, quentes e oligotróficas (e.g., Bown, 1998; Bown et al., 2004; Watkins e Raffi, 2020). Entretanto, condições eutróficas possibilitam a proliferação de espécies tolerantes que florescem e dominam as massas de água nessas condições (Figura 4), como os gêneros *Biscutum*, *Zeugrhabdotus* e *Discorhabdus* do Cretáceo (e.g., Tremolada et al., 2007; Bruno et al., 2020, 2022; e referências neles citadas). Essas condições de massas d'água eutróficas também são comuns em ambientes marinhos rasos, onde é registrada a ausência ou baixa diversidade de nanofósseis calcários (e.g., Bown, 1998; Winter e Siesser, 2006; Watkins e Raffi, 2020), domínio dos gêneros *Braarudosphaera* e *Nannoconus* que ocorrem associados a grupos de dinoflagelados calcários e espículas de ascídias (Bown e Young, 2019; Bruno et al., 2022). Portanto, mudanças nas condições físico-químicas

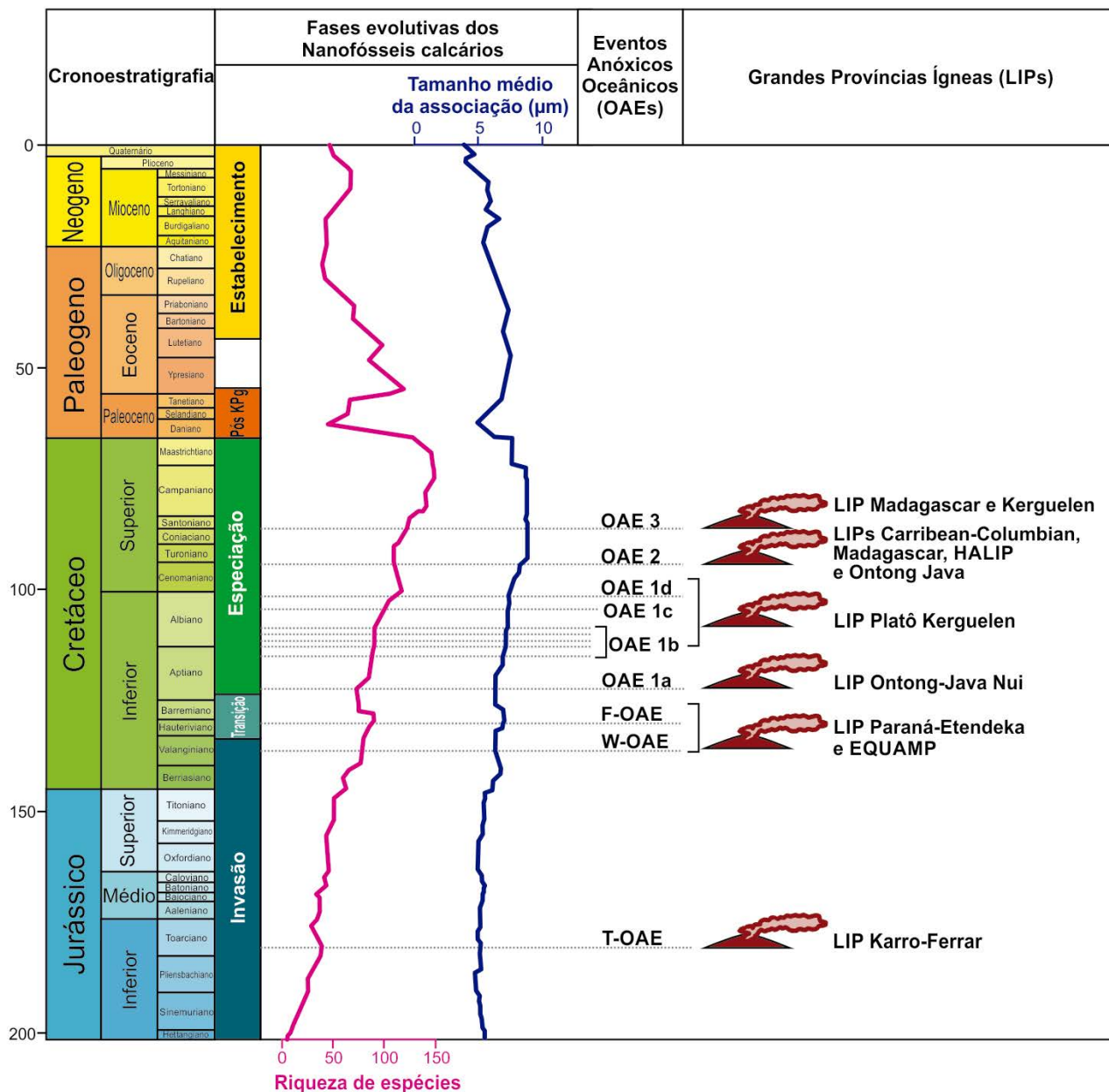
das massas de água oceânica resultam em eventos de renovação evolutiva (extinções e surgimentos de espécies) e alterações nas composições das associações, constituindo importantes eventos bioestratigráficos que permitem a datação relativa dos estratos rochosos ao longo do tempo geológico. A dispersão e estabelecimento dos nanofósseis calcários nos oceanos ocorreu gradualmente ao longo do tempo geológico, desde os primeiros registros no Triássico Superior ao Quaternário (e.g., Bown et al., 2004; Aubry et al., 2005; Bown, 2005; Suchéras-Marx et al., 2019). A macroevolução desse grupo fóssil pode ser dividida em três fases: invasão, especiação e estabelecimento (Suchéras-Marx et al., 2019).

A fase inicial corresponde à invasão dos oceanos ocorrida durante o intervalo Jurássico–Eocretáceo (Figura 5), marcada por uma tendência crescente na diversificação e riqueza, aumento no tamanho médio das espécies e ampla acumulação em mares epicontinentais (Aubry et al., 2005; Suchéras-Marx et al., 2019). Essa fase é relacionada a Revolução do Plâncton Mesozoico (Vermeij, 1977), que é caracterizada pelo surgimento de novos organismos marinhos planctônicos como diatomáceas, dinoflagelados e nanofós-



Fotomicrografias extraídas de: Bruno et al. (2022).

**Figura 4.** Principais espécies de nanofósseis calcários do Cretáceo que responderam as mudanças ambientais ocorridas durante os OAEs. *Watznaueria barnesiae* que apresentam variações morfométricas durante o OAE 1a e OAE 1b (Erba et al., 2010; Bruno et al., 2022; Bettoni et al., 2024); *Biscutum ubiqem*, *Zeugrhabdotus erectus* e *Discorhabdus ignotus* que se proliferam durante os OAEs (e.g., Herrle, 2003; Erba et al., 2019; Bruno et al., 2022); e *Nannoconus truittii truittii* e *Braarudosphaera africana* que ocorrem em menor abundância durante os OAEs (e.g., Erba et al., 2019; Bruno et al., 2022).



**Figura 5.** Evolução dos nanofósseis calcários considerando a riqueza de espécies (Bown et al., 2004; Bown, 2005), tamanho médio das associações (Aubry et al., 2005; Herrmann e Thierstein, 2012) e as três fases macroevolutivas deste grupo fóssil (Suchéras-Marx et al., 2019). Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) posicionados de acordo com Ogg et al. (2021), e Grandes Províncias Ígneas – LIPs, de acordo com Clapham e Renne (2019), Ernst et al. (2020), Matsumoto et al. (2020, 2021, 2022, 2023) e Percival et al. (2025).

seis calcários ocorrido, possivelmente, devido à fragmentação do Supercontinente Gondwana e a abertura de novos nichos ecológicos (e.g., Leckie et al., 2002; Suchéras-Marx et al., 2019). A segunda fase é caracterizada por um período de ampla especialização e diversificação taxonômica (Figura 5), que ocorreu desde o intervalo Eocretáceo ao limite Cretáceo/Paleógeno (K/Pg). Durante essa fase, a crescente diversidade de espécies ocasionou a necessidade de compartilhamento dos ecossistemas de modo eficiente, o que resultou em um aprimoramento das estratégias de so-

brevivência dos organismos, ocasionando episódios de especialização e adaptação das espécies à nichos ecológicos particulares (Suchéras-Marx et al., 2019). A terceira fase macroevolutiva dos nanofósseis calcários corresponde ao reestabelecimento (Figura 5), onde espécies pequenas dominaram os oceanos após o evento de extinção em massa do K/Pg, que teve um impacto catastrófico na diversidade desse grupo fóssil (e.g., Bown et al., 2004; Aubry et al., 2005; Suchéras-Marx et al., 2019; Watkins e Raffi, 2020).

As associações de nanofósseis calcários do Cretáceo

são dominadas por *Watznaueria* (especialmente, *W. barnesiae*) e *Nannoconus*, esses gêneros são considerados os principais microfósseis formadores de rochas do Cretáceo (e.g., Bown, 1998; Erba, 2006; Watkins e Raffi, 2020). Estudos em rochas carbonáticas desse período permitem a caracterização de variações nas associações de nanofósseis calcários em relação aos OAEs, permitindo caracterizar as respostas do fitoplâncton antes, durante e após esses eventos.

## EVENTOS ANÓXICOS OCEÂNICOS (OAEs) DO CRETÁCEO - CARACTERÍSTICAS GERAIS

Os OAEs são episódios globais síncronos de curta duração no tempo geológico, com dezenas ou centenas de milhares de anos (e.g., Jenkyns, 2010; Leandro et al., 2022). Esses eventos provocaram mudanças significativas nas condições físico-químicas dos oceanos, afetando as associações do microplâncton marinho e promovendo importantes perturbações no ciclo do carbono envolvendo o sistema atmosfera-oceano e suas interações – LOAC (e.g., Schlanger e Jenkyns, 1976; Arthur e Schlanger, 1979; Schlanger et al., 1987; Arthur et al., 1990; Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Galeotti et al., 2003; Pancost et al., 2004; Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019). De modo geral, a identificação e caracterização dos OAEs são realizadas por meio de análises de isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e pelo estudo das associações de nanofósseis calcários (e.g., Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1990; Leckie et al., 2002; Browning e Watkins, 2008; Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019; Bruno et al., 2022). Além disso, mudanças nas associações de microfósseis marinhos como radiolários, dinoflagelados e foraminíferos planctônicos também têm sido registradas durante os OAEs (e.g., Erbacher et al., 1996; Erbacher e Thurow, 1997; Premoli-Silva et al., 1999; Leckie et al., 2002; Galeotti et al., 2003), assim como perturbações nos ciclos de ósmio, nitrogênio e enxofre (e.g., Jenkyns et al., 2007; Jenkyns, 2010; Peucker-Ehrenbrink e Ravizza, 2020; Matsumoto et al., 2022). Os processos e eventos geológicos relacionados aos OAEs podem ser considerados como preditivos para condições paleoambientais e climáticas futuras (e.g., Galeotti et al., 2003; Jenkyns, 2010), especialmente aquecimento global, acidificação oceânica, disoxia/anoxia e intensificação do ciclo hidrológico.

A identificação de níveis relacionados aos OAEs tem grande importância econômica, considerando que esses eventos estão associados a rochas responsáveis pela geração de cerca de 29% dos depósitos de petróleo e gás de alta qualidade a nível global (Arthur e Schlanger, 1979; Scholle e Arthur, 1980; Tissot et al., 1980; Klemme e Ulmishek, 1991). Essa correlação entre OAEs e rochas geradoras é um tema amplamente abordado na comunidade científica internacional (e.g., Núñez-Useche et al., 2014; Souza, 2016; Bruno et al., 2022), destacando-se o intervalo que compreende

o Aptiano–Turoniano, pois contém a maior quantidade de rochas geradoras de petróleo associadas aos OAEs (Klemme e Ulmishek, 1991). Devido a essa importância na indústria de petróleo, o principal pesquisador de OAEs, Hugh C. Jenkyns descreve: “os eventos anóxicos oceânicos devem ter colorido não apenas os caminhos geológicos, mas também a história humana” (página 184, Jenkyns, 1980).

A primeira definição de OAE foi postulada por Schlanger e Jenkyns (1976), que caracterizam depósitos sedimentares significativos de folhelhos pretos (*black shales*) ricos em matéria orgânica, contendo elevado teor de carbono orgânico total – COT (maior que 1% em massa). Portanto, a definição original de OAE foi baseada em critérios litológicos. Esses níveis foram caracterizados como depósitos de amplitude global formados de modo síncrono, durante os intervalos Aptiano–Albiano (OAE 1) e Cenomaniano–Turoniano (OAE 2). Esses OAEs teriam sido causados por interações de eventos geológicos, como transgressões (subida no nível dos oceanos), aumento na produção de carbono orgânico, clima global equitativo, e condições de ausência de oxigênio (anoxia) ou diminuição nos níveis de oxigênio (disoxia) no fundo dos oceanos (Schlanger e Jenkyns, 1976).

Após o estudo pioneiro que identificou o OAE 1 e OAE 2 (Schlanger e Jenkyns, 1976), nas últimas décadas novas pesquisas litoestratigráficas, geoquímicas e paleontológicas identificaram outros OAEs ao longo do Cretáceo. Devido a amplitude global dos isótopos de carbono, os OAEs têm sido registrados em sequências sedimentares marinhas e continentais em diversos locais do planeta (e.g., Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019; Xu et al., 2022). Portanto, durante o intervalo Valanginiano–Santoniano foram identificados oito OAEs (Figuras 3 e 5), denominados OAE-Weissert (W-OAE), OAE-Faraoni (F-OAE), OAE 1a, OAE 1b, OAE 1c, OAE 1d, OAE 2 e OAE 3. Esses respectivos eventos ocorreram durante os seguintes intervalos: W-OAE ocorrido durante o Valanginiano (e.g., Weissert et al., 1998; Erba et al., 2004; Jenkyns, 2010), F-OAE durante o Hauteriviano (Baudin, 2005; Bodin et al., 2007; Baudin e Riquier, 2014) e o OAE 3 no intervalo Coniaciano–Santoniano (Arthur e Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980; Wagreich, 2009, 2012a, 2012b). Arthur et al. (1990) subdividiram o OAE1 do intervalo Aptiano–Albiano nos sub-eventos OAE 1a (Eoaptiano), OAE 1b (passagem Aptiano–Albiano), OAE 1c (Mesoalbiano ao Neoalbiano) e OAE 1d (Neoalbiano) (Figuras 3 e 5). Além dos OAEs do Cretáceo, nos últimos anos outros eventos foram reportados para distintos períodos do tempo geológico, como o Evento Kellwasser registrado durante o Devoniano (Büggisch, 1991; Carmichael et al., 2019), Evento Kunguriano ocorrido no Permiano (Liu et al., 2017; Cagliari et al., 2022) e o T-OAE (ou Jenkyns-OAE; Müller et al., 2017) ocorrido no Eojurássico, durante o Toarciano (Jenkyns, 1985, 1988).

Apesar de ter dado nome aos OAEs, a condição de ausência de oxigênio (anoxia) das massas d'água é uma condição ambiental rara e não tem sido mais utilizada como

o principal critério na caracterização dos OAEs (Erba et al., 2019). É importante salientar que a presença de níveis estratigráficos contendo folhelhos pretos (*black shales*) também não é considerada uma característica diagnóstica imprescindível para a identificação de um OAE, pois as condições físico-químicas locais das massas d'água associadas aos minerais e organismos que ocupam os ecossistemas são os principais constituintes de uma rocha sedimentar. Destacam-se também, a batimetria e os regimes de fluxo locais que podem influenciar de modo significativo no tipo e atributos litológicos. Considerando os principais depósitos sedimentares relacionados aos OAEs, Jenkyns (1980) apresenta uma distribuição de fácies marinhas e os principais minerais formados em cada ambiente (Figura 6).

