

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Geofísica

JANINE ARAUJO DO CARMO

Estratigrafia magnética e magnetismo ambiental do sítio DSDP-511
(Platô das Falklands) durante o limite Barremiano-Aptiano

São Paulo
2017

JANINE ARAUJO DO CARMO

Estratigrafia magnética e magnetismo ambiental do sítio DSDP-511
(Platô das Falklands) durante o limite Barremiano-Aptiano

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade

São Paulo

2017

À minha família

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreida da Trindade, pela confiança, paciência e entusiasmo em compartilhar seus conhecimentos. Essas qualidades, somadas a sua amizade, foram fundamentais neste período.

Ao Dr. Leonardo Tedeschi pelos aconselhamentos, discussões e contribuições que auxiliaram na elaboração deste estudo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte contínuo através de bolsas de estudos ao longo desse período e ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas por oferecer a estrutura necessária para a realização deste projeto.

Ao *Deep Sea Drilling Project (DSDP)*, *International Ocean Discovery Program (IODP)*, *Ocean Drilling Program* por fornecerem as amostras analisadas neste estudo.

À minha relatora, Prof^ª. Dra. Marcia Ernesto, e à Prof^ª. Dra. Leila Marques pelas importantes críticas feitas ao trabalho durante o exame de qualificação.

À coordenadora do programa de pós-graduação de geofísica, Prof^ª. Dra. Yara Regina Marangoni, pela disposição e agilidade em resolver as questões dos alunos de pós-graduação e por sempre estar aberta ao diálogo.

Ao Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPmag) e à toda paleogalera que compõe este grupo maravilhoso: Daniele, Plínio, Giovani, Sonia, Wilbor, Grasiene, Alice, Marta, Aruã, Thiago, Rafael, Karine, Caião, Cainho, Elder, Jairo, Gelvam, Franklin, Terra Nova, Filipi e todos àqueles que por aqui já passaram. Agradeço por compartilharem seus conhecimentos e experiências, e por alegrar todos os meus dias.

Ao Prof. Dr. Chefofinho (Marcelo Bianchi) pela jovialidade, bom humor (de quase todos os dias) e por ter sido um amigo extraordinário.

Às pessoas que acompanharam este processo de perto e me incentivaram: Érico, Gabriela, Simon, Daiki, e as Piritas (Hyana, Nathalya, Fernanda, Mariana e Juliana).

À minha família, Carlos, Andréa, Julia e Juliana, pelo apoio incondicional. Não é possível exprimir em palavras o quão grata sou à vocês.

“A ciência, meu rapaz, é feita de erros, mas de erros benéficos, já que conduzem pouco a pouco à verdade”

Julio Verne

RESUMO

O Cretáceo inferior é caracterizado por mudanças drásticas em todos os envelopes terrestres, envolvendo desde variações geodinâmicas a importantes mudanças paleoclimáticas. Entretanto, há poucos registros desses eventos no hemisfério sul, sendo o DSDP-511 o principal deles. Com objetivo de gerar melhores vínculos temporais para os registros do Cretáceo Inferior no hemisfério sul, foram realizados estudos paleomagnéticos e de magnetismo ambiental em alta resolução espacial em uma secção do sítio DSDP-511 (núcleos 58 e 59), a qual corresponde ao intervalo entre 508,77 a 523,94 mbsf (*meters below sea floor*) e abrange os estágios Barremiano e Aptiano. A compreensão dos eventos paleoclimáticos neste sítio não é trivial, uma vez que, além de ambiguidade nas idades inferidas pela bioestratigrafia, apenas parte do evento de anoxia oceânica OAE 1a está registrada devido a uma lacuna de amostragem. Foram identificados dois principais portadores magnéticos através da análise de curvas de aquisição e desmagnetização de magnetização remanente anisterética (ARM) e magnetização remanente isotérmica (IRM). O mineral de baixa coercividade é a magnetita, confirmada a partir da desmagnetização de IRM triaxial. Sua origem é provavelmente detrítica. O portador de alta coercividade foi interpretado como hematita. A contribuição relativa dos portadores magnéticos apresentou uma variação acentuada no intervalo entre 512 e 514 mbsf, sendo manifestada através de um pico em todos os parâmetros de magnetismo ambiental. Esta variação está associada também à maior concentração de minerais magnéticos neste intervalo e coincide com um marcado aumento na temperatura da superfície dos oceanos. Após desmagnetização progressiva e identificação da componente magnética característica foram definidas duas zonas de polaridade normal e uma zona de polaridade reversa (518,9 e 518,16 mbsf). Além disso, foi definida uma zona discreta de polaridade reversa em 509,20 mbsf. Os resultados encontrados apresentam diferenças significativas quando comparadas com estudos anteriores no mesmo testemunho. Uma datação Re-Os em folhelhos negros de $125,3 \pm 2,2$ Ma entre 519,01 e 519,40 mbsf foi obtida recentemente e forneceu um vínculo absoluto de idade para o intervalo estudado. O padrão de reversões encontrado foi compatível com a presença dos chrons M0r e ISEA. O modelo de idades proposto permite reposicionar o evento OAE 1a entre as profundidades 513,5 a 518 mbsf, incluindo a parte não recuperada do testemunho. Esta interpretação também compatível com dados de TOC e de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos recentemente por outros autores.

Palavras-Chave: magnetoestratigrafia, magnetismo ambiental, Platôs das Falklands, Cretáceo, Eventos de Anoxia Oceânicos

ABSTRACT

The lower Cretaceous is characterized by drastic changes in the Earth, from geodynamic variations to important paleoclimatic changes. However, there are few records of these events in the southern hemisphere, the DSDP-511 being the most comprehensive one. In order to provide better temporal constraints for the lower Cretaceous records in the southern hemisphere, paleomagnetic and high-resolution environmental magnetism studies were performed in a section of the DSDP-511 site (cores 58 and 59), which corresponds to the interval between 508.77 to 523.94 mbsf (meters below sea floor) and covers the Barremian and Aptian stages. The correct assessment of paleoclimatic events at this site is not trivial because, in addition to the ambiguity at the ages inferred by biostratigraphy, only part of the OAE 1a (oceanic anoxic event) was recovered. Two main magnetic carriers were identified through the analysis of acquisition and demagnetization of anhysteretic remanent magnetization (ARM) and isothermal remanent magnetization (IRM) curves. The low coercivity mineral is magnetite, as attested by triaxial IRM demagnetization. Its origin is likely detrital. The high coercivity carrier was interpreted as hematite. The relative contribution of magnetic carriers has a strong variation in the interval between 512 and 514 mbsf, being manifested by a peak in all parameters of environmental magnetism. This variation is also associated with the higher concentration of magnetic minerals and coincides with a marked increase in the sea surface temperature in this interval. After stepwise demagnetization and identification of the characteristic magnetic component, two zones of normal polarity and a zone of reverse polarity (518.9 and 518.16 mbsf) were defined. In addition, a discrete zone of reverse polarity was defined at 509.20 mbsf. The results obtained present significant differences when compared with previous studies in the same core. A Re-Os dating on black shales of 125.3 ± 2.2 Ma between 519.01 and 519.40 mbsf was obtained recently and provided an absolute constraint onto which the polarity zones could be matched. The pattern of reversions found is compatible with the presence of chrons M0r and ISEA. The proposed age model allows repositioning the OAE 1a event between depths 513.5 to 518 mbsf in the core and overlap the unrecovered part. This interpretation is also compatible with TOC and $\delta^{13}\text{C}$ data recently obtained by other authors.

Key words: magnetostratigraphy, environmental magnetism, Falkland Plateau, Cretaceous, Ocean Anoxic Events

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	CRETÁCEO INFERIOR: VARIAÇÕES GEODINÂMICAS E AMBIENTAIS.....	3
2.1	Tectônica e atividade vulcânica.....	3
2.2	Eventos anóxicos oceânicos	4
2.3	O campo magnético terrestre no Cretáceo.....	7
2.4	O Barremiano e o Aptiano.....	8
3	DSDP 511: DESCRIÇÃO DO SÍTIO.....	10
3.1	Localização	10
3.2	Contexto geológico.....	11
3.3	Estratigrafia.....	12
3.4	Estudos anteriores.....	13
3.4.1	Bioestratigrafia	13
3.4.2	Quimioestratigrafia.....	14
3.4.3	Magnetoestratigrafia.....	16
4	O REGISTRO MAGNÉTICO EM SEDIMENTOS.....	19
4.1	Magnetização remanente natural (NRM).....	19
4.2	Aquisição de magnetização remanente em rochas sedimentares.....	19
4.2.1	Magnetização remanente deposicional (DRM).....	21
4.2.2	Magnetização remanente pós-deposicional (pDRM).....	22
4.3	Magnetoestratigrafia.....	23
4.4	Magnetismo de rocha: princípios e aplicações paleoambientais.....	23
4.4.1	Susceptibilidade magnética.....	24
4.4.2	Magnetização Remanente Anisterética (ARM).....	24

4.4.3	Magnetização Remanente Isotérmica (IRM).....	25
4.4.4	Parâmetros de magnetismo ambiental	26
4.4.5	Separação de populações magnéticas (UnMix).....	27
5	MÉTODOS.....	29
5.1	Amostragem.....	29
5.2	Caracterização dos portadores magnéticos	29
5.2.1	Susceptibilidade multifrequência.....	30
5.2.2	Curvas de aquisição e desmagnetização de ARM	30
5.2.3	Curvas de aquisição de IRM.....	31
5.2.4	IRM triaxial	31
5.2.5	Análise do espectro de coercividade (UnMix)	32
5.2.6	Parâmetros ambientais	32
5.3	Dados direcionais.....	32
5.3.1	Técnicas de desmagnetização	32
5.3.2	Definição das componentes características	34
5.3.3	Estimativa de paleolatidade.....	35
6	RESULTADOS	36
6.1	Magnetismo de rocha e ambiental	36
6.1.1	Susceptibilidade Multifrequência	36
6.1.2	Curvas de aquisição e desmagnetização de ARM e teste de Cisowski	37
6.1.3	Curvas de aquisição de IRM e teste de IRM triaxial	39
6.1.4	Unmix: curvas de ARM e IRM	40
6.1.5	Parâmetros magnéticos ambientais.....	43
6.2	Paleomagnetismo	44

6.2.1 Estabilidade do vetor magnético.....	44
6.2.2 Magnetoestratigrafia.....	47
7 DISCUSSÃO.....	50
7.1 Origem dos portadores magnéticos	50
7.2 Estratigrafia magnética e o registro do evento OAE 1a no DSDP-511.....	51
8 CONCLUSÕES.....	56
9 REFERÊNCIAS.....	57
ANEXO 1.....	71
ANEXO 2.....	74

1 INTRODUÇÃO

Existem diversas evidências de mudanças paleoambientais e geodinâmicas em escala global no Cretáceo, dentre as quais: (1) alteração na química dos oceanos, com Eventos Anóxicos Oceânicos (OAEs) (Schlanger e Jenkyns, 1976; Arthur et al., 1990) e eventos de oxidação intensa dos sedimentos do fundo oceânico formando Oceanic Red Beds (ORBs) (Wang et al., 2009); (2) rápidas mudanças bióticas (Leckie et al., 2002; Bice et al., 2003); (3) alterações no sistema atmosfera-oceano provocadas pelo aumento da produção de crosta oceânica e alterações paleogeográficas (Erba e Larson, 1998; Skelton et al., 2003); e (4) alterações na frequência de reversões do campo magnético terrestre (Lowrie et al., 1980).

Os Eventos Anóxicos Oceânicos (em inglês: *Oceanic Anoxic Events*, OAEs) são intervalos de tempo em que as águas intermediárias e profundas dos oceanos apresentaram baixa a nula concentração de oxigênio e seu registro geológico está representado pela preservação de folhelhos negros distribuídos ao redor do globo. Estes eventos estão associados a mudanças significativas no paleoclima e na paleoceanografia do planeta e resultaram em grandes perturbações no ciclo global de carbono (Arthur et al., 1990; Bralower et al., 1993). Entre as OAEs que causaram grandes alterações químicas nos oceanos durante o Cretáceo incluem-se os eventos Selli (~120 Ma – Aptiano Inferior), Paquier (~111 Ma – Albiano Inferior) e Bonarelli (~93 Ma – Cenomaniano-Turoniano) (Menegatti et al., 1998; Tsikos et al., 2004; Karakitsios et al., 2007; Jenkyns, 2010).

A expedição 71 do *Deep Sea Drilling Program* (DSDP) foi a primeira de cinco expedições realizadas pelo *Glomar Challenger*, com o objetivo de estudar as variações paleoambientais durante o Mesozoico e o Cenozoico em regiões de altas latitudes do hemisfério Sul (Ludwig et al., 1983). Algumas publicações abordaram as variações paleoambientais no sítio 511 (*e. g.* Deroo et al., 1983; Bralower et al., 1994; Price e Gröcke, 2002; Jenkyns et al., 2012). Entretanto muitos destes trabalhos não possuíam vínculos de idade confiáveis, uma vez que para este sítio não há consenso na literatura sobre a estratigrafia baseada em nanofósseis entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior (Wise, 1983; Mutterlose, 1989; Bralower et al., 1994). Além disso, através da magnetoestratigrafia realizada a bordo do *Glomar Challenger* por Salloway (1983), também, não foi possível elucidar os problemas de idades, visto que o conjunto de dados não possui uma boa resolução.

O sítio 511 do DSDP é um dos poucos locais onde é possível analisar as variações paleoambientais do Atlântico Sul em alta latitude, tornando-se, portanto, indispensável uma

revisão de sua estratigrafia. O presente trabalho tem como objetivo o estudo da estratigrafia magnética de um segmento do testemunho DSDP-511, extraído do Platô das Falklands, com o intuito de gerar vínculos temporais mais precisos para mudanças paleoambientais e paleogeodinâmicas durante o Barremiano e o Aptiano (Cretáceo Inferior). O segmento analisado compreende o intervalo ente 508,77 a 523,94 mbsf (*meters below sea floor*). Recentemente, Tedeschi et al. (2016) reavaliou a estratigrafia do sítio 511 para sedimentos do Cretáceo Inferior através da análise de dados em alta resolução de nanofósseis, isótopos de carbono e oxigênio, carbono orgânico e inorgânico total e conteúdo de enxofre em matéria orgânica. Os vínculos de idade para este trabalho foram fornecidos por uma isócrona Re-Os e pelos dados magnetoestratigráficos discutidos na presente dissertação.

2 CRETÁCEO INFERIOR: VARIAÇÕES GEODINÂMICAS E AMBIENTAIS

O Cretáceo inferior (145,7 a 100,5 Ma – Ogg et al., 2016) é caracterizado por mudanças drásticas em todos os envelopes terrestres. Aos processos relacionados à dinâmica interna da Terra, podemos citar: a mudança do comportamento do campo geomagnético, a abertura do oceano Atlântico Sul, o aumento da atividade vulcânica e o surgimento de grandes províncias magmáticas (Tadurno, 1990; Erba e Larson, 1998; McLoughlin, 2001; Skelton et al., 2003). Em resposta aos processos internos, as alterações externas mais notáveis foram: variações abruptas na concentração de CO₂ no sistema atmosfera-oceano, períodos de anoxia dos oceanos, instabilidade climática e rápidas mudanças na biota (Schlanger e Jenkyns, 1976; Leckie et al., 2002; Bice et al, 2003; Wang et al., 2009).

2.1 Tectônica e atividade vulcânica

O desmembramento do supercontinente Pangea teve início durante o período Jurássico há cerca de 200 Ma de anos atrás dando origem a duas extensas massas continentais: Laurásia e Gondwana (Rogers e Santosh, 2004). Ao longo do Cretáceo, os continentes do hemisfério sul foram fragmentados (Torsvik e Cocks, 2016). A ruptura do Gondwana ocorreu de forma progressiva com um pico de atividade durante o Cretáceo Inferior (McLoughlin, 2001).

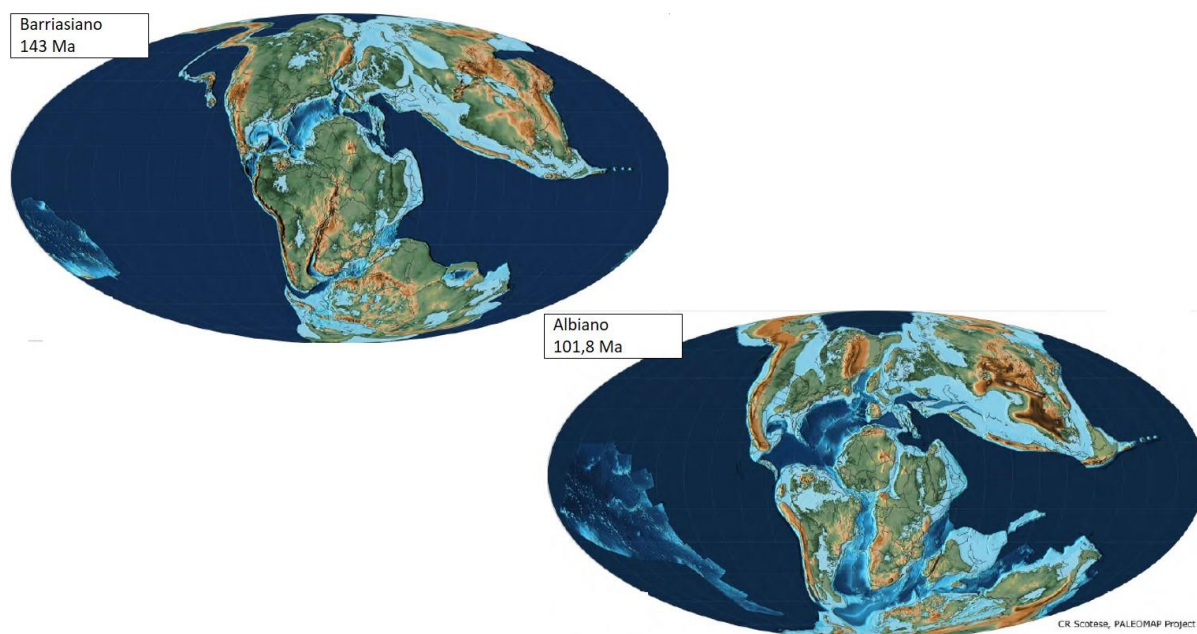


Figura 2.1: Reconstrução paleogeográfica para o Barriasiano (143 Ma) e o Albiano (101,8 Ma), Cretáceo Inferior (extraído de Scotese, 2014).

No Cretáceo inferior, esta fragmentação incluiu a abertura do oceano Atlântico Sul entre a América do Sul e a África, com início em torno de 130 milhões de anos (e.g. Torsvik e Cocks,

2016). Outras feições importantes nesta época são o afastamento entre o leste africano e a massa continental composta por Madagascar e Índia, que posteriormente separou-se da Antártica e da parte ocidental da Austrália durante o Cretáceo médio, dando início à complexa abertura do oceano Índico (Rogers e Santosh, 2004; Torsvik e Cocks, 2016) (figura 2.1).

Além disso, outra notável característica do Cretáceo é o elevado número de grandes províncias magmáticas (*large igneous provinces* – LIPs), foram registrados 11 eventos durante o Cretáceo inferior e 5 eventos no Cretáceo superior, totalizando 16 LIPs (Torsvik e Cocks, 2016). Do Jurássico médio ao final do Cretáceo, América do Sul, África e o segmento das Falklands no sul, experimentaram pelo menos três grandes eventos magmáticos (Torsvik et al., 2009).

Apesar do Cretáceo ser visto, geralmente, como um período quente na história global em resposta ao aumento da concentração de CO₂ na atmosfera devido à intensa atividade vulcânica deste período (Arthur et al., 1985; Bice et al., 2002; Wilson et al., 2002), esta visão de um clima quente e estável foi questionada através de observações sedimentológicas e análises de nanofósseis e isotópicas nos estágios Aptiano superior e Albiano inferior (Kemper, 1987; Clarke e Jenkyns, 1999; Blalower, 1999; Mutterlose et al., 2009). Este efeito nomeado “*cold snap*” ocorre possivelmente em resposta a períodos anóxicos dos oceanos (e.g., Mutterlose et al., 2009). Estes períodos foram responsáveis pela produção e preservação de matéria orgânica em grandes volumes, ocasionando em uma disfunção do ciclo do carbono em escala global.

2.2 Eventos anóxicos oceânicos

O conceito de oceanic anoxic events (OAEs) foi introduzido há mais de 40 anos por Schlanger e Jenkyns (1976), através da correlação de sedimentos excepcionalmente ricos em carbono orgânico (C_{org}) que foram recuperados de sucessões do Cretáceo nos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico (e.g. Berger e Von Rad, 1972; Veevers et al., 1974; Schlanger e Jenkyns 1976; Jenkyns 2010). Vários desses folhelhos negros eram sincrônicos, sugerindo um soterramento maciço de matéria orgânica em determinados instantes de tempo.

Os OAEs são intervalos de tempo em que as águas intermediárias e profundas dos oceanos apresentaram baixa a nula concentração de oxigênio. Estes eventos estão associados a mudanças significativas no paleoclima e paleoceanografia do planeta, através de grandes perturbações no ciclo global de carbono (Arthur et al., 1990; Bralower et al., 1993; Jenkyns 2010).

Segundo o modelo proposto por Larson e Erba (1999), o excesso de atividade ígnea (tectonismo e eventos magmáticos) produz uma grande quantidade de dióxido de carbono (CO_2), além de metais advindos de atividade hidrotermal. O excesso desses metais (como o ferro, níquel, cobre, zinco, etc.) fertiliza áreas que normalmente possuem baixa produtividade biológica, causando um aumento na atividade biológica e por consequência um aumento na quantidade de matéria orgânica disponível, resultando nos folhelhos negros característicos dos OAEs. Além disso, o excesso de CO_2 na atmosfera devido ao vulcanismo pode aumentar a temperatura na superfície do planeta e nos oceanos acelerando o ciclo hidrológico, e desta forma aumentando o fluxo de nutrientes do continente para os oceanos. Esse processo também intensifica a produção de biomassa e contribui para a deposição de folhelhos negros (figura 2.2). Os OAEs são definidos através dos níveis de TOC (carbono orgânico total, na sigla em inglês) relativamente altos, associados a uma excursão positiva do sinal isotópico de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) (Weissert 2000; Jenkyns, 2010).

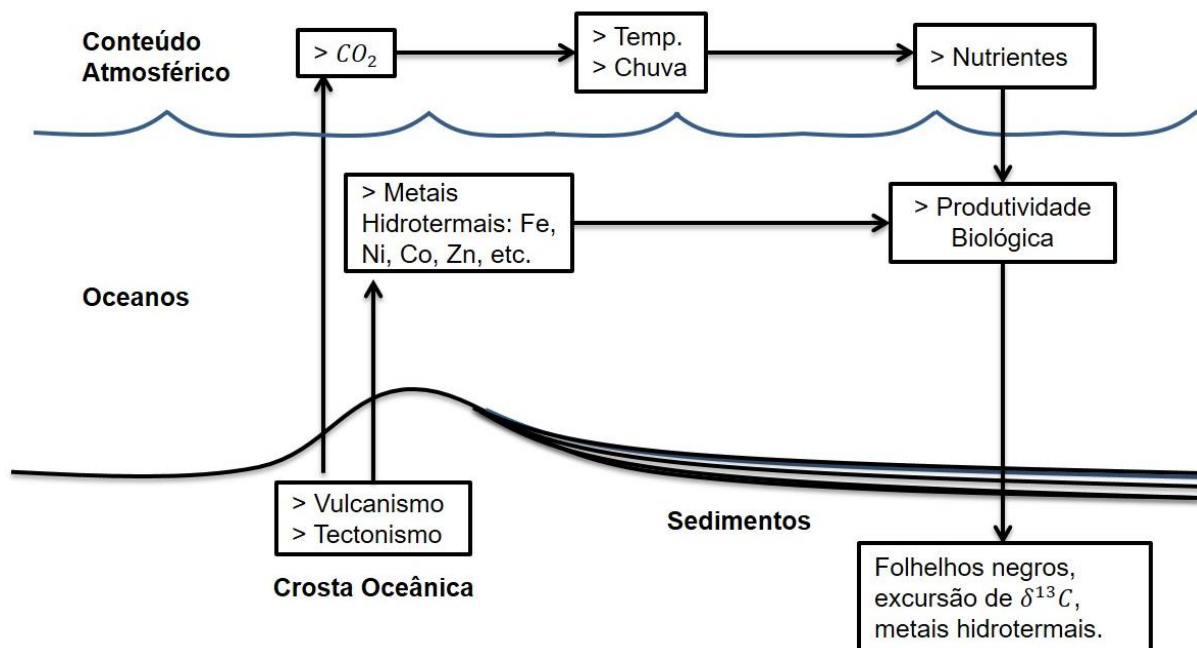


Figura 2.2: Síntese da relação entre grandes eventos ígneos e os eventos de anoxia dos oceanos (OAEs) (modificado de Larson e Erba, 1999).

A definição original foi baseada em critérios litológicos, e aplicada a dois intervalos: o Aptiano-Albiano (OAE1) e Cenomaniano-Turoniano (OAE2). Investigações subsequentes identificaram a ocorrência do OAE3 durante o Coniaciano-Santoniano (Jenkyns, 1980) e do OAE Toarciano (Jenkyns, 1988). Com o avanço dos estudos estratigráficos e dos métodos de datação, o longo intervalo OAE1 foi subdividido em eventos, enquanto que os eventos OAE2, OAE3 e Tunoriano foram determinados mais precisamente (Arthur et al., 1990; Jenkyns, 1999). Dentre

os períodos anóxicos que causaram mudanças significativas na química dos oceanos incluem-se os eventos: Posidonienschiefer (Toarciano inferior, T-OAE, ~183 Ma); Selli (Aptiano inferior, OAE1a, ~120 Ma); Paquier (Albiano inferior, OAE1b, ~111 Ma) e Bonarelli (Cenomaniano-Turoniano, C/T OAE ou OAE2, ~93 Ma) (Jenkyns, 2010) (figura 2.3). Investigações multidisciplinares em seções pelágicas resultaram na caracterização desses episódios com base em sedimentologia, paleontologia e geoquímica orgânica, inorgânica e isotópica (e.g., Jenkyns, 1980; Arthur et al., 1990; Bralower et al., 1993, 1994, 1999; Jenkyns et al., 1994; Menegatti et al., 1998; Weissert et al., 1998; Erba et al., 1999; Leckie et al., 2002; Price e Gröcke, 2002; Erba 2004; Tedeschi et al., 2016; Savian et al., 2016).

