

Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências Faculdade de Geologia

Renata Marins Alvim Gama

Caracterização do evento climático MTPE (Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno) nas Bacias de Mucuri e Espírito Santo à margem leste brasileira e sua possível relação com o magmatismo de Abrolhos

> Rio de Janeiro 2020

Renata Marins Alvim Gama

Caracterização do evento climático MTPE (Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno) nas Bacias de Mucuri e Espírito Santo à margem leste brasileira e sua possível relação com o magmatismo de Abrolhos

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Rio de Janeiro 2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

G184	Gama, Renata Marins Alvim. Caracterização do evento climático MTPE (Máximo Termal do Paleoceno- Eoceno) nas Bacias de Mucuri e Espírito Santo à margem leste brasileira e sua possível relação com o magmatismo de Abrolhos. / Renata Marins Alvim Gama – 2020. 211 f. : il.
	Orientador: Egberto Pereira. Tese (Doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
	1. Geologia estratigráfica – Mucuri, Rio, Bacia – Paleoceno – Teses. 2. Solos vulcânicos– Abrolhos, Arquipélago dos (BA) – Eoceno– Teses. 3. Estruturas sedimentares – Teses. 4. Carbono – Isótopos – Teses. 5. Geoquímica orgânica – Teses. I. Pereira, Egberto. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. IV. Título.
	CDU 551.243.1
	Bibliotecária responsável: Fernanda Lobo / CRB-7: 5265

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese, desde que citada a fonte.

Renata Marins Alvim Gama

Caracterização do evento climático MTPE (Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno) nas Bacias de Mucuri e Espírito Santo à margem leste brasileira e sua possível relação com o magmatismo de Abrolhos

Tese apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de bacias e faixas móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de bacias.

Aprovada em 22 de dezembro de 2020.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Egberto Pereira Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. René Rodrigues Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Miguel Angelo Mane Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Emanuele Francesco La Terra Observatório Nacional

Dra. Renata Moura de Mello Petróleo Brasileiro S/A

> Rio de Janeiro 2020

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho à minha família: mãe (Ana), pai (Paulo) e irmã (Vanessa).

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, professor Dr. Egberto Pereira, pelas contribuições neste trabalho, pelos debates, pelas ideias, por compartilhar seu conhecimento e pela credibilidade conferida na hipótese da pesquisa.

Ao professor Dr. René Rodrigues por ter compartilhado sua experiência e conhecimento sobre geoquímica e ter contribuído no debate desta tese.

Ao geólogo da Petrobras, Dr. Leonardo Oliveira, pela disponibilidade em trocar conhecimentos e dialogar acerca do tema da tese

Aos amigos de departamento, trabalho e de vida, que deixam a rotina mais leve e agradável: Luzia, Dino e Helena.

Ao coordenador do laboratório de Sismoestratigrafia, pelos esforços engendrados para manter o funcionamento do mesmo, inclusive com a licença dos softwares usados nessa pesquisa: prof. Dr. Sérgio Bergamaschi.

Ao professor Dr. Marcelo Salomão por me auxiliar na compreensão dos dados geofísicos não-sísmico.

A todos e todas que trabalham e coordenam os laboratórios: laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica orgânica (LGQM) e Laboratório Geológico de Preparação de amostras (LGPA).

Ao programa de pós-graduação em análise de bacias e faixas móveis (agora chamado de programa de pós-graduação em geociências), em especial os coordenadores e secretárias: Marianni e Juçara.

Às geólogas mestrandas e contemporâneas no Laboratório de sismoestratigrafia: Ana Carolina, Luana, Cássia e Tamila. Foram importantes nessa caminhada, me forneceram um grande suporte no manejo com o software usado nesta pesquisa, além de darem incentivo, amizade e parceria fundamental no trabalho e para além dele.

Aos demais que vieram depois e frequentaram o Laboratório de sismoestratigrafia e que estiveram sempre disponíveis em ajudar neste trabalho, contribuindo de diversas formas, não só na geologia, mas com apoio emocional e mental: Felipe, Gabriela, Luciana, Suelen, Talissa, Vinícius e Vitor.

E a todos os amigos de militância da Uerj, que estiveram juntos comigo, em momentos difíceis, principalmente em 2016/2017 e atualmente, lutando por uma

Universidade pública de excelência, contra governos austeros que objetivaram a sua destruição. Em especial: Cleier, Frederico Passeri, Frederico Irias, Dario, Amanda, Nívea, Mira, Beatriz e Otávio.

A história da ciência é de longe o mais bem-sucedido conhecimento acessível aos humanos - ensina que o máximo que podemos esperar é um aperfeiçoamento sucessivo de nosso entendimento, um aprendizado por meio de nossos erros, uma abordagem assintótica do Universo, mas com a condição de que a certeza absoluta sempre nos escapará.

Carl Sagan

Não aceites o habitual como coisa natural, pois em tempo de desordem sangrenta, de confusão organizada, de arbitrariedade consciente, de humanidade desumanizada, nada deve parecer natural, nada deve parecer impossível de mudar.