## CARACTERIZAÇÃO DOS OAEs DO CRETÁCEO E IMPACTOS NA BIOTA MARINHA

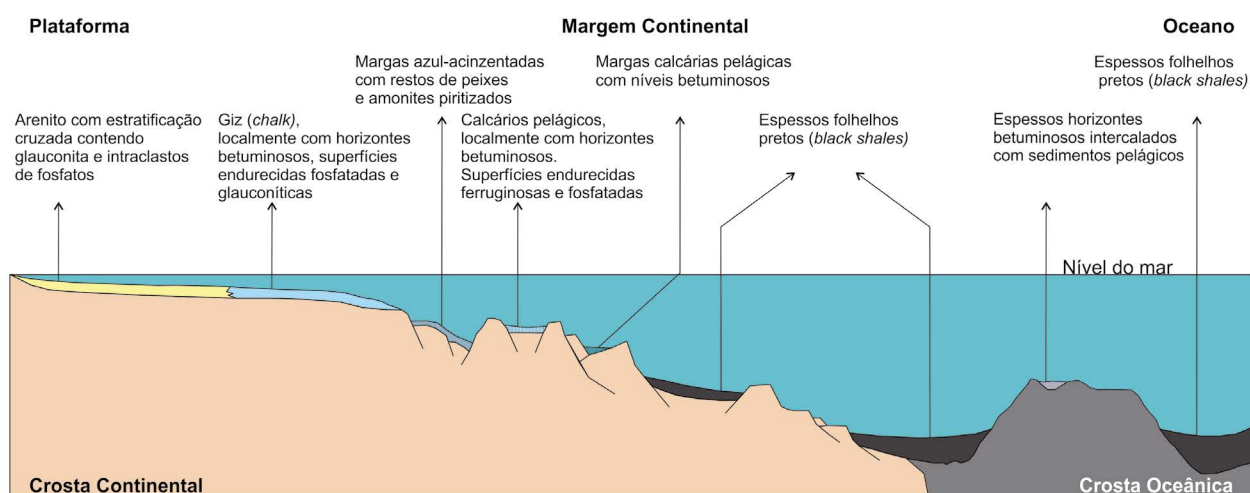
A crescente identificação e caracterização de novos OAEs estão relacionadas ao significativo desenvolvimento de técnicas analíticas em alta resolução ocorrido nas últimas décadas, relacionadas especialmente a estudos estratigráficos com isótopos (quimioestratigrafia), como principalmente os isótopos de carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ). Esses dados podem ser obtidos principalmente em carapaças de foraminíferos (e.g., Huber e Leckie, 2011), rochas sedimentares carbonáticas ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ) e na matéria orgânica ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ;  $\delta^{18}\text{O}_{\text{org}}$ ).

Por meio da quimioestratigrafia tem sido possível identificar, caracterizar e correlacionar variações pronunciadas (excursões isotópicas) nos isótopos de carbono, que registram as grandes perturbações nos ciclos globais de carbono decorrentes de períodos de aquecimento oceânico relacionados aos OAEs (e.g., Scholle e Arthur, 1980; Herrle et al., 2003; Tsikos et al., 2004; Jenkyns, 2010; Robinson et al., 2017). O estudo pioneiro que demonstrou a

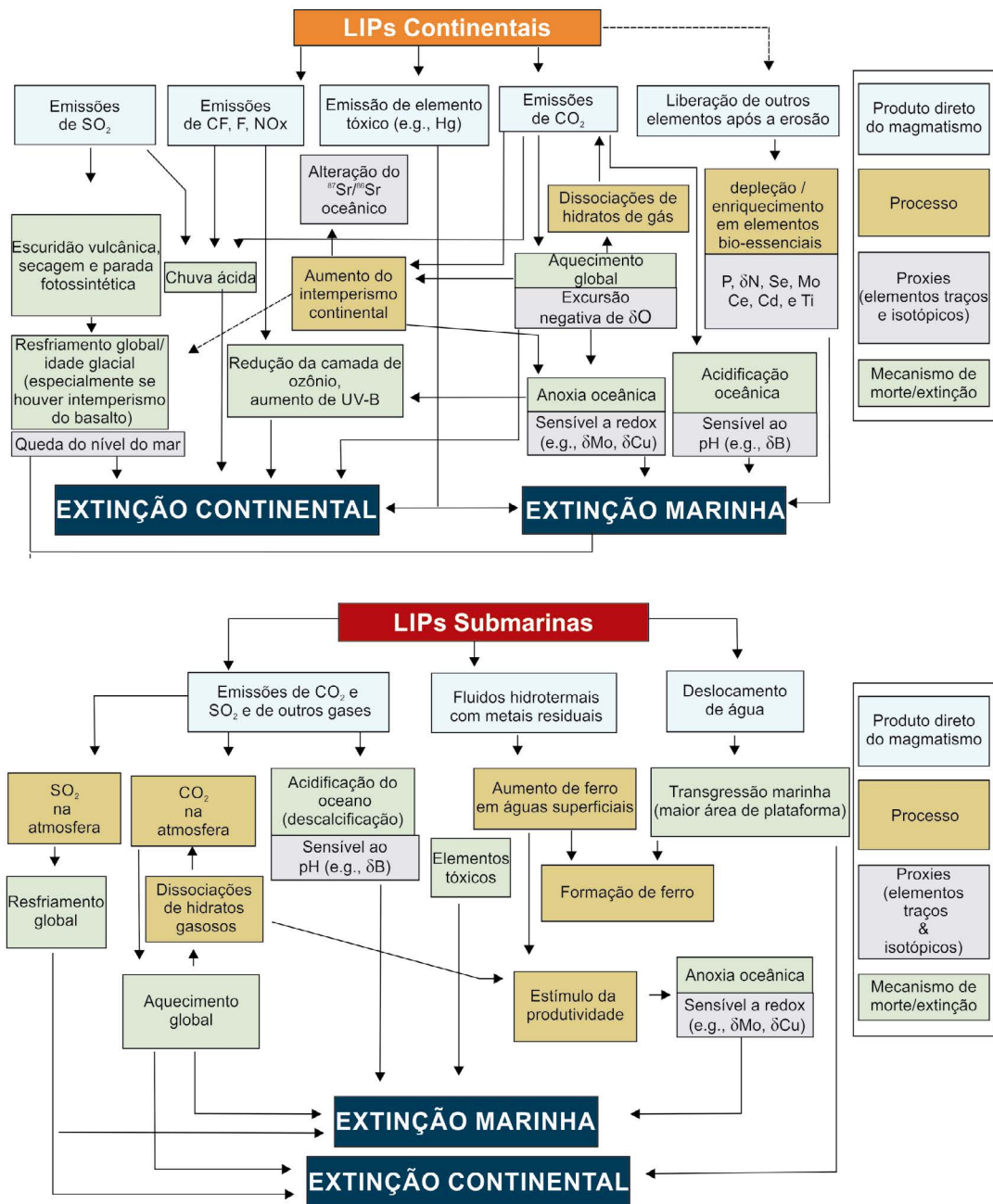
aplicabilidade de isótopos de carbono para correlações e caracterização de eventos geológicos regionais e globais foi realizado por Scholle e Arthur (1980), evidenciando que as excursões isotópicas refletem mudanças e interações na composição dos reservatórios oceânicos, continentais e atmosféricos. Essas mudanças são identificadas em excursões isotópicas que estão associadas a anomalias negativas (Negative Carbon Isotope Excursion, N-CIE) e positivas (Positive Carbon Isotope Excursion, P-CIE).

A compreensão das causas que promovem as excursões isotópicas de carbono durante os OAEs do Cretáceo ainda é limitada e tema de amplo debate (e.g., Scholle e Arthur, 1980; Berger e Vincent, 1986; Jähren et al., 2001; Herrle et al., 2003; Jenkyns, 2010; Robinson et al., 2017; Cramer e Jarvis, 2020). Entretanto, diversos autores destacam a importância das LIPs do Cretáceo como principais gatilhos que causam anomalias nos isótopos de carbono (e.g., Jenkyns, 2010; Robinson et al., 2017; Ernst et al., 2020), destacando diferenças entre eventos vulcânicos continentais (C-LIPs) e submarinos (O-LIPs) e seus impactos no sistema atmosfera-oceano (Figura 7).

De modo geral, o modelo para explicar as N-CIE consistem em intenso vulcanismo continental (C-LIPs) que promove a liberação de gases de efeito de estufa (e.g.,  $\text{CO}_2$  e  $\text{SO}_2$ ) iniciando o aquecimento global e a acidificação dos oceanos resultando na dissolução de carbonatos (Figura 8A). O ciclo hidrológico intensificado pelo aquecimento global aumenta o fluxo de nutrientes para os oceanos, resultando em pronunciada sedimentação de matéria orgânica marinha provocada por alta produtividade de microrganismos marinhos (e.g., Jenkyns, 2010; Robinson et al., 2017; Hu et al., 2020). O modelo para as P-CIE indica um intenso vulcanismo submarino (O-LIPs) que promove a liberação de nutrientes (e.g., ferro e níquel) e gases de fontes hidrotermais para os oceanos. Os gases em excesso chegam à superfície marinha e entram na atmosfera, provocando



**Figura 6.** Modelo de distribuição das principais litologias passíveis de ocorrência em distintas configurações deposicionais durante um Evento Anóxico Oceânico – OAE (Jenkyns, 1980).



Modificado de: Ernst e Youbi, 2017.

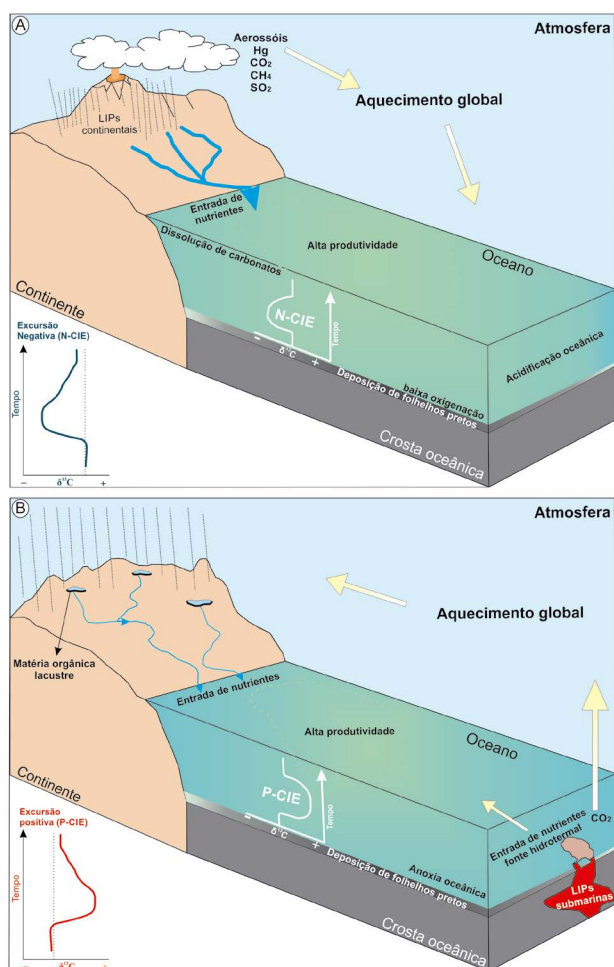
**Figura 7.** Processos geológicos e mudanças ambientais relacionadas as LIPs continentais e submarinas.

aquecimento global (Figura 8B). O ciclo hidrológico é altamente intensificado com o aumento de fluxos continentais para os oceanos, resultando em pronunciada sedimentação de matéria orgânica continental e marinha (e.g., Jenkyns, 2010; Robinson et al., 2017; Hu et al., 2020).

A diversidade dos processos geológicos que envolvem as causas e consequências que promovem as excursões nos isótopos de carbono deve-se à complexidade do ciclo do carbono. Uma alternativa para identificar os OAEs tem sido explorada com base na análise das alterações nas asso-

ciações de nanofósseis calcários, foraminíferos planctônicos e radiolários (e.g., Erbacher et al., 1996; Premoli-Silva et al., 1999; Leckie et al., 2002; Erba, 2004; Huber e Leckie, 2011; Erba et al., 2019). Analisando principalmente às associações de radiolários em depósitos ricos em matéria orgânica, Erbacher et al. (1996) caracterizam e subdividem os OAEs em dois tipos (Figura 9): P-OAEs (P = produtividade) e D-OAEs (D = detriticos).

Os P-OAEs são caracterizados por rochas sedimentares ricas em matéria orgânica, compostas principalmente



Modificado de: Jenkyns, 2010; Robinson et al., 2017; Hu et al., 2020.

**Figura 8.** Processos geológicos e mudanças ambientais relacionadas aos, (A) *Negative Carbon Isotope Excursion* – N-CIE e (B) *Positive Carbon Isotope Excursion* – P-CIE.

por esqueletos de microrganismos marinhos. Esses eventos são relacionados a episódios de subida no nível dos oceanos (transgressão marinha) que promoveram significativa entrada de nutrientes (e.g., nitrato, fosfato, ferro e silício) nos oceanos, resultando na fertilização das massas d'água e ocasionando alta produtividade do microplâncton marinho (Figura 9). As associações fósseis apresentam uma diminuição na diversidade, alta abundância de espécies oportunistas e eventos de extinção graduais (Erbacher et al., 1996). Além disso, em alguns P-OAEs (e.g., OAE 1a, OAE 1d e OAE 2) por essas mudanças nas associações fósseis ocorrem devido as condições de acidificação oceânica ou efeitos diagenéticos que impactam na preservação de nanofósseis calcários no registro fóssil (e.g., Slater et al., 2022; Jones et al., 2023).

Por outro lado, os D-OAEs (e.g., OAE 1c) correspondem a uma significativa entrada de material continental nos oceanos contendo nutrientes e matéria orgânica relacionada, principalmente, a fragmentos vegetais (e.g., plantas terrestres). Esses eventos são associados a episódios de descida no

nível dos oceanos (regressão marinha), que promoveram o surgimento (radiação) de novos táxons e alta diversidade do microplâncton marinho (e.g., Erbacher et al., 1996).

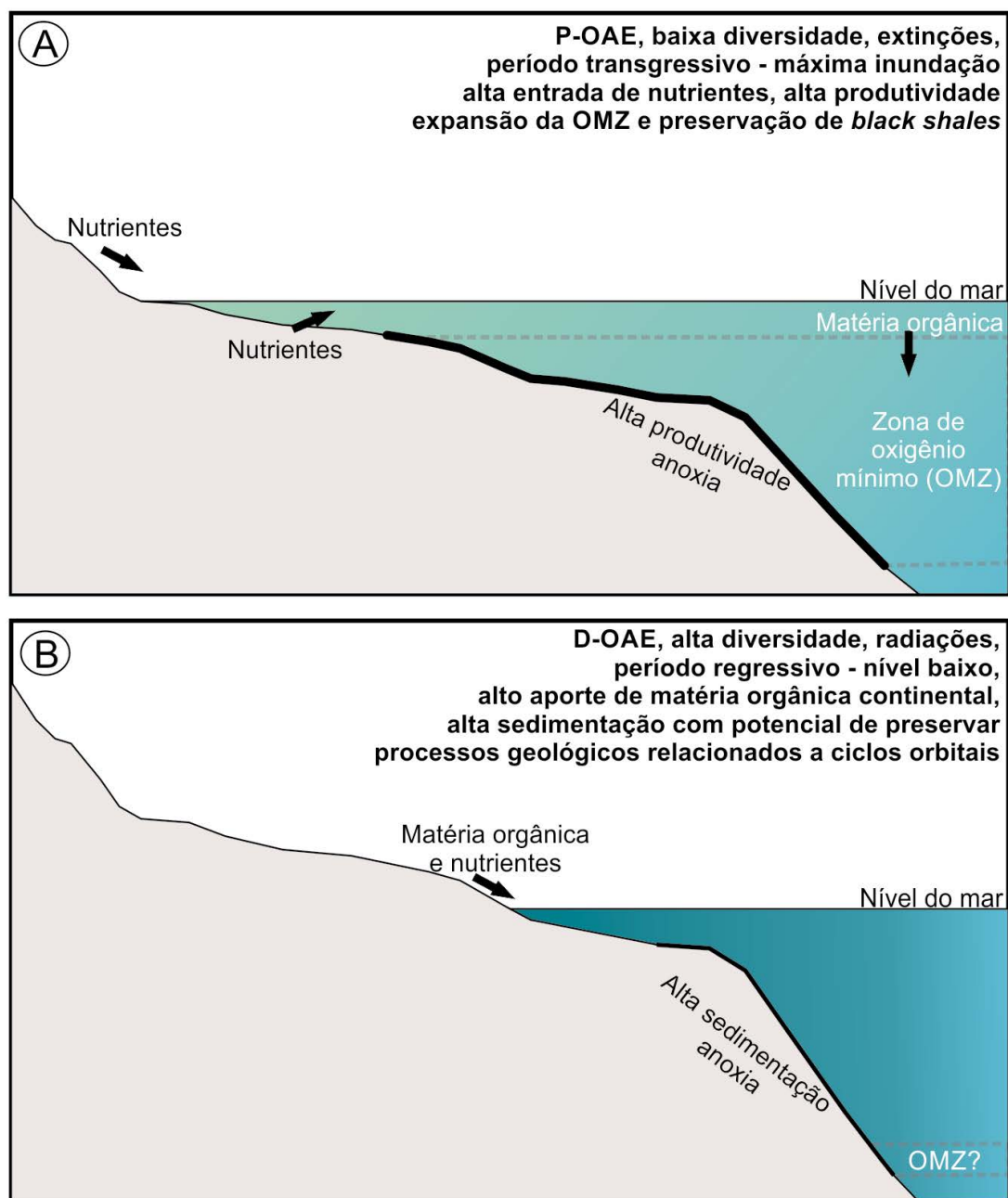
O método de classificação dos OAEs com base nos componentes bióticos e litológicos proposto por Erbacher et al. (1996) não leva em consideração os eventos geológicos descritos como gatilhos para a ocorrência dos OAEs. Nesse sentido, Matsumoto et al. (2022) sugerem uma nova forma de classificar os OAEs, considerando três tipos de eventos:

- 1) OAEs induzidos por eventos vulcânicos, desencadeados pelo soterramento episódico de sedimentos ricos em matéria orgânica relacionada a organismos marinhos (OAE 1a e OAE 2);
- 2) OAEs induzidos por monções, causados principalmente pela estratificação da massa d'água devido à entrada cíclica nos oceanos de materiais provenientes dos continentes. A matéria orgânica dos OAEs induzidos por monções é predominantemente composta por materiais continentais, e o aumento na produtividade é pouco expressivo (e.g., OAE 1c e OAE 1d);
- 3) OAEs induzidos por atividade vulcânica e monções simultaneamente, sendo difícil identificar qual processo foi mais impactante (e.g., OAE 1b).