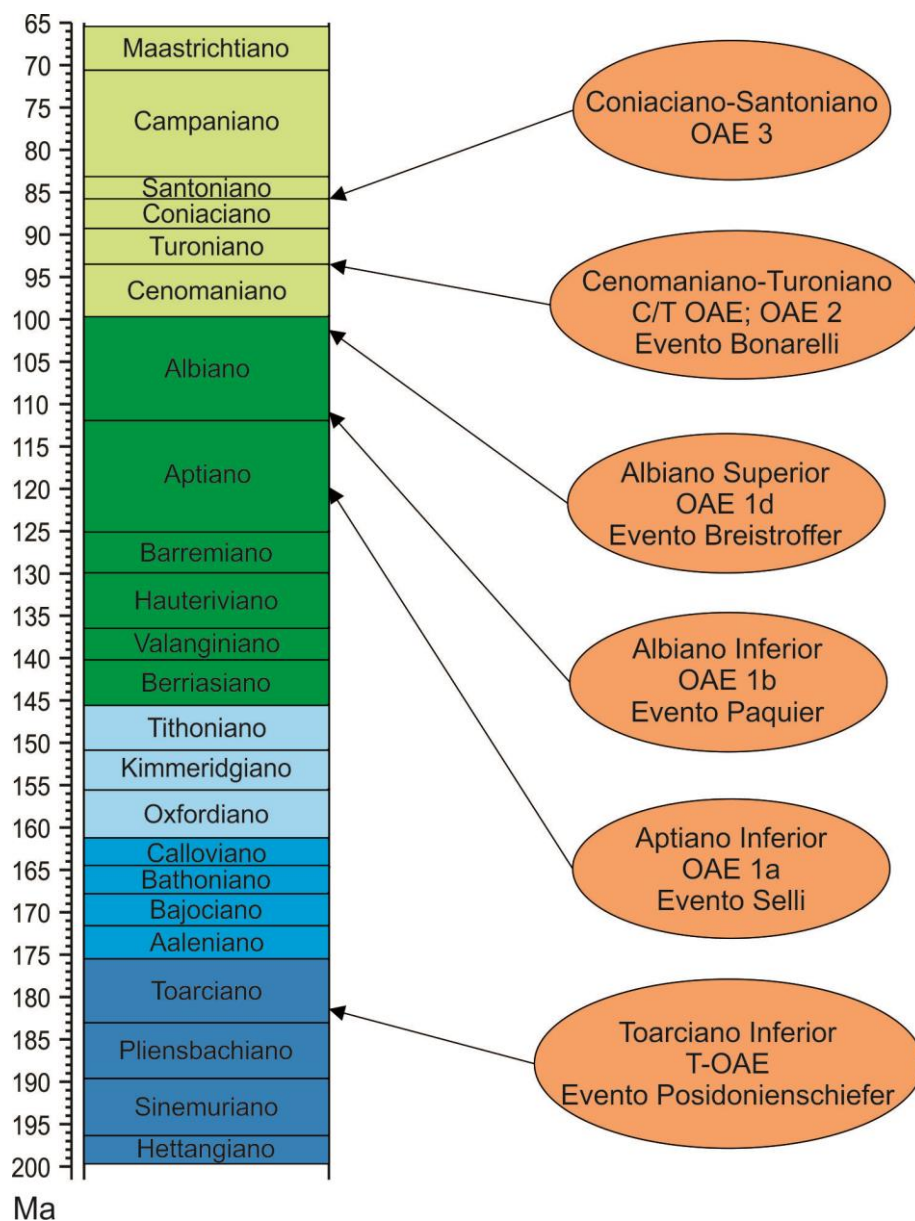


Figura 2.3: Posição estratigráfica dos principais eventos anóxicos oceânicos (OAEs) entre os períodos Jurássico e Cretáceo (modificado de Jenkyns, 2010).

2.3 O campo magnético terrestre no Cretáceo

Durante o período do Cretáceo o campo magnético terrestre (CMT) apresenta um comportamento singular, um extenso intervalo de polaridade normal que abrange do Aptiano inferior ao Santoniano médio, com aproximadamente 40 milhões de anos (Ogg et al., 2016). Esta feição é denominada superchron de polaridade normal do Cretáceo (CNPS, na sigla em inglês) ou superchron C34n (Helsey e Steiner, 1968). O CNPS marca uma grande mudança no CMT, uma vez que este ocorre justamente após o período Jurássico, caracterizado por uma alta frequência de reversões em uma taxa média de $4,6 \text{ Ma}^{-1}$ (Biggin et al., 2008).

O último intervalo de polaridade reversa antes do CNPS é o chron M0r, cuja base foi usada para definir o limite Barremiano-Aptiano (Ogg et al., 2016). Desta forma, a identificação do M0r é a melhor ferramenta para calibrar estratigraficamente uma seção que engloba esse limite (Savian et al., 2016). A idade deste chron de polaridade reversa tem sido debatida em diversos estudos: $\sim 114 \text{ Ma}$ (Fiet et al., 2006), $\sim 119 \text{ Ma}$ (Cande e Kente, 1995), $\sim 121 \text{ Ma}$ (He et al., 2008; Malinverno et al., 2012) e $\sim 125 \text{ Ma}$ (Ogg et al., 2004; Gradstein 2012), desta forma, a determinação do limite Barremiano-Aptiano e a compreensão dos eventos para este período podem variar com base na escolha de diferentes modelos de polaridade geomagnética. Como exemplo, a Tabela 1 apresenta diferentes idades para as reversões da sequência M definidas por Gradstein et al. (2012) e Malinverno et al. (2012) no intervalo que engloba os estágios Barremiano e Aptiano.

O intervalo que compreende o Jurássico médio ao início do Aptiano apresenta uma série de anomalias magnéticas, denominadas sequência M - para mesozoico. Esta sequência que abrange chrons e reversões de M0r a M45r (Ogg et al., 2016) foi inicialmente proposta por Larson e Hilde (1975) através do estudo do intervalo que compreende os chrons M1r a M25r, e refinada por Tamaki e Larson (1988) e Channell et al. (1995). Posteriormente, pesquisas adicionais no Pacífico incorporaram à sequência M mais chrons (e. g. Cande et al., 1978; Handschumacher et al., 1988; Sager et al., 1998).

Foram relatados outros três breves intervalos de polaridade reversa (Aptiano superior, Albiano médio e Albiano superior) dentro do CNPS, principalmente em testemunhos marinhos de mar profundo. O “ISEA”, ocorrido no Aptiano, foi o primeiro destes eventos ocorridos dentro do superchron C34n, reconhecido pela primeira vez em camadas calcárias nos Apeninos da Úmbria, Itália (Vandenberg et al., 1978) e possui uma duração estimada em menos de 100.000 anos (Tarduno, 1990). Ryan et al. (1978) sugeriram uma nomenclatura com numeração negativa

para estes eventos mais jovens do que o M0r: (1) chron M-1r ou evento “ISEA”, ocorrido no Aptiano superior (Vandenberg et al., 1978); (2) chron M-2r, ocorrido durante o Albiano médio (Jarrard, 1974; Tarduno et al., 1992; Ogg et al., 2016) e (3) Chron M-3r definido no Albiano superior (Jarrard, 1974; Tarduno et al., 1992; Ogg et al., 2016).

Tabela 1 – Idades de topo, base e duração dos chrons ISEA, M0r, M1, M3, e M5 para os modelos de Gradstein et al., (2012) e Malinverno et al., (2012).

Chron de Polaridade	Gradstein et al. (2012)			Malinverno et al. (2012)		
	Topo (Ma)	Base (Ma)	Duração (Ma)	Topo (Ma)	Base (Ma)	Duração (Ma)
ISEA	118.50	-	0.10	-	-	-
M0 M0r	125.93	126.30	0.37	120.95	121.54	0.59
M1 M1n	126.30	128.32	2.02	121.54	123.51	1.97
M1r(ou 'M1')	128.32	128.66	0.33	123.51	123.92	0.41
M3 M3n(ou 'M2')	128.66	129.11	0.46	123.92	124.58	0.66
M3r(ou 'M3')	129.11	130.60	1.49	124.58	126.05	1.47
M5 M5n(ou 'M4')	130.60	131.43	0.83	126.05	127.19	1.14
M5 M5r(ou 'M5')	131.43	131.74	0.31	127.19	127.98	0.79

2.4 O Barremiano e o Aptiano

O estágio Barremiano foi definido por Coquand (1861) através do registro de uma assembleia de belemnites e amonites encontrados na região de Berrême (Província de Haute Alpes, França), que também abrangeu o atual nível do Hauteroviano superior (Gradstein et al., 2004).

A base do Barremiano é demarcada por uma baixa ocorrência de amonites dos grupos *Taveraidiscus hugii auctorum* e *Avramidiscus vandeckii* (Hoedemaeker e Reboulet, 2003). O limite entre os níveis superior e inferior do Barremiano é definido pela baixa ocorrência de anomites do grupo *Ancyloceras vandenheckei* (Rawson et al., 1996). Este limite entre os subestágios está inserido na parte mais superior da zona de polaridade magnética M3r (Bartolucci et al., 1992; Channell et al., 1995).

O estágio Aptiano foi definido primeiro por Alcide d’Orbigny (1840) em estratos encontrados próximo à vila de Apt (província de Vaucluse, França) contendo a fauna pertencente ao “Neocomiano superior” (Gradstein et al., 2004). O marcador clássico para a base do Aptiano era a ocorrência mais baixa de amonites de espécie *Deshayesitid* e *Prodeshayesites* no noroeste da Europa (Rawson, 1983; Moullade et al., 1998; Hoedemaeker et al., 2003), porém praticamente nenhuma seção de amonites representa um intervalo do limite Barremiano-Aptiano contínuo e completo (Erba et al., 1996). Portanto, mais recentemente o marcador

proposto para a base do estágio Aptiano foi o início da polaridade magnética reversa do chron M0r.

A seção de referência proposta é localizada em Gorgo a Cerbara, na Itália central. Esta seção de calcário pelágico possui vínculos estratigráficos bastante robustos, envolvendo paleomagnetismo, biotratigrafia (nanofóseis calcários, foraminíferos planctônicos e dinoflagelados), quimioestratigrafia de isótopos de carbono e cicloestratigrafia (Erba et al., 1996; Erba et al., 1999; Channell et al., 2000). Um evento importante ocorrido cerca de 1 Ma após o limite Barremiano-Aptiano (base do chron M0r) é o evento anóxico oceânico OAE1a, demarcado por estratos ricos em matéria orgânica (por exemplo, nível Selli na Itália, nível Goguel no sudeste da França, Fischschiefer no noroeste da Alemanha) e o início de uma excursão positiva do sinal isotópico de carbono (Weissert e Lini, 1991; Mutterlose e Böckel, 1998). O importante evento vulcânico que formou o Platô de Ontong Java (Pacífico Equatorial ocidental) foi sugerido como principal causa do evento Selli, uma vez que este se formou simultaneamente (dentro dos erros experimentais) às alterações bióticas marinhas que culminaram no OAE1a (Tadurno et al., 1991; Erba, 1994; Larson e Erba, 1999; Tejada et al., 2009).

3 DSDP 511: DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A expedição 71 do Programa de perfuração em águas profundas (DSDP na sigla em inglês) foi a primeira de cinco expedições realizadas pelo *Glomar Challenger* que foi delineada para estudar as variações paleoambientais durante o Mesozoico e o Cenozoico em regiões de altas latitudes do hemisfério Sul, mais precisamente no oceano Atlântico Sul (Ludwig et al., 1983). Foi também a segunda expedição realizada na região do Platô das Falklands (Wise et al., 1983).

Entre os dias 15 e 21 de janeiro de 1980, o sítio 511 foi perfurado na esperança de que fossem obtidos parâmetros que quantificassem as grandes mudanças nos padrões de circulação oceânica ocorridas entre o Mesozoico e o Cenozoico, através da bioestratigrafia e da história sedimentológica.

3.1 Localização

Localizado a sudeste da América do Sul (Latitude de 51°00,28'S e Longitude de 46°58,30'W), o sítio 511 situa-se na parte leste da Bacia do Platô das Falklands (figura 3.1) sob uma lâmina d'água de 2589 metros. O comprimento total da secção perfurada é de 632 metros abaixo do fundo do mar (mbsf – em inglês), entretanto apenas 385,62 metros foram recuperados, o que significa uma recuperação total de 61%. Ao todo foram obtidas 70 seções de testemunhos de sondagem que compreendem desde o período Jurássico superior até sedimentos recentes.

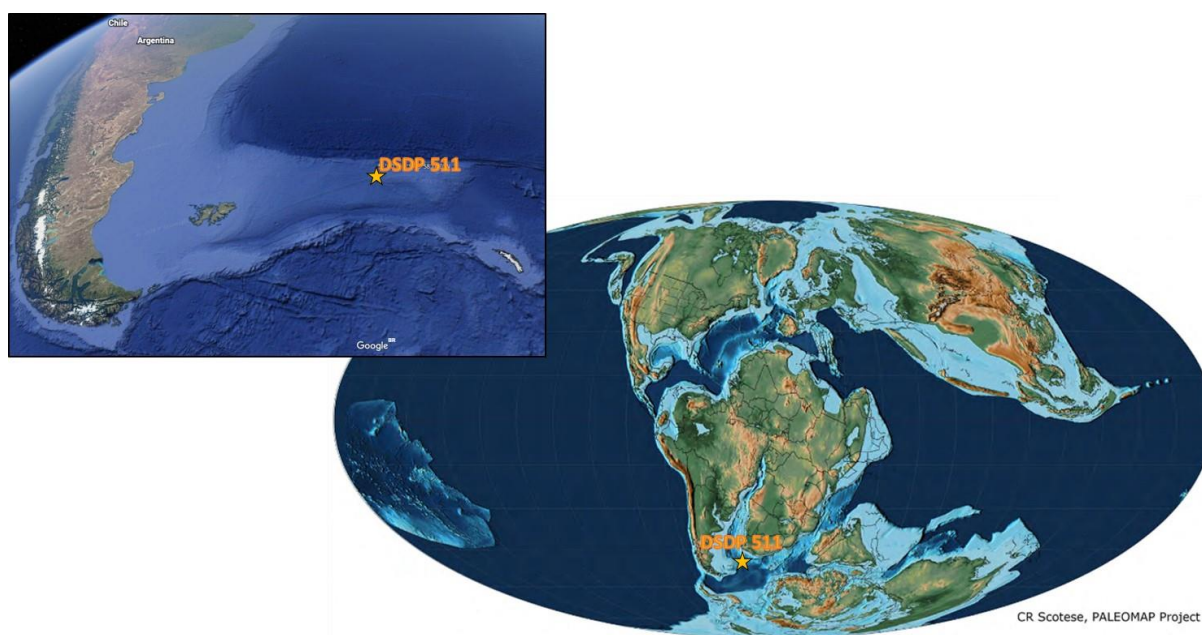


Figura 3.1: À esquerda localização atual do sítio 511 (imagem adaptada do Google Earth® - 04/agosto/2017). À direita reconstrução paleogeográfica correspondente ao Aptiano Inferior (121.8 Ma) (modificado de Scotese, 2014).

3.2 Contexto geológico

Há muito tempo, as Falklands são conhecidas por ter uma estreita afinidade geológica com a África do Sul, apesar de sua conexão física com a América do Sul (Du Toit, 1927; Marshall, 1994). Atualmente as ilhas Falklands estão situadas na extremidade oeste do Platô das Falklands, um terreno que estava anexado à costa sudeste da África antes do início da ruptura do Gondwana no período Jurássico e abertura do Atlântico Sul no início do Cretáceo (Adie 1952; Martin et al., 1982; Norton, 1982; Martin, 1986; Mitchell et al., 1986; Lawyer e Scotese, 1987; Taylor e Shaw, 1989; McKerrow, et al., 1992, Richards et al., 1996; Marshall, 1994; Eagles, 2007).

Quatro bacias sedimentares formadas durante o Mesozoico-Cenozoico cercam as Falklands. A Bacia do Platô das Falklands, a leste; a Bacia das Malvinas, a oeste; a Bacia Falkland do Sul e Bacia Falkland do Norte (figura 3.2). As três primeiras bacias estão interligadas e, embora suas histórias tectonestratigráficas variem, a correlação regional dos principais refletores sísmicos entre bacias permite fazer comparações (Richard et al., 1996).

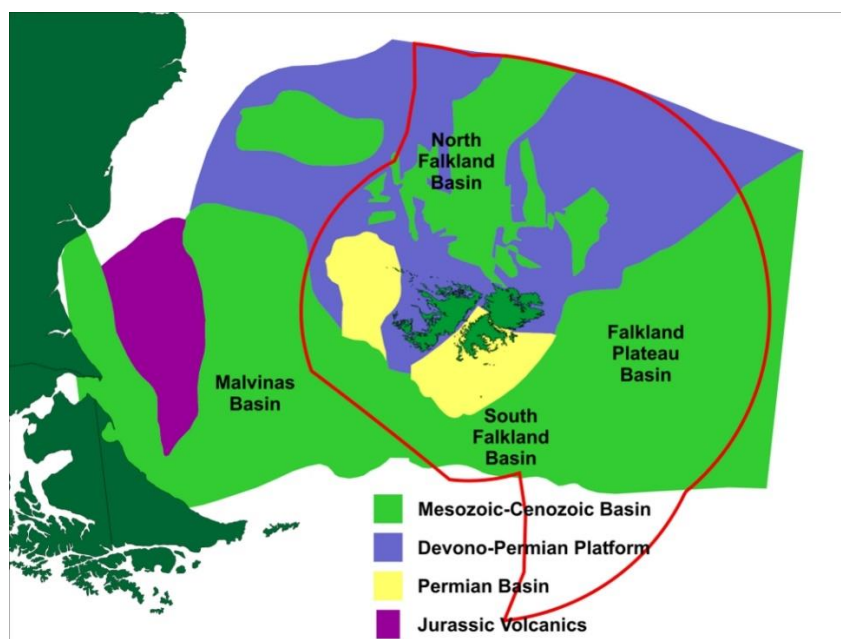


Figura 3.2: Desenho esquemático das bacias sedimentares formadas durante o Mesozoico-Cenozoico (extraído de <http://www.fig.gov.fk/minerals/images/minerals/geology/sfb/basins.jpg>).

A Bacia do Platô das Falklands, na qual está localizado o sítio 511, encontra-se abaixo de uma lâmina d'água que varia entre 200 a 2500 metros. Limita-se a oeste com a Plataforma das Falklands, ao norte por um declive acentuado denominado Escarpa das Falklands, a sul pelo Banco Burdwood e a leste pelo Banco Maurice Ewing. A SW, ao longo da depressão de águas

profundas conhecida como o “*Falklands Chasm*” (abismo) a bacia se junta com a Bacia Falkland do Sul (Richard et al., 1996).

Alguns autores sugeriram que o embasamento da bacia poderia conter crosta oceânica, gerada a partir de um centro de espalhamento local que se formou durante o rompimento do Gondwana (e.g., Marshall, 1994). Entretanto, a partir de dados sísmicos e modelagens gravimétricas, Richard et al. (1996) determinou que o embasamento da bacia é composto por uma crosta continental fina, com cerca de 16 quilômetros de espessura. Esta crosta delgada está em equilíbrio isostático nos dias atuais. Na Plataforma das Falklands, limite oeste da bacia, a crosta continental possui aproximadamente 30 quilômetros de espessura.

3.3 Estratigrafia

No sítio 511 foram descritas 6 unidades litológicas distintas, denominadas de Unidade 1 a 6 partindo do topo em direção à base. As unidades litológicas foram distinguidas principalmente com base na cor e composição dos sedimentos. Abaixo de uma pequena camada de sedimentos com idades que variam do Plioceno ao recente, sequências pelágicas e hemipelágicas se estendem por 629 metros de profundidade, com idades que abrangem desde o Jurássico Superior ao Oligoceno (Wise, 1983; Ludwig, 1983). A descrição abaixo das unidades geológicas foi realizada com base nos relatórios iniciais do projeto DSDP 511 (Leg 71, Deroo et al., 1983; Wise, 1983 e Ludwig, 1983).

A Unidade 1 é composta por uma fina camada de 3 metros de espessura, sendo composta por sedimentos pelágicos e finas vasas de foraminíferos compreendendo desde o Plioceno até o recente. Os clastos são subangulares a angulares e de litologia bastante variada, incluindo quartzito, basalto e granito.

Com 192 metros de espessura, a Unidade 2 é dividida em duas subunidades. A Subunidade 2A é composta por vasas de nanofósseis diatomácicos abrangendo do Paleoceno ao Oligoceno inferior. Esta subunidade consiste em camadas com teor variável de carbonato com pouco a moderado grau de bioturbação. A subunidade 2B, constituída por 72 centímetros de argilas esverdeadas, é caracterizada por pequenas quantidades de glauconita, chert e cinzas vulcânicas.

A Unidade 3 possui 14 metros de espessura que compreendem calcários e *oozes* de foraminíferos zeolíticos do final do Campaniano ao Maastrichtiano inferior. Esses sedimentos são caracterizados por pouca a moderada bioturbação, com presença ocasional de seixos de chert (até 5 centímetros de diâmetro) e glauconita em pouca quantidade.

A Unidade 4 é composta por 203 metros de argilas zeolíticas e argilitos caracterizados por uma bioturbação moderada a muito intensa, que em muitas secções obliterou completamente qualquer evidência de estratificação. Existe uma enorme concentração de cavidades preenchidas por material de diferentes cores (cinza, cinza claro, cinza escuro, cinza esverdeado e cinza esverdeado escuro) em algumas secções dá ao testemunho uma aparência "conglomerática". Estas unidades vão do Turoniano ao Campaniano/Maastrichtiano.

A Unidade 5 é formada por 80 metros argilas zeolíticas de composição variada e argilas ricas em nanofósseis do Albiano inferior ao Turoniano dominados por zonas avermelhadas. Esta unidade é marcada por pouca a intensa biotubação com cavidades frequentemente preenchidas por piritas.

Por fim, a Unidade 6 consiste de pelitos laminados e argilitos ricos em nanofósseis do Jurássico Superior ao Albiano inferior. Estes pelitos (folhelhos negros) são altamente petrolíferos abaixo do núcleo 60 e apresentam pouca biotubação. A sequência monótona de folhelhos negros é interrompida por (1) camadas ocasionais de detritos de pelecípodes (*Aucellina* e *Inoceramus*); (2) camadas de argilas zeolíticas; (3) camadas de calcoarenitos; e (4) ocasionalmente camadas de calcitas. O mergulho das camadas é geralmente próximo a 0.5° em toda a unidade, exceto no testemunho 52, em que mergulhos são consistentemente entre 10-15°. Os núcleos 58 e 59, pertencentes à esta unidade, foram o alvo deste estudo.

3.4 Estudos anteriores

3.4.1 Bioestratigrafia

A estratigrafia das secções 59-62 (518,00 – 553,87 mbsf) ainda é mal definida na literatura, em função dos resultados ambíguos de bioestratigrafia e a ausência de outros marcadores de tempo confiáveis para este furo. Os resultados preliminares apresentados nos *initial reports* do DSDP 511 sugere idades do Jurássico Superior ao Berramino ou Aptiano Inferior para este intervalo (Wise, 1983). Em contrapartida, dois estudos mais recentes sugerem que estes sedimentos foram depositados em um intervalo de tempo muito mais restrito, em torno do limite Barremiano-Aptiano (Mutterlose, 1989; Bralower, 1994).

O intervalo que compreende o Barremiano e o Aptiano foi determinado pela primeira vez através de faunas foraminíferas planctônicas características (Krashennikov e Basov, 1983). Dados de nanofósseis permitem definir o limite entre os dois estágios em aproximadamente 555 mbsf (Bralower et al., 1994). Porém, datações Rb-Sr indicaram uma idade Hauteriviana-

Barremiana em 524 mbsf (Price e Gröcke, 2002), incompatível com o registro bioestratigráfico. Do mesmo modo, há inconsistências entre os registros de foraminíferos planctônicos e nanofósseis para o limite Aptiano-Albiano. Os primeiros indicam uma profundidade de ~486 mbsf (Huber et al., 1995), enquanto os últimos apontam para profundidades entre 500 e 510 mbsf (Basov et al., 1983; Bralower et al., 1993). Por fim, há consenso quanto à posição do limite entre o Aptiano inferior e superior, que foi fixado em 508-513 mbsf com base em bioestratigrafia de nanofósseis e amonites (Jeletzky, 1983; Bralower et al., 1993).

Esta ambiguidade dos dados bioestratigráficos em diversos intervalos do furo impossibilita a sua correlação com o registro global e conseqüentemente a interpretação de variações paleoambientais e eventuais conexões com eventos paleogeodinâmicos, uma vez que não há consistência nos modelos de idades apresentados por diferentes autores, o que torna necessária uma reavaliação dos dados bioestratigráficos para este período.

3.4.2 Químioestratigrafia

Diversas investigações isotópicas e paleoclimáticas foram efetuadas no material do sítio 511 (e.g., Deroo et al., 1983; Krashenninnikov e Basov, 1986; Huber et al., 1995; Price e Sellwood, 1997; Fassell e Bralower, 1999; Price e Gröcke, 2002; Bice et al., 2003; Jenkyns et al., 2012). O primeiro trabalho a caracterizar geoquimicamente a matéria orgânica presente nos sedimentos do Cretáceo e Jurássico extraídos do sítio 511, foi realizado por Deroo et al. (1983). O sítio 511 apresenta zonas bem definidas quanto à concentração de matéria orgânica, divididos em dois grupos principais: (1) material de origem marinha, rico em matéria orgânica, proveniente de ambientes deposicionais redutores; (2) um material residual com baixo teor de matéria orgânica, relacionado a condições ambientais oxidantes (Deroo et al., 1983).

Recentemente, Jenkyns et al. (2012) apresentaram um estudo detalhado no sítio 511 com o intuito de compreender o clima do Jurássico e Cretáceo através da reconstrução da temperatura da superfície do mar (TSM) e sua variação em diferentes escalas de tempo (figura 3.3a). O proxy de paleotemperatura utilizado foi o TEX₈₆ (*tetraether index of 86 carbon atoms*), que estima a TSM a partir de indicadores orgânicos (Schouten et al., 2002). O intervalo 513-540 mbsf, que compreende o intervalo deste estudo, foi interpretado como o OAE1a (evento Selli). Este trecho apresentou em alguns pontos valores de TSM anormalmente baixos. Estes resultados estão em desacordo com todos os registros globais, nos quais observa-se um aumento da TSM durante o OAE1a (e.g. PLG, Itália – Savian et al., 2016; DSDP 398 – Naafs e Pancost, 2016, Tunísia; DSDP 463, Oceano Pacífico – Schouten et al., 2003). Também não foram

encontrados indícios do “cold snap” nos sedimentos do Aptiano superior do mesmo furo analisados por Jenkyns et al. (2012).