Bertolt Brecht

Nós, a humanidade, vamos viver em ambientes artificiais produzidos pelas mesmas corporações que devoraram florestas, montanhas e rios.

Ailton Krenak

RESUMO

GAMA, Renata Marins Alvim. *Caracterização do evento climático MTPE (Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno) nas Bacias de Mucuri e Espírito Santo à margem leste brasileira e sua possível relação com o magmatismo de Abrolhos.* 2020. 211 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

Essa tese relacionou o evento climático de aquecimento global registrado no Paleoceno/Eoceno (MTPE - Máximo Termal do Paleoceno Eoceno) ao magmatismo do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA). Para tal, foram usadas ferramentas sísmicas, magnetométricas, dados de poços, dados geoquímicos e isotópicos. Na região nordeste da bacia foi identificada uma feição circular associada a um lacólito do CVA. Outras feições circulares foram interpretadas na área, descritas como: domo de sal, cones de escape de fluidos e dobra forçada. A atividade ígnea foi associada à formação do proeminente domo de sal na região central da área (extensão de ~3km), devido ao calor fornecido pela intrusão, considerando que as rochas ígneas foram encaixadas na base e dentro da camada de sal, ou pelo princípio de flutuabilidade, decorrente do peso das rochas ígneas. Por meio da datação indireta, baseada em relações estratigráficas, mais especificamente no preenchimento em onlap, foi proposta uma idade Neogena para o fim da atuação da estrutura dômica, indicando que a atividade do CVA pode ter ocorrido em idades muito mais recentes do que aquelas já descritas. Com base nas relações estratigráficas e dados litológicos, indica-se que os cones de escape de fluidos foram formados a partir de processo de degaseificação devido à intrusão de rochas ígneas nos folhelhos ricos em matéria orgânica. A atividade hidrotermal se deu no intervalo do MTPE. Por meios dos dados de $\delta^{13}C_{COT}$, associado à bioestratigrafia, foi identificada a anomalia CIE, que marca a passagem do Paleoceno/Eoceno. Os dados geoquímicos mostraram que houve a liberação de 0,09 x 10¹⁸g (ou 0,09 Eg ou 0,09 Tt) de metano para atmosfera em decorrência das intrusões ígneas na área de estudo. Por meio do balanco de massa foi alcançado o valor de 3,4 x 10¹⁸g como necessários para haver a formação da anomalia de -2,9‰, que foi registrada no poço 1-BRSA-819A-ESS. Embora o valor calculado de metano liberado seja menor do que o que seria necessário para formação da anomalia CIE, a área estudada é bem menor do que toda a zona de abrangência do CVA. Sendo assim, há a possibilidade de a quantidade de metano exalado ter sido de aproximadamente 300 vezes maior. Ou seja, um valor considerável que pode ter contribuído, junto com as outras bacias do Atlântico Norte, na liberação de gás de efeito estufa à atmosfera e formação do evento hipertermal: MTPE.

Palavras-chave: Complexo Vulcânico de Abrolhos. Máximo Termal do Paleoceno Eoceno.

Cones de escape de fluidos. Interpretação sísmica. Geoquímica Orgânica.

Isótopos do Carbono da matéria orgânica.

ABSTRACT

GAMA, Renata Marins Alvim. *Characterization of the climatic event PETM (Paleocene Eocene Thermal Maximum) in the Mucuri and Espírito Santo Basins on the Eastern Brazilian Margin and its possible relationship with the Abrolhos magmatism.* 2020. 211 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

This work related the global warming event that occurred roughly 56 million years ago (PETM – Paleocene–Eocene Thermal Maximum) with the magmatism in the Abrolhos volcanic complex (AVC). For that purpose, seismic and magnetometric techniques, well and isotopic geochemical data have been used. In the northeast part of the basin circular structures were identified and interpreted as the laccolith of the AVC. An interpretation of other circulars structures, such as salt dome, hydrothermal vents complexes, and forced fold was carried out. The salt dome occurs in the central part of the area, and it is characterized by its magnificence. It is about ~3 km long. The formation of the salt dome was associated with an igneous activity because of the presence of the intrusive rocks into the salt layer and in the base; or because of the forces of buoyancy, caused by the weight of the igneous rocks. By utilizing indirect dating, based on stratigraphic relationships, more specifically in filling in onlap, it was possible to assume a Neogene period for the end of the action of the dome structure. This assumption indicates that the AVC activity may have occurred at much more recent ages than those already described. According to the stratigraphic relations and lithological data, the hydrothermal vents complexes were formed from the process of degassing due to the intrusion of igneous rocks in shales rich in organic matter. The hydrothermal activity occurred in the PETM interval. Using the $\delta^{13}C_{TOC}$, associated with biostratigraphy, the CIE anomaly was identified, which marks the passage of the Paleocene / Eocene. The geochemical dates indicated that there was a release of the 0.09 x 10^{18} g (or 0.09 Eg or 0.09 Tt) of the methane into the atmosphere due to igneous intrusions in the study area. By means of the isotopic mass balance, the value of the 3.4×10^{18} g was obtained and it was necessary for the -2.9 ‰ anomaly to form, which was recorded in well 1-BRSA-819A-ESS. Although the calculated value of methane released is lower than what it would be necessary for the formation of the CIE anomaly, the area studied is much smaller than the entire CVA coverage area. Therefore, there is a possibility that the amount of methane exhaled was approximately 300 times greater. That is a considerable amount that may have contributed, together with the other North Atlantic basins, to the release of greenhouse gas into the atmosphere and the formation of the hyperthermal event PETM.