Cada OAE possui características únicas, uma amplitude específica no tempo geológico, fatores causais distintos e impactos específicos sobre a biota marinha. De modo geral, estudos quantitativos com microfósseis em rochas marinhas do Cretáceo revelam que radiolários e constituintes orgânicos de microrganismos são significativamente abundantes em folhelhos pretos relacionados aos OAEs, enquanto espécies dominantes de nanofósseis calcários (e.g., *W. barnesiae*) são abundantes antes e após esses eventos (e.g., Premoli-Silva et al., 1999; Leckie et al., 2002; Erba, 2004; Erba et al., 2019). Além disso, durante os OAEs são registrados aumento nas abundâncias dos gêneros *Biscutum* e *Discorhabdus*, evidenciando proliferações relacionadas ao aumento de produtividade primária nas massas d'água (e.g., Faucher et al., 2017; Erba et al., 2019; Bruno et al., 2022). Essa condição de aumento na produtividade tem sido diretamente relacionada à alta fertilidade nos oceanos em escala global devido a uma significativa entrada de nutrientes provenientes de eventos geológicos, como: vulcanismo, descarga fluvial (fluxos detritico continentais), partículas suspensas no ar (aerossóis) distribuídas pelo vento (*aeolian dust*) e zonas de ressurgência (e.g., Erba, 1994; Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Jenkins, 2010; Gambacorta et al., 2019; Matsumoto et al., 2020, 2022). Nos subitens a seguir, os OAEs do Cretáceo são caracterizados do mais antigo ao mais novo, por meio da literatura publicada. Portanto, é apresentada uma revisão e síntese do conhecimento geoquímico, eventos geológicos relacionados e as respostas do nanoplâncton marinho aos OAEs.

## Evento Weissert (W-OAE)

Durante o Valanginiano (em aproximadamente 134 Ma, Ogg et al., 2021) ocorreu a primeira grande perturbação



Modificado de: Erbacher et al., 1996.

**Figura 9.** Processos geológicos e mudanças ambientais relacionadas aos (A) produtividade, P-OAEs e (B) detrítico, D-OAEs.

do ciclo global do carbono do Cretáceo (Figura 3), referente ao Evento Weissert, W-OAE (Erba et al., 2004). Esse evento, é geralmente caracterizado por uma excursão positiva (P-CIE) de isótopos de carbono (Tabela suplementar 1), proeminente em carbonatos marinhos, seguida por um retorno da excursão a valores similares aos registrados antes do início do W-OAE (e.g., Weissert, 1989; Erba et al., 2004; Jenkyns, 2010). Esse evento é associado ao vulcanismo continental (C-LIPs) da LIP Paraná-Etendeka (e.g., Erba et al., 2004; Keller, 2008; Martinez et al., 2015), e

possivelmente a Província Magmática do Atlântico Equatorial - EQUAMP (Oliveira et al., 2025), apesar de alguns estudos questionarem essa associa o do W-OAE com eventos vulcânicos (e.g., Rocha et al., 2020).

Para o Valanginiano são descritas condi es climáticas úmidas, possivelmente associadas a ciclos hidrológicos intensificados, ocasionando assim uma fertiliza o nos oceanos caracterizada por altas concentra es de nutrientes (Barbarin et al., 2012). Durante o W-OAE é registrado um episódio de aquecimento global seguido de um intervalo

de resfriamento de curta duração, caracterizados por dados geoquímicos, paleontológicos e litológicos (Cavalheiro et al., 2021). Segundo Erba et al. (2004), o W-OAE é um evento no qual ocorreu uma significativa mudança nos ecossistemas marinhos globais, com alta produtividade primária (possivelmente P-OAE) e pronunciada deposição de carbono sob condições paleoclimáticas de efeito estufa desencadeadas por eventos vulcânicos da LIP Paraná-Etendeka. De modo complementar, o vulcanismo associado ao EQUAMP também pode ter contribuído nesse contexto (Oliveira et al., 2025). Esses vulcanismos emitiram grande quantidade de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) para o sistema atmosfera/oceano e por fontes hidrotermais, o que possivelmente aumentou as concentrações de nutrientes na coluna d'água. Ainda, segundo Erba et al. (2004), durante o Weissert OAE ocorreu um estresse ecológico devido ao excesso de nutrientes na coluna d'água (fertilidade), resultando em uma crise na biocalcificação sob condições de excesso de CO<sub>2</sub>, possivelmente provocando acidificação oceânica e variações de salinidade (Bersezio et al., 2002; Erba et al., 2019). Durante o W-OAE ocorrem aceleradas taxas evolutivas nos foraminíferos, enquanto para os nanofósseis calcários ocorre um declínio de *Nannoconus* e um possível acme de *Diazomatolithus* associados a um aumento significativo de espécies oportunistas de radiolários. Enquanto organismos de composição carbonática das comunidades planctônicas e bentônicas sofreram uma queda na biocalcificação, grupos como os calpionelídeos foram extintos (Weissert, 1989; Reboulet et al., 2003; Erba et al., 2004; Keller, 2008; Jenkyns, 2010; Aguado et al., 2018; Erba et al., 2019; Möller et al., 2020).

### Evento Faraoni (F-OAE)

O Evento Anóxico Oceânico OAE-Faraoni (F-OAE) foi registrado durante o Hauteriviano (aproximadamente 127 Ma, Ogg et al., 2021), sendo um evento de curta duração relacionado a um novo pulso da LIP Paraná-Etendeka (Figura 5 e Tabela suplementar 1), caracterizado por uma excursão positiva (P-CIE) no isótopo de carbono com uma leve tendência crescente de longo prazo (Baudin e Riquier, 2014). Esse episódio foi originalmente identificado na Itália, onde está preservado em folhelhos pretos (*black shales*) ricos em matéria orgânica intercalados com rochas carbonáticas.

As causas desse OAE são geralmente atribuídas a episódios de subida relativa do nível do mar que permitiu o estabelecimento de conexões marinhas entre as biotas boreais e as equatoriais/subequatoriais, além de troca de massas de água ricas em nutrientes e uma expansão vertical progressiva das águas de fundo que continham pouco oxigênio (Bodin et al., 2007; Baudin e Riquier, 2014; Martinez et al., 2015). Além disso, nesse período ocorreram condições climáticas quentes e úmidas, ciclos hidrológicos intensificados e consequente entrada de nutrientes que fertilizaram os oceanos e promoveram significativa produtividade pri-

mária do fitoplâncton marinho (Föllmi, 2012). Esse evento resultou no aumento da produtividade primária (possivelmente P-OAE) que permitiu uma alta diversificação da fauna de amonites e provocou extinções nas associações de radiolários, foraminíferos planctônicos e uma crise do gênero de nanofósseis calcários *Nannoconus* (Bodin et al., 2007; Baudin e Riquier, 2014; Martinez et al., 2015).

### Evento Selli (OAE 1a)

O OAE 1a é registrado no início do Aptiano (aproximadamente 120,7 Ma, Ogg et al., 2021), sendo denominado de Evento Selli. O início do OAE 1a é precedido por episódios vulcânicos submarinos e continentais (O-LIPs e C-LIPs), associados a formação da LIP Ontong Java Nui no Pacífico (Tabela suplementar 1), que liberou altos níveis de CO<sub>2</sub> no sistema atmosfera-oceano, o que induziu a condição paleoclimática de efeito estufa, levando ao contexto global de *greenhouse*. No Oceano Atlântico Sul, o OAE 1a foi registrado em poços do *Deep Sea Drilling Project* (Tissot et al., 1980; Dummann et al., 2021a), Venezuela (Méndez-Dot et al., 2015) e nas bacias de Campos, Santos e Sergipe no Brasil (Tedeschi et al., 2017, 2020; Pietzsch et al., 2020).

O OAE 1a é caracterizado por uma elevada produtividade primária (P-OAE) e por uma expressiva excursão de valores negativos (N-CIE) para positivos em  $\delta^{13}\text{C}$ , provavelmente causada por efeito estufa, com curtos períodos de resfriamento, relacionado a um aumento nas concentrações de CO<sub>2</sub> no sistema atmosfera/oceanos devido às emissões provenientes da LIP Ontong Java Nui (e.g., Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019; Matsumoto et al., 2021; Bauer et al., 2024). Estudos geoquímicos e paleontológicos apresentam uma hipótese de que por meio de emissões de gases e cinzas vulcânicas ocorreu uma fertilização significativa das massas d'água oceânicas por ferro, resultando em um aumento na produtividade primária durante o OAE 1a (Larson e Erba, 1999; Matsumoto et al., 2024). No entanto, o excesso de CO<sub>2</sub> associado ao vulcanismo submarino pode ter diminuído o pH da água do mar e reduzido a disponibilidade de carbonatos, impactando de modo significativo o plâncton calcário (e.g., Leckie et al., 2002; Föllmi, 2012; Erba et al., 2019). A emissão de grandes quantidades de metais (Fe, V, Ti, Zn, Mo, Mn e Ni) nos ecossistemas marinhos durante o OAE 1a pode ter impulsionado o aumento da produtividade primária em águas superficiais. A expressão sedimentar do OAE 1a geralmente inclui rochas como os folhelhos pretos intercalados com calcários marinhos, camadas ricas em radiolários e nódulos do mineral pirita (e.g., Erbacher et al., 1996).

No registro fóssil, as respostas bióticas às perturbações paleoambientais do OAE 1a apresentam magnitudes variadas seguindo as condições geológicas de cada região. Os organismos cujas carapaças são compostas por carbonato de calcário sofreram impactos mais significativos, sendo

os nanofósseis calcários um grupo fóssil fortemente afetado (e.g., Erbacher et al., 1996; Lübke e Mutterlose, 2016; Erba et al., 2019). As associações de nanofósseis calcários relacionadas ao OAE 1a exibem taxas significativas de extinções e surgimentos, podendo atingir 7% (Leckie et al., 2002; Erba, 2004, Figura 3). Durante o OAE 1a alguns grupos de nanofósseis calcários (e.g., *Nannoconus*) sofreram significativo declínio, resultando em uma grande redução na deposição de carbonatos biogênicos no fundo dos oceanos. Os *Nannoconus* representam um grupo dominante nas associações de baixas latitudes durante o Eocretáceo, entretanto ao longo do OAE 1a esse gênero sofreu uma “crise”, enquanto as espécies de nanofósseis calcários considerados oportunistas (e.g., *Assipetra*, *Biscutum* e *Rucinolithus*) prosperam e tornam-se abundantes (Tremolada et al., 2007; Erba et al., 2019). A crise dos *Nannoconus* e a abundância de espécies oportunistas sugerem aumento da produtividade primária durante o OAE 1a. Essa interpretação é apoiada por mudanças nas comunidades de foraminíferos planctônicos e grande abundância de radiolários (e.g., Leckie et al., 2002; Tremolada et al., 2007; Erba et al., 2019). Diminuição no tamanho e maior elipticidade de *W. barnesiae* foram registradas durante o OAE 1a em seções do oceano Tétis (Bettoni et al., 2024).

## OAE 1b

Durante o intervalo Neoaptiano superior–Eoalbio/Mesoalbio (114,6 – 110,3 Ma, Ogg et al., 2021) ocorreu o OAE 1b (Figura 3 e Tabela suplementar 1), que é representado por cinco horizontes de folhelhos pretos ricos em matéria orgânica (níveis 113/Jacob, Kilian, Monte Nerone, Paquier/Urbino e Leenhardt) registrados em várias bacias ao redor do mundo (e.g., Leckie et al., 2002; Herrle et al., 2003; Browning e Watkins, 2008; Matsumoto et al., 2022). Esses níveis foram marcados nos seguintes intervalos:

- i. os níveis 113/Jacob no Aptiano superior (aproximadamente 114,6 Ma, Ogg et al., 2021);
- ii. o nível Kilian marca o limite Aptiano–Albiano em 113,2 Ma (Ogg et al., 2021);
- iii. no Albiano inferior foi marcado o nível Monte Nerone, correspondente a 113,12 Ma (Ogg et al., 2021), e
- iv. no Albiano inferior/médio os níveis Paquier/Urbino (correspondente a 111,3 Ma, Ogg et al., 2021) e Leenhardt (aproximadamente 110,3 Ma, Ogg et al., 2021).

Esses níveis são identificados com base em suas assinaturas isotópicas de carbono negativas (N-CIEs) diagnósticas, presença de níveis de folhelhos pretos ricos em matéria orgânica, bioestratigrafia e em mudanças paleoecológicas de nanofósseis calcários e foraminíferos (e.g., Leckie et al., 2002; Herrle et al., 2003; Browning e Watkins, 2008; Jenkyns, 2010; Sabatino et al., 2015; Matsumoto et al., 2020, 2022). No Oceano Atlântico Sul, o OAE 1b foi registrado no Platô Mazagan em Marrocos e na Elevação de Demerara (Wagner et al., 2008), Bacia de Campos (Cetano-Filho et al., 2017), Bacia Sergipe-Alagoas (Fauth

et al., 2022), Bacia do Kwanza em Angola (Bruno et al., 2022), Venezuela (Méndez-Dot et al., 2015) e no Platô Falkland (Matsumoto et al., 2023). Em um contexto inicial de ligação marinha entre o proto-Atlântico Sul e o Tétis, o OAE 1b foi registrado nas bacias de São Luis e Parnaíba (Bastos et al., 2020) e Bacia do Araripe (Bom et al., 2023).

Existem várias hipóteses sobre os mecanismos que causaram o OAE 1b e suas crises bióticas nos oceanos (e.g., Leckie et al., 2002), principalmente a atividade vulcânica continental (C-OAEs) na LIP Platô Kerguelen (e.g., Ernst et al., 2020), intensa produção de crosta, entrada de nutrientes, alta produtividade/fertilidade primária (P-OAE) nas águas superficiais, flutuações no nível do mar, acidificação oceânica, aumento da estratificação dos oceanos e mudanças paleoclimáticas (e.g., Leckie et al., 2002; Herrle, 2003; Herrle e Mutterlose, 2003; Herrle et al., 2003, 2004, 2015; Bornemann et al., 2005; Browning e Watkins, 2008; Jenkyns, 2010; Trabucho Alexandre et al., 2010, 2011; Ernst e Youbi, 2017; Benamara et al., 2020; Matsumoto et al., 2020, 2023; Wang et al., 2022; Ait-Itto et al., 2023; Bodin et al., 2023). Além disso, durante o intervalo Aptiano–Albiano a abertura gradual dos portais oceânicos em diversas regiões do planeta facilitou a dispersão da biota marinha (e.g., Leckie et al., 2002; Hay, 2008; Dumann et al., 2020, 2021a, 2021b, 2023; Luft-Souza et al., 2022; Bruno et al., 2022; Cui et al., 2023). No contexto da ligação de massas d’água marinha entre o Oceano Atlântico Sul e o Tétis durante esse intervalo, a formação de um *seaway* epicontinental influenciou na dispersão da biota marinha em regiões como a Bacia do Paranaíba e Bacia do Araripe (e.g., Arai, 2014).