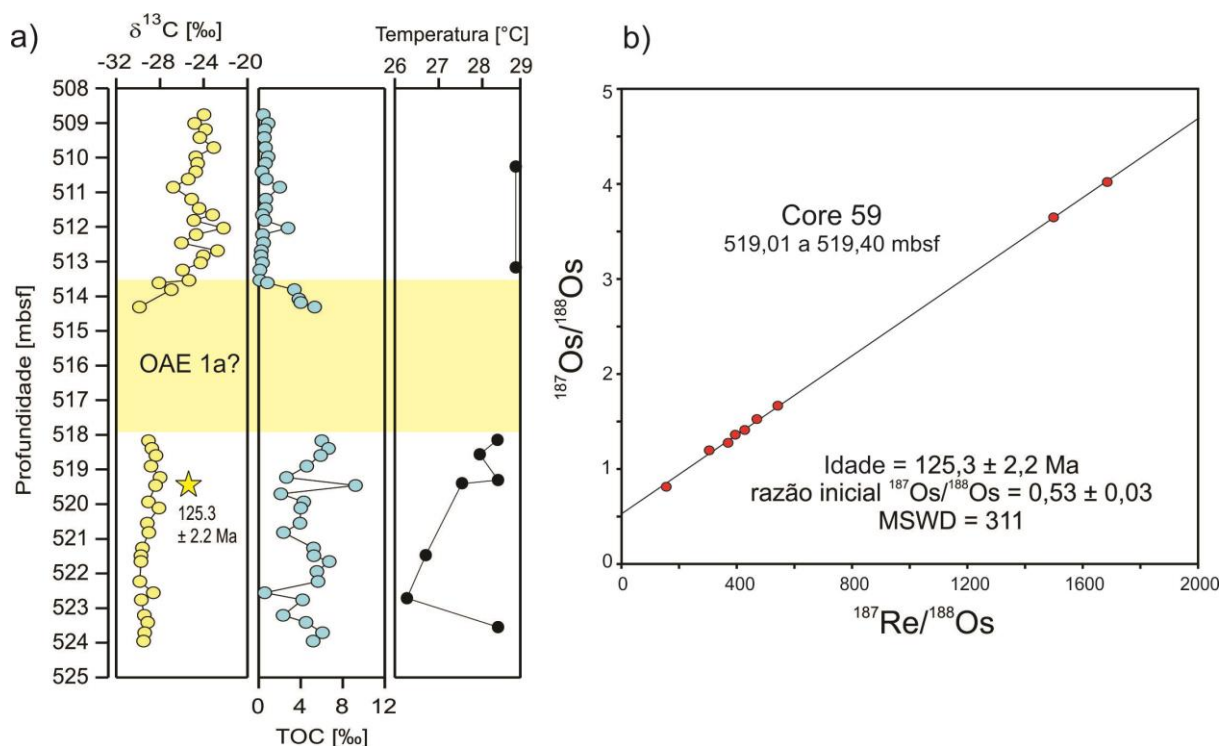


Figura 3.3: (a) dados de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ em matéria orgânica, TOC e TSM a partir do proxy TEX_{86} ; (b) isócrona de Re-Os para amostras do core 59 (folhelhos negros) (Jenkyns, 2012; Tedeschi et al., 2016). A estrela amarela indica a posição estratigráfica das amostras nas quais foram efetuadas a datação.

Tedeschi et al. (2016) efetuaram um estudo detalhado da composição isotópica de carbono na matéria orgânica e do carbono orgânico total. Eles também determinaram uma idade isocrônica Re-Os em folhelhos ricos em matéria orgânica entre 519,01 e 519,40 mbsf. Com base nas variações litológicas, no conteúdo de carbono orgânico (TOC) e nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica, estes autores definiram três intervalos estratigráficos para o registro Barremiano-Albiano do DSDP-511: 1) um nível basal compreendendo o Barremiano superior e o Aptiano inferior composto por folhelhos negros depositados em condições anóxicas, com valores de TOC > 2% e $\delta^{13}\text{C}$ entre -32 e -28‰; 2) um nível intermediário Aptiano superior, compreendendo argilitos e folhelhos negros representando uma zona redox transicional, com valores de TOC entre 0,5 e 2% e $\delta^{13}\text{C}$ entre -25 e -21‰; 3) um nível superior de argilitos avermelhados e coquinas, depositadas no Albiano, com TOC < 0,5% e $\delta^{13}\text{C}$ entre -28 e -25‰. A figura 3.3a mostra os dados de TOC e $\delta^{13}\text{C}$ para os dois primeiros intervalos estratigráficos definidos por Tedeschi et al. (2016) e estudados na presente monografia. Dados geocronológicos utilizando o cronômetro Re-Os foram obtidos pelos mesmos autores os

folhelhos negros do intervalo estratigráfico 1 (figura 3.3b). Uma isócrona obtida com 9 pontos forneceu uma idade de $125,3 \pm 2,2$ Ma, com razão inicial de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de $0,53 \pm 0,03$ e MSWD de 311.

3.4.3 Magnetoestratigrafia

Salloway (1983) apresenta os estudos magnéticos preliminares no sítio DSDP 511. Uma parte das medidas de magnetização remanente natural (NRM) foi realizada em um magnetômetro do tipo rotativo a bordo do *Glomar Challenger*. Outra parte das amostras foi analisada em um magnetômetro criogênico na *University of Edinburgh*. O procedimento escolhido para o tratamento das amostras foi a desmagnetização AF. A figura 3.4 mostra as inclinações obtidas para todo o sítio 511 nas 137 amostras analisadas.

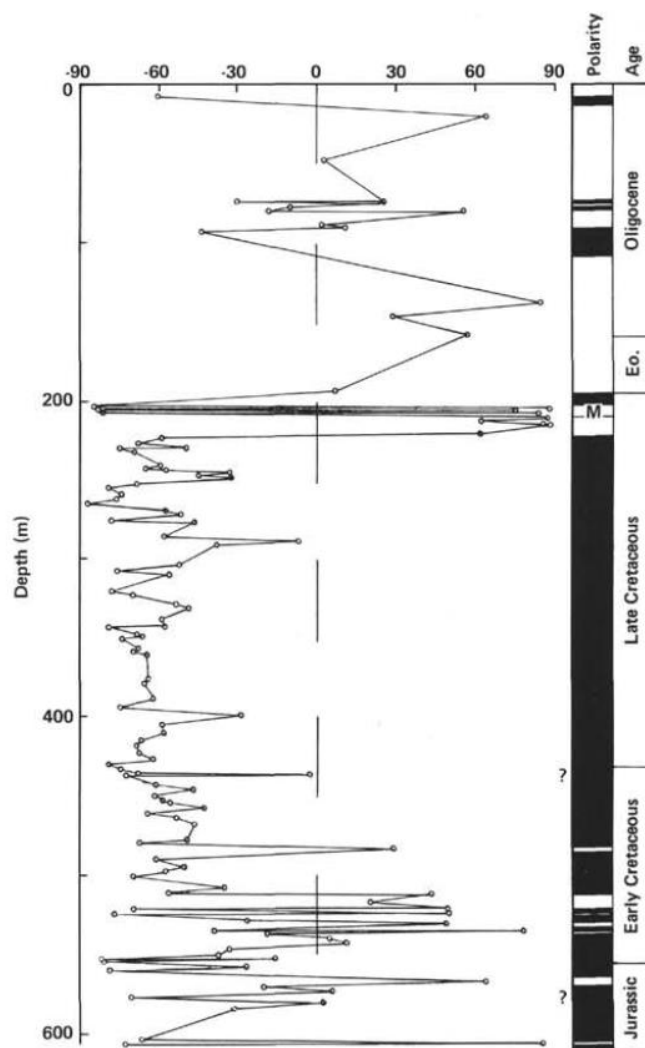


Figura 3.4: Registro de inclinações após desmagnetização do sítio 511, com escala de polaridade - preto: normal; branco: reverso; M: polaridade mista (extraído de Salloway, 1983).

Inicialmente foram realizadas desmagnetizações detalhadas para um conjunto de amostras piloto para analisar a consistência do vetor magnético ao longo do furo. Após a análise das amostras piloto, foi escolhido o campo de 150 Oe (~15 mT) para a desmagnetização e obtenção das inclinações magnéticas, pois a partir desta intensidade de campo AF as amostras apresentaram comportamento estável e não havia aparentemente influência de componentes secundárias. A figura 3.5 mostra dois histogramas que comparam as inclinações obtidas antes e depois da desmagnetização a 150 Oe. A média absoluta de inclinação mudou de $52,2^{\circ} \pm 22,7^{\circ}$ para $54,8^{\circ} \pm 22,9^{\circ}$ após a desmagnetização. Isto foi interpretado pelo autor como devido à presença de uma magnetização remanente viscosa, uma vez que as componentes secundárias isoladas no registro das amostras piloto coincidem com o campo dipolar do presente (aproximadamente -65° de inclinação para a localização do sítio 511).

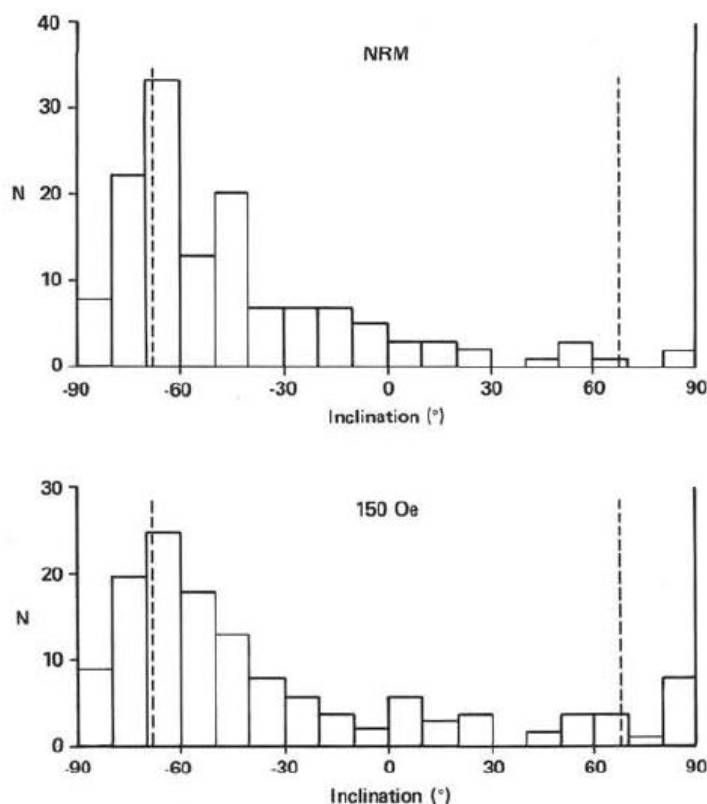


Figura 3.5: Histogramas de inclinações, antes e depois da desmagnetização, junto com a média do campo dipolar axial atual para o sítio 511(extraído de Salloway,1983).

De acordo com os dados obtidos e a interpretação feita por Salloway (1983), três grupos de polaridades foram encontrados para o intervalo do Mesozoico: um com polaridade normal, e os outros dois com polaridade mista (fig. 3.3). A zona de polaridade normal abrange o intervalo dos testemunhos 28 a 57, correspondendo ao Superchron de polaridade Normal do Cretáceo. As zonas mistas ocorrem na parte superior e inferior do testemunho e foram relacionadas com

as zonas de Beringov e Serra Geral, respectivamente. A maior das zonas reversas, entre as profundidades de 520,90 e 514,00 mbsf, é relacionada com o intervalo entre as anomalias M3 e M4. Também foram encontradas duas reversões em rochas Jurássicas, porém o controle paleontológico não era bom o suficiente para definir esse intervalo de uma forma mais precisa.

Deve-se ressaltar, no entanto, que Salloway (1983) não possuía um bom controle de idades ao longo do furo, usou poucas amostras em seu trabalho e protocolos antigos em seus estudos paleomagnéticos, compreendendo apenas um passo de desmagnetização para a maioria das amostras. Portanto, a escala de reversões por ele proposta é pouco confiável de acordo com o padrão atual de qualidade, onde uma desmagnetização detalhada e a determinação dos vetores por componentes principais (Kirschvink, 1980) são as práticas aceitas pela comunidade paleomagnética (ver, por exemplo, Lowrie, 2007, Tauxe, 2010). Faz-se necessário, portanto, uma reanálise do registro paleomagnético do furo 511, em maior resolução, utilizando protocolos atuais de desmagnetização passo-a-passo e análise por componentes principais dos vetores magnéticos, que permitem inferir a incerteza na determinação das direções magnéticas características. Através de um estudo mais detalhado pode-se delimitar os períodos de polaridade reversa com maior precisão, tornando possível a elaboração de uma escala de reversões mais acurada.

4 O REGISTRO MAGNÉTICO EM SEDIMENTOS

4.1 Magnetização remanente natural (NRM)

Uma pequena concentração de minerais ferrimagnéticos confere à rocha a habilidade de adquirir uma magnetização remanente (ou remanência). A remanência existente na rocha ou sedimento antes de qualquer tratamento laboratorial é chamada de magnetização remanente natural (NRM, na sigla em inglês) (Lowrie, 2007). Esta remanência depende do campo geomagnético e da história geológica da rocha. Portanto a NRM é o resultado da combinação de várias componentes magnéticas, cada uma com sua própria história, adquiridas através de diferentes mecanismos ao longo do tempo (Butler, 1992). Desta forma, através da NRM é possível investigar a trajetória da rocha, sua formação ou alterações subsequentes (Lowrie, 2007). Para isso, a magnetização remanente natural deve ser separada em suas diferentes componentes e estas devem ser cuidadosamente analisadas (Tauxe, 2010).

A remanência adquirida no momento da formação da rocha (ou próximo a este instante) é chamada de magnetização primária. É a componente de interesse na maioria das investigações paleomagnéticas. A remanência adquirida subsequentemente à formação da rocha é denominada, por sua vez, magnetização secundária. Estas componentes posteriores podem alterar ou suplantam a NRM primária (Lowrie, 2007). As componentes secundárias da NRM se somam vetorialmente à componente primária para produzir a NRM total (equação 1):

$$NRM = NRM_{primária} + NRM_{secundária\ 1} + NRM_{secundária\ 2} + \dots \quad (1)$$

Os principais mecanismos de aquisição de remanente natural primária são: (1) *magnetização termorremanente*, adquirida durante a formação e o resfriamento de rochas ígneas (ou com alto grau de metamorfismo) em altas temperaturas; (2) *magnetização remanente química*, resultante de alterações químicas que permitem a formação e crescimento de grãos ferromagnéticos abaixo de suas temperaturas de bloqueio e na presença de um campo magnético; e (3) *magnetização remanente detrítica*, principal mecanismo de aquisição de remanência em rochas sedimentares. Sendo este último o mecanismo mais importante para as rochas do sítio 511.

4.2 Aquisição de magnetização remanente em rochas sedimentares

Rochas sedimentares e rochas ígneas adquirem magnetização através de mecanismos distintos. Em corpos ígneos os minerais magnéticos são formados em temperaturas elevadas (acima da temperatura de Curie) ao mesmo tempo em que a rocha está cristalizando, portanto os minerais magnéticos são sincrônicos à formação da rocha. Durante o resfriamento do magma, quando a

temperatura de bloqueio é atingida, os minerais magnéticos são capazes de registrar o vetor remanência que, na ausência de uma anisotropia magnética significativa, é paralelo ao campo magnético ambiente.

Em contrapartida, os grãos ferromagnéticos detríticos, que correspondem a uma pequena fração dos sedimentos, já estão magnetizados antes de seu transporte e deposição, uma vez que esses grãos são o produto da erosão de rochas ígneas, metamórficas e sedimentares que possuíam uma magnetização prévia. Em um meio viscoso estas partículas magnéticas podem girar livremente e se orientar na direção do campo ambiente assim como a agulha da bússola, até serem depositadas no fundo da bacia (figura 4.1). A magnetização total do conjunto de partículas corresponde a uma magnetização remanente deposicional (DRM, na sigla em inglês). Os modelos de aquisição de DRM têm foco no comportamento das partículas durante sua queda na coluna d'água, os efeitos de flocculação de minerais agregados a estas partículas e o rolamento das partículas no local de deposição (Egli e Zhao, 2015). Porém, após a deposição, os sedimentos estão sujeitos a realinhamento (Tauxe et al., 2006), devido, por exemplo, à ação de organismos (bioturbação), compactação e diagênese. Estes fatores podem afetar a magnetização original, gerando uma remanência pós-deposição (pDRM).

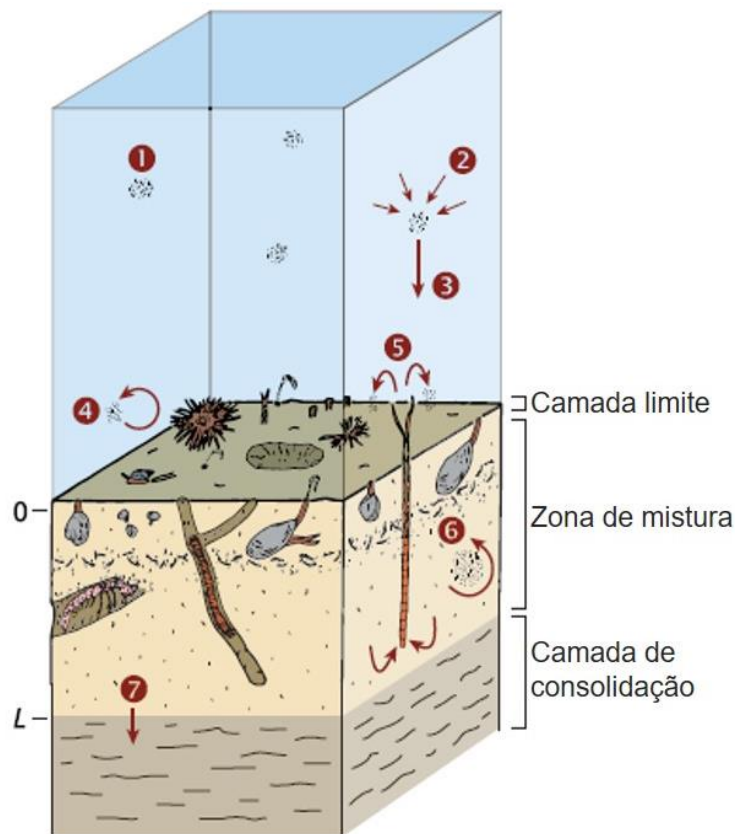


Figura 4.1: Representação esquemática dos processos que contribuem para a aquisição de magnetização em sedimentos: magnetização remanente deposicional (DRM) e pós-deposicional (pDRM) (modificado de Egli et al., 2015).

4.2.1 Magnetização remanente deposicional (DRM)

Os primeiros estudos que caracterizaram o comportamento de partículas magnéticas em um meio viscoso foram: Nagata (1961), Collinson (1965) e Stacey (1972). O alinhamento de partículas magnéticas esféricas (ou aproximadamente esféricas) com o campo magnético terrestre, pode ser descrito através da combinação do torque magnético com a equação de Stokes que controla a decantação dos grãos em um meio aquoso calmo. Na equação 2 (Dunlop e Özdemir, 2001) são apresentadas as componentes inercial, viscosa e magnética atuantes durante a queda de uma partícula em meio aquoso sob efeito de uma campo H_0 .

$$\underbrace{I \frac{d^2 \alpha}{dt^2}}_{\text{Inercial}} + \underbrace{\pi d^3 \eta \frac{d\alpha}{dt}}_{\text{Viscosa}} + \underbrace{\frac{\pi}{6} \mu_0 d^3 M_r H_0 \sin \alpha}_{\text{Magnética}} = 0 \quad (2)$$

Nesta equação, α é o ângulo entre o vetor remanência (M_r) da partícula e o campo atuante (H_0), I é o momento de inércia do grão, e η é a viscosidade da água em temperatura ambiente (aproximadamente 10^{-3} Pa), d é o diâmetro da partícula e μ_0 é a constante permeabilidade magnética no vácuo ($4\pi \times 10^{-7}$ NA⁻²).

O primeiro termo da equação corresponde à componente inercial e pode ser negligenciado, uma vez que sua magnitude é insignificante se comparada aos outros fatores (assume-se que a partícula não possui aceleração). Os torques referentes à magnetização e à viscosidade possuem uma forte dependência em relação ao diâmetro da partícula (d^3 , equação 2).

Além das três componentes já apresentadas, existe também o torque mecânico, que ocorre quando as partículas magnéticas são sujeitas a um meio com fluxo hidrodinâmico. Este torque tende a desalinhar M_r em relação ao campo ambiente (H_0). Grãos com diâmetro maior do que $10 \mu\text{m}$ podem ser fortemente influenciados pela componente mecânica e dificilmente conseguem se alinhar com a componente magnética. Segundo o mesmo diagrama, em ambientes onde há pouca ação mecânica de ondas ou corrente e predomina decantação de argila ($2 \mu\text{m}$), o alinhamento do grão não seria influenciado pelas componentes viscosa e mecânica, e poderia se alinhar facilmente devido ao torque exercido pelo campo magnético ambiente.

Porém, embora teoricamente grãos pequenos alinhem-se praticamente instantaneamente com o campo ambiente, na prática a magnetização remanente detrítica (DRM) é normalmente muito menos intensa do que qualquer outra NRM (Dunlop e Özdemir, 2001). Para tentar solucionar este problema, Shcherbakov e Shcherbakova (1983) propuseram o modelo de floculação. Neste modelo assume-se que durante a decantação dos minerais, as frações finas dos minerais

magnéticos podem ser afetadas por termofloculação. Cada “flocó” é composto principalmente por grãos não magnéticos, resultando numa queda da magnetização para o conjunto do flocó. Em contrapartida, o torque viscoso aumenta com o cubo do tamanho do flocó (Shcherbakov e Sycheva, 2010), o que implica em um aumento significativo no tempo de alinhamento da partícula. Além disso, um flocó tende a se depositar mais rápido do que um grão magnético e, portanto, o momento magnético do flocó não tem tempo suficiente para o seu alinhamento total durante a deposição em ambientes floculantes (Tauxe, 2006).

Além do tamanho das partículas, outros fatores capazes de controlar o comportamento dos grãos magnéticos durante a deposição em ambientes subaéreos e subaquosos são a densidade e o formato das partículas (Schuiling et al., 1985). Assim como os outros componentes detríticos, durante os processos de erosão, transporte e deposição, os grãos detríticos magnéticos também são selecionados por conta de seu tamanho, densidade e formato (Garzanti et al., 2008). Frações mais finas de minerais magnéticos podem ser mais facilmente transportadas por correntes de tração do que frações mais grossas.

4.2.2 Magnetização remanente pós-deposicional (pDRM)

Em algum momento após a deposição, a remanência é fixada quando os minerais magnéticos não conseguem mais rotacionar livremente em resposta ao campo geomagnético. Para que isto ocorra, as partículas magnéticas devem ser contidas pelos minerais vizinhos. A profundidade em que isto ocorre é chamada de profundidade de bloqueio (*lock-in depth*) e pode variar de mineral para mineral, ou seja, enquanto algumas populações magnéticas são fixadas outras permanecem livres (e.g. grãos maiores são fixados primeiro), resultando em uma suavização temporal do registro magnético em sedimentos (Tauxe et al., 2006; Roberts et al., 2013; Egli e Zhao, 2015). Além disso, após a deposição os sedimentos podem ser afetados por diversos outros processos que modificam a sua magnetização original, incluindo os efeitos de compactação e deformação.

Outro processo que afeta a magnetização dos sedimentos após a deposição é a bioturbação, que tende a colocar em ressuspensão os sedimentos e desta forma reinicia o processo de aquisição de magnetização remanente deposicional (figura 4.1). Já a diagênese provoca a dissolução e reprecipitação de minerais magnéticos, que irão adquirir uma magnetização remanente posterior à idade de sedimentação. Algumas unidades sedimentares mostram direções de remanência com inclinações menores do que aquela do campo esperado para a latitude na qual eles depositaram. Este efeito é conhecido como *inclination shallowing* e é mais pronunciado

em latitudes intermediárias, sendo praticamente imperceptível em latitudes altas ou baixas. O mesmo efeito pode também resultar da compactação sofrida pelo sedimento depois da deposição (Tauxe, 2010).

4.3 Magnetoestratigrafia

Apesar da baixa intensidade magnética em rochas sedimentares, o seu registro magnético apresenta uma grande vantagem se comparado aos das rochas ígneas e metamórficas: a continuidade. Atividades ígneas são instantâneas e podem registrar apenas um pequeno momento no tempo. Embora seja pouco provável que uma sequência sedimentar longa (milhões de anos) seja contínua e uniforme ao longo de todo seu comprimento, é geralmente mais fácil encontrar uma sequência sedimentar que cubra um determinado intervalo de tempo do que uma sequência ígnea (ou metamórfica).

Dependendo da taxa de sedimentação e efeitos pós-deposicionais, a resolução temporal possível em uma dada sequência pode ser bastante alta. Em sedimentos oceânicos, amostras padrão de 2,5 cm podem representar cerca de 1000 anos de sedimentação. Em sedimentos de lagos é possível ter uma resolução de 100 anos e às vezes podemos atingir até 10 anos. Nos varves glaciais não perturbados as camadas anuais podem ser distinguidas e por vezes medidas individualmente (Dunlop e Özdemir, 2001).

Devido aos fatores citados acima, sedimentos e rochas sedimentares são fonte de estudos detalhados das variações do campo geomagnético, e mais recentemente tem sido utilizados no estudo de variações paleoambientais. Entretanto, a confiabilidade de tais registros gira em torno da fidelidade dos sedimentos como gravadores magnéticos, e como os processos pós-deposicionais afetaram este registro.

4.4 Magnetismo de rocha: princípios e aplicações paleoambientais

O magnetismo ambiental explora a dependência dos parâmetros magnéticos com as propriedades texturais e a composição das rochas (e.g. concentração, tamanho de grão e mineralogia) para recolher informações sobre ambientes passados e atuais (Tauxe, 2010). As mudanças ambientais, incluindo o clima, ocorrem em escalas de tempo variáveis e podem influenciar o modo de transporte de sedimentos, deposição e/ou reações diagenéticas (Liu et al., 2012). As propriedades magnéticas das assembleias minerais são altamente sensíveis a uma ampla gama de processos, o que torna os estudos magnéticos de minerais úteis na caracterização dos ambientes (Lowrie, 2010).

As medidas magnéticas mais utilizadas incluem: susceptibilidade magnética, remanência magnética e histerese, tudo em função da temperatura. Todas estas medições podem também ser feitas em função da orientação, mas a orientação normalmente não é importante em aplicações ambientais (Tauxe, 2010).

4.4.1 Susceptibilidade magnética

Quando um material é exposto a um campo magnético \vec{H} , ele adquire uma magnetização induzida, \vec{M}_i , proporcional ao campo aplicado, tal que:

$$\vec{M}_i = \chi \vec{H} \quad (3)$$

onde o fator adimensional de proporcionalidade entre \vec{M}_i e \vec{H} é denominado susceptibilidade magnética (χ). Através da susceptibilidade magnética é possível separar o comportamento magnético em três classes principais: diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo. Materiais diamagnéticos, como o quartzo, apresentam uma susceptibilidade baixa e negativa; materiais paramagnéticos, como a biotita ou boa parte das argilas, apresentam susceptibilidade positiva, porém com valores baixos. Nestes dois casos a susceptibilidade é constante. Já os materiais ferromagnéticos, como a magnetita ou a hematita, apresentam susceptibilidades com valores altos e positivos, além de possuírem fortes propriedades magnéticas. Os valores de susceptibilidade neste caso não são constantes, sendo nulos após a completa saturação da magnetização induzida. Não existem materiais naturais com comportamento ferromagnético *s.s.*, porém a estrutura cristalina de certos minerais magnéticos permite que ocorra uma interação entre os momentos magnéticos em escala molecular. Esta ação confere propriedades ferrimagnéticas ou antiferrimagnéticas ao mineral, tornando-o capaz de adquirir magnetização remanente (Lowrie, 2007).

A susceptibilidade magnética é uma característica intrínseca de cada mineral e, portanto, faz com que este parâmetro seja importante em estudos de magnetismo ambiental, podendo ser utilizado em correlações geológicas, determinação da trama magnética, caracterização de tamanho de grãos e domínios magnéticos.

4.4.2 Magnetização Remanente Anisterética (ARM)

Ao submeter uma rocha a um campo alternado, cuja amplitude é lentamente reduzida a zero, é possível desmagnetizar a amostra na ausência de um campo externo, uma vez que este procedimento distribui de forma aleatória os momentos magnéticos de grãos com coercividades menores do que a amplitude máxima do campo alternado. No entanto, se for aplicado um campo

magnético direto, fraco e constante, enquanto o campo alternado é aplicado, os momentos magnéticos são distribuídos ao longo de uma direção preferencial próxima do campo externo. Isto produz uma Magnetização Remanente Anisterética (ARM na sigla em inglês) (Collinson, 1983). A ARM é uma magnetização estável que pode ser produzida deliberadamente, como foi descrito acima, ou que pode ser decorrente de um efeito espúrio durante o procedimento de desmagnetização progressiva em equipamentos com uma blindagem imperfeita para campos externos (Lowrie, 2007).

Porém não é sempre que a ARM é considerada um contaminante indesejado. Em estudos de magnetismo ambiental, curvas de aquisição de ARM podem ser utilizadas como parâmetro de concentração de magnetita (Sugiura, 1979), pois a força de interação magnética aumenta com o aumento da concentração de grãos magnéticos (Dunlop e Özdemir, 2001). Desta forma, para baixa concentração de minerais magnéticos e baixa interação magnética (coercividade), a curva de aquisição de ARM não é linear e alcança uma fração substancialmente maior de magnetitas. Em oposição, a curva de ARM para a concentração elevada de magnetita é linear e uma parcela menor de grãos é remagnetizada.

Baseado neste fato, Cisowski (1981), propôs um método para investigar o comportamento das partículas magnéticas através da comparação das curvas de aquisição e desmagnetização de ARM. Amostras compostas por magnetitas com baixa interação magnética, apresentaram curvas de aquisição e desmagnetização simétricas. Normalizando as curvas pelo máximo, o ponto de intersecção das curvas no eixo das ordenadas é chamado de R e quantifica o grau de interação entre as partículas. Quando este valor é próximo a 0,5 as curvas são simétricas, indicando uma população de grão SD com distribuição homogênea e baixa interação. Por outro lado, quando um material possui interação magnética, os valores encontrados para R são inferiores a 0,5. A projeção de R nos eixos das abscissas é um indicativo do campo médio destrutivo (MDF, na sigla em inglês), campo necessário para desmagnetizar metade da magnetização total da amostra.

4.4.3 Magnetização Remanente Isotérmica (IRM)

A magnetização remanente isotérmica (IRM na sigla em inglês), como indicado pelo nome, é uma magnetização remanente adquirida em temperatura constante. Há muitos processos que podem produzir uma remanência isotermicamente (e. g. VRM, DRM, pDRM e ARM), mas por convenção nós restringimos o uso do termo IRM para denotar remanência resultante da

aplicação e remoção subsequente de um campo direto (DC), em uma dada temperatura, que normalmente é a temperatura ambiente.

A Magnetização Remanente Isotérmica é utilizada para: (1) caracterização dos portadores magnéticos – através de valores de intensidade e coercividade; (2) estudo dos mecanismos que afetam a remanência estável – por meio da análise da resistência à desmagnetização por métodos térmicos, de campo alternado e/ou de baixa temperatura; e (3) como um parâmetro de normalização para a estimativa da paleointensidade relativa.

A aquisição de curvas de IRM é realizada a partir da indução parcial da amostra (pIRM), submetendo-a a campos indutores crescentes até que esta atinja a sua saturação, ou Magnetização Remanente Isotérmica de Saturação (SIRM). O campo no qual a saturação é alcançada varia de acordo com a composição, o tamanho de minerais e o comportamento magnético dos grãos (interação entre os portadores). A SIRM pode fornecer, então, informações sobre os grupos de minerais que compõem a população magnética e seu estado de domínios.

Através do método de IRM “triaxial”, também conhecido como teste de Lowrie (1990), também é possível determinar o tipo de mineral magnético presente nas amostras. Este método é baseado na combinação de duas propriedades dos minerais: coercividade e temperatura de bloqueio. A partir da aplicação de três campos sucessivos ortogonais, induzidos de maneira decrescente (do maior para o menor). O IRM triaxial resultante é então desmagnetizado termicamente para determinar a distribuição de temperatura de bloqueio associada com cada fração de coercividade magnética (Lowrie, 1990). A intensidade do campo em cada eixo é selecionada com o intuito de isolar as diferentes frações mineralógicas e granulométricas. No trabalho original, Lowrie (1990) usou 5T para o SIRM inicial (suficiente para magnetizar hematita e goethita, pelo menos parcialmente); 0,4T para a segunda indução (para reorientar a remanência dos ferrimagnéticos: magnetita e pirrotita); e 0,12 T para a terceira indução (para realinhar a remanência das magnetitas multi-domínio).

4.4.4 Parâmetros de magnetismo ambiental

IRMs parciais e suas razões são amplamente utilizadas na caracterização de sedimentos em magnetismo ambiental (Thompson e Oldfield, 1986; King e Channell, 1991; Oldfield, 1991; Verosub e Roberts, 1995; Dekkers, 1997; Maher e Thompson, 1999). Por exemplo, a fração “dura”, *hard* (HIRM), é determinada subtraindo a IRM adquirida em 300 mT (IRM₃₀₀) da SIRM. Através deste parâmetro é possível conhecer a contribuição dos minerais de alta coercividade magnética. Campos elevados (>1T) tenderão a saturar minerais

antiferromagnéticos (e.g. hematita e goetita), enquanto que campos menos intensos (>0.3T) saturarão minerais ferrimagnéticos (e.g. magnetita e titanomagnetita). O valor de HIRM é um parâmetro absoluto que depende da concentração dos minerais com alta coercividade, definida pela equação 4:

$$\text{HIRM} = \frac{1}{2} (\text{SIRM} - \text{IRM}_{0.3\text{T}}) \quad (4)$$

Em compensação, a fração “macia” (Soft_{IRM}) é quantificada em função da HIRM e SIRM, como descrito pela equação 5. Este parâmetro determina a concentração relativa de minerais com baixa coercividade magnética.

$$\text{Soft}_{\text{IRM}} = \text{SIRM} - \text{HIRM} \quad (5)$$

Outro parâmetro bastante utilizado em investigações de magnetismo ambiental é a razão S (*S-ratio* em inglês), calculada a partir da razão entre $\text{IRM}_{0.3\text{T}}$ e SIRM (equação 6). Esta razão indica a porcentagem da contribuição de minerais menos coercivos (*soft*) na magnetização.

$$\text{S - ratio} = \frac{\text{IRM}_{0.3\text{T}}}{\text{SIRM}} \quad (6)$$

A razão de ARM por SIRM pode ser considerado um indicativo de variações no tamanho dos grãos magnéticos. Neste caso, valores baixos na razão de ARM/SIRM representam um aumento no tamanho dos grãos magnéticos.

Além disso, a saturação da magnetização também pode ser utilizada para estimar o conteúdo de sulfetos de Fe, através da razão entre SIRM/χ . Tal razão foi proposta por Reynolds *et al.* (1999) e é um indicador da presença de greigita quando SIRM/χ ultrapassa 10.000 na unidade A/m.

4.4.5 Separação de populações magnéticas (UnMix)

Em geral, as rochas sedimentares são uma mistura de diferentes populações de minerais magnéticos com origens variadas. O reconhecimento e a quantificação das diferentes frações magnéticas são importantes para a compreensão do ambiente de deposição e sua evolução. Esta identificação pode ser feita através de métodos diretos (e.g. observação do mineral) ou indiretos, através da aplicação de métodos físicos ou químicos (e.g. temperatura de Curie e Néel, IRM triaxial), ou através de aproximações matemáticas.

Os métodos matemáticos foram desenvolvidos afim de decompor o sinal de propriedades magnéticas rotineiramente medidas em laboratório, tornando possível a identificação das

populações magnéticas sem a necessidade de destruir as amostras. Por exemplo, as curvas resultantes de medidas de ARM ou IRM podem ser decompostas analiticamente se assumirmos que as distribuições seguem alguma forma prescrita (Robertson e France, 1994; Stockhausen, 1998; Heslop et al., 2002; Egli, 2003, 2004).

Inicialmente, Robertson e France (1994) observaram experimentalmente que as curvas de aquisição de IRM para minerais individuais correspondem a uma curva Log-Gaussiana Cumulativa (CLG em inglês). Desta forma, uma curva de IRM (ou ARM) pode ser decomposta em curvas CLG, que podem ser individualmente caracterizadas por três parâmetros: campo de aquisição mediano ($B_{1/2}$), dispersão (DP) e SIRM (Kruiver et al., 2001). O primeiro parâmetro, $B_{1/2}$, corresponde ao campo em que a remanência da componente atinge metade do seu valor de saturação; o parâmetro de dispersão (DP) quantifica o espalhamento das coercividades, sendo o valor máximo igual a 1; o terceiro parâmetro corresponde à magnetização remanente de saturação de cada componente magnético (Heslop, 2015).

O ajuste de uma função CLG pode fornecer informações sobre a distribuição de coercividades, permitindo a separação de componentes formadas por diferentes portadores magnéticos. Em Egli (2003, 2004), curvas de desmagnetização de ARM e IRM foram analisadas para caracterizar as propriedades de componentes magnéticas individuais em sedimentos naturais.

5 MÉTODOS

5.1 Amostragem

A partir do furo DSDP-511 foram coletadas 41 amostras com orientação de topo e base para determinação da magnetoestratigrafia e de parâmetros magnéticos ambientais (figura 5.1). Apenas 8 amostras apresentavam volume suficiente para serem subdivididas em amostras irmãs. Estas amostras foram submetidas a tratamento térmico, enquanto todas as outras foram submetidas a tratamento por campos magnéticos alternados (ver abaixo os detalhes dos procedimentos de laboratório). O método de perfuração utilizado durante a execução do DSDP-511 não permitiu a preservação da orientação relativa entre os diferentes trechos do testemunho (Salloway, 1983). O intervalo estudado compreendeu as profundidades entre 508,77 a 523,94 mbsf (parte superior da Unidade 6), abrangendo o limite Barremiano-Aptiano (Cretáceo Inferior).



Figura 5.1: Amostras do sítio DSDP-511. A letra T indica a direção do topo do testemunho.

5.2 Caracterização dos portadores magnéticos

Existe uma certa dificuldade em identificar os minerais portadores de magnetismo, especialmente em rochas sedimentares, uma vez que a concentração desses minerais é muito

baixa. Para caracterizar a mineralogia magnética das amostras estudadas foram efetuadas medidas de susceptibilidade magnética multifrequência, aquisição de magnetização anisterética e isotérmica e determinação de parâmetros de magnetismo ambiental. Medidas envolvendo histerese total ou parcial (diagramas FORC) foram tentadas em algumas amostras piloto, mas os resultados foram muito ruidosos em função dos baixos valores de magnetização das amostras. A seguir serão descritos em detalhe os métodos utilizados para a caracterização da mineralogia magnética.

5.2.1 Susceptibilidade multifrequência

Grãos com volume muito pequeno apresentam comportamento superparamagnético. Por definição, grãos superparamagnéticos são aqueles cuja remanência relaxa rapidamente, com tempo crítico (τ_s) igual a 100 segundos (Dunlop e Özdemir, 2001). Segundo Dearing et al. (1996), através de medidas de susceptibilidade magnética em diferentes frequências é possível inferir a presença de minerais SP através da equação 7.

$$\chi_{FD} = \frac{\chi_B - \chi_A}{\chi_B} \times 100 \quad (7)$$

Nesta equação, a fração superparamagnética (χ_{FD}) é obtida através da relação entre os valores de susceptibilidade magnética em baixa frequência (χ_B) e alta frequência (χ_A). O comportamento superparamagnético depende da escala de tempo de observação, portanto minerais podem apresentar um comportamento superparamagnético em uma determinada frequência, mas não em outra.

As medidas de susceptibilidade magnética foram realizadas em um *MFK1-FA Multi-Function Kappabridge* (AGICO Ltd.) do laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPmag). As medidas foram efetuadas em duas frequências ($\chi_B = 976$ Hz e $\chi_A = 15616$ Hz) em um campo de 200 A/m. Todos os dados foram normalizados pela massa e expressos em m³/kg.

5.2.2 Curvas de aquisição e desmagnetização de ARM

Após a obtenção dos dados direcionais (ver seção 5.3), as amostras desmagnetizadas por campos magnéticos alternados foram submetidas ao procedimento de aquisição de curvas de magnetização de ARM. Neste procedimento o grupo de 41 amostras, já desmagnetizadas, foi submetido a sucessivas etapas de magnetização em um campo alternado (AF) na presença de um campo direto (DC) de 0,05 mT. O protocolo de medidas utilizado consistiu dos seguintes

valores para o campo AF: 0, 2, 4, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100 mT. Após a aquisição da ARM, as amostras foram desmagnetizadas passo a passo através do tratamento em campos alternados. Os passos utilizados na desmagnetização foram iguais aos utilizados na curva de aquisição.

As medidas foram realizadas no Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPmag) em um magnetômetro criogênico do tipo SQUID (*Superconducting Quantum Interference Device*) modelo 755U (2G-Enterprises), que está instalado em uma sala magneticamente isolada (*magnetically shielded room*) com campo interno inferior a 1000 nT.

5.2.3 Curvas de aquisição de IRM

A técnica utilizada para a obtenção de curvas de aquisição de IRM consistiu na indução de campos pulsados com intensidade sucessivamente mais forte, até o valor de 2 T. Este método foi aplicado no grupo de 41 amostras analisado e foi realizado após o procedimento de aquisição e desmagnetização da ARM. Apesar dos elevados valores de indução de campo, este é um método não destrutivo que preserva a mineralogia magnética (ao contrário do tratamento térmico).

A aquisição de magnetização remanente isotérmica foi realizada em um magnetizador por pulsos modelo MMPM10 (Magnetic Measurements Ltd.), o protocolo escolhido foi composto por 39 passos: 0, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 90, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220, 240, 260, 280, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000 mT. As medidas de magnetização remanente foram efetuadas no magnetômetro criogênico modelo 755U (2G-Enterprises) do USPmag.

5.2.4 IRM triaxial

O IRM triaxial, conhecido também por teste de Lowrie, consiste na indução de remanência magnética isotérmica (IRM) em três eixos ortogonais. Em cada eixo foi induzido um campo direto com intensidade distinta: começando pelo eixo mais forte (1,8T), seguido pelas intensidades intermediária (0,4T) e fraca (0,12T), respectivamente. Esses valores foram escolhidos a fim de magnetizar diferentes frações de coercividade ao longo das três direções ortogonais. Posteriormente, os espécimes foram submetidos a desmagnetização térmica progressiva (ver seção 5.3.1). As características de desmagnetização das diferentes populações de coercividade ajudam a identificar a mineralogia magnética.

Durante este procedimento, a remanência foi induzida através do Magnetizador MMPM10. A desmagnetização foi realizada em um Desmagnetizador Térmico TD48 (ASC Scientific Ltd.) com protocolo composto pelas etapas de: 0, 100, 125, 150, 200, 225, 250, 275, 300, 325, 375, 400, 450, 500, 520, 540, 560, 580, 600 e 620 °C. As medidas de remanência foram realizadas no magnetômetro criogênico modelo 755U (2G-Enterprises) do USPmag.

5.2.5 Análise do espectro de coercividade (UnMix)

A análise de 82 curvas de aquisição de ARM e IRM foi realizada através de uma ferramenta online desenvolvida por Maxbauer et al. (2016) e disponível em: <http://www.irm.umn.edu/maxunmix>. Esta ferramenta foi desenvolvida por meio do pacote *shiny* para R studio, e é utilizada para decompor as distribuições de coercividades obtidas através do espectro das curvas de magnetização. A análise do espectro de coercividade é baseada em trabalhos anteriores realizados por: Kruiver et al. (2001), Heslop et al. (2002), Egli (2003) e Egli (2004). Após a deconvolução são obtidos os seguintes parâmetros para cada componente: campo médio destrutivo (MDF ou $B_{1/2}$), parâmetro de dispersão (DP), magnetização de saturação (SIRM) e a contribuição de cada componente para a magnetização total da amostra (OC).

5.2.6 Parâmetros ambientais

Desta vez, apenas um grupo de 35 amostras foi analisado. Primeiro foi aplicada uma IRM com campo indutor de 1T e posteriormente uma IRM com sentido contrário (*back field*) com campo de 300 mT. A remanência foi induzida através de um Magnetizador MMPM10 e medida no magnetômetro criogênico 755U (2G-Enterprise) do USPmag.

5.3 Dados direcionais

Em estudos paleomagnéticos, a prática padrão para obtenção de dados direcionais é constituída pela medição da NRM dos espécimes, seguida por sucessivas etapas de desmagnetização. A cada etapa de desmagnetização o vetor de magnetização remanente é discretizado. Desta forma, é possível analisar as componentes magnéticas com o intuito de isolar a componente mais estável, chamada de magnetização remanente característica (ChRM).

5.3.1 Técnicas de desmagnetização

Para determinar o vetor de magnetização remanente natural e as componentes que o compõem foi necessário fazer a desmagnetização passo a passo dos espécimes, medindo a magnetização

remanente a cada etapa de desmagnetização. Foram adotados dois procedimentos: desmagnetização por campos alternados (AF) e desmagnetização térmica.

Inicialmente, 41 espécimes foram submetidos ao protocolo de desmagnetização por campos alternados (AF). Posteriormente oito espécimes, correspondendo às amostras que continham espécimes irmãs, foram submetidas ao tratamento térmico.

O princípio fundamental que constitui a base das técnicas de desmagnetização é que grãos com um baixo tempo de relaxação (τ) são mais suscetíveis a perder a magnetização primária e, conseqüentemente, a portar uma magnetização secundária. A base para desmagnetização por campo alternados (AF) é que componentes com baixo tempo de relaxação também possuem baixa coercividade. Enquanto que a base para desmagnetização térmica é que estes grãos têm baixas temperaturas de bloqueio.

O procedimento para a desmagnetização AF é expor um espécime a um campo magnético alternado. A forma de onda deste campo alternado é uma senóide com decaimento linear do valor dos picos com o tempo. O protocolo escolhido consistiu de 17 passos de desmagnetização aplicando-se campos sucessivamente crescentes, com os seguintes valores em mT: 0, 2, 4, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 80, 90, 100.

O procedimento para desmagnetização térmica envolve o aquecimento de um espécime até uma temperatura elevada (T_{demag}) abaixo da temperatura de Curie dos minerais magnéticos constituintes, então ocorre o resfriamento até a temperatura ambiente em campo nulo. Isto faz com que todos os grãos com temperatura de bloqueio (T_B) $\leq T_{demag}$ adquiram uma “magnetização termorremanente” em $H=0$, assim apagando a NRM registrada nestes grãos. Em outras palavras, a magnetização de todos os grãos com $T_B \leq T_{demag}$ é randomizada. O protocolo definido para a desmagnetização térmica consistiu em 27 passos com temperaturas sucessivamente crescentes (valores em °C): 0, 100, 125, 150, 200, 225, 250, 275, 300, 325, 375, 400, 450, 500, 520, 540, 560, 580, 600 e 620. Esse procedimento foi realizado em um Desmagnetizador Térmico TD48 (ASC Scientific Ltd.).

As medidas foram realizadas no magnetômetro criogênico 755U (2G-Enterprises) do Laboratório de Paleomagnetismo da Universidade de São Paulo (USPmag). Este equipamento está acomodado em uma sala magneticamente isolada (*magnetically shielded room*), que foi concebida para evitar interferências do campo magnético ambiente durante as medidas de fraca remanência de rochas sedimentares.

5.3.2 Definição das componentes características

Podemos separar as componentes de magnetização remanente com o auxílio de duas projeções vetoriais: a projeção estereográfica e a projeção ortogonal (Zijderveld, 1967).

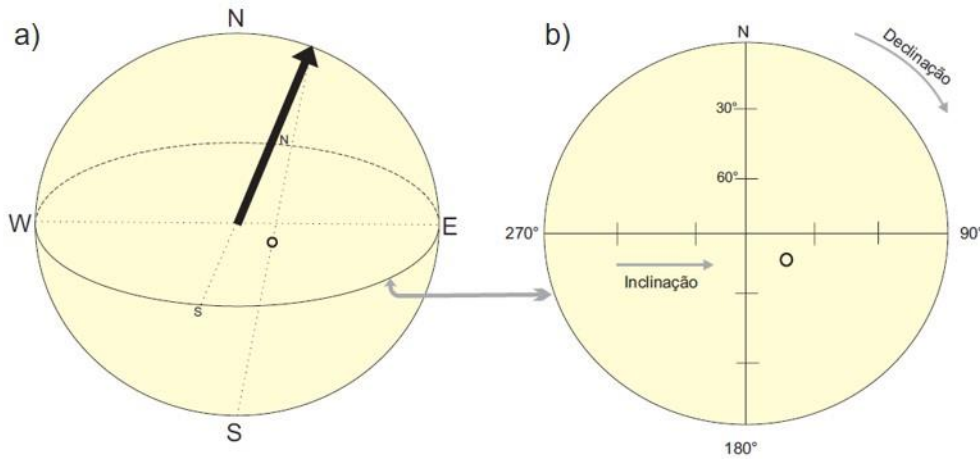


Figura 5.2: Projeção estereográfica. (a) Representação do vetor na esfera de raio unitário e sua projeção no plano equatorial; (b) projeção estereográfica (plano equatorial da esfera) (extraído de Bispo-Santos, 2007)

Na projeção estereográfica as direções de magnetização medidas são consideradas como vetores projetadas sobre uma esfera de raio unitário. Projeta-se o vetor direcional no plano equatorial da esfera (figura 5.2a). A projeção do vetor no plano do equador (figura 5.2b) mostra a variação da declinação, entre 0 e 360°, e da inclinação, que vai de 0° na borda do círculo até 90° no centro. Por convenção, inclinações positivas são representadas por símbolos cheios e inclinações negativas por símbolos vazios.

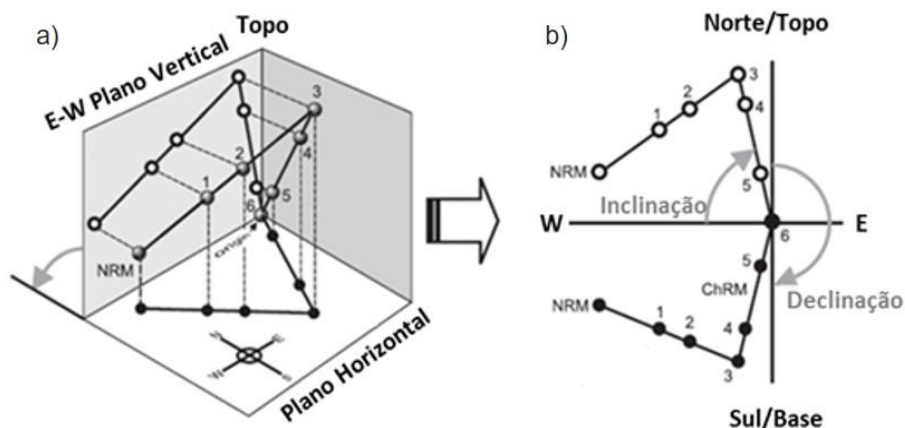


Figura 5.3: Diagrama de Zijderveld. Separação das componentes utilizando o diagrama de projeção ortogonal (modificado de Butler, 1992).

A representação de Zijderveld (1967) é considerada a melhor projeção para a separação de componentes vetoriais. Esta projeção utiliza um sistema de coordenadas ortogonais (Figura 5.3). Nela, a ponta do vetor resultante da desmagnetização, é projetada nos planos vertical e

horizontal. O plano horizontal é então rebatido para o plano vertical ao longo do eixo N-S ou E-W, sendo assim possível representar as duas projeções no mesmo plano (figura 5.3b). Projeções horizontais são representadas por círculos cheios e projeções verticais por círculos vazios.

As componentes vetoriais identificadas no estereograma e no diagrama de Zijderveld são computadas utilizando-se a análise por componentes principais desenvolvida por Kirschvink (1980). A qualidade das determinações dos vetores pode ser aferida pela dimensão do máximo desvio angular (MAD, na sigla em inglês) no ajuste do vetor. Estas rotinas estão implementadas no software *Remasoft 3.0* (AGICO Ltd.).

5.3.3 Estimativa de paleolatidade

Quando somente as inclinações estão disponíveis, como no presente estudo, utiliza-se uma rotina de estimativa da média diferente da estatística de Fisher (1953). Os primeiros trabalhos determinavam simplesmente a média aritmética das direções, mas Brinden e Ward (1966) demonstraram que esta abordagem levava a um raseamento das direções. Com o propósito de evitar este problema, Arason e Levi (2010) desenvolveram um algoritmo para estimativa das inclinações médias baseado em valores máximos das estimativas de probabilidade da inclinação média. A estimativa da paleolatutide foi obtida através do cálculo da média das inclinações a partir da rotina de Arason e Levi (2010), implementada em um template Excel por Begnini (2011).

6 RESULTADOS

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos através dos métodos descritos anteriormente. Os resultados estão divididos em duas partes, na primeira serão apresentados os resultados obtidos através das técnicas utilizadas para determinação dos portadores magnéticos (magnetismo de rocha) e parâmetros ambientais (magnetismo ambiental). Na segunda parte serão descritos os resultados referentes ao paleomagnetismo e à magnetoestratigrafia.

6.1 Magnetismo de rocha e ambiental

Com o intuito de caracterizar a mineralogia magnética foram realizadas medidas de susceptibilidade multifrequência, curvas de aquisição e desmagnetização de ARM, curvas de aquisição de IRM, IRM triaxial. Os resultados por amostras estão listados no Anexo 1.