As excursões negativas em  $\delta^{13}\text{C}$  dos níveis do OAE 1b ocorrem, de modo geral, associadas com condições de alta produtividade primária associada a um aumento na fertilidade. Entretanto, em diversas localidades, são notados sinais distintos e por vezes inconsistentes de fertilidade e salinidade (e.g., Erbacher et al., 1999; Kuypers et al., 2002; Browning e Watkins, 2008). De modo geral, o OAE 1b é caracterizado por aumento na temperatura das águas superficiais e a estratificação na coluna d’água com baixos índices de salinidade, relacionados a um aumento na pluviosidade e pouca incidência de correntes de fundo nos oceanos (Erbacher et al., 2001; Herrle et al., 2004). O OAE 1b ocorre durante o mesmo intervalo de tempo no qual são registradas as maiores taxas de espalhamento de crosta oceânica durante o Cretáceo (Jones e Jenkyns, 2001). Esse evento também é síncrono com a LIP Platô Kerguelen que pode ter influenciado no aumento da produtividade primária (Leckie et al., 2002; Browning e Watkins, 2008; Matsumoto et al., 2020, 2022, 2023; Wang et al., 2022). Ciclos astronômicos também são descritos como causas relacionadas ao desenvolvimento dos níveis ricos em matéria orgânica do OAE 1b (e.g., Herrle et al., 2003; Ait-Itto et al., 2023; Bodin et al., 2023). Portanto, os níveis OAE 1b contém sinais geoquímicos e mudanças bióticas que indicam distintos tipos de sedimentos ricos em matéria orgânica, que

podem ser considerados uma mistura de OAEs induzidos por monções e eventos vulcânicos (Matsumoto et al., 2022; Wang et al., 2022).

Durante o OAE 1b, os nanofósseis calcários registram um aumento na produtividade em condições mesotróficas nas águas superficiais e os foraminíferos bentônicos são raros ao longo de toda a coluna d'água no momento da anoxia; portanto, diminuição ou ausência de circulação oceânica em águas profundas pode ter sido apenas um fator parcial de controle da formação do OAE 1b (Browning e Watkins, 2008). Em relação aos foraminíferos planctônicos, o OAE 1b representa um dos principais eventos que influenciaram na evolução deste grupo, devido a elevadas taxas de extinção e especiação, bem como variações no tamanho e ornamentação destes organismos (e.g., Leckie et al., 2002; Huber e Leckie, 2011; Petrizzo et al., 2012). Para nanofósseis calcários, a espécie *W. barnesiae* apresenta uma diminuição no tamanho durante o OAE 1b em seções do Tétis (Bettoni et al., 2024), e variações na elipticidade foram observadas no Oceano Atlântico Sul (Bruno et al., 2022).

### Evento Amadeus/Toolebuc (OAE 1c)

Durante o OAE 1c, não são registrados significantes sinais nos isótopos de carbono e também de impactos na composição das associações de microfósseis planctônicos (e.g., Erbacher e Thurow, 1997). Esse evento é registrado no Messoalbio/Neoalbio (107,18 Ma, Ogg et al., 2021), sendo caracterizado por uma ampla deposição de rochas ricas em matéria orgânica continental (querogênio do tipo-III) e por uma fraca excursão de valores positivos (P-CIE) de  $\delta^{13}\text{C}$  (Erbacher et al., 1996; Scott et al., 2020). Os níveis Amadeus (Atlântico Norte e Mediterrâneo/Tétis, Coccioni e Galeotti, 1993) e Toolebuc (Austrália, Haig e Lynch, 1993) são associados a esse evento (Tabela suplementar 1). Segundo Jenkyns (2010), devido ao seu irregular registro geológico em um contexto global, podendo ser relacionado especialmente a eventos locais, os depósitos sedimentares do OAE 1c podem ser considerados eventos paleoceanográficos locais não relacionados particularmente aos OAEs.

O OAE 1c é síncrono ao vulcanismo da LIP do Platô Kerguelen (Matsumoto et al., 2022), entretanto, diversos estudos indicam que esse evento foi causado por ciclos astronômicos (e.g., Coccioni e Galeotti, 1993; Erba e Premoli-Silva, 1994; Galeotti et al., 2003; Matsumoto et al., 2022). Portanto, esse evento não está vinculado a eventos vulcânicos nem com o aumento da produtividade primária, mas sim a elevadas taxas de deposição de sedimentos terrígenos nas margens continentais (D-OAE). Isso ocorreu devido a uma diminuição no nível dos oceanos, causando uma estratificação na coluna d'água durante um intervalo de maior temperatura (e.g., Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Luciani et al., 2004). De acordo com Erbacher et al. (1996), essa queda no nível do mar resultou em um aumento da taxa de sedimentação em bacias oceânicas, e

uma maior concentração de matéria orgânica continental (querogênio do tipo-III). Até então não são evidenciados impactos na composição das associações de organismos planctônicos nos oceanos globais durante o OAE 1c (Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Tiraboschi et al., 2009). No Oceano Atlântico Sul, o OAE 1c foi registrado na margem continental da África (Bonazzi et al., 2024).

### Evento Breistroffer/Pialli (OAE 1d)

Os níveis Breistroffer e Pialli representam o OAE 1d (Tabela suplementar 1) que ocorreu durante o Neoalbio (aproximadamente 101,03 Ma, Ogg et al., 2021), sendo registrados em diversas regiões do globo, especialmente no Oceano Atlântico Norte. O OAE 1d é síncrono a um novo pulso de vulcanismo da LIP do Platô Kerguelen (Matsumoto et al., 2022). Esse evento é caracterizado por excursão positiva de  $\delta^{13}\text{C}$  (P-CIE) associada a variações na estratificação da coluna d'água, com grande mudança na temperatura oceânica devido maior pluviosidade e menor incidência de correntes oceânicas (e.g., Wilson e Norris, 2001; Leckie et al., 2002; Bornemann et al., 2005). Segundo Leckie et al. (2002), durante o OAE 1d ocorreu um expressivo colapso na estratificação e densidade da coluna d'água, resultado de variações na temperatura das massas d'água e mudanças na salinidade oceânica que impactam em distintos modos na composição da biota marinha (variações locais e regionais). No Oceano Atlântico Sul, o OAE 1d foi registrado na Venezuela (Rodríguez-Cuicas et al., 2019) e na margem continental atlântica da África (Bonazzi et al., 2024).

De acordo com Bornemann et al. (2005), o OAE 1d é formado por ciclos de curta duração com momentos frios/secos (resultando em grande deposição de margas) intercalados com momentos quentes/úmidos em condições eutróficas (resultando em grande deposição de folhelhos pretos). Esses ciclos são controlados por mudanças de intensidade no intemperismo e escoamento de material continental para as bacias oceânicas. O aumento da umidade durante a formação de folhelhos pretos pode ter provocado estratificação das massas d'água, resultando em maior consumo de oxigênio, o que promove condições de águas de fundo disóxicas/anóxicas. Deste modo, a deposição de níveis ricos em matéria orgânica do OAE 1d não foi controlada por um aumento na produtividade primária (D-OAE), mas sim por estratificação da coluna d'água devido às oscilações no ciclo hidrológico causadas por ciclos astronômicos (e.g., Bornemann et al., 2005; Giorgioni et al., 2012, 2015, 2017; Gambacorta et al., 2019; Matsumoto et al., 2022; Teixeira et al., 2023). Alguns estudos demonstram um aumento na produtividade na biota marinha, como é o caso dos radiolários que registram uma elevada taxa de extinções/especiações durante o OAE 1d. Por outro lado, os foraminíferos planctônicos que habitavam águas profundas e intermediárias sofreram redução na abundância e diversidade, devido as mudanças na salinidade e temperatura das massas d'água (e.g., Erbacher et al., 1996; Wilson e Norris, 2001; Leckie et al., 2002). Para os nanofós-

seis calcários, Watkins et al. (2005) verificaram que durante o OAE 1d ocorreu uma notável diminuição na riqueza de espécies, e maiores taxas de extinção (7%) e de surgimentos (2%) desse grupo fóssil. Além disso, é importante destacar que é registrado um significativo aumento na abundância (P-OAE) de grupos oportunistas (e.g., *Biscutum*, *Discorhabdus* e *Zeugrhabdotus*), possivelmente devido a ação de correntes de ressurgência de águas intermediárias e profundas ricas em nutrientes. Durante o OAE 1d, não foram observadas variações na elipticidade e tamanho de *W. barnesiae* (Bettoni et al., 2024).

## Evento Bonarelli (OAE 2)

O OAE 2, também conhecido como Evento Bonarelli, é registrado próximo a passagem Cenomaniano–Turoniano (correspondente a 94,6 Ma, Ogg et al., 2021) e apresenta ampla distribuição geográfica, e está relacionado ao aumento do nível relativo do mar, devido condições de clima quente e atividades vulcânicas correlacionadas a LIP oceânica Carribean-Columbian (O-LIPs), e as LIPs continentais (C-LIPs) Madagascar e Ontong Java (e.g., Leckie et al., 2002; Keller, 2008; Haq, 2014; Clapham e Renne, 2019). Alguns autores descrevem que possivelmente o vulcanismo da Grande Província do High Arctic (HALIP) também influenciou os depósitos relacionados ao OAE 2 (Ernst et al. 2021; Dummann et al., 2024; Percival et al., 2025). Esse evento é caracterizado por excursões positivas (P-CIE) no ciclo global do isótopo de carbono (e.g., Tsikos et al., 2004; Erba et al., 2019), impacto na biota marinha, evidenciado por uma alta taxa de produtividade primária (P-OAE). Isso resultou em alterações nas associações de foraminíferos, bem como a extinção gradual e especiação de nanofósseis calcários (Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Erba et al., 2010; Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019). Esse evento é considerado um dos mais expressivos episódios de perturbação climáticas e ambientais no ciclo do carbono, associado a taxas elevadas de espalhamento oceânico e atividade vulcânica hidrotermal (e.g., Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010; Erba et al., 2019). No Oceano Atlântico Sul, o OAE 2 foi registrado em poços do *Deep Sea Drilling Project* – DSDP e do *Ocean Drilling Project* – ODP (Herbin et al., 1987; Wagner e Pletsch, 1999), na Bacia de Santos (Arai, 1988) bacias Cassiporé, Ceará, Sergipe-Alagoas, Campos e Gabão (Mello et al., 1989, 1991), Bacia Sergipe-Alagoas (Valle et al., 2019; Silva Jr. et al., 2023) e na margem continental da África (Tungo et al., 2021; Bonazzi et al., 2024).

As condições de ausência de oxigênio (anoxia) que se desenvolveram durante esse evento são interpretadas como consequências do aumento da produtividade marinha, devido a um maior influxo de nutrientes. Esse aumento de nutrientes, pode ter ocorrido por influência de atividades vulcânicas associadas a formação das LIPs Carribean-Columbian, Madagascar e Ontong Java. Em diferentes regiões, a entrada direta de nutrientes provenientes de fluidos hidrotermais e/ou a fertilização por ferro, fósforo, entre outros nutrientes,

pode ter ocorrido (Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010). Outras fontes de nutrientes podem estar relacionadas a processos como uma intensa mistura vertical das massas de água, zonas de ressurgência na qual as águas de fundo ricas em nutrientes emergem a superfície, bem como um possível aumento de nutrientes derivado de fluxos continentais (Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Jenkyns, 2010). Durante o OAE 2 é registrada uma extinção em massa da biota marinha (24%), tendo sido observados também eventos de surgimentos e extinção de novas espécies de nanofósseis calcários (Figura 3), foraminíferos planctônicos e radiolários (Erbacher et al., 1996; Leckie et al., 2002; Erba et al., 2019). De acordo com Erba et al. (2019), o início do OAE 2 é marcado por um evento de resfriamento nas massas d'água (Evento *Plenus Cold*) com proliferação de espécies oportunistas que suportam altas concentrações de nutrientes. Esse evento é seguido de um aumento na temperatura das águas marinhas, seguido de uma acidificação na coluna d'água, na qual ocorre um pico na abundância de *W. barnesiae* (espécie resistente a dissolução) e uma drástica diminuição na riqueza e abundância das demais espécies de nanofósseis calcários durante o OAE 2. Segundo Percival et al. (2025), a influência da LIP Madagascar ainda é um tema de debate.

## OAE 3

O evento OAE 3 (Tabela suplementar 1) ocorreu durante o intervalo Coniaciano–Santoniano (entre 86,9 – 83,5 Ma, Ogg et al., 2021), sendo registrado em diversas regiões do globo, com muitos depósitos identificados no Oceano Atlântico (Perez-Infante et al., 1996; Wagreich, 2009, 2012a, 2012b; Machado et al., 2016; Mansour e Wagreich, 2022; Bonazzi et al., 2024). Mansour e Wagreich (2022) subdividiram esse evento em três subeventos: OAE 3a (Mesoconiaciano/Neconiaciano, aproximadamente 86,9 Ma, denominado Evento Kingsdown), OAE 3b (Mesossantoniano/Neossantoniano, aproximadamente 85 Ma, denominado Evento *Horseshoe Bay*), e OAE 3c (Neossantoniano ao limite Santoniano–Campaniano, aproximadamente 83,5 Ma).

Esse evento é caracterizado por excursões positivas de  $\delta^{13}\text{C}$  (P-CIE) e aumento no transporte de sedimentos continentais para bacias oceânicas devido a um progressivo resfriamento climático e rebaixamento do nível dos oceanos. Esses eventos propiciaram um acréscimo de pluviosidade e transporte eólico de sedimentos, resultando em um aumento de produtividade primária local e/ou regional (Wagreich, 2009, 2012a, 2012b). O OAE 3 é síncrono ao vulcanismo das LIPs Madagascar (Keller, 2008) e Kerguelen (Mansour e Wagreich, 2022). O alto teor de carbono orgânico associada ao OAE 3, tem sido atribuído à alta produtividade de fitoplâncton marinho, devido a uma circulação restrita e/ou estagnação das águas do fundo, bem como altas taxas de formação de crosta oceânica (Wagreich, 2009, 2012a, 2012b). Conforme Wagreich (2009), em alguns locais onde o OAE 3 foi identificado, observa-se um aumento na produtividade primária (P-OAE) resultando em eventos de surgimento e

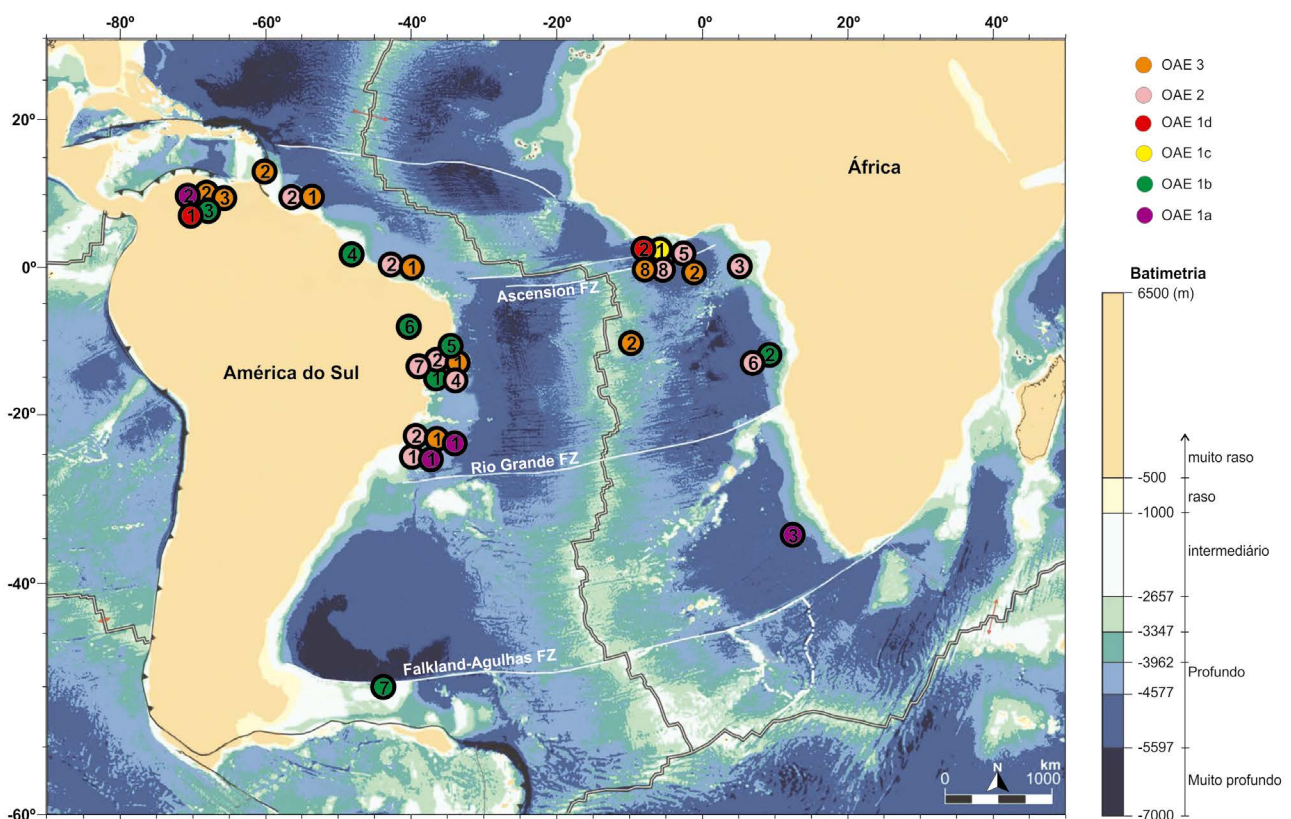
extinção nas associações de foraminíferos planctônicos. As espécies de nanofósseis calcários são representadas, principalmente, por táxons considerados indicadores de climas frios e/ou ambientes instáveis (Rey et al., 2004).