6.1.1 Susceptibilidade Multifrequência

Foram realizadas medidas de susceptibilidade magnética (SM) em todo intervalo estudado (523,94 a 508,77 mbsf). Todas as 41 amostras foram submetidas a medidas em baixa e alta frequência, 976 Hz e 15616 Hz, respectivamente.

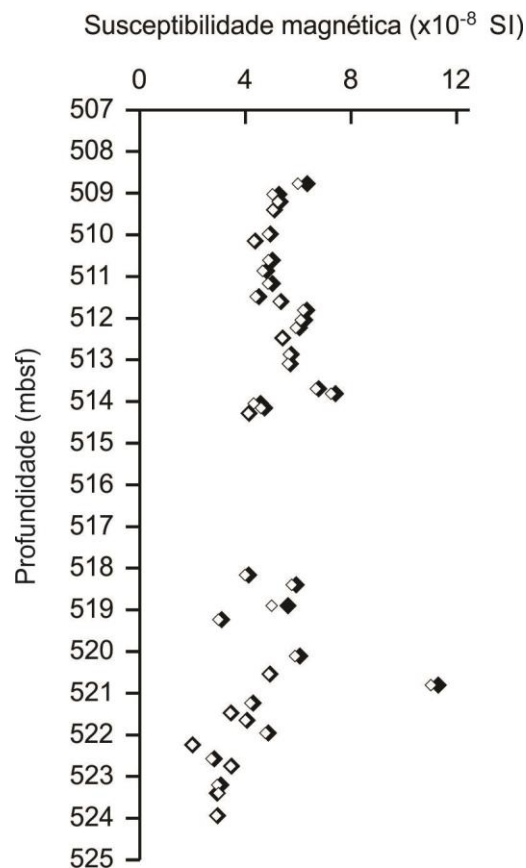


Figura 6.1: Susceptibilidade magnética em duas frequências, diamantes pretos = 976 Hz e diamantes brancos = 15616 Hz.

Os valores de SM encontrados variaram entre $2,00 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ e $1,13 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ para medidas realizadas em baixa frequência (976 Hz) e entre $1,98 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ e $1,10 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ para as medidas em alta frequência (15616 Hz). O maior valor está contido na profundidade de 520,81 metros e é anômalo, uma vez que todos os outros valores estão abaixo de $7,42 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. A figura 6.1 mostra a variação dos valores obtidos dentro do intervalo estudado, nesta figura os dados de SM adquiridos em baixa frequência foram representados por diamantes pretos e os adquiridos em alta frequência por diamantes brancos.

A diferença entre os valores de SM em baixa frequência (χ_B) e os obtidos em alta frequência (χ_A) variou de 0,7% até 12,4%. O intervalo estudado apresentou um aumento da susceptibilidade magnética em direção ao topo do testemunho. Os valores de SM apresentaram uma maior dispersão entre 524 e 518 mbsf (corresponde ao testemunho 59). Apesar disso foi possível notar uma tendência crescente em direção ao topo. Na parte superior no testemunho (testemunho 58) os valores são menos dispersos. Há um aumento abrupto inicial, seguido de oscilações mais suaves.

6.1.2 Curvas de aquisição e desmagnetização de ARM e teste de Cisowski

Foram obtidas curvas completas de aquisição e desmagnetização de ARM em 41 amostras. Todas apresentaram um comportamento semelhante, indicando que não há variação significativa na distribuição de tamanho de grãos dos portadores magnéticos de baixa coercividade. A figura 6.2 apresenta duas amostras representativas do grupo analisado.

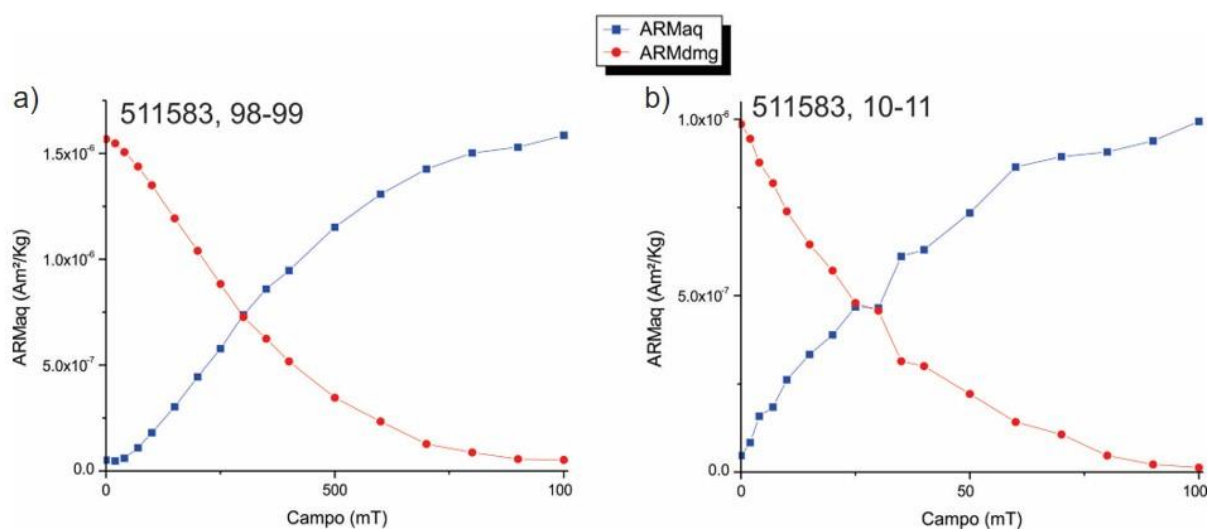


Figura 6.2: Curvas de aquisição (azul) e desmagnetização (vermelho) de ARM em função do campo. O gráfico do lado direito mostra o comportamento de uma amostra com magnetização instável.

Durante a aquisição da ARM, a maioria das amostras apresentou aumento da magnetização com o campo AF, mas não houve saturação da magnetização. Em algumas amostras, a aquisição de magnetização não ocorreu de forma estável, pois as curvas de aquisição apresentaram-se ruidosas com aspecto de serrilhado (figura 6.2b).

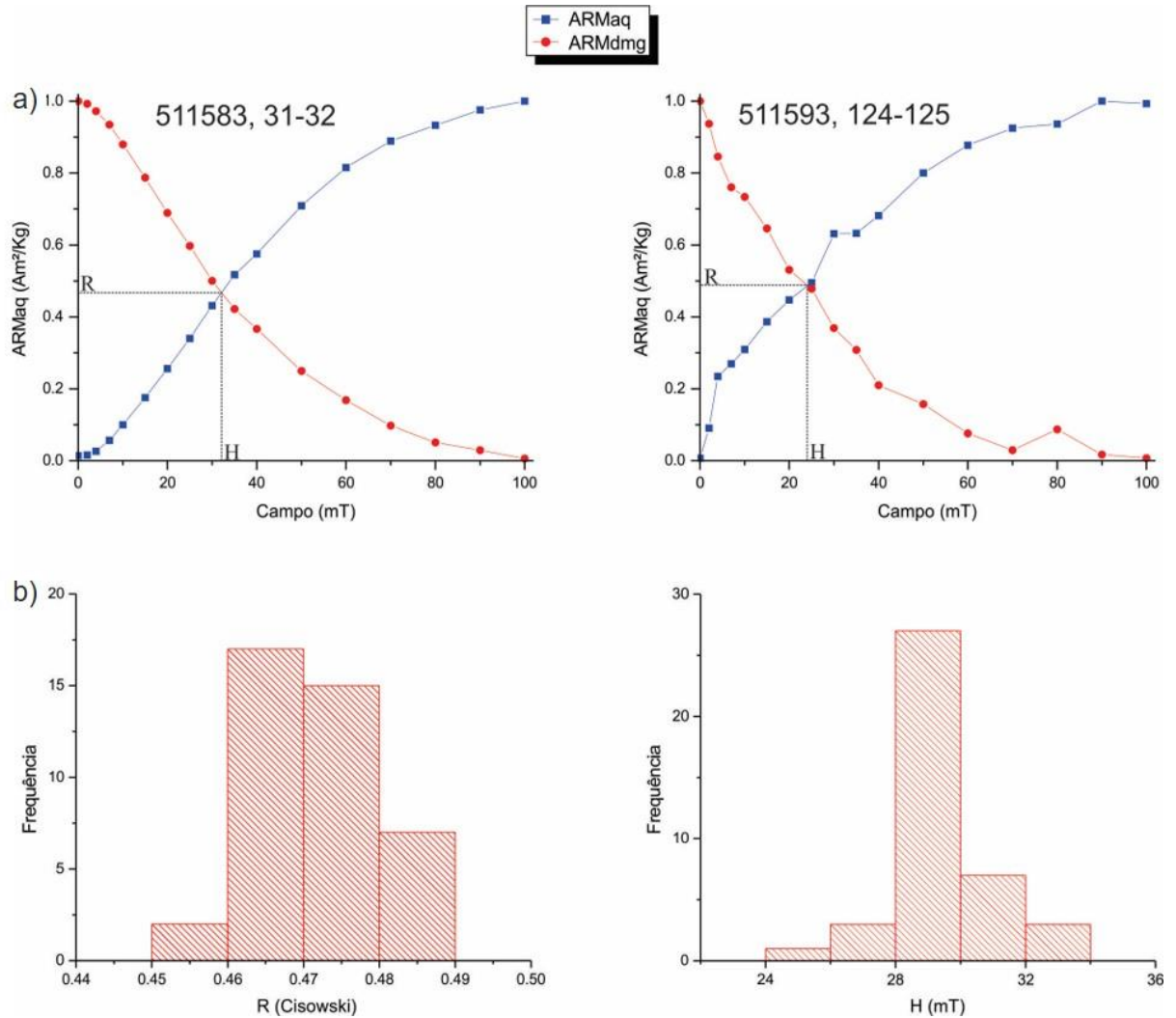


Figura 6.3: Teste de Cisowski (1981). Os diagramas apresentados mostram como foram obtidos os parâmetros R e H, juntamente com os respectivos histogramas.

Com o intuito de compreender se de fato a mineralogia magnética era homogênea, foi realizado o teste de Cisowski em todo conjunto de amostras. A figura 6.3 apresenta o teste de Cisowski, no qual são plotadas as curvas de aquisição e desmagnetização de ARM para determinação dos valores R e H (figura 6.3a) e os histogramas de distribuição destes parâmetros (figura 6.3b). Os resultados obtidos através dos testes de Cisowski confirmam que não há variação significativa nos portadores magnéticos de baixa coercividade. Os valores de H flutuaram entre 25,01 e 33,96 com média de 29,42, enquanto os valores de R variaram entre 0,45 e 0,48 mT com média de

0,47 mT, muito próximo ao valor de 0,5 que indica não interação entre as partículas magnéticas (Cisowski, 1981).

6.1.3 Curvas de aquisição de IRM e teste de IRM triaxial

As curvas de aquisição de magnetização remanente isotérmica também apresentaram um comportamento coerente por todo o intervalo estudado. Foram adquiridas curvas completas de aquisição de IRM em todo o conjunto de 41 amostras. A figura 6.4 mostra o comportamento das curvas de aquisição em oito amostras representativas. Foi possível notar que ao aplicarmos um campo de 300 mT, a contribuição da magnetização dos portadores magnéticos de baixa coercividade ultrapassou 90% da magnetização total da rocha. Campos maiores que 600 mT foram necessários para saturar a magnetização de todas as amostras.

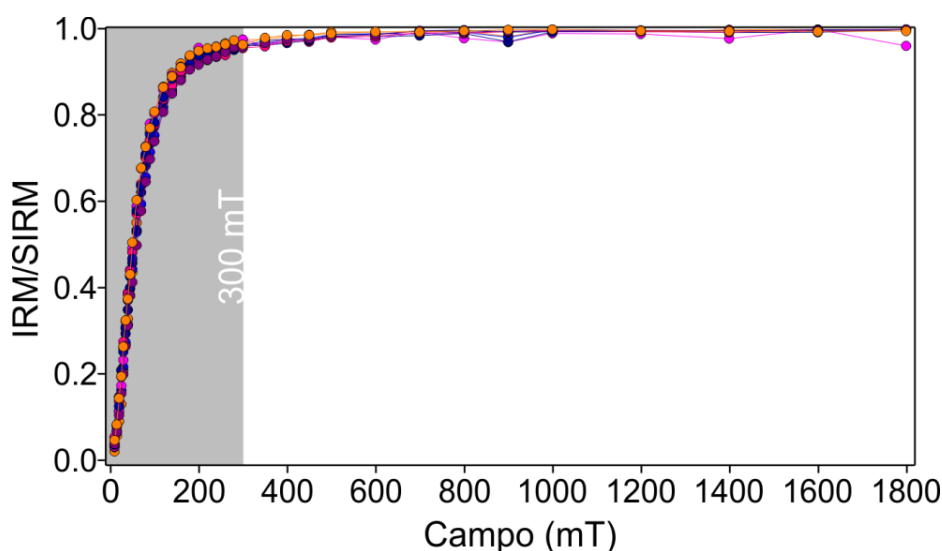


Figura 6.4: Curvas de aquisição de IRM para um conjunto de oito amostras.

As curvas de desmagnetização térmica da IRM triaxial também apresentaram resultados consistentes para todo o intervalo (figura 6.5). Notou-se uma predominância de componentes de baixa coercividade (curva vermelha), que se desmagnetizaram completamente em aproximadamente 560-580°C, indicando a presença de magnetita e/ou de titanomagnetita com baixo grau de titânio como principal portador magnético dos sedimentos estudados (Dunlop e Özdemir, 2001). As componentes de alta e média coercividade (curvas azuis) contribuíram de forma menos efetiva para a magnetização da rocha e não puderam ser definidas através do teste proposto por Lowrie (1990).

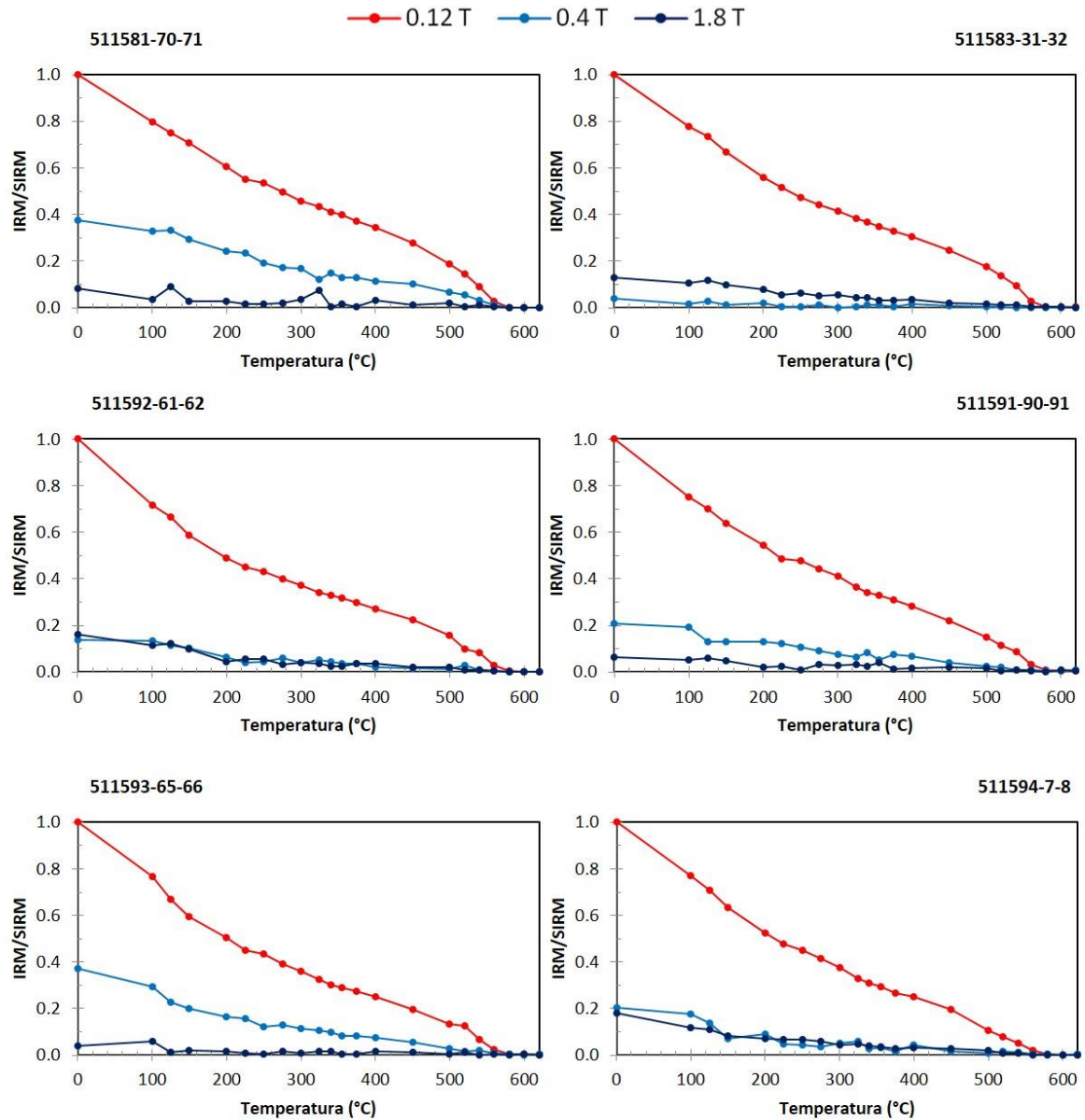


Figura 6.5: Teste de IRM triaxial ou teste de Lowrie (1990). A curva vermelha representa a assembleia de menor coercividade ($< 0,12T$); a curva azul clara representa a assembleia de coercividade intermediária ($0,12 - 0,4T$); e a curva azul escuro, a assembleia de maior coercividade ($0,4 - 1,2T$).

6.1.4 Unmix: curvas de ARM e IRM

Assim como a IRM triaxial, a análise do espectro de coercividade é uma técnica capaz de mapear a coercividade de diferentes populações magnéticas de uma única amostra. A análise do espectro de ARM permite avaliar as componentes de baixa coercividade, uma vez que o valor máximo do campo induzido foi de 100 mT. As componentes de alta coercividade foram analisadas através nos espectros de IRM, que foram efetuadas com campo indutor máximo de 1.8 T.

Os espectros de coercividade obtidos através dos dados de ARM foram ajustados com apenas uma componente, bem demarcada em todas as 41 amostras, com valores de $B_{1/2}$ entre 29,28 e 46,65 mT, com média igual a 38,29 mT e desvio padrão igual a 3,90. O parâmetro de dispersão para estas mesmas amostras variou entre 0,32 e 0,50, com média igual a 0,40 e desvio igual a 0,2 (figura 6.6).

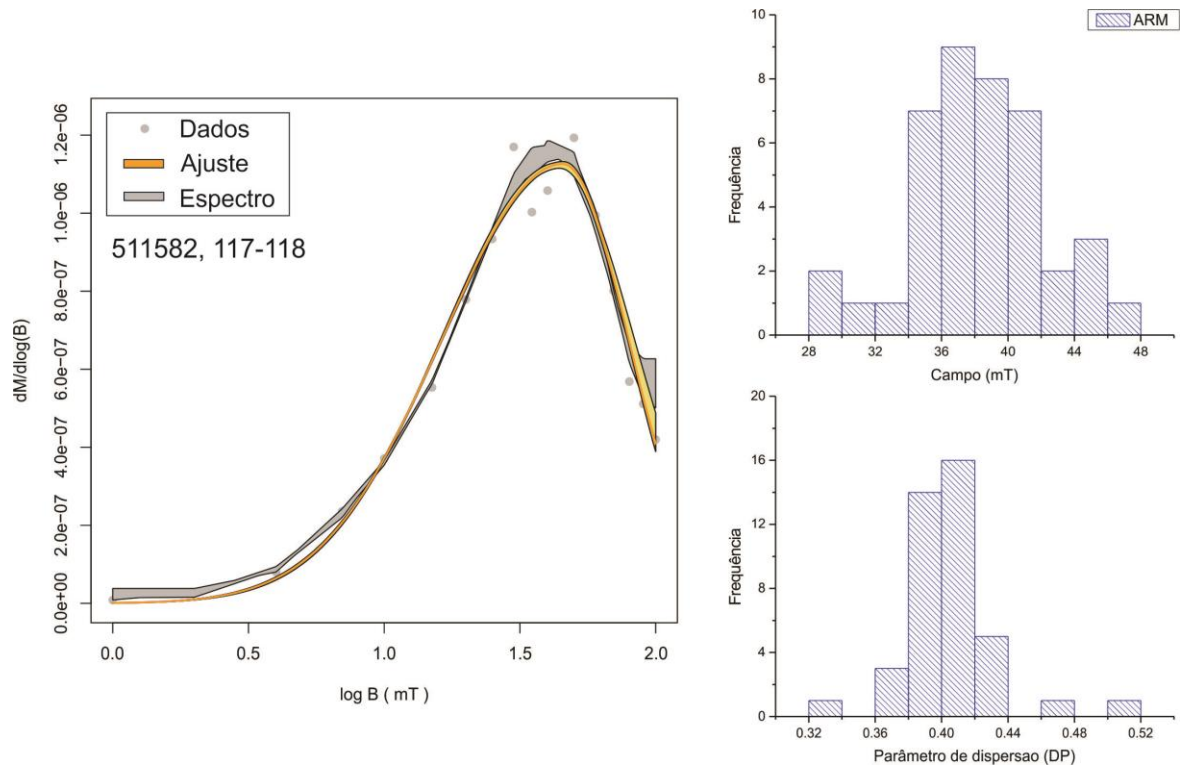


Figura 6.6: Resultados obtidos na modelagem do espectro de coercividade de ARM e histogramas contendo a distribuição dos valores de MDF e DP.

Os espectros de coercividade obtidos para as curvas de IRM apresentaram duas componentes: uma de baixa coercividade (curva azul – C1) e outra de alta coercividade (curva roxa – C2) (figura 6.7).

Os valores de $B_{1/2}$ encontrados para a componente de baixa coercividade (IRM) variaram entre 34,38 e 68,99 mT, com média igual a 51,71 mT e desvio padrão igual a 6,72. Estes valores são ligeiramente superiores àqueles encontrados a partir da análise da ARM, mas os valores superpõem-se se considerarmos o desvio padrão de ambas as medidas. Já os valores de DP encontrados variaram entre 0,27 e 0,40 com média igual a 0,33 e desvio padrão igual a 0,02, estes valores também são estaticamente compatíveis com aqueles obtidos para a ARM.

A fração mais coerciva registrada pela componente 2 apresentou valores de $B_{1/2}$ variando entre 146,11 e 428,17 mT (com média igual a 237,68 mT e desvio padrão igual a 64,23) e valores de DP entre 0,09 e 0,42 (com média igual 0,16 e desvio padrão igual a 0,06). A componente 2

apresenta valores de $B_{1/2}$ e DP próximos ao da hematita. Segundo Maxbauer et al. (2016) o valor típico para a hematita é de 199,53 para $B_{1/2}$ e 0,27 para DP, enquanto que os valores para a goethita são respectivamente 1995,26 e 0,25.

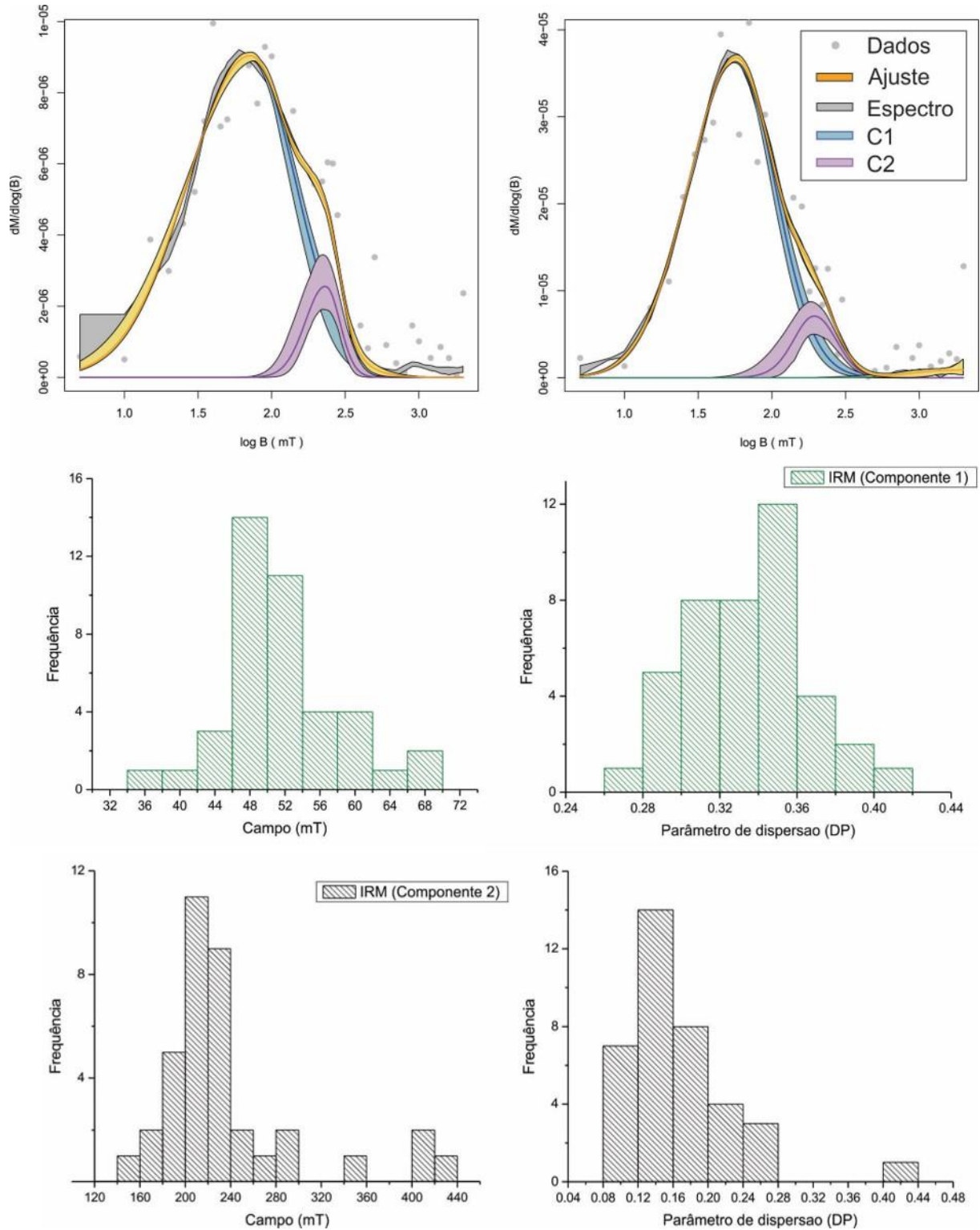


Figura 6.7: Resultados obtidos na modelagem do espectro de coercividade de IRM e histogramas contendo a distribuição dos valores de MDF e DP para componente 1 (verde) e 2 (preto).