## REGISTROS DOS OAES NO OCEANO ATLÂNTICO SUL

A ocorrência dos OAEs em rochas sedimentares marinhas do Cretáceo ao longo das bacias da margem continental do Oceano Atlântico Sul é limitada, havendo poucos registros (Figura 10). A escassez de afloramentos e de novas perfurações em regiões profundas que contenham sedimentos marinhos do Cretáceo, bem como o restrito acesso à dados confidenciais de empresas de petróleo, representam uns dos fatores limitantes para o estudo dos OAEs no Oceano Atlântico Sul. Atualmente, os principais materiais com acesso livre de dados para a comunidade científica são os testemunhos do *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) e do *Ocean Drilling Project* (ODP), atualmente denomi-

nado *International Ocean Discovery Program* (IODP). Material do Jurássico é ainda mais raro, contendo apenas poucos testemunhos do DSDP na região austral do Oceano Atlântico Sul (e.g., Platô Falkland). Apesar de todos esses fatores limitantes, alguns estudos documentam seções sedimentares no Oceano Atlântico Sul correlacionáveis com os OAEs globais. De modo sintético, serão aqui apresentadas as principais discussões sobre esses registros.

As primeiras expedições do DSDP no Oceano Atlântico Sul que perfuraram folhelhos pretos (*black shales*) depositados durante o Cretáceo foram os legs 36 (sites 330 e 327), 39 (Site 356), 40 (sites 361, 363 e 364), 71 (Site 511) e 75 (Site 530A). Através de análises de geoquímica orgânica nas amostras coletadas nos *legs* 36, 39 e 40, Tissot et al. (1980) conduziram a primeira investigação com o propósito de caracterizar esses depósitos e estabelecer correlações com os OAEs. Os principais resultados dessa pesquisa foram: (i) os folhelhos pretos dos sites 330, 327 e 364 contêm matéria orgânica do tipo II, relacionada a algas marinhas para o intervalo Aptiano–Albiano; (ii) no testemunho



Modificado de: Pérez-Díaz e Eagles (2017).

**Figura 10.** Mapa de distribuição dos locais nos quais foram identificados Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) no Oceano Atlântico Sul, OAE 1a (círculo roxo): 1. Tedeschi et al. (2017, 2020); 2. Méndez-Dot et al. (2015) e 3. Dummann et al. (2021a). OAE 1b (círculo verde): 1. Koutsoukos et al. (1991); 2. Bruno et al. (2020, 2022); 3. Méndez-Dot et al. (2015); 4. Bastos et al. (2020); 5. Fauth et al. (2022); 6. Bom et al. (2023) e 7. Matsumoto et al. (2023). OAE 1c (círculo amarelo): Bonazzi et al. (2024). OAE 1d (círculo vermelho): 1. Rodríguez-Cuicas et al. (2019) e 2. Bonazzi et al. (2024). OAE 2 (círculo rosa): 1. Arai (1988); 2. Mello et al. (1989); 3. Mello et al. (1991); 4. Koutsoukos et al. (1991); 5. Wagner e Pletsch (1999); 6. Tungo et al. (2021); 7. Valle et al. (2019), Silva Jr. et al. (2023) e 8. Bonazzi et al. (2024). OAE 3 (círculo laranja): 1. Mello et al. (1989); 2. Wagreich, (2009); 3. Perez-Infante et al. (1996), Machado et al. (2016) e 4. Bonazzi et al. (2024).

361 a matéria orgânica é do tipo III, de origem continental; e (iii) a correlação desses depósitos com os registros do OAE 1a no Atlântico Norte evidenciam períodos de anoxia generalizada ao longo de todo Oceano Atlântico. Herbin et al. (1987), também examinaram esses testemunhos do DSDP, e descrevem o Oceano Atlântico Sul como um mar restrito, com nula ou baixa circulação oceânica durante o intervalo Aptiano–Albiano. Esse período seria correlato ao evento OAE 1a, com ampla distribuição geográfica no Oceano Atlântico Norte. Os autores também reconheceram intervalos de anoxia nos sites 356 e 367, compostos por matéria orgânica proveniente de algas marinhas, possivelmente registrando o OAE 2 no Oceano Atlântico Sul.

Os OAEs identificados nos estudos de Tissot et al. (1980) e Herbin et al. (1987) foram caracterizados com base em zoneamentos bioestratigráficos atualmente defasados, portanto, a maioria dessas seções sedimentares vem sendo reestudadas nos últimos anos (e.g., Dummann et al., 2021a; Bruno et al., 2022). Sendo assim, consideramos não inserir na figura 10 essas ocorrências de OAEs.

O primeiro registro de OAE em bacias marginais do Oceano Atlântico Sul é identificado por Arai (1988), que descreve a geoquímica orgânica dos depósitos de folhelhos pretos em poços exploratórios perfurados na região *offshore* da Bacia de Santos (Figura 10). Foram reconhecidas assinaturas de querogênio dos tipos II e III (mais abundantes) que indicam alta produtividade de algas marinhas associadas a episódios de fluxos continentais. Por meio dessas interpretações, e pela datação relativa dos estratos por bioestratigrafia, o autor relaciona esses depósitos ao OAE 2.

Mello et al. (1989) reconheceram em perfurações *offshore* nas bacias de Cassiporé, Ceará, Sergipe-Alagoas e Campos, a ocorrência de folhelhos pretos a partir dos registros micropaleontológicos e de geoquímica orgânica possivelmente relacionados ao OAE 2 e OAE 3 (Figura 10). Os autores destacam a ocorrência de uma associação de foraminíferos bentônicos diminutos durante esses eventos, e ausência desse grupo fóssil em alguns intervalos. Em um estudo comparativo entre as bacias da margem continental brasileira e africana, Mello et al. (1991) descrevem que os extensos depósitos de folhelhos pretos na Bacia do Gabão são correlatos ao OAE 2, a partir das idades atribuídas a esses depósitos.

Koutsoukos et al. (1991) descrevem por meio de análises geoquímicas e de associações de foraminíferos, dois eventos de anoxia em depósitos sedimentares da Bacia Sergipe-Alagoas: (i) no intervalo Aptiano superior–Albiano inferior e (ii) limite Cenomaniano–Turoniano. Embora os autores não relacionem esses eventos diretamente aos OAE 1b e OAE 2 (respectivamente), os dados apresentados e variações paleoecológicas nas associações de foraminíferos são muito semelhantes a esses eventos globais (Luft-Souza et al., 2022). Em uma revisão dos eventos paleoceanográficos da Bacia Sergipe-Alagoas, Koutsoukos e Bengtson (2024) descrevem eventos de disoxia/anoxia em águas profundas durante os intervalos de tempo do OAE 1a, OAE 1b, OAE 1d e OAE 2.

A última expedição do IODP realizada até então no Oceano Atlântico Sul, que recuperou sedimentos do Cretáceo contendo registros de OAEs, é o ODP Leg 159. Esses sedimentos incluem folhelhos pretos depositados durante o OAE 2 na Bacia de Ivorian (margem continental de Gana e Costa do Marfim). Essa deposição registra aumento de fluxos continentais em condições de bacia restrita (Wagner e Pletsch, 1999).

Wagreich (2009) descreve as ocorrências do OAE 3 no Oceano Atlântico Sul e delimita as características desse evento em quatro áreas:

- i) *offshore* da Costa do Marfim;
- ii) Bacia de Ivorian;
- iii) Demerara Rise (*offshore* do Suriname e Guiana Francesa); e
- iv) Bacia de Maracaibo na Venezuela.

O DSDP Site 364, perfurado na Bacia de Kwanza (Angola), apresenta uma extensa seção de folhelhos pretos intercalados com rochas carbonáticas. Estudos indicam que essa seção sedimentar corresponde ao OAE 1a ocorrido durante o Aptiano (Bralower et al., 1994; Kochhann et al., 2013; Naafs e Pancost, 2014; Behrooz et al., 2018), que foi definido por datação relativa a partir de foraminíferos planctônicos. No entanto, as idades de outros grupos fósseis como palinórfos e nanofósseis calcários indicam Albiano inferior para estes depósitos (Bolli et al., 1978; Bruno et al., 2020, 2022) permitindo relacionar esse evento ao OAE 1b. Tungo et al. (2021) identificaram no DSDP Site 364 o OAE 2 por meio de bioestratigrafia de nanofósseis calcários e geoquímica.

Tedeschi et al. (2017) analisaram os isótopos de carbono, nas bacias de Campos e Santos em três perfurações da Petrobras, e identificaram o OAE 1a próximo aos depósitos evaporíticos. Os autores descrevem que essa proximidade pode sugerir uma diminuição na distribuição de sulfatos em caráter global, e consequente aumento na preservação de matéria orgânica.

Na Venezuela, Perez-Infante et al. (1996) e Machado et al. (2016) reconheceram o OAE 3 na Formação La Luna da Bacia de Maracaibo, Méndez-Dot et al. (2015) reconheceram o OAE 1a e OAE 1b em sedimentos do Grupo Cogollo e Rodríguez-Cuicas et al. (2019) identificaram o OAE 1d em sedimentos da Formação Capacho.

Para a Bacia Sergipe-Alagoas, Valle et al. (2019) e Silva Jr. et al. (2023) identificaram folhelhos pretos na porção *onshore* da bacia relacionados ao OAE 2 utilizando de dados litológicos e geoquímicos. Os autores posicionaram esse evento a partir da bioestratigrafia de nanofósseis calcários, e indicam anoxia e condições euxínicas (contendo sulfeto de hidrogênio livre, H<sub>2</sub>S). Também para a Bacia Sergipe-Alagoas, Tedeschi et al. (2020) reconheceram o OAE 1a em um poço localizado na porção *onshore* dessa bacia. Por meio de geoquímica orgânica e isotópica, os autores descrevem que o OAE 1a ocorre em intercalações de sedimentos clásticos imaturos de granulometria grossa, e folhelhos que foram depositados em ambientes predominantemente continentais com influência marinha local.

Bastos et al. (2020) analisaram a geoquímica orgânica de horizontes de folhelhos pretos que ocorrem nas bacias do Parnaíba e São Luís, os resultados permitem inferir que estes horizontes foram depositados durante o OAE 1b em condições de massas d'água estratificada com hipersalinidade.

Dummann et al. (2021a) analisaram compostos orgânicos e geoquímica no DSDP Site 361 perfurado na Bacia do Cabo, identificando o OAE 1a em sedimentos ricos em matéria orgânica formados durante mudanças climáticas e significativa entrada de nutrientes provenientes de fluxos continentais. Utilizando bioestratigrafia e geoquímica, Fauth et al. (2022) e Bom et al. (2023) identificaram o nível Kilian (OAE 1b) nas bacias de Sergipe-Alagoas e Araripe, respectivamente. Por meio de Análises geoquímicas, Matsumoto et al. (2023) identificaram o OAE 1b no Platô Falkland, e Bonazzi et al. (2024) identificaram o OAE 1c, OAE 1d, OAE 2 e OAE 3 na costa atlântica da África.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A caracterização dos processos geológicos associados a ocorrência dos OAEs do Cretáceo é um tema amplo continuamente explorado por novas ferramentas analíticas e metodologias aplicadas em estudos interdisciplinares. Nos últimos anos, vários estudos têm sido publicados com o intuito de compreender melhor a natureza desses eventos, suas causas e seus impactos na evolução da vida e nos ecossistemas a longo prazo.

Neste estudo, compilamos os principais e mais recentes trabalhos sobre a caracterização dos OAEs do Cretáceo e suas ocorrências no Oceano Atlântico Sul. A pesquisa permitiu apresentar as principais características de classificação dos OAEs, eventos geológicos relacionados e seus impactos na biota marinha. Dessa forma, considera-se que cada OAE possui características únicas, amplitude específica no tempo geológico, distintos fatores causais e impactos específicos sobre a biota marinha. Nesse sentido, é importante salientar que confirmamos que as associações de nanofósseis calcários respondem aos OAEs por meio de eventos evolutivos e variações preservacionais, na abundância e diversidade das associações. Outro fator relevante é a capacidade de exportarem para o fundo marinho concentrações significativas de elementos químicos que impactam no clima global. Esses microrganismos representam um importante componente dos ciclos biogeoquímicos do planeta. Dessa forma, estudos interdisciplinares abordando, especialmente, as associações de nanofósseis calcários, geoquímica e magnetismo das rochas do Cretáceo permitem uma melhor compreensão dos processos geológicos relacionados ao OAEs, seus impactos na produtividade primária e nas mudanças físico-químicas nas massas d'água marinha.

Os registros de OAEs no Oceano Atlântico Sul são limitados a identificação desses eventos. Entretanto, pesquisas que visam caracterizar os OAEs e os processos geológicos relacionados a esses eventos, são ainda mais escassas.

Portanto, são necessários estudos adicionais com materiais coletados no Oceano Atlântico Sul para uma compreensão mais aprofundada dos impactos dos OAEs na evolução da biota marinha.

## AGRADECIMENTOS

Expressamos nossa gratidão ao Programa de Pós-graduação em Geologia da Unisinos e ao Instituto Tecnológico de Paleocianografia e Mudanças Climáticas (itt Oceanon) por fornecerem toda a infraestrutura para a realização dessa pesquisa. Agradecemos aos editores e revisores anônimos por suas contribuições, assim como, aos pesquisadores Dra. Christie Helouise Engelmann de Oliveira, Dr. Francisco Manoel Wohnrath Tognoli, Dr. Roberto Silva Jr., Dra. Simone Baecker-Fauth, Dr. Juan Pablo Pérez Panera e Dr. Marcos A.B. Santos-Filho pelos seus comentários sobre a versão inicial desse manuscrito. Os resultados desse artigo fazem parte dos projetos: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, número 405679/2022-0; CNPq 402804/2022-8; CNPq 308087/2019-4; IODP/CAPES 88887.091703/2014-01; IGCP 609; INCT Atlântico CNPq/FAPERGS/CAPES #406898/2022-7; e CAPES-PVE 88881.062157/2014-01. Mauro Daniel Rodrigues Bruno e Edna De Jesus Francisco Tungo são bolsistas da CAPES.

## REFERÊNCIAS

- Aguado, R., Company, M., Castro, J. M., de Gea, G. A., Molina, J. M., Nieto, L. M., Ruiz-Ortiz, P. A. (2018). A new record of the Weissert episode from the Valanginian succession of Cehegín (Subbetic, SE Spain): Bio- and carbon isotope stratigraphy. *Cretaceous Research*, 92, 122-137. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.07.010>
- Ait-Itto, F. Z., Martinez, M., Deconinck, J. F., Bodin, S. (2023). Astronomical calibration of the OAE1b from the Col de Pré-Guittard Section (Aptian-Albian), Vocontian Basin, France. *Cretaceous Research*, 105618. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2023.105618>
- Alroy, J., Aberhan, M., Bottjer, D. J., Foote, M., Fürsich, F. T., Harries, P. J., Hendy, A. J. W., Holland, S. M., Ivany, L. C., Kiessling, W., Kosnik, M. A., Marshall, C. R., McGowan, A. J., Miller, A. I., Olszewski, T. D., Patzkowsky, M. E., Peters, S. E., Villier, L., Wagner, P. J., Bonuso, N., Borkow, P. S., Brenneis, B., Clapham, M. E., Fall, L. M., Ferguson, C. A., Hanson, V. L., Krug, A. Z., Layou, K. M., Leckey, E. H., Nürnberg, S., Powers, C. M., Sessa, J. A., Simpsons, C., Tomašových, A., Visaggi, C. C. (2008). Phanerozoic Trends in the Global Diversity of Marine Invertebrates. *Science*, 321(5885), 97-100. <https://doi.org/10.1126/science.1156963>
- Arai, M. (1988). Geochemical reconnaissance of the mid-Cretaceous Anoxic Event in the Santos Basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3), 273-282.

- Arai, M. (2014). Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: A paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2), 339-350. <https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020012>
- Arthur, M. A., Schlanger, S. O. (1979). Cretaceous “Oceanic Anoxic Events” as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields. *AAPG Bulletin*, 63(6), 870-885. <https://doi.org/10.1306/2F91848C-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Arthur, M. A., Brumsack, H. J., Jenkyns, H. C., Schlanger, S. O. (1990). Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. *Cretaceous resources, events and rhythms: background and plans for research*, 75-119. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6_6)
- Aubry, M. P., Bord, D., Beaufort, L., Kahn, A., Boyd, S. (2005). Trends in size changes in the coccolithophorids, calcareous nannoplankton, during the Mesozoic: A pilot study. *Micropaleontology*, 51(4), 309-318. <https://doi.org/10.2113/gsmicropal.51.4.309>
- Barbarin, N., Bonin, A., Mattioli, E., Pucéat, E., Cappetta, H., Gréselle, B., Pité, B., Vennin E., Joachimski, M. (2012). Evidence for a complex Valanginian nannoconid decline in the Vocontian basin (South East France). *Marine Micropaleontology*, 84-85, 37-53. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2011.11.005>
- Bastos, L. P. H., Pereira, E., Cavalcante, D. C., Alferes, C. L. F., Menezes, C. J., Rodrigues, R. (2020). Expression of Early Cretaceous global anoxic events in Northeastern Brazilian basins. *Cretaceous Research*, 110. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104390>
- Batenburg, S. J., De Vleeschouwer, D., Sprovieri, M., Hilgen, F. J., Gale, A. S., Singer, B. S., Koeberl, C., Coccioni, R., Clays, P., Montanari, A. (2016). Orbital control on the timing of oceanic anoxia in the Late Cretaceous. *Climate of the Past*, 12(10), 1995-2009. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1995-2016>
- Baudin, F. (2005). A Late Hauterivian short-lived anoxic event in the Mediterranean Tethys: the ‘Faraoni Event’. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1532-1540. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.08.012>
- Baudin, F., Riquier, L. (2014). The Late Hauterivian Faraoni “Oceanic Anoxic Event”: an update. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 185, 359-377. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.6.359>
- Bauer, K. W., McKenzie, N. R., Cheung, C. T., Gambacorta, G., Bottini, C., Nordsvan, A. R., Erba, E., Crowe, S. A. (2024). A climate threshold for ocean deoxygenation during the Early Cretaceous. *Nature*, 633(8030), 582-586. <https://doi.org/10.1038/s41586-024-07876-1>
- Behrooz, L., Naafs, B. D. A., Dickson, A. J., Love, G. D., Batenburg, S. J., Pancost, R. D. (2018). Astronomically Driven Variations in Depositional Environments in the South Atlantic During the Early Cretaceous. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33, 894-912. <https://doi.org/10.1029/2018PA003338>
- Benamara, A., Charbonnier, G., Adatte, T., Spangenberg, J. E., Föllmi, K. B. (2020). Precession-driven monsoonal activity controlled the development of the early Albian Paquier oceanic anoxic event (OAE1b): Evidence from the Vocontian Basin, SE France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537, 109406. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109406>
- Berger, W. H., Vincent, E. (1986). Deep-sea carbonates: re-reading the carbon-isotope signal. *Geologische Rundschau*, 75, 249-269. <https://doi.org/10.1007/BF01770192>
- Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M., Riva, A. (2002). Berriasian–Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180(4), 253-275. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00416-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00416-3)
- Bettoni, C., Erba, E., Castiglione, S., Raia, P., Bottini, C. (2024). Morphometric changes in *Watznaueria barnesiae* across the mid Cretaceous: Paleocological implications. *Marine Micropaleontology*, 188, 102343. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2024.102343>
- Billen, G., Lancelot, C., Meybeck, M. (1991). N, P and Si retention along the aquatic continuum from land to ocean. In: Mantoura, R.F.C., Martin, J.M., Wollast, R. (Eds.), *Ocean Margin Processes in Global Change*. Dahlem Workshop Reports. Berlin: Wiley, 19-44.
- Bodin, S., Godet, A., Matera, V., Steinmann, P., Vermeulen, J., Gardin, S., Adatte, T., Coccioni, R., Föllmi, K. B. (2007). Enrichment of redox-sensitive trace metals (U, V, Mo, As) associated with the late Hauterivian Faraoni oceanic anoxic event. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 327-341. <https://doi.org/10.1007/s00531-006-0091-9>
- Bodin, S., Charpentier, M., Ullmann, C. V., Rudra, A., Sanei, H. (2023). Carbon cycle during the late Aptian–early Albian OAE 1b: A focus on the Kilian–Paquier levels interval. *Global and Planetary Change*, 222, 104074. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104074>
- Bolli, H. M., Ryan, W. B. F., Foresman, J. B., Hottman, W. E., Kagami, H., Longoria, J. F., McKnight, B. K., Melguen, M., Natland, J. H., Proto-Decima, F., Siesser, W. G. (1978). Angola continental margin–Sites 364 and 365. In: Hans M. Bolli et al., (Ed.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Government Printing Office, pp. 357-390. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.40.104.1978>
- Bom, M. H. H., Kochhann, K. G. D., Heimhofer, U., Mota, M. A. L., Guerra, R. M., Simões, M. G., Krahl, G., Meirelles, V., Ceolin, D., Fürsich, F., Lima, F. H. O., Fauth, G., Assine, M. L. (2023). Fossil-bearing concretions of the Araripe Basin accumulated during Oceanic Anoxic Event 1b. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 38(11), e2023PA004736. <https://doi.org/10.1029/2023PA004736>

- Bonazzi, M., Bonacina, G., Massara, E. P., Piva, A., Scotti, P., Viaggi, P., Sanfilippo, A. (2024). Reconstructing redox variation in a young, expanding ocean basin (Cretaceous Central Atlantic). *Cretaceous Research*, 105681. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2023.105681>
- Bond, D. P., Grasby, S. E. (2017). On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 3-29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.11.005>
- Bornemann, A., Pross, J., Reichelt, K., Herrle, J. O., Hemleben, C., Mutterlose, J. (2005). Reconstruction of short-term palaeoceanographic changes during the formation of the Late Albian 'Niveau Breistroffer' black shales (Oceanic Anoxic Event 1d, SE France). *Journal of the Geological Society*, 162(4), 623-639. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-171>
- Boulila, S., Peters, S. E., Müller, R. D., Haq, B. U., Hara, N. (2023). Earth's interior dynamics drive marine fossil diversity cycles of tens of millions of years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 120(29), e2221149120. <https://doi.org/10.1073/pnas.2221149120>
- Bown, P. R. (1998). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. London: Kluwer Academic, 315 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-4902-0>
- Bown, P. R. (2005). Calcareous nannoplankton evolution: a tale of two oceans. *Micropaleontology*, 51, 299-308. <https://doi.org/10.2113/gsmicropal.51.4.299>
- Bown, P. R., Young, J. R. (2019). The fossil record of coastal coccolithophores. *Journal of Nannoplankton Research*, (Special issue 4), 73-80.
- Bown, P. R., Lees, J. A., Young, J. R. (2004). Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. *Coccolithophores: from molecular processes to global impact*, 481-508. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4\\_18](https://doi.org/10.1007/978-3-662-06278-4_18)
- Bralower, T. J., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Sliter, W. V., Allard, D. J., Schlanger, S. O. (1994). Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the late Barremian to early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, 335-369. <https://doi.org/10.2307/3515055>
- Browning, E. L., Watkins, D. K. (2008). Elevated primary productivity of calcareous nannoplankton associated with ocean anoxic event 1b during the Aptian/Albian transition (Early Cretaceous). *Paleoceanography*, 23(2). <https://doi.org/10.1029/2007PA001413>
- Bruno, M. D. R., Fauth, G., Watkins, D. K., Savian, J. F. (2020). Albian–Cenomanian calcareous nannofossils from DSDP Site 364 (Kwanza Basin, Angola): Biostratigraphic and paleoceanographic implications for the South Atlantic. *Cretaceous Research*, 109, 104377. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104377>
- Bruno, M. D. R., Fauth, G., Watkins, D. K., Caraméz, M. G. S., Nauter-Alves, A., Savian, J. F. (2022). Paleooceanographic evolution in the South Atlantic Ocean (Kwanza Basin, Angola) during its post-salt foundering. *Marine and Petroleum Geology*, 144, 105852. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105852>
- Büggisch, W. (1991). The global Frasnian-Famennian »Kellwasser Event«. *Geologische Rundschau*, 80, 49-72. <https://doi.org/10.1007/BF01828767>
- Burgess, S. (2019). Deciphering mass extinction triggers. *Science*, 363(6429), 815-816. <https://doi.org/10.1126/science.aaw0473>
- Bush, A. M., Bambach, R. K. (2011). Paleoecologic megatrends in marine metazoa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 241-269. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040809-152556>
- Caetano-Filho, S., Dias-Brito, D., Rodrigues, R., Azevedo, R. L. M. (2017). Carbonate microfacies and chemostratigraphy of a late Aptian–early Albian marine distal section from the primitive South Atlantic (SE Brazilian continental margin): Record of global ocean-climate changes? *Cretaceous Research*, 74, 23-44. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.02.011>
- Cagliari, J., Serratt, H., Cassel, M. C., Schmitz, M. D., Chemale Jr., F. (2022). New high-precision U-Pb zircon age of the Irati Formation (Paraná Basin) and implications for the timing of the Kungurian anoxic events recorded in southern Gondwana. *Gondwana Research*, 107, 134-145. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.03.004>
- Carmichael, S. K., Waters, J. A., Koenigshof, P., Suttner, T. J., Kido, E. (2019). Paleogeography and paleoenvironments of the Late Devonian Kellwasser Event: A review of its sedimentological and geochemical expression. *Global and Planetary Change*, 183, 102984. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.102984>
- Cavalheiro, L., Wagner, T., Steinig, S., Bottini, C., Dummann, W., Esegbue, O., Gambacorta, G., Giraldo-Gómez, V., Farnsworth, A., Flögel, S., Hofmann, P., Lunt, D. J., Rethemeyer, J., Torricelli, S., Erba, E. (2021). Impact of global cooling on Early Cretaceous high pCO<sub>2</sub> world during the Weissert Event. *Nature Communications*, 12, 5411. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25706-0>
- Clapham, M. E., Renne, P. R. (2019). Flood Basalts and Mass Extinctions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 47, 275-303. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-053018>
- Coccioni, R., Galeotti, S. (1993). Orbitally induced cycles in benthonic foraminiferal morphogroups and trophic structure distribution patterns from the Late Albian "Amadeus Segment" (Central Italy). *Journal of Micropaleontology*, 12(2), 227-239.

- Courtillot, V. E., Renne, P. R. (2003). On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus - Geoscience*, 335(1), 113-1140. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00006-3](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00006-3)
- Cramer, B. D., Jarvis, I. (2020). Carbon isotope stratigraphy. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *Geologic time scale 2020*, vol. 1, Chapter 11, 309-343. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00011-5>
- Cui, X., Wignall, B., Freeman, K. H., Summons, R. E. (2023). Early Cretaceous marine incursions into South Atlantic rift basins originated from the south. *Communications Earth and Environment*, 4(1), 6. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00668-3>
- Dummann, W., Steinig, S., Hofmann, P., Flögel, S., Osborne, A. H., Frank, M., Herrle, J. O., Bretschneider, L., Sheward, R. M., Wagner, T. (2020). The impact of Early Cretaceous gateway evolution on ocean circulation and organic carbon burial in the emerging South Atlantic and Southern Ocean basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 530. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115890>
- Dummann, W., Steinig, S., Hofmann, P., Lenz, M., Kusch, S., Flögel, S., Herrle, J. O., Hallmann, C., Rethemeyer, J., Kasper, H. U., Wagner, T. (2021a). Driving mechanisms of organic carbon burial in the Early Cretaceous South Atlantic Cape Basin (DSDP Site 361). *Climate of the Past*, 17(1), 469-490. <https://doi.org/10.5194/cp-17-469-2021>
- Dummann, W., Hofmann, P., Herrle, J. O., Wennrich, V., Wagner, T. (2021b). A refined model of Early Cretaceous South Atlantic–Southern Ocean gateway evolution based on high-resolution data from DSDP Site 511 (Falkland Plateau). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 562, 110113. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110113>
- Dummann, W., Hofmann, P., Herrle, J. O., Frank, M., Wagner, T. (2023). The early opening of the Equatorial Atlantic Gateway and the evolution of Cretaceous peak warming. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/G50842.1>
- Dummann, W., Wennrich, V., Schröder-Adams, C. J., Leicher, N., Herrle, J. O. (2024). Ash deposits link Oceanic Anoxic Event 2 to High Arctic volcanism. *Geology*, 52(12), 927-932. <https://doi.org/10.1130/G52368.1>
- Erba, E. (1994). Nannofossils and superplumes: the early Aptian “nannoconid crisis”. *Paleoceanography*, 9(3), 483-501. <https://doi.org/10.1029/94PA00258>
- Erba, E. (2004). Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, 52(1-4), 85-106. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.04.007>
- Erba, E. (2006). The first 150 million years history of calcareous nannoplankton: biosphere–geosphere interactions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232(2-4), 237-250. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.09.013>
- Erba, E., Premoli-Silva, I. (1994). Orbitally driven cycles in trace-fossil distribution from the Piobiccio core (late Albian, Central Italy). In: De Boer, P. L. e Smith, D. G. (Eds.), *Orbital Forcing and Cyclic Sequences. International Association of Sedimentologists Special Publication*, 19, 211-225. <https://doi.org/10.1002/9781444304039.ch16>
- Erba, E., Castradori, D., Guasti, G., Ripepe, M. (1992). Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93(1-2), 47-69. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90183-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90183-6)
- Erba, E., Bartolini, A., Larson, R. L. (2004). Valanginian Weissert Oceanic Anoxic Event. *Geology*, 32(2), 149-152. <https://doi.org/10.1130/G20008.1>
- Erba, E., Bottini, C., Weissert, H. J., Keller, C. E. (2010). Calcareous Nannoplankton Response to Surface-Water Acidification Around Oceanic Anoxic Event 1a. *Science*, 329(5990), 428-432. <https://doi.org/10.1126/science.1188886>
- Erba, E., Bottini, C., Faucher, G., Gambacorta, G., Visentin, S. (2019). The response of calcareous nannoplankton to oceanic anoxic events: The Italian pelagic record. *Bollettino Della Societa Paleontologica Italiana*, 58(1), 51-71. <https://doi.org/10.4435/BSPI.2019.08>
- Erbacher, J., Thurow, J. (1997). Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleontology*, 30(1-3), 139-158. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(96\)00023-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00023-0)
- Erbacher, J., Thurow, J., Littke, R. (1996). Evolution patterns of radiolaria and organic matter variations: a new approach to identify sea-level changes in mid-Cretaceous pelagic environments. *Geology*, 24(6), 499-502. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0499:EPORA-O>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0499:EPORA-O>2.3.CO;2)
- Erbacher, J., Hemleben, C., Huber, B. T., Markey, M. (1999). Correlating environmental changes during early Albian oceanic anoxic event 1B using benthic foraminiferal paleoecology. *Marine Micropaleontology*, 38(1), 7-28. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00036-5)
- Erbacher, J., Huber, B. T., Norris, R. D., Markey, M. (2001). Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous Period. *Nature*, 409(6818), 325-327. <https://doi.org/10.1038/35053041>
- Ernst, R. E., Youbi, N. (2017). How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478, 30-52. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.03.014>