6.1.5 Parâmetros magnéticos ambientais

A figura 6.8 apresenta os parâmetros ambientais obtidos em 35 amostras, incluindo: susceptibilidade multifrequência, razão-S, SIRM/ χ , HIRM e Soft_{IRM}, ARM, ARM/SIRM e OC (a partir da deconvolução das curvas de IRM). Notou-se uma variação pronunciada no intervalo entre 514 e 511 mbsf em todos os perfis. A razão-S indicou que houve um aumento na proporção de minerais de alta coercividade em relação aos minerais de baixa coercividade. O valor médio da razão-S é de 95%, porém no intervalo de 514 a 511 mbsf ela atinge valores bem menores com um mínimo de 83% em 512,87 metros. Os parâmetros HIRM e OC concordam com os dados de Razão-S, indicando um aumento da contribuição relativa dos minerais de alta coercividade neste mesmo intervalo. Porém, o parâmetro Soft_{IRM} também indicou um aumento da contribuição de grãos de baixa coercividade neste intervalo entre 514 e 511 mbsf. Neste caso, a covariação entre os valores de HIRM e Soft_{IRM} pode ser interpretada como resultante dos efeitos de concentração de minerais magnéticos, que também contribuem para os valores absolutos destes dois parâmetros. Portanto, em conjunto a variação nos valores de S-ratio, HIRM e Soft_{IRM} mostram um aumento localizado na concentração de minerais magnéticos entre 514-511 mbsf, simultaneamente a um aumento na contribuição de minerais mais coercivos.

O parâmetro de SIRM/ χ não apontou presença de sulfetos de ferro.

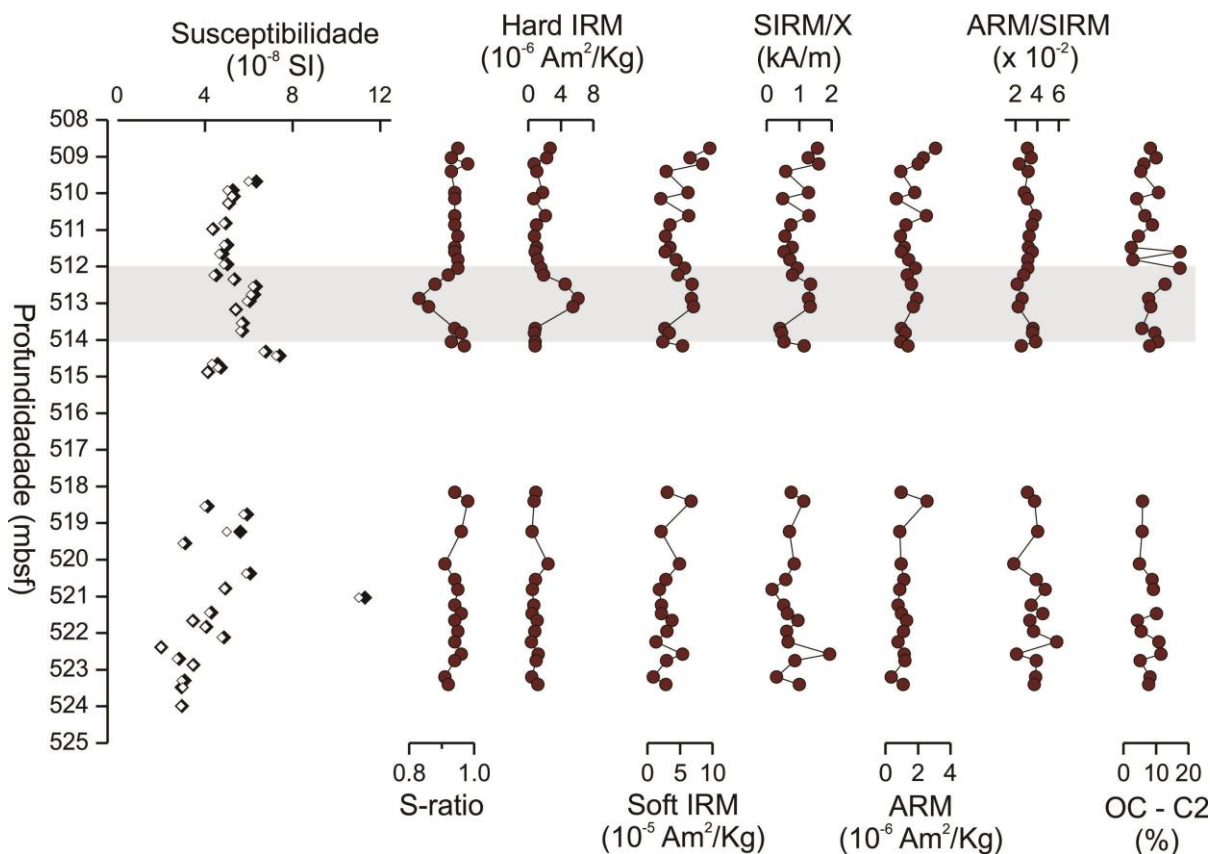


Figura 6.8: Parâmetros magnéticos obtidos ao longo do intervalo estudado. As curvas apresentadas da esquerda para a direita são: Susceptibilidade magnética; Razão S (proporção entre minerais de baixa e alta coercividade), HardIRM (contribuição das frações mais coercivas), SoftIRM (contribuição das frações menos coercivas), ARM, ARM/SIRM (variação do tamanho de grão), OC (contribuição relativa da fração mais coerciva, obtida a partir de deconvolução das curvas de IRM).

6.2 Paleomagnetismo

6.2.1 Estabilidade do vetor magnético

Foram feitas medidas de desmagnetização por campos alternados em 41 amostras e desmagnetização térmica em oito amostras. Todas as amostras estavam orientadas em relação ao topo do testemunho. Os dados obtidos foram plotados em diagramas de Zijderveld (1967) a fim de determinar as direções da magnetização remanente característica (ChRM).

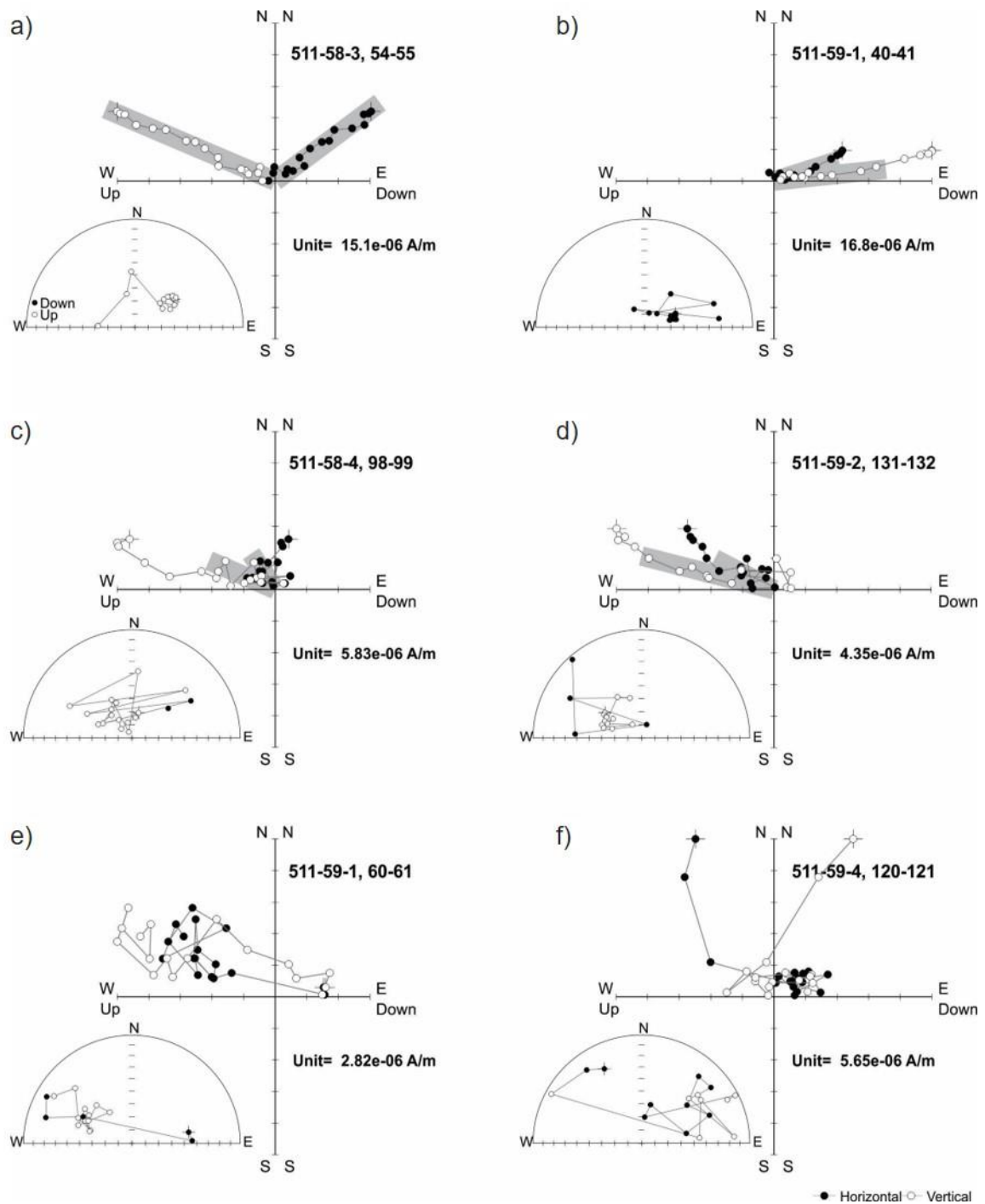


Figura 6.9: Resultados da desmagnetização AF para seis amostras discretas. Para cada amostra são mostrados a NRM medida na projeção ortogonal e no estereograma. Na projeção ortogonal, círculos pretos = componente horizontal e círculos brancos = componente vertical. No estereograma, círculos pretos = inclinação positiva e círculo branco = inclinação negativa. As amostras 511583-54-55 e 511591-40-41 são exemplos de inclinações confiáveis. As amostras 511584-98-99 e 511591-123-124 são exemplos de inclinações não confiáveis com MAD maior do que 18° . E as amostras 511591-60-61 e 511594-120-121 não apresentaram um vetor bem definido.

Os valores de desvio angular máximo (MAD) obtidos neste estudo foram relativamente elevados (Anexo 2) devido à baixa intensidade do sinal magnético das amostras, que varia entre $2,75 \times 10^{-9}$ e $3,85 \times 10^{-8}$ Am²/kg.

A figura 6.9 mostra o comportamento do vetor magnético durante o tratamento por campos alternados. Do grupo de 41 amostras, a maioria apresentou vetores estáveis com um desvio angular máximo (MAD) menor do que 18° (figuras 6.9a e 6.9b), com uma componente característica bem definida. Oito amostras apresentaram um vetor remanência com valores de desvio angular máximo (MAD) maiores do que 18° (figuras 6.9c e 6.9d) e foram desconsideradas das análises direcionais. Em apenas duas amostras não foi possível obter um vetor característico (figuras 6.9e e 6.9f).

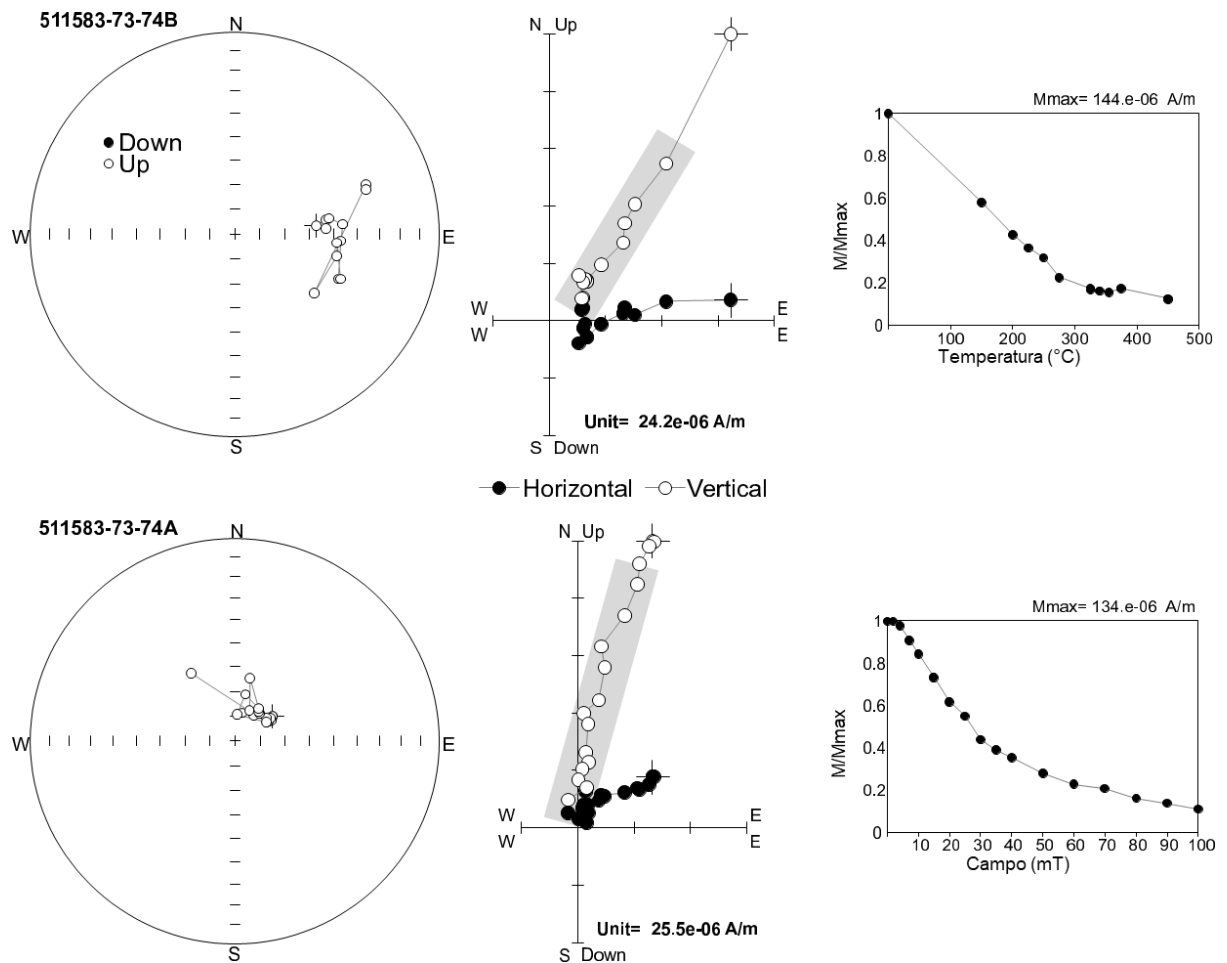


Figura 6.10: Comparação entre os dados de desmagnetização térmica (superior) e desmagnetização por campos alternados (inferior) para espécimes irmãs, obtidas de uma mesma amostra.

Do grupo de oito amostras, sete apresentaram um comportamento instável durante o tratamento térmico. Foi possível calcular a direção da ChRM em apenas uma amostra (511583-73-74B) na qual a inclinação obtida foi de $-58,1^\circ$ e a declinação igual a $34,2^\circ$ com MAD igual a $8,3^\circ$ (figura 6.10). Este resultado é consistente em polaridade com aquele da sua amostra irmã (511583-73-74A), que foi submetida ao tratamento por campos alternados, mas o resultado obtido com o tratamento AF revelou inclinação um pouco mais alta e declinação coerente ($I = -76,9^\circ$ e $D =$

39,4° com MAD igual a 8,2°) (figura 6.10), que é mais compatível com a posição latitudinal do sítio durante o Cretáceo.

A baixa estabilidade da magnetização durante o tratamento térmico pode estar relacionada a transformações mineralógicas devido à desidratação dos sedimentos durante o aquecimento dos minerais (figura 6.11).

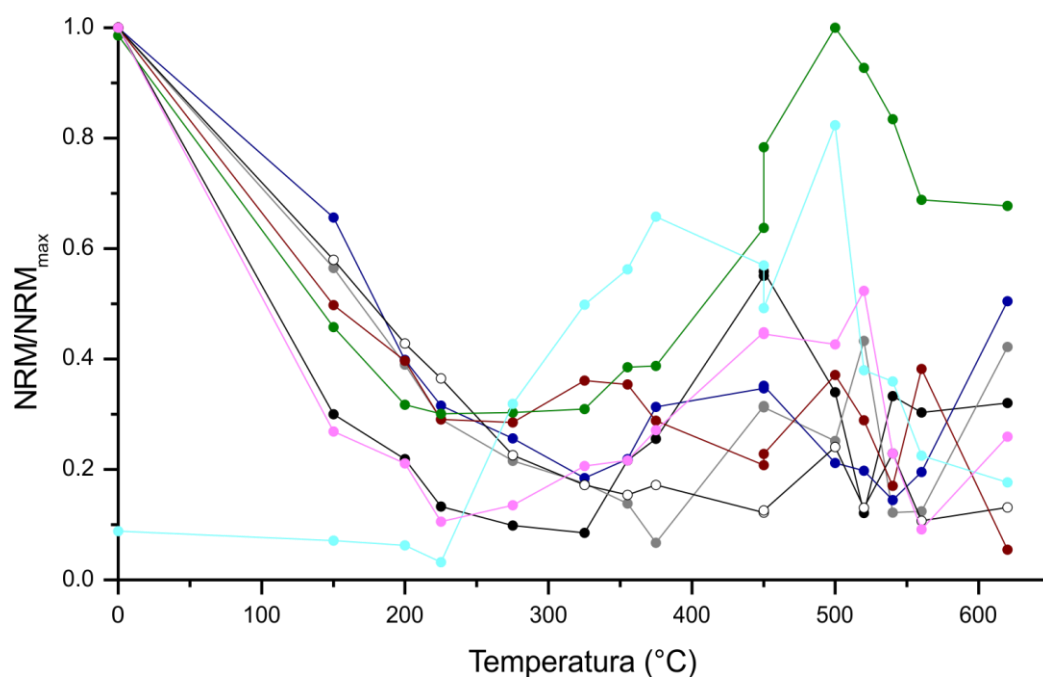


Figura 6.11: Curvas de intensidade (normalizadas pelo valor máximo) obtidas durante a técnica de desmagnetização térmica. A curva composta por círculos brancos corresponde a amostra 511583-73-74.

6.2.2 Magnetoestratigrafia

Após a análise da estabilidade magnética, foram calculadas as direções dos vetores de magnetização remanescente característica para 39 das 41 amostras, a partir da desmagnetização por campos alternados (AF).

Os gráficos apresentados na figura 6.13 mostram os resultados da magnetoestratigrafia para o intervalo estudado. Os círculos pretos representam direções confiáveis com desvio angular médio menor do que 18°. Os círculos brancos descrevem as inclinações pouco confiáveis com MAD maior do que 18°. Os pentágonos cinza representam os dados obtidos por Salloway (1983). Além disso, foram construídas duas escalas de reversão: uma escala cinza correspondente ao trabalho de Salloway (1983) e uma escala preta relacionada às direções calculadas no presente trabalho.

Foram encontradas três zonas de polaridade principais na seção estudada (figura 6.13). O intervalo que compreende as profundidades 518,9 à 518,16 mbsf apresenta inclinações positivas, definindo uma chronozona reversa a partir de três amostras com MAD menor do que 18°. Os outros dois intervalos são compostos por inclinações negativas. Porém, existem duas amostras reversas (inclinações positivas), uma em 511,48 e a outra em 509,20 mbsf. A amostra localizada em 511,48 mbsf possui um desvio angular médio igual a 32,6° e por causa do elevado valor de MAD não é considerada confiável. Em contrapartida, a amostra localizada em 509,20 mbsf possui um valor de MAD igual a 7,3° e pode representar uma chronozona discreta.

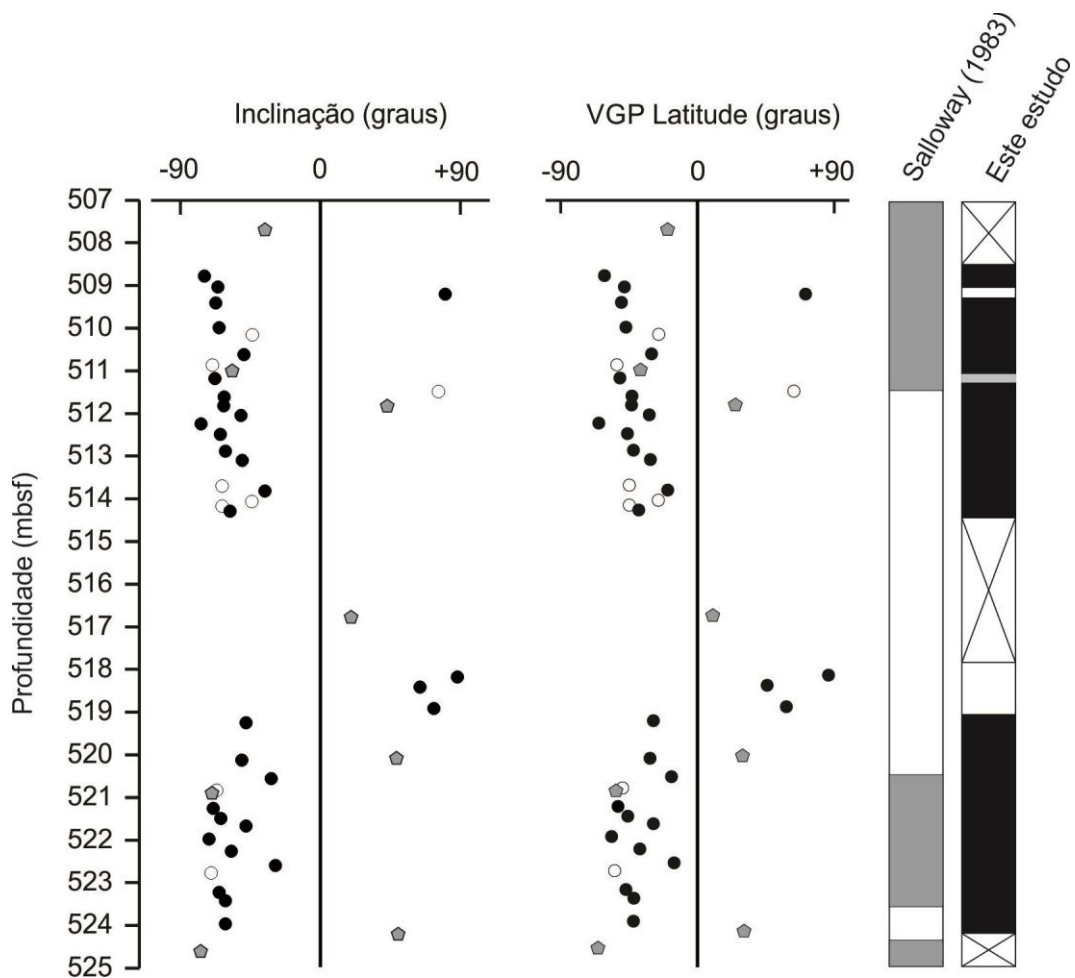


Figura 6.13: Resultado da magnetoestratigrafia (inclinações e paleolatitudes). À esquerda está a inclinação da componente característica e à direita a paleolatititude calculada, círculos pretos = inclinações com MAD < 18°, círculos brancos = inclinações com MAD > 18° e pentágonos cinza = dados de Salloway (1983). Também estão apresentadas duas escalas de reversão, escala cinza = dados de Salloway (1983) e escala preta = dados obtidos neste estudo, não houve recuperação de amostras nos locais marcados.

Ao comparar os resultados obtidos no presente trabalho com aqueles de Salloway (1983) nota-se uma concordância parcial, visto que as três principais chronozonas são encontradas em ambos os estudos. Porém, o intervalo da chronozona reversa encontrado por Salloway (1983)

foi definido entre as profundidades de 520,90 e 514,00 mbsf (aproximadamente), enquanto que os resultados obtidos aqui apontaram uma zona de polaridade reversa constituída por três amostras entre 518,0 e 518,16 mbsf. Esta zona apresentou uma base bem demarcada, porém, devido à baixa recuperação acima deste intervalo (518.16 - 514.28 mbsf), não foi possível determinar o topo da zona de polaridade reversa, que está dentro do intervalo não recuperado.

7 DISCUSSÃO

7.1 Origem dos portadores magnéticos

As medidas de magnetismo de rocha realizadas no sítio DSDP 511 indicaram que os principais portadores magnéticos no intervalo analisado são magnetita e hematita, correspondendo às fases com coercividade baixa e alta, respectivamente. A magnetita foi identificada através de seus valores de coercividade remanente baixos e pelas temperaturas de bloqueio em torno de 580°C desta fase de baixa coercividade no teste de IRM triaxial. A hematita, quando presente, foi caracterizada através do espectro de coercividade da magnetização remanente isotérmica (IRM) da fração de alta coercividade, que apresentou valores de campo destrutivo médio (MDF ou $B_{1/2}$) e parâmetro de dispersão (DP) compatíveis com os valores da hematita de Maxbauer et al. (2016). Não foi possível distinguir esta fase nos testes de IRM triaxial.

Para compreender a origem do mineral de baixa coercividade, responsável por praticamente toda a magnetização na maioria das amostras, comparamos o banco de dados compilado por Egli (2004), que apresenta os valores de campo médio destrutivo (MDF) e parâmetro de dispersão (DP) para dados de ARM em magnetitas de origem detrítica, eólica, pedogênica e biogênica. Esses dados foram plotados em um diagrama de DP por MDF juntamente com os dados obtidos neste estudo (figura 7.1), com o intuito de verificar a fonte principal das magnetitas contidas no intervalo analisado.

No diagrama são definidos seis diferentes agrupamentos composto por magnetitas de origem: (1) pedogênica ou extracelular - PE; (2) detrítica ou eólica - DE; (3) biogênica de baixa coercividade - B_{soft} ; (4) biogênica de alta coercividade - B_{hard} ; (5) maguemitas -M; (6) poluição urbana - PU. Em alguns casos, a magnetita extracelular e a magnetita pedogênica, tendem a se misturar com a componente detrítica. As amostras do sítio 511, representadas por diamantes vermelhos na figura 7.1, estão mais próximas do agrupamento composto por magnetitas de origem detrítica e/ou eólica (DE), mas apresentam valores de MDF ligeiramente superiores àquele grupo. É notável, no entanto, sua posição bastante distinta das magnetitas pedogênicas, biogênicas e das maguemitas.