- Ernst, R. E., Bond, D. P. G., Zhang, S. H. (2020). Influence of Large Igneous Provinces. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. M. (Eds.), *Geologic Time Scale 2020*, vol. 1, Chapter 12, 345-356. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00012-7>
- Ernst, R. E., Bond, D. P., Zhang, S. H., Buchan, K. L., Grasby, S. E., Youbi, N., Bilali, H. E., Bekker, A., Doucet, L. S. (2021). Large igneous province record through time and implications for secular environmental changes and geological time-scale boundaries. In: Richard E. Ernst, Alexander J. Dickson, Andrey Bekker, *Large igneous provinces: A driver of global environmental and biotic changes*, 1-26. Wiley-AGU. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>
- Esmeray-Senlet, S. (2020). Three major mass extinctions and evolutionary radiations in their aftermath. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *Geologic Time Scale 2020*, vol.1, Subchapter 3L, p. 125-137. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00003-6>
- Falkowski, P. G., Katz, M. E., Knoll, A. H., Quigg, A., Raven, J. A., Schofield, O., Taylor, F. J. R. (2004). The evolution of modern eukaryotic phytoplankton. *Science*, 305(5682), 354-360. <https://doi.org/10.1126/science.1095964>
- Faucher, G., Erba, E., Bottini, C., Gambacorta, G. (2017). Calcareous nannoplankton response to the latest Cenomanian Oceanic Anoxic Event 2 perturbation. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 123(1), 159-176. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/8092>
- Fauth, G., Krahl, G., Kochhann, K. G. D., Bom, M. H. H., Baecker-Fauth, S., Bruno, M. D. R., Guerra, R. M., Ceolin, D., Santos, A., Villegas-Martin, J., Strohschoen Jr., O., Savian, J. F., Leandro, C. G., Mello, R. G., Lima, F. H. O. (2022). Astronomical calibration of the latest Aptian to middle Albian in the South Atlantic Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 602, 111175. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111175>
- Föllmi, K. B. (2012). Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35, 230-257. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.12.005>
- Friedrich, O., Norris, R. D., Erbacher, J. (2012). Evolution of middle to Late Cretaceous oceans—a 55 my record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*, 40(2), 107-110. <https://doi.org/10.1130/G32701.1>
- Galeotti, S., Sprovieri, M., Coccioni, R., Bellanca, A., Neri, R. (2003). Orbitally modulated black shale deposition in the upper Albian Amadeus Segment (central Italy): a multi-proxy reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 441-458. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00618-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00618-1)
- Gambacorta, G., Malinverno, A., Erba, E. (2019). Orbital forcing of carbonate versus siliceous productivity in the late Albian–early Turonian (Umbria–Marche Basin, central Italy). *Newsletters on Stratigraphy*, 52(2), 197-220. <https://doi.org/10.1127/nos/2018/0456>
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S. M., Hochuli, P. A., Coccioni, R., Keller, C. E. (2012). Orbital control on carbon cycle and oceanography in the mid-Cretaceous greenhouse. *Paleoceanography*, 27(1), PA1204. <https://doi.org/10.1029/2011PA002163>
- Giorgioni, M., Weissert, H., Bernasconi, S. M., Hochuli, P. A., Keller, C. E., Coccioni, R., Petrizzo, M. R., Lukeneder, A., Garcia, T. I. (2015). Paleooceanographic changes during the Albian–Cenomanian in the Tethys and North Atlantic and the onset of the Cretaceous chalk. *Global and Planetary Change*, 126, 46-61. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.005>
- Giorgioni, M., Tiraboschi, D., Erba, E., Hamann, Y., Weissert, H. (2017). Sedimentary patterns and palaeoceanography of the Albian Marne a Fucoidi Formation (Central Italy) revealed by high-resolution geochemical and nanofossil data. *Sedimentology*, 64(1), 111-126. <https://doi.org/10.1111/sed.12288>
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G.M. (2020). *Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2020-1-02369-3>
- Haig, D. W., Lynch, D. A. (1993). A late early Albian marine transgressive pulse over northeastern Australia, precursor to epeiric basin anoxia: foraminiferal evidence. *Marine Micropaleontology*, 22(4), 311-362. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(93\)90020-X](https://doi.org/10.1016/0377-8398(93)90020-X)
- Hallam, A., Wignall, P. B. (1997). *Mass extinctions and their aftermath*. Oxford: Oxford University Press, UK. (Versão online: 31 Out. 2023 - <https://doi.org/10.1093/oso/9780198549178.002.0001>)
- Haq, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 44-58. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007>
- Hay, W. W. (2008). Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 725-753. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.025>
- Hay, W. W. (2017). Toward understanding Cretaceous climate—An updated review. *Science China Earth Sciences*, 60, 5-19. <https://doi.org/10.1007/s11430-016-0095-9>
- Hay, W. W., Floegel, S. (2012). New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115(4), 262-272. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2012.09.008>
- Hay, W. W., DeConto, R. M., Wold, C. N., Wilson, K. M., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A. R., Dullo, W. C., Ronov, A. B., Balukhovskiy, A. N., Söding, E. (1999). Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera, E., Johnson, C. C. (Eds.), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Paper*, 332, 1-47. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2332-9.1>

- Hay, W. W., DeConto, R. M., de Boer, P., Flögel, S., Song, Y., Stepashko, A. (2019). Possible solutions to several enigmas of Cretaceous climate. *International Journal of Earth Sciences*, 108, 587-620. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1670-2>
- Herbert, T. D., Fischer, A. G. (1986). Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in Central Italy. *Nature*, 321(6072), 739-743. <https://doi.org/10.1038/321739a0>
- Herbin, J. P., Müller, C., Graciansky, P. C., Jacquin, T., Magniez-Jannin, F. (1987). Cretaceous Anoxic Events in the South Atlantic. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2), 92-99.
- Herrle, J. O. (2003). Reconstructing nutricline dynamics of mid-Cretaceous oceans: evidence from calcareous nannofossils from the Niveau Paquier black shale (SE France). *Marine Micropaleontology*, 47(3-4), 307-321. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(02\)00133-0](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(02)00133-0)
- Herrle, J. O., Mutterlose, J. (2003). Calcareous nannofossils from the Aptian–Lower Albian of southeast France: palaeoecological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research*, 24(1), 1-22. [https://doi.org/10.1016/S0195-6671\(03\)00023-5](https://doi.org/10.1016/S0195-6671(03)00023-5)
- Herrle, J. O., Pross, J., Friedrich, O., Köbller, P., Hemleben, C. (2003). Forcing mechanisms for mid-cretaceous black shale formation: evidence from the upper Aptian and lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 399-426. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00616-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00616-8)
- Herrle, J. O., Köbller, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H., Hemleben, C. (2004). High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1-2), 149-161. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00646-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00646-0)
- Herrle, J. O., Schröder-Adams, C. J., Davis, W., Pugh, A. T., Galloway, J. M., Fath, J. (2015). Mid-Cretaceous High Arctic stratigraphy, climate, and oceanic anoxic events. *Geology*, 43(5), 403-406. <https://doi.org/10.1130/G36439.1>
- Herrmann, S., Thierstein, H. R. (2012). Cenozoic coccolith size changes—Evolutionary and/or ecological controls?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333, 92-106. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.03.011>
- Hönisch, B., Ridgwell, A., Schmidt, D. N., Thomas, E., Gibbs, S. J., Sluijs, A., Zeebe, R., Kump, L., Martindale, R. C., Greene, S. E., Kiessling, W., Ries, J., Zacos, J. C., Royer, D. L., Barker, S., Marchitto Jr., T. M., Moyer, R., Pelejero, C., Ziveri, P., Forster, G. L., Williams, B. (2012). The geological record of ocean acidification. *Science*, 335(6072), 1058-1063. <https://doi.org/10.1126/science.1208277>
- Hu, X., Li, J., Han, Z., Li, Y. (2020). Two types of hyperthermal events in the Mesozoic-Cenozoic: Environmental impacts, biotic effects, and driving mechanisms. *Science China Earth Sciences*, 63, 1041-1058. <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9604-4>
- Huber, B. T., Leckie, R. M. (2011). Planktic foraminiferal species turnover across deep-sea Aptian/Albian boundary sections. *The Journal of Foraminiferal Research*, 41(1), 53-95. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.41.1.53>
- Jahren, A. H., Arens, N. C., Sarmiento, G., Guerrero, J., Amundson, R. (2001). Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous. *Geology*, 29(2), 159-162. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0159:TROMHD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0159:TROMHD>2.0.CO;2)
- Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137(2), 171-188. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.137.2.0171>
- Jenkyns, H. C. (1985). The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. *Geologische Rundschau*, 74, 505-518. <https://doi.org/10.1007/bf01821208>
- Jenkyns, H. C. (1988). The early Toarcian (Jurassic) anoxic event; stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288(2), 101-151. <https://doi.org/10.2475/ajs.288.2.101>
- Jenkyns, H. C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3). <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
- Jenkyns, H. C., Matthews, A., Tsikos, H., Erel, Y. (2007). Nitrate reduction, sulfate reduction, and sedimentary iron isotope evolution during the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 22(3). <https://doi.org/10.1029/2006PA001355>
- Jones, C. E., Jenkyns, H. C. (2001). Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301, 112-149. <https://doi.org/10.2475/ajs.301.2.112>
- Jones, M. M., Sageman, B. B., Selby, D., Jacobson, A. D., Batenburg, S. J., Riquier, L., MacLeod, K. G., Huber, B. T., Bogus, K. A., Tejada, M. L. G., Kuroda, J., Hobbs, R. W. (2023). Abrupt episode of mid-Cretaceous ocean acidification triggered by massive volcanism. *Nature Geoscience*, 16(2), 169-174. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01115-w>
- Keller, G. (2008). Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 754-771. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.030>
- Klemme, H. D., Ulmishek, G. F. (1991). Effective Petroleum Source Rocks of the World: Stratigraphic Distribution and Controlling Depositional Factors. *AAPG Bulletin*, 75(12), 1809-1851. <https://doi.org/10.1306/0C9B2A47-1710-11D7-8645000102C1865D>

- Knoll, A. H., Follows, M. J. (2016). A bottom-up perspective on ecosystem change in Mesozoic oceans. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 283(1841), 20161755. <https://doi.org/10.1098/rspb.2016.1755>
- Kochhann, K. G. D., Koutsoukos, E. A. M., Fauth, G. Sial, A. N. (2013). Aptian–Albian Planktic Foraminifera from DSDP Site 364 (Offshore Angola): Biostratigraphy, Paleocology, and Paleooceanographic Significance. *Journal of Foraminiferal Research*, 43, 443-463. <https://doi.org/10.2113/gsjfr.43.4.443>.
- Koutsoukos, E. A. M., Bengtson, P. (2024). Cretaceous paleoceanographic events of the northern South Atlantic: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 545(1), S545-2023. <https://doi.org/10.1144/SP545-2023-81>
- Koutsoukos, E. A. M., Mello, M. R., Azambuja Filho, N. C., Hart, M. B., Maxwell, J. R. (1991). The upper Aptian–Albian succession of the Sergipe Basin, Brazil: an integrated paleoenvironmental assessment. *AAPG Bulletin*, 75(3), 479-498. <https://doi.org/10.1306/0C9B2817-1710-11D7-8645000102C1865D>
- Kuypers, M. M., Pancost, R. D., Sinninghe Damsté, J. S. (1999). A large and abrupt fall in atmospheric CO<sub>2</sub> concentration during Cretaceous times. *Nature*, 399(6734), 342-345. <https://doi.org/10.1038/20659>
- Kuypers, M. M., Blokker, P., Hopmans, E. C., Kinkel, H., Pancost, R. D., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J. S. (2002). Archaeal remains dominate marine organic matter from the early Albian oceanic anoxic event 1b. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185(1-2), 211-234. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00301-2](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00301-2)
- Kuypers, M. M., Lourens, L. J., Rijpstra, W. I. C., Pancost, R. D., Nijenhuis, I. A., Sinninghe Damsté, J. S. (2004). Orbital forcing of organic carbon burial in the proto-North Atlantic during Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4), 465-482. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.037>
- Larson, R. L., Erba, E. (1999). Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14, 663-678. <https://doi.org/10.1029/1999PA900040>
- Leandro, C. G., Savian, J. F., Kochhann, M. V. L., Franco, D. R., Coccioni, R., Frontalini, F., Gardin, S., Jovane, L., Figueiredo, M., Tedeschi, L. R., Janikian, L., Almeida, R. P., Trindade, R. I. F. (2022). Astronomical tuning of the Aptian stage and its implications for age recalibrations and paleoclimatic events. *Nature Communications*, 13(1), 2941. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-30075-3>
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., Cashman, R. (2002). Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3), 13-1-13-29. <https://doi.org/10.1029/2001PA000623>
- Lees, J. A., Bown, P. R., Mattioli, E. (2005). Problems with proxies? Cautionary tales of calcareous nannofossil paleo-environmental indicators. *Micropaleontology*, 51(4), 333-343. <https://doi.org/10.2113/gsmicropal.51.4.333>
- Liu, C., Jarochovska, E., Du, Y., Munnecke, A., Dai, X. (2017). Prevailing anoxia in the Kungurian (Permian) of South China: Possible response to divergent climate trends between the tropics and Gondwana. *Gondwana Research*, 49, 81-93. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.011>
- Lübke, N., Mutterlose, J. (2016). The impact of OAE 1a on marine biota deciphered by size variations of coccoliths. *Cretaceous Research*, 61, 169-179. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2016.01.006>.
- Luciani, V., Cobianchi, M., Jenkyns, H.C. (2004). Albian high-resolution biostratigraphy and isotope stratigraphy: the Coppa della Nuvola pelagic succession of the Gargano Promontory (Southern Italy). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97, 77-92. <https://doi.org/10.1007/s00015-004-1106-9>
- Luft-Souza, F., Fauth, G., Bruno, M. D. R., De Lira Mota, M. A., Vázquez-García, B., Santos Filho, M. A. B., Terra, G. J. S. (2022). Sergipe-Alagoas Basin, Northeast Brazil: A reference basin for studies on the early history of the South Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 229, 104034. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104034>
- Machado, M. C., Chemale Jr., F., Kawashita, K., Rey, O., Moura, C. A. V. (2016). Isotope studies of carbonate rocks of La Luna Formation (Venezuela) to constrain the Oceanic Anoxic Event 3 (OAE3). *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 38-48. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.001>
- Mansour, A., Wagreich, M. (2022). Earth system changes during the cooling greenhouse phase of the Late Cretaceous: Coniacian–Santonian OAE3 subevents and fundamental variations in organic carbon deposition. *Earth-Science Reviews*, 229, 104022. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104022>
- Martinez, M., Deconinck, J. F., Pellenard, P., Riquier, L., Company, M., Reboulet, S., Moiroud, M. (2015). Astrochronology of the Valanginian–Hauterivian stages (Early Cretaceous): Chronological relationships between the Paraná–Etendeka large igneous province and the Weissert and the Faraoni events. *Global and Planetary Change*, 131, 158-173. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.06.001>
- Matsumoto, H., Kuroda, J., Coccioni, R., Frontalini, F., Sakai, S., Ogawa, N. O., Ohkouchi, N. (2020). Marine Os isotopic evidence for multiple volcanic episodes during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1b. *Scientific Reports*, 10(1), 12601. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-69505-x>
- Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R. I. F., Savian, J. F., Tejada, M. L. G., Gardin, S., Kuroda, J. (2021). Long-term Aptian marine osmium isotopic record of Ontong Java Nui activity. *Geology*, 49(9), 1148-1152. <https://doi.org/10.1130/G48863.1>

- Matsumoto, H., Coccioni, R., Frontalini, F., Shirai, K., Jovane, L., Trindade, R. I. F., Savian, J. F., Kuroda, J. (2022). Mid-Cretaceous marine Os isotope evidence for heterogeneous cause of oceanic anoxic events. *Nature Communications*, 13(1), 239. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27817-0>
- Matsumoto, H., Shirai, K., Huber, B. T., MacLeod, K. G., Kuroda, J. (2023). High-resolution marine osmium and carbon isotopic record across the Aptian–Albian boundary in the southern South Atlantic: Evidence for enhanced continental weathering and ocean acidification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 613, 111414. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2023.111414>
- Matsumoto, H., Shibuya, T., Shirai, K., Kuroda, J., Suzuki, K. (2024). Prolonged reducing and ferruginous oceanic conditions and abrupt global seawater oxidation after oceanic anoxic event 1a. *Geological Society of America Bulletin*, 137(3-4), 1133-1142. <https://doi.org/10.1130/B37780.1>
- Mello, M. R., Koutsoukos, E. A. M., Hart, M. B., Brasell, S. C., Maxwell, J. R. (1989). Late Cretaceous anoxic events in the Brazilian continental margin. *Organic Geochemistry*, 14(5), 529-542. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(89\)90033-8](https://doi.org/10.1016/0146-6380(89)90033-8)
- Mello, M. R., Mohriak, W. U., Koutsoukos, E. A. M., Figueira, J. C. A. (1991). Brazilian and west African oils: generation, migration, accumulation and correlation. *13th World Petroleum Congress, Proceedings*, 153-164. Buenos Aires, Argentina.
- Méndez-Dot, J. A. M., Baamonde, J. M., Reyes, D., Whilchy, R. (2015). The Cogollo Group and the oceanic anoxic events 1a and 1b, Maracaibo basin, Venezuela. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 41-61. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201530192>
- Meyer, K. M., Kump, L. R. (2008). Oceanic euxinia in Earth history: causes and consequences. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 251-288. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124256>
- Möller, C., Bornemann, A., Mutterlose, J. (2020). Climate and paleoceanography controlled size variations of calcareous nannofossils during the Valanginian Weissert Event (Early Cretaceous). *Marine Micropaleontology*, 157, 101875. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101875>
- Müller, T., Price, G. D., Bajnai, D., Nyerges, A., Kesjár, D., Raucsik, B., Varga, A., Judik, K., Fekete, J., May, Z., Pálffy, J. (2017). New multiproxy record of the Jenkyns Event (also known as the Toarcian Oceanic Anoxic Event) from the Mecsek Mountains (Hungary): Differences, duration and drivers. *Sedimentology*, 64(1), 66-86. <https://doi.org/10.1111/sed.12332>
- Muscente, A. D., Prabhu, A., Zhong, H., Eleish, A., Meyer, M. B., Fox, P., Hazen, R. M., Knoll, A. H. (2018). Quantifying ecological impacts of mass extinctions with network analysis of fossil communities. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(20), 5217-5222. <https://doi.org/10.1073/pnas.1719976115>
- Naafs, B. D. A., Pancost, R. D. (2014). Environmental conditions in the South Atlantic (Angola Basin) during the Early Cretaceous. *Organic Geochemistry*, 76, 184-193. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.08.005>
- Novacek, M. (2001). *The biodiversity crisis: Losing what counts*. New York: New Press.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., Canet, C. (2014). Mexican archives for the major Cretaceous oceanic anoxic events. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 491-505.
- Ogg, J. G., Ogg, G. M., Gradstein, F. M. (2021). *Time Scale Creator 8.0*. Disponível em: <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/tscreator>. Acessado em: 1 dez. 2023.
- Oliveira, A. L., Hollanda, M. H. B., Schmitz, M. D., Macêdo Filho, A. A., Erba, E., Crowley, J. L. (2025). High-precision geochronology of the Equatorial Atlantic Magmatic Province (EQUAMP): Temporal correlations with the Paraná-Etendeka Magmatic Province and the Weissert Event. *Earth and Planetary Science Letters*, 658, 119330. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2025.119330>
- Pancost, R. D., Crawford, N., Magness, S., Turner, A., Jenkyns, H. C., Maxwell, J. R. (2004). Further evidence for the development of photic-zone euxinic conditions during Mesozoic oceanic anoxic events. *Journal of the Geological Society*, 161(3), 353-364. <https://doi.org/10.1144/0016764903-059>
- Pedersen, T., Calvert, S. E. (1990). Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?. *AAPG Bulletin*, 74(4), 454-466. <https://doi.org/10.1306/0C9B232B-1710-11D-7-8645000102C1865D>
- Percival, L. M., Matsumoto, H., Callegaro, S., Erba, E., Kerr, A. C., Mutterlose, J., Suzuki, K. (2025). Cretaceous large igneous provinces: From volcanic formation to environmental catastrophes and biological crises. *Geological Society, London, Special Publications*, 544(1), SP544-2023. <https://doi.org/10.1144/SP544-2023-88>
- Pérez-Díaz, L., Eagles, G. (2017). South Atlantic paleobathymetry since Early Cretaceous. *Scientific Reports*, 7(1), 11819. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-11959-7>
- Perez-Infante, J., Farrimond, P., Furrer, M. (1996). Global and local controls influencing the deposition of the La Luna Formation (Cenomanian–Campanian), western Venezuela. *Chemical Geology*, 130(3-4), 271-288. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(96\)00019-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(96)00019-8)
- Petrizzo, M. R., Huber, B. T., Gale, A. S., Barchetta, A., Jenkyns, H. C. (2012). Abrupt planktic foraminiferal turnover across the Niveau Kilian at Col de Pré-Guittard (Vocantian Basin, southeast France): new criteria for defining the Aptian/Albian boundary. *Newsletters on Stratigraphy*, 45(1), 55. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2012/0013>

- Peucker-Ehrenbrink, B., Ravizza, G. E. (2020). Osmium isotope stratigraphy. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. M. (Eds.), *Geologic Time Scale 2020*, Vol. 1, Chapter 8, 239-257. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00008-5>
- Pietzsch, R., Tedeschi, L. R., Oliveira, D. M., dos Anjos, C. W. D., Vazquez, J. C., Figueiredo, M. F. (2020). Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: A continental record of pCO<sub>2</sub> during the onset of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) interval? *Chemical Geology*, 535, 119457. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119457>
- Pohl, A., Ridgwell, A., Stockey, R. G., Thomazo, C., Keane, A., Vennin, E., Scotese, C. R. (2022). Continental configuration controls ocean oxygenation during the Phanerozoic. *Nature*, 608, 7923, 523-527. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05018-z>
- Poulsen, C. J., Barron, E. J., Johnson, C. C., Fawcett, P. (1999). Links between major climatic factors and regional oceanic circulation in the mid-Cretaceous. In: Barrera, E., Johnson, C.C. (Eds.), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Paper*, 332, 73-89. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2332-9.73>
- Premoli-Silva, I., Sliter, W. V. (1999). Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution. In: Barrera, E., Johnson, C.C. (Eds.), *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Paper*, 332, 301-328. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2332-9.301>
- Premoli-Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C., Verga, D. (1999). Biotic changes in Cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(4), 352-370.
- Reboulet, S., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Oliveiro, D., Proux, O. (2003). Ammonoid and nannoplankton abundance in Valanginian (Early Cretaceous) limestone-marl successions from the southeast France Basin: Carbonate dilution or productivity?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201, 113-139. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00541-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00541-8)
- Rey, O., Simo, J. A., Lorente, M. A. (2004). A record of long- and short-term environmental and climatic change during OAE3: La Luna Formation, Late Cretaceous (Santonian-early Campanian), Venezuela. *Sedimentary Geology*, 170(1-2), 85-105. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.06.006>
- Robinson, S.A., Heimhofer, U., Hesselbo, S. P., Petrizzo, M. R. (2017). Mesozoic climates and oceans—a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*, 64(1), 1-15. <https://doi.org/10.1111/sed.12349>
- Rocha, B. C., Janasi, V. A., Polo, L. A., Rocha, B. C., Davies, J. H. F. L., Schaltegger, U., Greber, N. D., Davies, J. H. F. L., Nardy, A. J. R., Lucchetti, A. C. F., Greber, N. D. (2020). Rapid eruption of silicic magmas from the Paraná magmatic province (Brazil) did not trigger the Valanginian event. *Geology*, 48(12), 1174-1178. <https://doi.org/10.1130/G47766.1>
- Rodrigues, G. B., Fauth, G. (2013). Isótopos estáveis de carbono e oxigênio em ostracodes do Cretáceo: metodologias, aplicações e desafios. *Terrae Didactica*, 9(1), 34-49. <https://doi.org/10.20396/td.v9i1.8637408>
- Rodríguez-Cuicas, M. E., Montero-Serrano, J. C., Garbán, G. (2019). Paleoenvironmental changes during the late Albian Oceanic Anoxic Event 1d: An example from the Capacho Formation, southwestern Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 521, 10-29. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.02.010>
- Rojas, A., Calatayud, J., Kowalewski, M., Neuman, M., Rosvall, M. (2021). A multiscale view of the Phanerozoic fossil record reveals the three major biotic transitions. *Communications Biology*, 4(1), 309. <https://doi.org/10.1038/s42003-021-01805-y>
- Sabatino, N., Coccioni, R., Manta, D. S., Baudin, F., Vallefuoco, M., Traina, A., Sprovieri, M. (2015). High-resolution chemostratigraphy of the late Aptian-early Albian Oceanic Anoxic Event (OAE 1b) from the Poggio le Guaine section (Umbria-Marche Basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426, 319-333. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.009>
- Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie En Mijnbouw*, 55(3-4), 179-184.
- Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Scholle, P. A. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $\delta^{13}\text{C}$  excursion. In: Fleet, A. J. e Brooks, J. (Eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*, 26, 371-399. *Geological Society, Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.24>
- Scholle, P. A., Arthur, M. A. (1980). Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64(1), 67-87. <https://doi.org/10.1306/2F91892D-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Scott, R. W., Rush, N., Hojnacki, R., Campbell, W., Wang, Y., Lai, X. (2020). Albian (Lower Cretaceous) carbon isotope chemozones, Texas Comanche Shelf and Mexican Chihuahua Trough: Implications for OAEs. *Cretaceous Research*, 112, 104453. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104453>
- Sepkoski, J. J. (1981). A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, 7(1), 36-53. <https://doi.org/10.1017/s0094837300003778>

- Silva Jr., R., Erba, E., Rios-Netto, A. M., Silva, S. C., Alves, T. D., Motta, A. L. G., Valle, B., Borghi, L., Abbotts-Queiroz, F. (2023). Oceanic Anoxic Event 2 in Sergipe-Alagoas Basin, Brazil: New paleoecological insights from calcareous nannofossils assemblages. *Marine Micropaleontology*, 178, 102197. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2022.102197>
- Slater, S. M., Bown, P. R., Twitchett, R. J., Danise, S., Vajda, V. (2022). Global record of “ghost” nannofossils reveals plankton resilience to high CO<sub>2</sub> and warming. *Science*, 376(6595), 853-856. <https://doi.org/10.1126/science.abm7330>
- Soua, M. (2016). Cretaceous Oceanic Anoxic Events (OAEs) recorded in the northern margin of Africa as possible oil and gas shale potential in Tunisia: an overview. *International Geology Review*, 58(3), 277-320. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1065516>
- Suchéras-Marx, B., Mattioli, E., Allemand, P., Giraud, F., Pittet, B., Plancq, J., Escarguel, G. (2019). The colonization of the oceans by calcifying pelagic algae. *Biogeosciences*, 16(12), 2501-2510. <https://doi.org/10.5194/bg-16-2501-2019>
- Tedeschi, L. R., Jenkyns, H. C., Robinson, S. A., Sanjinés, A. E., Viviers, M. C., Quintaes, C. M., Vazquez, J. C. (2017). New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1a. *Geology*, 45(6), 543-546. <https://doi.org/10.1130/G38886.1>
- Tedeschi, L. R., Jenkyns, H. C., Robinson, S. A., Lana, C. C., Tognoli, F. M. W. (2020). Aptian carbon-isotope record from the Sergipe-Alagoas Basin: New insights into Oceanic Anoxic Event 1a and the timing of seawater entry into the South Atlantic. *Newsletters on Stratigraphy*, 53(3), 333-364. <https://doi.org/10.1127/nos/2019/0529>
- Teixeira, K. M., Savian, J. F., Mello, R. G., Leandro, C. G., Kochhann, M. V. L., Giorgioni, M., Vidal, P. H. P. C., Martini, A. P., Jovane, L., Frontalini, F., Coccioni, R., Figueiredo, M., Tedeschi, L. R., Matsumoto, H., Kuroda, J., Trindade, R. I. F. (2023). Environmental magnetic characterization for the Pialli Level and the Cretaceous Oceanic Red Bed 7 (late Albian, Poggio le Guaine core, central Italy). *Global and Planetary Change*, 230, 104281. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2023.104281>
- Tiraboschi, D., Erba, E., Jenkyns, H. C. (2009). Origin of rhythmic Albian black shales (Piobbico core, central Italy): Calcareous nannofossil quantitative and statistical analyses and paleoceanographic reconstructions. *Paleoceanography*, 24(2), PA2222. <https://doi.org/10.1029/2008PA001670>
- Tissot, B., Demaison, G. J., Masson, P., Delteil, J. R., Combaz, A. (1980). Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *AAPG Bulletin*, 12, 2051-2063. <https://doi.org/10.1306/2F-919738-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Trabucho Alexandre, J., Tuenter, E., Henstra, G. A., van der Zwan, K. J., van de Wal, R. S., Dijkstra, H. A., de Boer, P. L. (2010). The mid-Cretaceous North Atlantic nutrient trap: black shales and OAEs. *Paleoceanography*, 25(4), PA4201. <https://doi.org/10.1029/2010PA001925>
- Trabucho Alexandre, J., van Gilst, R. I., Rodríguez-López, J. P., De Boer, P. L. (2011). The sedimentary expression of Oceanic Anoxic Event 1b in the North Atlantic. *Sedimentology*, 58(5), 1217-1246. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01202.x>
- Tremolada, F., Erba, E., Bralower, T. J. (2007). A review of calcareous nannofossil changes during the early Aptian Oceanic Anoxic Event 1a and the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: The influence of fertility, temperature, and pCO<sub>2</sub>. *Special Paper of the Geological Society of America*, 424, 87-96. [https://doi.org/10.1130/2007.2424\(05\)](https://doi.org/10.1130/2007.2424(05))
- Tsikos, H., Jenkyns, H. C., Walsworth-Bell, B., Petrizzo, M. R., Forster, A., Kolonic, S., Erba, E., Premoli Silva, I., Baas, M., Wagner, T., Sinninghe Damsté, J. S. (2004). Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event: Correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 161(4), 711-719. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-077>
- Tungo, E. J. F., Bruno, M. D. R., Fauth, G., Watkins, D. K. (2021). Caracterização preliminar do Evento Anóxico Oceânico 2 (OAE2) na Bacia do Kwanza (Site 364 - Angola) - Atlântico Sul. In: *XV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XVIII Congresso Brasileiro de Geoquímica*, Anais v. 1. Porto de Galinhas: SBGq.
- Valle, B., Dal’ Bó, P. F. F., Mendes, M., Favoreto, J., Rigueti, A. L., Borghi, L., de Oliveira Mendonça, J., Silva Jr., R. (2019). The expression of the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) in the northeast of Brazil (Sergipe-Alagoas Basin). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 529, 12-23. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.029>
- Vermeij, G. J. (1977). The Mesozoic marine revolution: evidence from snails, predators and grazers. *Paleobiology*, 3(3), 245-258. <https://doi.org/10.1017/S0094837300005352>
- Veron, J. E. (2008). Mass extinctions and ocean acidification: biological constraints on geological dilemmas. *Coral Reefs*, 27(3), 459-472. <https://doi.org/10.1007/s00338-008-0381-8>
- Wagner, T., Pletsch, T. (1999). Tectono-sedimentary controls on Cretaceous black shale deposition along the opening Equatorial Atlantic Gateway (ODP Leg 159). *Geological Society Special Publication*, 153, 241-265. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.15>
- Wagner, T., Herrle, J. O., Sinninghe Damsté, J. S., Schouten, S., Stüsser, I., Hofmann, P. (2008). Rapid warming and salinity changes of Cretaceous surface waters in the subtropical North Atlantic. *Geology*, 36(3), 203-206. <https://doi.org/10.1130/G24523A.1>

- Wagreich, M. (2009). Coniacian–Santonian Oceanic Red Beds and their link to Oceanic Anoxic Event 3. In: X. Hu, C. Wang, R. W. Scott, M. Wagreich, L. Jansa (Eds.), *Cretaceous Ocean Red Beds: Stratigraphy, Composition, and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance*, 91st ed., pp. 235-242. *SEPM Special Publication*. <https://doi.org/10.2110/sepmsp.091.225>
- Wagreich, M. (2012a). OAE 3 – a low- to mid-latitude Atlantic oceanic event during the Coniacian–Santonian. *Climate of the Past*, 8(2), 1209-1227. <https://doi.org/10.5194/cpd-8-1209-2012>
- Wagreich, M. (2012b). “OAE 3”– Regional Atlantic organic carbon burial during the Coniacian–Santonian. *Climate of the Past*, 8(5), 1447-1455. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1447-2012>
- Wang, Y., Bodin, S., Blusztajn, J. S., Ullmann, C., Nielsen, S. G. (2022). Orbitally paced global oceanic deoxygenation decoupled from volcanic CO<sub>2</sub> emission during the middle Cretaceous Oceanic Anoxic Event 1b (Aptian–Albian transition). *Geology*, 50(11), 1324-1328. <https://doi.org/10.1130/G50553.1>
- Watkins, D. K., Cooper, M. J., Wilson, P. A. (2005). Calcareous nannoplankton response to late Albian Oceanic Anoxic Event 1d in the western North Atlantic. *Paleoceanography*, 20, 1-14. <https://doi.org/10.1029/2004PA001097>
- Watkins, D. K., Raffi, I. (2020). Calcareous nannofossils. In: Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. M. (Eds.), *Geologic Time Scale 2020*, (V.1, Chapter 3, Subchapter 3F, p. 69-73. Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00003-6>)
- Weissert, H. (1989). C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous. *Surveys in Geophysics*, 10, 1-61. <https://doi.org/10.1007/BF01901664>
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B., Kuhn, O. (1998). Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137(3-4), 189-203. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00109-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00109-0)
- Whiteside, J. H., Grice, K. (2016). Biomarker records associated with mass extinction events. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 581-612. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012501>
- Wilson, P. A., Norris, R. D. (2001). Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412(6845), 425-429. <https://doi.org/10.1038/35086553>
- Winter, A., Siesser, W. G. (2006). *Coccolithophores*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Xu, X. T., Shao, L. Y., Eriksson, K. A., Pang, B., Wang, S., Yang, C. X., Hou, H. H. (2022). Terrestrial records of the early Albian Ocean Anoxic Event: Evidence from the Fuxin lacustrine basin, NE China. *Geoscience Frontiers*, 13(1), 101275. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101275>