A posição dos dados de ARM no diagrama de Egli (2004) e a razoável dispersão nos valores de MDF e DP, incompatíveis com magnetitas biogênicas que tem menor dispersão (Roberts et al., 2011), sugerem que o principal portador magnético nas amostras estudadas é a magnetita detrítica.

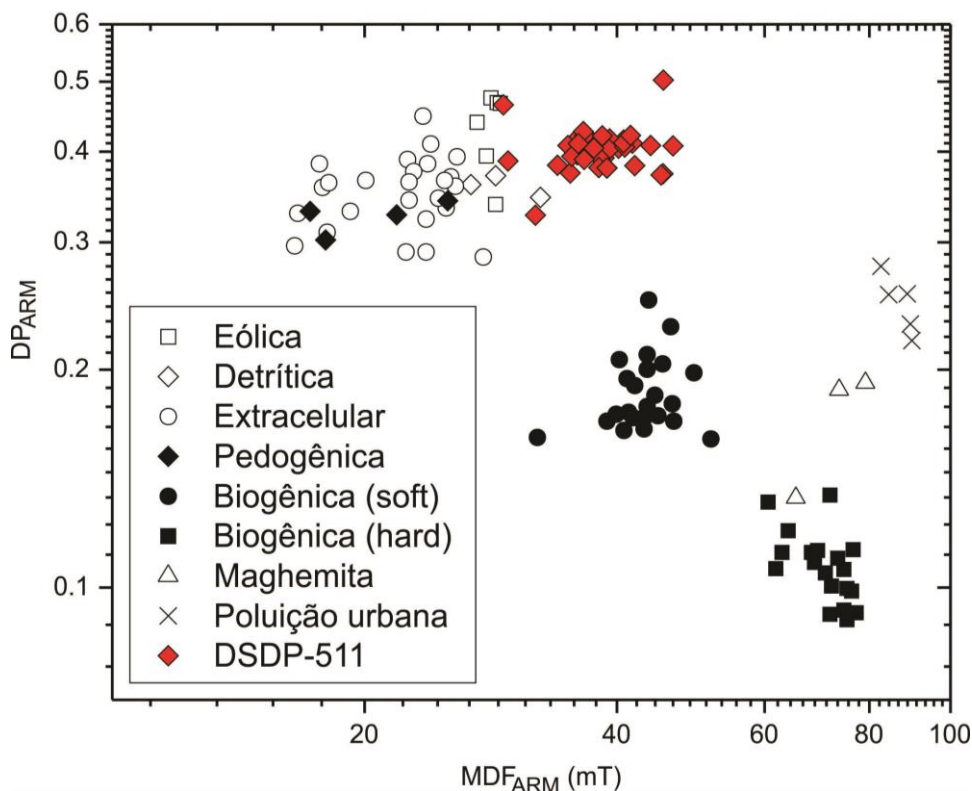


Figura 7.1: Diagrama DP contra MDF obtidos a partir da deconvolução de curvas de ARM (Egli, 2004). Os diferentes símbolos sindicam, em magnetitas e maghemitas, a origem dos minerais magnéticos. Em vermelho, as amostras analisadas no presente trabalho.

A hematita foi encontrada na maioria das amostras analisadas, perfazendo de 2 a 17% do total da magnetização remanente (Fig. 6.8). Ela apresenta maior contribuição no trecho entre 511 e 513 mbsf. As hematitas em ambiente marinho são em geral de origem detrítica, sendo carreadas junto com os sedimentos continentais a partir de transporte fluvial ou eólico (Liu et al., 2012). Normalmente, elas indicam períodos de clima árido no continente. A posição em que ocorre o pico na contribuição de hematita coincide com as mais altas temperaturas da superfície do mar estimadas por Jenkyns et al. (2012) (figura 3.3), sugerindo uma relação direta entre temperaturas elevadas e uma maior contribuição no aporte de hematita.

7.2 Estratigrafia magnética e o registro do evento OAE 1a no DSDP-511

Através do estudo da estratigrafia magnética foram definidas três principais zonas de polaridade, duas com inclinações negativas (polaridade normal) e uma com inclinações positivas (polaridade reversa) (figura 7.2). Em adição, um subchron discreto de polaridade reversa foi definido na profundidade de 509,20 mbsf. Ao confrontar os resultados obtidos neste estudo com aqueles de Salloway (1983), notou-se uma discordância nas escalas magnetoestratigráficas. Apesar de serem encontradas três chronozonas (principais) em ambos os estudos, há divergência quanto à localização e espessura da zona de polaridade reversa. É

importante frisar, no entanto, que o presente estudo foi feito com uma resolução espacial maior e utilizou as técnicas paleomagnéticas de medida e análise de dados mais avançadas.

Uma datação Re-Os de $125,3 \pm 2,2$ Ma nos folhelhos ricos em matéria orgânica encontrados entre 519,01 e 519,40 mbsf, alguns centímetros abaixo da zona reversa, fornece um vínculo absoluto de idade para o intervalo estudado (Tedeschi et al., 2016). Desta forma, ao situar no tempo um ponto da sucessão investigada pode-se tentar correlacionar os três possíveis chrons identificados com a escala geomagnética. O registro paleomagnético do furo DSDP-511 será comparado com dois modelos diferentes da escala de polaridades: o modelo GD_12 (Gradstein et al., 2012) e modelo M_12 (Malinverno et al., 2012) (figura 7.2).

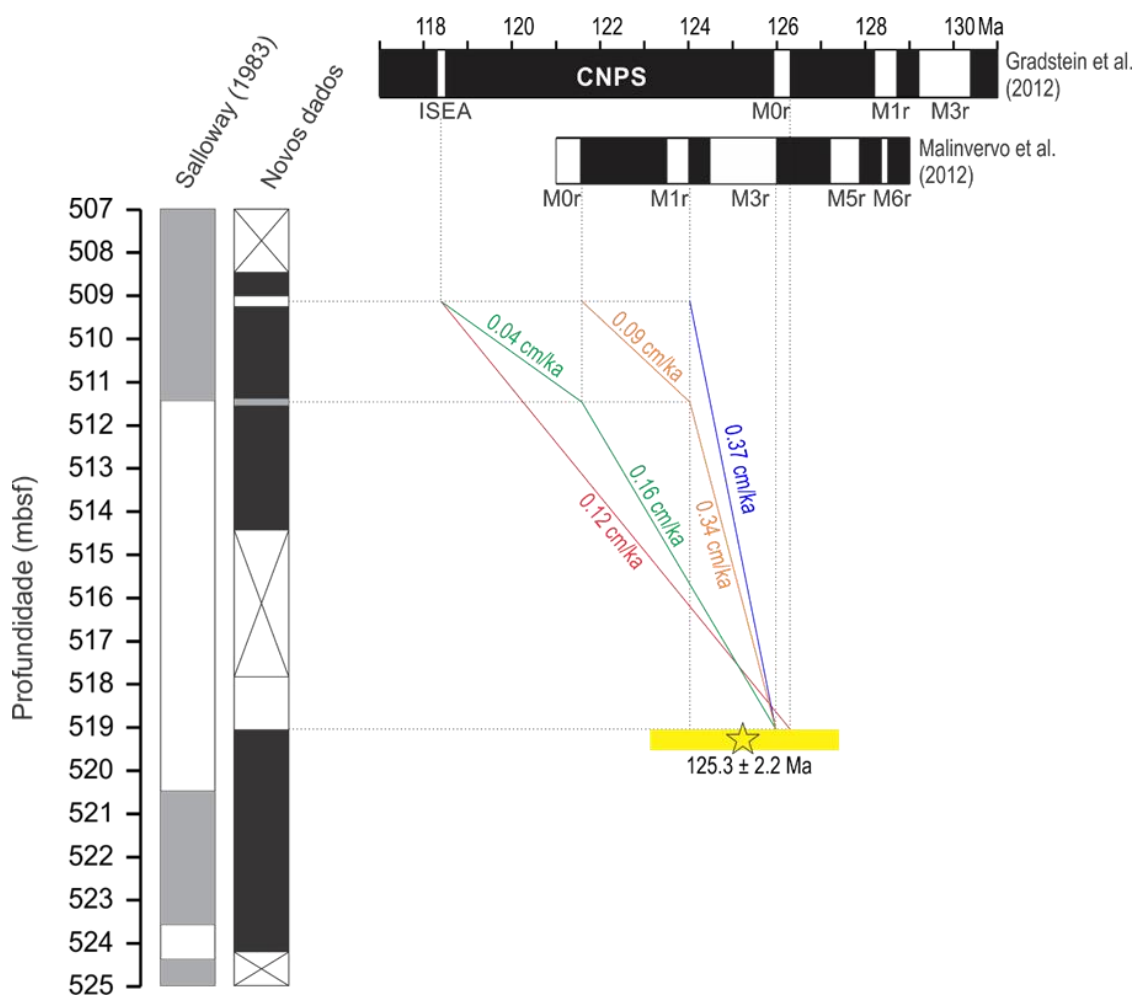


Figura 7.2: Correlação entre a idade fornecida pelas escalas de polaridade geomagnética (GD_12: Gradstein et al., 2012; M_12: Malinverno et al., 2012) e a inclinação da componente magnética característica do sítio DSDP 511 entre 508 e 525 mbsf. A estrela amarela marca a posição da isócrona Re-Os, as linhas coloridas indicam a taxa de sedimentação de acordo com os modelos com os modelos GS_12 e M_12.

Assumindo-se o modelo GD_12, a idade Re-Os (com suas incertezas) permite apenas uma possibilidade: a zona reversa principal é o M0r. O modelo M_12, por outro lado, permite duas

interpretações diferentes, se considerarmos as incertezas da idade Re-Os: tanto o M1r quanto o M3r estão dentro do intervalo de $125,3 \pm 2,2$ Ma.

Do mesmo modo, o intervalo discreto de polaridade reversa situado em 509,20 mbsf pode também ser interpretado de diferentes formas, dependendo da escala de reversões considerada. No caso do modelo GD_12 este intervalo pode ser interpretado como o ISEA (118,5 Ma – Gradstein et al., 2012). No caso do modelo M_12, ele pode ser qualquer um dos intervalos reversos M1r, M0r e ISEA. A correta interpretação das zonas de polaridade é dificultada em função de uma lacuna de recuperação entre 514,28 e 518,16 mbsf, resultando na ausência de informações sobre o topo do intervalo reverso e, portanto, sua espessura (e sobre outras possíveis reversões omitidas no trecho não amostrado).

Para todas as possibilidades apresentadas acima podemos calcular a taxa de sedimentação média entre os dois intervalos reversos identificados. Considerando todas as hipóteses possíveis, as taxas de sedimentação estimadas variam entre 0,12 e 0,37 cm/ka e estão dentro daquelas esperadas para carbonatos depositados em ambiente pelágico. Neste ambiente as taxas de sedimentação podem variar entre 0,1 e 2 cm/ka (Pomerol et al., 2013). Em estudos magnetoestratigráficos realizados em carbonatos pelágicos do Cretáceo na Úmbria os valores encontrados foram ligeiramente maiores, variando entre 0,9 a 1,9 cm/ka (Lowrie e Alvarez, 1984).

As interpretações magnetoestratigráficas podem ser comparadas com o registro geoquímico apresentado em Tedeschi et al. (2016), particularmente com as curvas de isótopos de carbono e de quantidade de carbono orgânico total (TOC) (figura 7.3).

Os dados isotópicos de carbono indicam uma excursão positiva a partir de 514 mbsf. O início dessa excursão coincide com valores elevados de TOC. Este padrão, embora truncado pelo trecho não recuperado do testemunho, é semelhante àquele reportado por Larson e Erba (1999) para o Cismon core, onde uma excursão positiva de 3-4‰ é observada logo acima de um pico nos valores de TOC, que corresponde ao evento OAE 1a. Se a correlação destas feições for correta, então a melhor interpretação dos dados magnetoestratigráficos é que a zona reversa principal corresponde ao M0r (hipótese 1, figura 7.3). Esta interpretação é a única possível se usarmos a escala de Gradstein et al. (2012).

Malinverno et al. (2012) propuseram uma escala bastante diferente para o intervalo entre M3 e o CNPS com base na reavaliação das idades de rochas vulcânicas do platô Ontong Java e na análise cicloestratigráfica do Cismon core. Utilizando a escala de reversões proposta por estes

autores, há pelo menos três hipóteses para interpretação dos dados magnetoestratigráficos que estão de acordo com a idade Re-Os obtida logo abaixo da zona reversa (figura 7.3). A primeira, com a M3r sucedida pela M1r, implicaria em uma espessura exageradamente grande para a M3r. Ou seja, a M3r excederia o intervalo não amostrado e deveria ser encontrada nas amostras coletadas a partir de 514 mbsf, o que não é observado. Outra hipótese, onde teríamos a M3r, M1r e M0r no registro, requer que consideremos uma zona de polaridade discreta (correspondendo ao M1r) entre as duas zonas de polaridade bem definidas. De fato, há uma amostra em 511,48 mbsf com polaridade reversa, mas que apresenta um MAD de 32,6° e que foi, portanto, excluída da análise. Para validar esta hipótese teríamos que considerar este resultado como válido. A última hipótese também requer que validemos este resultado, neste caso correlacionando este intervalo ao M0r. O trecho reverso no topo do registro seria interpretado como o ISEA. De acordo com esta última interpretação, o evento OAE1a estaria situado em torno de 510-511 mbsf. No entanto, neste trecho os valores de TOC são os mais baixos encontrados no intervalo estudado e não foram observadas as anomalias isotópicas de carbono típicas daquele evento.

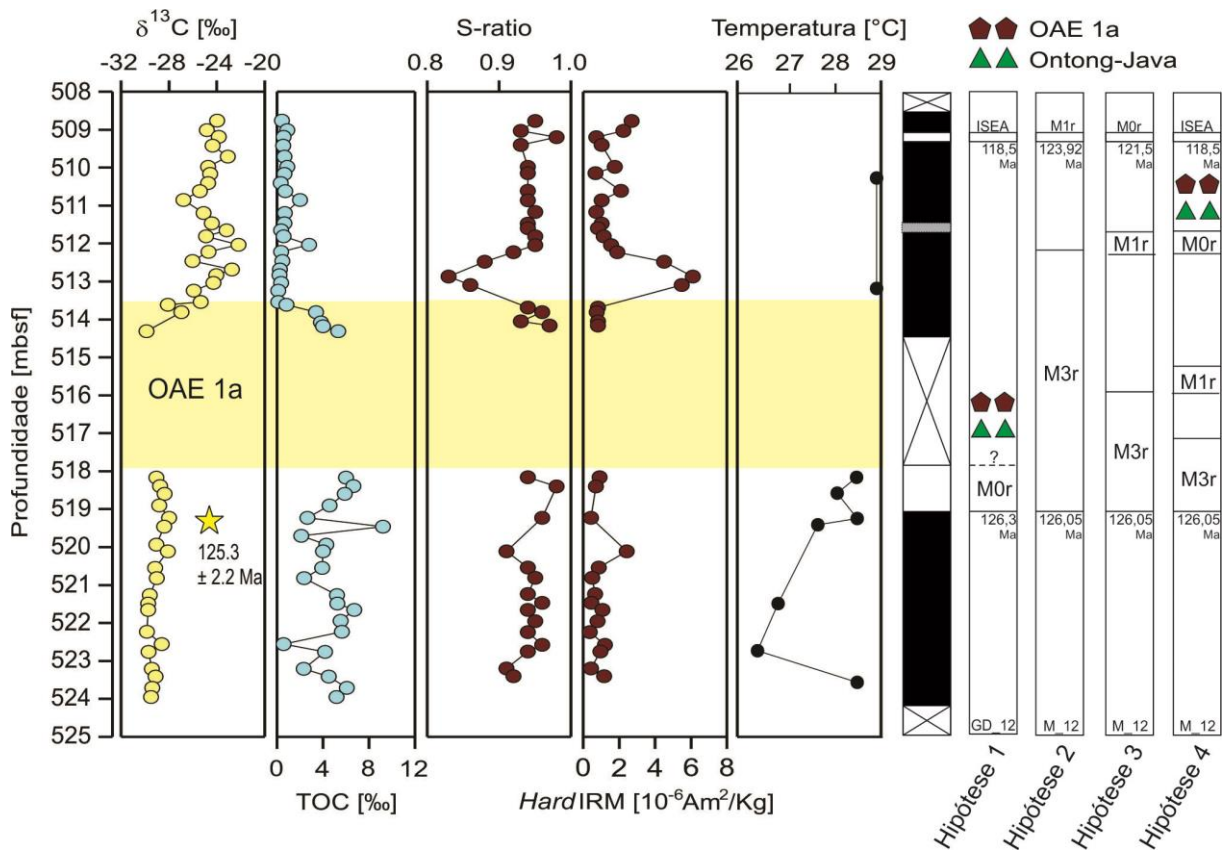


Figura 7.3: Dados de $\delta^{13}\text{C}$ em matéria orgânica, TOC, razão S, HIRM, temperatura (TEX_{86}) e coluna magnetoestratigráfica. À direita são representadas as quatro hipóteses de interpretação do registro paleomagnética (discussão no texto), bem como os eventos paleoambientais mais importantes do limite Barremiano-Aptiano.

Em suma, apesar da ambiguidade na interpretação dos dados de estratigrafia magnética, preferimos, neste trabalho, seguir a escala de Gradstein et al. (2012) e interpretar os dois intervalos reversos, respectivamente como o M0r e o ISEA. Esta interpretação é a mais compatível com os dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos. Ela também é compatível com os dados bioestratigráficos disponíveis.

8 CONCLUSÕES

O DSDP-511 representa um dos principais registros paleoambientais do Cretáceo, mas apresenta forte ambiguidade nos registros paleontológicos e geoquímicos, em parte devido à baixa qualidade dos vínculos temporais disponíveis anteriormente (e.g., Deroo et al., 1983; Krashennnikov e Basov, 1986; Huber et al., 1995; Price e Sellwood, 1997; Fassell e Bralower, 1999; Price e Gröcke, 2002; Bice et al., 2003; Jenkyns et al., 2012). Dados magnetoestratigráficos previamente obtidos nestes sedimentos são de baixa qualidade (Salloway, 1983).

Dados recentes de paleotemperatura, isótopos de carbono e geoquímica sugerem que o evento OAE 1a é particularmente anômalo no DSDP-511 (Jenkyns et al., 2012) ou que está omitido ou somente preservado parcialmente nos sedimentos deste furo (Tedeschi et al., 2016).

Nesta dissertação são apresentados resultados de estratigrafia magnética em maior resolução que aqueles previamente disponíveis, e também utilizando técnicas modernas de análise. O padrão de reversões encontrado, quando calibrado com uma idade Re-Os recentemente reportada, é compatível com a presença dos chrons M0r e ISEA quando utiliza-se a escala de Gradstein et al. (2012). Por outro lado, não foi possível obter ajustes coerentes com a escala de Malinverno et al. (2012).

O modelo de idades proposto permite reposicionar o evento OAE 1a entre as profundidades 513,5 a 518 mbsf. Esta interpretação é também compatível com os dados de TOC e de $\delta^{13}\text{C}$. Além disso, posiciona as temperaturas anormalmente baixas encontradas por Jenkyns et al. (2012) estratigraficamente abaixo do evento anóxico. Portanto, segundo o esquema interpretativo apresentado aqui o conjunto de dados TEX_{86} é compatível com o registro global.

Dados em alta-resolução de nanofósseis estão em revisão por outros pesquisadores e poderão auxiliar na definição mais precisa da zona reversa, dos dados isotópicos de carbono e dos dados de paleotemperatura.

9 REFERÊNCIAS

- Adie, R. J. (1952). The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland. *Geological Magazine*, 89(6), 401-410.
- Arason, P., & Levi, S. (2010). Maximum likelihood solution for inclination-only data in paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, 182(2), 753-771.
- Arthur, M. A., Dean, W. E., & Schlanger, S. O. (1985). Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂. *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, 504-529.
- Arthur, M.A., Jenkyns, H.C., Brumsack, H.J., Schlanger, S.O., 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic-carbon-rich Cretaceous sequences. In Ginsburg, R.N., Beaudoin, B., (eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. NATO ASI Ser. 304: Dordrecht, Netherlands (Kluwer Acad.), pp. 75-119.
- Bartolucci, P., Beraldi, M., Cecca, F., Faraoni, P., Marini, A., & Pallini, G. (1992). Preliminary results on correlation between Barremian ammonites and magnetic stratigraphy in Umbria-Marche Apennines (Central Italy). *Palaeopelagos*, 2, 63-68.
- Basov, I. A., Ciesielski, P. F., Krasheninnikov, V. A., Weaver, F. M., & Wise, S. W. (1983). Biostratigraphic and paleontologic synthesis: Deep sea drilling project Leg 71, Falkland Plateau and Argentine Basin. *WJ Ludwig, VA Krasheninnikov, et al*, 445-460.
- Begnini, G. S., 2011. Determinação de Inclinação Magnética em Tijolos e Datação Arqueomagnética no Engenho Central de Piracicaba, São Paulo. *Trabalho de Graduação – IAG/USP*
- Berger, W. H., & Von Rad, U. (1972). Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. *Hayes, DE, Pimm, A. C, et al., Init. Repts. DSDP, 14*, 787-954.
- Bice, K. L., & Norris, R. D. (2002). Possible atmospheric CO₂ extremes of the Middle Cretaceous (late Albian–Turonian). *Paleoceanography*, 17(4).
- Bice, K. L., Huber, B. T., & Norris, R. D. (2003). Extreme polar warmth during the Cretaceous greenhouse? Paradox of the late Turonian $\delta^{18}\text{O}$ record at Deep Sea Drilling Project Site 511. *Paleoceanography*, 18(2).

- Biggin, A. J., Van Hinsbergen, D. J., Langereis, C. G., Straathof, G. B., & Deenen, M. H. (2008). Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1), 3-19.
- Bispo-Santos, F. (2007). Estudo paleomagnético da suíte Paleoproterozóica Colíder e Máficas associadas, Sudoeste do cráton Amazônico. *Dissertação de Mestrado/ IAG-USP*, 145pp.
- 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.
- Bralower, T. J., CoBabe, E., Clement, B., Sliter, W. V., Osburn, C. L., & Longoria, J. (1999). The record of global change in mid-Cretaceous (Barremian-Albian) sections from the Sierra Madre, northeastern Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(4), 418-437.
- Bralower, T. J., Sliter, W. V., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Allard, D., & Schlanger, S. O. (1993). Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). *The Mesozoic Pacific: geology, tectonics, and volcanism*, 5-37.
- Briden, J. C., & Ward, M. A. (1966). Analysis of magnetic inclination in borecores. *pure and applied geophysics*, 63(1), 133-152.
- Butler, R. F., & Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes* (Vol. 319). Boston: Blackwell Scientific Publications.
- Cande, S. C., Larson, R. L., & LaBrecque, J. L. (1978). Magnetic lineations in the Pacific Jurassic quiet zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(4), 434-440.
- Channell, J. E. T., Cecca, F., & Erba, E. (1995). Correlations of Hauterivian and Barremian (Early Cretaceous) stage boundaries to polarity chrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 134(1-2), 125-140.
- Channell, J. E. T., Erba, E., Muttoni, G., & Tremolada, F. (2000). Early Cretaceous magnetic stratigraphy in the APTICORE drill core and adjacent outcrop at Cismon (Southern Alps, Italy), and correlation to the proposed Barremian-Aptian boundary stratotype. *Geological Society of America Bulletin*, 112(9), 1430-1443.

- Cande, S. C., & Kent, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B4), 6093-6095.
- Cisowski, S. (1981). Interacting vs. non-interacting single domain behavior in natural and synthetic samples. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26(1-2), 56-62.
- Clarke, L. J., & Jenkyns, H. C. (1999). New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27(8), 699-702.
- Collinson, D. W. (1965). Depositional remanent magnetization in sediments. *Journal of Geophysical Research*, 70(18), 4663-4668.
- Collinson, D. W. (1983). *Methods in rock magnetism and paleomagnetism*. New York: Chapman and Hall.
- Coquand, H. (1869). *Monographie du genre Ostrea: terrain crétacé* (Vol. 1). J.-B. Baillièrre et fils.
- Dearing, J. A., Dann, R. J. L., Hay, K., Lees, J. A., Loveland, P. J., Maher, B. A., & O'grady, K. (1996). Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophysical Journal International*, 124(1), 228-240.
- Dekkers, M. J. (1997). Environmental magnetism: an introduction. *Geologie en mijnbouw*, 76(1), 163-182.
- Deroo, G., Herbin, J. P., & Roucaché, J. (1983). Organic geochemistry of upper Jurassic Cretaceous sediments from site-511, leg-71, western south-atlantic. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 71(SEP), 1001-1013.
- D'Orbigny, A. (1840). *Paléontologie française: description zoologique et géologique de tous les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France. Terrains crétacés. Les céphalopodes* (Vol. 1). A. Bertrand.
- Du Toit, A. L. (1927). *A Geological Comparison of South America with South Africa... With a Palæontological Contribution by FR Cowper Reed*.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2001). *Rock magnetism: fundamentals and frontiers* (Vol. 3). Cambridge university press.

- Eagles, G. (2007). New angles on South Atlantic opening. *Geophysical Journal International*, 168(1), 353-361.
- Egli, R. (2003). Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Egli, R. (2004). Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 1. Unmixing natural sediments. *Studia geophysica et geodaetica*, 48(2), 391-446.
- Egli, R., & Zhao, X. (2015). Natural remanent magnetization acquisition in bioturbated sediment: general theory and implications for relative paleointensity reconstructions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(4), 995-1016.
- Erba E., Aguado, R., Avram, E., Baraboschkin, E. J., Bergen, J. A., Bralower, T. J., ... & Weissert, H. (1996). The Aptian Stage. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre* (66-Supp.) (1996), pp. 31-43
- Erba, E. (1994). Nannofossils and superplumes: the early Aptian "nannoconid crisis". *Paleoceanography*, 9(3), 483-501.
- Erba, E. (2004). Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine micropaleontology*, 52(1), 85-106.
- Erba, E., & Larson, R. L. (1998). The Cismon APTICORE (Southern Alps, Italy): a "reference section" for the Lower Cretaceous at low latitudes. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia (Research In Paleontology and Stratigraphy)*, 104(2).
- Erba, E., Channell, J. E., Claps, M., Jones, C., Larson, R., Opdyke, B., ... & Torricelli, S. (1999). Integrated stratigraphy of the Cismon Apticore (southern Alps, Italy); a "reference section" for the Barremian-Aptian interval at low latitudes. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(4), 371-391.
- Evans, M., & Heller, F. (2003). *Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics* (Vol. 86). Academic press.
- Fassell, M. L., & Bralower, T. J. (1999). Warm, equable mid-Cretaceous: Stable isotope evidence. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 121-142.

- Fiet, N., Quidelleur, X., Parize, O., Bulot, L. G., & Gillot, P. Y. (2006). Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Towards a more stable relative time scale?. *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3), 407-417.
- Fisher, R. (1953). Dispersion on a sphere. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 217, No. 1130, pp. 295-305). The Royal Society.
- Garzanti, E., Andò, S., & Vezzoli, G. (2008). Settling equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1), 138-151.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., & Smith, A. G. 2004, A geologic time scale 2004.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., & Ogg, G. (Eds.). (2012). *The geologic time scale 2012*. elsevier.
- Handschumacher, D. W., Sager, W. W., Hilde, T. W., & Bracey, D. R. (1988). Pre-Cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic polarity reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic “Quiet Zone”. *Tectonophysics*, 155(1-4), 365-380.
- He, H., Pan, Y., Tauxe, L., Qin, H., & Zhu, R. (2008). Toward age determination of the M0r (Barremian–Aptian boundary) of the Early Cretaceous. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1), 41-48.
- Helsley, C. E., & Steiner, M. B. (1968). Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 325-332.
- Heslop, D. (2015). Numerical strategies for magnetic mineral unmixing. *Earth-Science Reviews*, 150, 256-284.
- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P., & Van Oorschot, I. H. M. (2002). Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophysical Journal International*, 148(1), 58-64.
- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P., & Van Oorschot, I. H. M. (2002). Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophysical Journal International*, 148(1), 58-64.

- Hoedemaeker, P. J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M. B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., ... & Lukeneder, A. (2003). Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group'(Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research*, 24(1), 89-94.
- Hoedemaeker, P. J., Reboulet, S., Aguirre-Urreta, M. B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., ... & Lukeneder, A. (2003). Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group'(Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research*, 24(1), 89-94.
- Huber, B. T., Hodell, D. A., & Hamilton, C. P. (1995). Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin*, 107(10), 1164-1191.
- Jarrard, R. D. (1974). Paleomagnetism of some Leg 27 sediment cores. *Veevers, JJ, Heirtzler, JR, et al., Init. Repts. DSDP*, 27, 415-423.
- Jeletzky, J. A. (1983). Macroinvertebrate paleontology, biochronology, and paleoenvironments of Lower Cretaceous and Upper Jurassic rocks, Deep Sea Drilling Hole 511, eastern Falkland Plateau. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 71, 951-975.
- Jenkyns, H. (1988). The early Toarcian (Jurassic) anoxic event-stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288(2), 101-151.
- Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137(2), 171-188.
- Jenkyns, H. C. (1999). Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1997, 943-9.
- Jenkyns, H. C. (2010). Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3).
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S., & Corfield, R. M. (1994). Carbon-and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131(1), 1-34.

- Jenkyns, H. C., Schouten-Huibers, L., Schouten, S., & Damsté, J. S. (2012). Warm Middle Jurassic-Early Cretaceous high-latitude sea-surface temperatures from the Southern Ocean. *Climate of the Past*, 8(1), 215.
- Karakitsios, V., Tsikos, H., Van Breugel, Y., Koletti, L., Damsté, J. S. S., & Jenkyns, H. C. (2007). First evidence for the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE2, ‘Bonarelli’ event) from the Ionian Zone, western continental Greece. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), 343-352.
- Kemper, E. (1987): Das Klima der Kreide-Zeit. – Geologisches Jahrbuch, 96: 185 pp
- King, J. W., & Channell, J. E. T. (1991). Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. US Natl Rep. Int. Union Geod. Geophys. Rev. *Geophys.*, 29, 358-370.
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718.
- Krashennikov, V. A., & Basov, I. A. (1983). Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Falkland Plateau based on planktonic foraminifers, Deep-Sea Drilling Project, leg-71. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 71(SEP), 789-820.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., & Heslop, D. (2001). Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(3), 269-276.
- 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(6), 663-678.
- Larson, R. L., & Hilde, T. W. (1975). A revised time scale of magnetic reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *Journal of Geophysical Research*, 80(17), 2586-2594.
- Lawver, L. A., & Scotese, C. R. (1987). A revised reconstruction of Gondwanaland. *Gondwana six: structure, tectonics, and geophysics*, 17-23.
- 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).

- Liu, Q., Roberts, A. P., Larrasoana, J. C., Banerjee, S. K., Guyodo, Y., Tauxe, L., & Oldfield, F. (2012). Environmental magnetism: principles and applications. *Reviews of Geophysics*, 50(4).
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical research letters*, 17(2), 159-162.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge university press.
- Lowrie, W., & Alvarez, W. (1984). Lower Cretaceous magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic limestone sections. *Earth and Planetary Science Letters*, 71(2), 315-328.
- Lowrie, W., Alvarez, W., Silva, I. P., & Monechi, S. (1980). Lower Cretaceous magnetic stratigraphy in Umbrian pelagic carbonate rocks. *Geophysical Journal International*, 60(2), 263-281.
- Ludwig, W. J., Krasheninnikov, V. A., Basov, I. A., Bayen, U., Blomendal, J. & Shipboard Scientific Party, 1983. Site 511. "Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project" (W.J. Ludwig, V.A. Krasheninnikov, eds.), Vol 71, pp. 1073-1091, US Govt Printing Office, Washington, DC. Bice et al. (2003).
- Maher, B. A., & Thompson, R. (Eds.). (1999). *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge University Press.
- Malinverno, A., Hildebrandt, J., Tominaga, M., & Channell, J. E. (2012). M-sequence geomagnetic polarity time scale (MHTC12) that steadies global spreading rates and incorporates astrochronology constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B6).
- Marshall, J. E. A. (1994). The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, 13(2), 499-514.
- Martin, A. K., & Hartnady, C. J. H. (1986). Plate tectonic development of the South West Indian Ocean: a revised reconstruction of East Antarctica and Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B5), 4767-4786.
- Martin, A. K., Goodlad, S. W., Hartnady, C. J. H., & Plessis, A. D. (1982). Cretaceous palaeopositions of the Falkland Plateau relative to southern Africa using Mesozoic seafloor spreading anomalies. *Geophysical Journal International*, 71(3), 567-579.

- Maxbauer, D. P., Feinberg, J. M., & Fox, D. L. (2016). MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. *Computers & Geosciences*, 95, 140-145.
- McKerrow, W. S., Scotese, C. R., & Brasier, M. D. (1992). Early Cambrian continental reconstructions. *Journal of the Geological Society*, 149(4), 599-606.
- McLoughlin, S. (2001). The breakup history of Gondwana and its impact on pre-Cenozoic floristic provincialism. *Australian Journal of Botany*, 49(3), 271-300.
- Menegatti, A. P., Weissert, H., Brown, R. S., Tyson, R. V., Farrimond, P., Strasser, A., & Caron, M. (1998). High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the Early Aptian “Livello selli” of the Alpine tethys. *Paleoceanography*, 13(5), 530-545.
- Mitchell, C. E., Taylor, G. K., Cox, K. G., & Shaw, J. (1986). Are the Falkland Islands a rotated microplate?. *Nature*, 319(6049), 131-134.
- Moullade, M., Kuhnt, W., Bergen, J. A., Masse, J. P., & Tronchetti, G. (1998). Correlation of biostratigraphic and stable isotope events in the Aptian historical stratotype of La Bédoule (southeast France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 327(10), 693-698.
- Mutterlose, J. (1989). Temperature-controlled migration of calcareous nannofloras in the north-west European Aptian. *Nannofossils and their applications*, 122-142.
- Mutterlose, J., & Böckel, B. (1998). The Barremian–Aptian interval in NW Germany: a review. *Cretaceous Research*, 19(5), 539-568.
- Mutterlose, J., Bornemann, A., & Herrle, J. (2009). The Aptian–Albian cold snap: Evidence for. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 252(2), 217-225.
- Naafs, B. D. A., & Pancost, R. D. (2016). Sea-surface temperature evolution across Aptian Oceanic Anoxic Event 1a. *Geology*, 44(11), 959-962.
- Nagata, T. (1961). *Rock magnetism*. Maruzen Co..
- Norton, I. O. (1982). Paleomotion between Africa, South America, and Antarctica, and implications for the Antarctic Peninsula. *Antarctic geoscience, University of Wisconsin, Madison*, 99-106.

- Ogg, J. G., Agterberg, F. P., & Gradstein, F. M. (2004, May). A geologic time scale 2004. In *Abstracts with Programs-Geological Society of America* (Vol. 36, p. 74).
- Ogg, J. G., Ogg, G., & Gradstein, F. M. (2016). *A Concise Geologic Time Scale: 2016*. Elsevier.
- Oldfield, F. (1991). Environmental magnetism—a personal perspective. *Quaternary Science Reviews*, *10*(1), 73-85.
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M., & Guillot, S. (2013). *Principios de geología: técnicas, modelos e teorías*. Bookman.
- Price, G. D., & Gröcke, D. R. (2002). Strontium-isotope stratigraphy and oxygen-and carbon-isotope variation during the Middle Jurassic–Early Cretaceous of the Falkland Plateau, South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *183*(3), 209-222.
- Price, G. D., & Sellwood, B. W. (1997). “Warm” palaeotemperatures from high Late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau): Ecological, environmental or diagenetic controls. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *129*(3), 315-327.
- Rawson, P. F. (1996). Proceedings" Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries". *Bull. l'Inst. Royal Sci. Natur. de Belgique*, *66*, 1-117.
- Reynolds, R. L., Rosenbaum, J. G., van Metre, P., Tuttle, M., Callender, E., & Goldin, A. (1999). Greigite (Fe₃S₄) as an indicator of drought—The 1912–1994 sediment magnetic record from White Rock Lake, Dallas, Texas, USA. *Journal of Paleolimnology*, *21*(2), 193-206.
- Richards, P. C., Gatliff, R. W., Quinn, M. F., Fannin, N. G. T., & Williamson, J. P. (1996). The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf. *Geological Society, London, Special Publications*, *108*(1), 105-128.
- Roberts, A. P., Florindo, F., Villa, G., Chang, L., Jovane, L., Bohaty, S. M., ... & Gerald, J. D. F. (2011). Magnetotactic bacterial abundance in pelagic marine environments is limited by organic carbon flux and availability of dissolved iron. *Earth and Planetary Science Letters*, *310*(3), 441-452.
- Roberts, A. P., Tauxe, L., & Heslop, D. (2013). Magnetic paleointensity stratigraphy and high-resolution Quaternary geochronology: successes and future challenges. *Quaternary Science Reviews*, *61*, 1-16.

- Robertson, D. J., & France, D. E. (1994). Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetisation acquisition curves. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 82(3-4), 223-234.
- Rogers, J. J., & Santosh, M. (2004). *Continents and supercontinents*. Oxford University Press.
- Ryan, W. B., Bolli, H. M., Foss, G. N., Natland, J. H., Hottman, W. E., & Foresman, J. B. (1978). Objectives, principal results, operations and explanatory notes of Leg 40, South Atlantic. *Initial reports of the deep sea drilling project*, 40, 5-28.
- Sager, W. W., Weiss, C. J., Tivey, M. A., & Johnson, H. P. (1998). Geomagnetic polarity reversal model of deep-tow profiles from the Pacific Jurassic Quiet Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B3), 5269-5286.
- Salloway, J. C. (1983). PALEOMAGNETISM OF SEDIMENTS FROM DEEP-SEA DRILLING PROJECT LEG-71. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 71(SEP), 1073-1091.
- Savian, J. F., Trindade, R., Janikian, L., Jovane, L., de Almeida, R. P., Coccioni, R., ... & Jenkyns, H. C. (2016). The Barremian-Aptian boundary in the Poggio le Guaine core (central Italy): Evidence for magnetic polarity Chron M0r and oceanic anoxic event 1a. *Geological Society of America Special Papers*, 524, SPE524-05.
- Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en mijnbouw*, 55(3-4), 179-184.
- Schouten, S., Hopmans, E. C., Forster, A., van Breugel, Y., Kuypers, M. M., & Damsté, J. S. S. (2003). Extremely high sea-surface temperatures at low latitudes during the middle Cretaceous as revealed by archaeal membrane lipids. *Geology*, 31(12), 1069-1072.
- Schouten, S., Hopmans, E. C., Schefuß, E., & Damste, J. S. S. (2002). Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: a new tool for reconstructing ancient sea water temperatures?. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1), 265-274.
- Schuiling, R. D., Scholten, M. J., de Meijer, R. J., & Riezebos, H. J. (1985). Grain size distribution of different minerals in a sediment as a function of their specific density. *Geologie en Mijnbouw*, 64(2), 199-203.

- Scotese, C. R. (2014). Atlas of Early Cretaceous palogeographic maps, PALEOMAP. *Atlas for ArcGIS, v. 2, The Cretaceous*, Maps 23-31, Mollweide Prejection, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Shcherbakov, V. P., & Shcherbakova, V. V. (1983). On the theory of depositional remanent magnetization in sedimentary rocks. *Surveys in Geophysics*, 5(4), 369-380.
- Shcherbakov, V., & Sycheva, N. (2010). On the mechanism of formation of depositional remanent magnetization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(2).
- Skelton, P. W. (Ed.). (2003). *The cretaceous world*. Cambridge University Press.
- Stacey, F. D. (1972). On the role of Brownian motion in the control of detrital remanent magnetization of sediments. *pure and applied geophysics*, 98(1), 139-145.
- Stockhausen, H. (1998). Some new aspects for the modelling of isothermal remanent magnetization acquisition curves by cumulative log Gaussian functions. *Geophysical research letters*, 25(12), 2217-2220.
- Sugiura, N. (1979). ARM, TRM and magnetic interactions: concentration dependence. *Earth and Planetary Science Letters*, 42(3), 451-455.
- Tamaki, K., & Larson, R. L. (1988). The Mesozoic tectonic history of the Magellan microplate in the western central Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 2857-2874.
- Tarduno, J. A. (1990). Brief reversed polarity interval during the Cretaceous normal polarity superchron. *Geology*, 18(8), 683-686.
- Tarduno, J. A., Lowrie, W., Sliter, W. V., Bralower, T. J., & Heller, F. (1992). Reversed polarity characteristic magnetizations in the Albian Contessa Section, Umbrian Apennines, Italy: Implications for the existence of a Mid-Cretaceous mixed polarity interval. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B1), 241-271.
- Tarduno, J. A., Mayer, L. A., & Musgrave, R. (1991). High-resolution, whole-core magnetic susceptibility data from Leg 130, Ontong Java Plateau.
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of paleomagnetism*. Univ of California Press.

- Tauxe, L., Steindorf, J. L., & Harris, A. (2006). Depositional remanent magnetization: toward an improved theoretical and experimental foundation. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(3), 515-529.
- Taylor, G. K., & Shaw, J. (1989). The Falkland Islands: new palaeomagnetic data and their origin as a displaced terrane from southern Africa. *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*, 59-72.
- Tedeschi, L. R., Jenkyns, H. C., Robinson, S., Dickson, A., Bottini, C., Erba, E., Trindade, R.I., Carmo, J.A., Creaser, R., 2016. New stratigraphy of DSDP Site 511: Aptian-Albian OAEs and changes in water circulation in the South Atlantic. SEPM Conference on Oceanic Anoxic Events, Austin-TX, USA, October 31-November 7
- Tejada, M. L. G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J. J., Ohkouchi, N., ... & Tatsumi, Y. (2009). Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology*, 37(9), 855-858.
- Thompson, R., & Oldfield, F. (1986). 1986: Environmental magnetism. London: Allen and Unwin.
- Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. M. (2016). *Earth history and palaeogeography*. Cambridge University Press.
- Torsvik, T. H., Rouse, S., Labails, C., & Smethurst, M. A. (2009). A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1315-1333.
- Tsikos, H., Karakitsios, V., VAN BREUGEL, Y. V. O. N. N. E., Walsworth-Bell, B. E. N., Bombardiere, L., Petrizzo, M. R., ... & Farrimond, P. (2004). Organic-carbon deposition in the Cretaceous of the Ionian Basin, NW Greece: the Paquier Event (OAE 1b) revisited. *Geological Magazine*, 141(4), 401-416.
- VandenBerg, J., Klootwijk, C. T., & Wonders, A. A. H. (1978). Late Mesozoic and Cenozoic movements of the Italian Peninsula: Further paleomagnetic data from the Umbrian sequence. *Geological Society of America Bulletin*, 89(1), 133-150.
- Veevers, J. J., & Johnstone, M. H. (1974). Comparative stratigraphy and structure of the western Australian margin and the adjacent deep ocean floor. *Initial Reports of the DSDP*, 27, 571-585.

- Verosub, K. L., & Roberts, A. P. (1995). Environmental magnetism: past, present, and future. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B2), 2175-2192.
- Wang, C. S., Hu, X. M., Huang, Y. J., Scott, R. W., & Wagreich, M. I. C. H. A. E. L. (2009). Overview of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs): a window on global oceanic and climate change. *Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleoceanographic and Paleoclimatic Significance: SEPM Special Publication*, 91, 13-33.
- Weissert, H. (2000). Deciphering methane's fingerprint. *Nature*, 406(6794), 356-357.
- Weissert, H., & Lini, A. (1991). Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate. *Controversies in Modern Geology. Academic Press, London*, 173, 191.
- 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.
- Wilson, P. A., Norris, R. D., & Cooper, M. J. (2002). Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30(7), 607-610.
- Wise, S. W., & Wind, F. H. (1983). Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 71 in the Falkland Plateau region, Southwest Atlantic Ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 71, 481-550.
- Zijderveld, J. D. A. (1967). AC demagnetization of rocks: Analysis of results, Methods in Paleomagnetism DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286.

ANEXO 1

Parâmetros ambientais

Resultados obtidos a partir de parâmetros ambientais. Core: testemunho; Prof. topo: profundidade; Susceptibilidade em F1 e F3; S-Ratio; Hard IRM; Soft IRM.; SIRM/ χ ; ARM_{10mT}; ARM_{100mT}; ARM/SIRM; OC: contribuição das componentes de baixa (C1) e alta (C2).

AMOSTRA			INFORMAÇÃO DAS AMOSTRAS				MAGNETISMO AMBIENTAL							
Core	Sec	Intervalo (cm)	Profundidade topo (mbfs)	Massa (g)	S-ratio	HardIRM (Am ² /Kg)	SoftIRM (Am ² /Kg)	SIRM/ χ (A/m)	ARM10 (Am ² /Kg)	ARM100 (Am ² /Kg)	ARM/SIRM	OC (C1) (%)	OC (C2) (%)	
	1	27 28	508.77	3.972	0.95	2.70E-06	9.59E-05	1.56E+03	4.64E-07	3.07E-06	0.03	91.71	8.30	
	1	53 54	509.03	5.872	0.93	2.25E-06	6.55E-05	1.28E+03	2.80E-07	2.33E-06	0.03	90.04	10.00	
	1	70 71	509.2	10.049	0.98	7.23E-07	8.46E-05	1.60E+03	2.39E-07	2.00E-06	0.02	93.70	6.30	
	1	90 91	509.4	7.223	0.93	1.03E-06	2.90E-05	5.87E+02	1.54E-07	9.47E-07	0.03	94.70	5.30	
	1	148 149	509.98	5.116	0.94	1.77E-06	6.23E-05	1.29E+03	3.09E-07	1.81E-06	0.03	89.19	10.81	
	2	15 17	510.15	8.003	0.94	6.90E-07	2.06E-05	4.86E+02	1.06E-07	6.62E-07	0.03	95.90	4.10	
	2	61 62	510.61	4.399	0.94	2.10E-06	6.32E-05	1.30E+03	3.62E-07	2.51E-06	0.04	93.46	6.56	
	2	86 87	510.86	7.169	0.94	1.02E-06	3.44E-05	7.37E+02	1.92E-07	1.26E-06	0.04	91.16	8.87	
	2	117 118	511.17	7.994	0.95	7.39E-07	2.77E-05	5.66E+02	1.17E-07	9.32E-07	0.03	95.42	4.60	
	2	148 149	511.48	5.588	0.94	1.02E-06	3.48E-05	7.95E+02	1.80E-07	1.15E-06	0.03	97.60	2.40	
58	3	10 11	511.6	5.034	0.94	8.25E-07	2.73E-05	5.26E+02	2.62E-07	9.94E-07	0.04	82.62	17.38	
	3	31 32	511.81	8.004	0.95	1.15E-06	4.40E-05	7.13E+02	1.42E-07	1.42E-06	0.03	97.05	2.94	
	3	54 55	512.04	5.348	0.95	1.55E-06	5.69E-05	9.36E+02	2.21E-07	1.84E-06	0.03	82.59	17.40	
	3	73 74	512.23	7.141	0.92	1.89E-06	4.65E-05	8.01E+02	2.18E-07	1.34E-06	0.03	-	-	
	3	98 99	512.48	5.203	0.88	4.51E-06	6.84E-05	1.35E+03	1.81E-07	1.59E-06	0.02	87.25	12.81	
	4	16 17	512.87	8.482	0.83	6.11E-06	6.78E-05	1.29E+03	2.26E-07	1.93E-06	0.03	92.25	7.74	
	4	38 39	513.09	7.065	0.86	5.48E-06	7.09E-05	1.34E+03	2.08E-07	1.71E-06	0.02	91.55	8.41	
	4	98 99	513.69	4.375	0.94	8.19E-07	2.67E-05	4.06E+02	1.30E-07	9.90E-07	0.04	94.30	5.72	
	4	110 111	513.81	3.927	0.96	7.65E-07	3.33E-05	4.59E+02	3.86E-07	1.22E-06	0.04	90.40	9.57	
	4	134 135	514.05	5.574	0.93	8.31E-07	2.36E-05	5.35E+02	1.30E-07	9.42E-07	0.04	89.43	10.57	
	4	145 146	514.16	6.914	0.97	8.25E-07	5.38E-05	1.15E+03	1.39E-07	1.38E-06	0.03	91.86	8.12	

	1	16	17	518.16	5.118	0.94	9.08E-07	3.02E-05	7.54E+02	1.37E-07	9.60E-07	0.03	-	-
	1	40	41	518.4	6.573	0.98	7.17E-07	6.69E-05	1.14E+03	1.76E-07	2.55E-06	0.04	94.16	5.91
	1	123	124	519.23	8.211	0.96	4.43E-07	2.12E-05	7.01E+02	1.21E-07	8.74E-07	0.04	94.20	5.81
	2	61	62	520.11	7.86	0.91	2.43E-06	4.91E-05	8.50E+02	1.29E-07	9.57E-07	0.02	95.10	4.89
	2	104	105	520.54	4.154	0.94	8.67E-07	2.82E-05	5.89E+02	1.39E-07	1.14E-06	0.04	91.24	8.76
	2	131	132	520.81	4.235	0.95	4.96E-07	1.83E-05	1.66E+02	1.28E-07	8.88E-07	0.05	90.73	9.23
	3	24	25	521.24	8.306	0.94	6.66E-07	2.17E-05	5.21E+02	9.90E-08	7.71E-07	0.03	-	-
59	3	47	48	521.47	3.841	0.96	4.67E-07	2.16E-05	6.37E+02	1.89E-07	9.92E-07	0.05	89.75	10.21
	3	65	66	521.65	5.012	0.94	1.08E-06	3.78E-05	9.56E+02	1.53E-07	1.29E-06	0.03	95.71	4.31
	3	95	96	521.95	7.335	0.95	7.96E-07	2.96E-05	6.25E+02	1.88E-07	1.11E-06	0.04	94.56	5.39
	3	124	125	522.24	9.291	0.94	3.73E-07	1.29E-05	6.61E+02	2.40E-07	7.70E-07	0.06	89.13	10.86
	4	7	8	522.57	8.002	0.96	1.21E-06	5.37E-05	1.94E+03	1.29E-07	1.16E-06	0.02	88.50	11.50
	4	25	26	522.75	5.907	0.94	9.49E-07	2.92E-05	8.69E+02	1.96E-07	1.19E-06	0.04	94.92	5.10
	4	70	71	523.2	6.666	0.91	4.28E-07	8.80E-06	3.01E+02	6.38E-08	3.56E-07	0.04	91.77	8.21
	4	90	91	523.4	3.843	0.92	1.17E-06	2.81E-05	9.99E+02	2.02E-07	1.09E-06	0.04	92.28	7.70

ANEXO 2

Dados direcionais

Resultados a partir dos dados direcionais. Core: Testemunho; Sec: seção; Intervalo: topo e base da amostra em centímetros; Prof. topo: profundidade da amostra (mbsf); Inclinação dos vetores magnéticos; MAD: máximo desvio angular; Paleo λ : Paleolatidade.

AMOSTRAS				DADOS DIRECIONAIS			
Core	Sec	Intervalo	Prof. topo (mbsf)	Inclinação (°)	MAD	Paleo λ	
	1	27 28	508.77	-74.7	10.9	-61.32	
	1	53 54	509.03	-65.9	12.6	-48.18	
	1	70 71	509.2	80.3	7.3	71.13	
	1	90 91	509.4	-67.4	6.5	-50.22	
	1	148 149	509.98	-65.2	14.7	-47.26	
	2	15 17	510.15	-43.7	18.7	-25.54	
	2	61 62	510.61	-49.3	12.6	-30.17	
	2	86 87	510.86	-69.5	26.6	-53.21	
	2	117 118	511.17	-68	6	-51.06	
	2	148 149	511.48	76	32.6	63.50	
58	3	10 11	511.6	-62	13.6	-43.24	
	3	31 32	511.81	-62.2	5.8	-43.48	
	3	54 55	512.04	-51.2	7.6	-31.88	
	3	73 74	512.23	-76.9	8.2	-65.04	
	3	98 99	512.48	-64.4	9	-46.22	
	4	16 17	512.87	-61.2	5.3	-42.29	
	4	38 39	513.09	-50.3	7.6	-31.06	
	4	98 99	513.69	-63.4	20.1	-44.96	
	4	110 111	513.81	-35.6	7.2	-19.70	
	4	134 135	514.05	-44.2	30.9	-25.93	
	4	145 146	514.16	-63.3	27.6	-44.83	
	CC	7 8	514.28	-58.1	10.2	-38.77	
	1	16 17	518.16	88.2	17.4	86.40	
	1	40 41	518.4	64.1	2.4	45.84	
	1	60 61	518.6	-	-	-	
	1	90 91	518.9	73	8.4	58.56	
	1	123 124	519.23	-48	2.3	-29.04	
	2	61 62	520.11	-50.6	6.8	-31.33	
	2	104 105	520.54	-31.6	15.8	-17.10	
	2	131 132	520.81	-66.8	18.7	-49.40	
	3	24 25	521.24	-68.9	9.8	-52.34	
59	3	47 48	521.47	-64.2	10.3	-45.97	
	3	65 66	521.65	-47.9	8.1	-28.96	
	3	95 96	521.95	-71.8	7.4	-56.67	
	3	124 125	522.24	-57.3	6.3	-37.91	
	4	7 8	522.57	-29	11.3	-15.49	
	4	25 26	522.75	-70.4	21.3	-54.54	
	4	70 71	523.2	-65.1	11.8	-47.13	
	4	90 91	523.4	-61	15.8	-42.05	
	4	120 121	523.7	-	-	-	
	4	144 145	523.94	-61.2	8.7	-42.29	