Keywords: Abrolhos volcanic complex. Paleocene–Eocene Thermal Maximum.

Hydrothermal vent complexes. Seismic interpretation. Organic Geochemical.

Carbon isotopic of organic matter.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Localização das bacias do Espírito Santo e Mucuri	19						
Figura 2 -	Carta estratigráfica da Bacia de Mucuri com as unidades							
	litoestratigráficas	21						
Figura 3 -	Empilhamento estratigráfico das litologias da Bacia do Mucuri com as							
	separações em supersequências	22						
Figura 4-	Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo com as unidades							
	litoestratigráficas	23						
Figura 5 -	Empilhamento estratigráfico das litologias da Bacia do Espírito Santo							
	com as separações em supersequências	24						
Figura 6 -	Mapa de ocorrência das rochas ígneas do Complexo vulcânico de							
	Abrolhos (CVA)	29						
Tabela 1 -	Tabela mostrando as várias idades para o Complexo Vulcânico de							
	Abrolhos (CVA), desde o Paleoceno inferior ao Oligoceno inferior, ou							
	seja, ao longo de boa parte do Paleogeno	31						
Figura 7 -	Perfil geológico esquemático da região do arquipélago dos Abrolhos	32						
Figura 8 -	Anomalias isotópicas do $\delta^{13}C$ e do $\delta^{18}O$ apresentadas nas curvas de							
	Kennett e Stott (1991)	35						
Figura 9 -	Mapa com a localização dos locais onde foram feitos estudos do MTPE	36						
Figura 10 -	Localização do cubo sísmico da Bacia de Mucuri	52						
Figura 11 -	Localização do cubo sísmico do Espírito Santo	53						
Figura 12 -	Localização, na Bacia do Espírito Santo, dos poços em que foram feitas							
	as análises geoquímicas	54						
Figura 13 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-117-BA onde se encontra							
	o intervalo com a rocha ígnea e o carbonato, além disso, a discordância							
	do Eoceno Inferior, correlacionável com o evento MTPE	57						
Figura 14 -	Legenda dos códigos das litologias usadas no perfil composto	57						
Figura 15 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA onde se encontra							
	o intervalo da rocha ígnea e as discordâncias	59						
Figura 16 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BRSA-85-BAS onde se							
	encontra o intervalo com a rocha ígnea e de carbonatos	60						

Figura 17 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-1-BA onde se encontra o	
	intervalo com as rochas ígneas que se encontram abaixo das	
	discordâncias do pré-Eoceno superior (DPES) e Eoceno Inferior (DEI)	61
Figura 18 -	Mapa de localização dos poços 1-BAS-117-BA, 1-BAS-119-BA, 1-	
	BRSA-85-BAS e 1-BAS-1-BA, dentro do cubo sísmico, na Bacia de	
	Mucuri	62
Figura 19 -	Na parte central, entre as duas linhas sísmicas da inline 485, localiza-se o	
	sismograma sintético do poço 1BAS-117-BA	64
Figura 20 -	Amarração e sismograma sintético do poço 1BAS-119-BA	65
Figura 21 -	Amarração e sismograma sintético do poço 1BAS-01-BA	65
Figura 22 -	Amarração e sismograma sintético do poço 1BRSA 085 BA	66
Figura 23 -	Correlação dos 4 poços da Bacia de Mucuri	77
Figura 24 -	Esquema mostrando as geometrias das fácies de soleiras	79
Figura 25 -	Ilustração esquemática em "3D" do que seria um de sistema de	
	"canalização" vulcânico/magmático	79
Figura 26 -	Expressão sísmica das superfícies interpretadas com as suas respectivas	
	descrições	81
Figura 27 -	Mapa 3D e 2D da superfície do topo do embasamento	83
Figura 28 -	Linha sísmica representada pela Inline 485 registrando o domo de sal	85
Figura 29 -	Linha arbitrária, com dois poços amarrados, mostrando a variação lateral	
	da camada evaporítica o que evidencia seu o caráter deformado	88
Figura 30 -	Mapa do topo da sequência evaporítica	89
Figura 31 -	Time slice de 1000 ms com o atributo RMS	90
Figura 32 -	Linha sísmica Xline 1000 do cubo sísmico da Bacia de Mucuri	92
Figura 33 -	Linha sísmica Inline 905 do cubo sísmico da Bacia de Mucuri	93
Figura 34 -	Linha 2D com o atributo reflection intensity	94
Figura 35 -	Superfície gerada pelo mapeamento da Discordância do Eoceno Inferior	95
Figura 36 -	Linha sísmica Xline 1000	97
Figura 37 -	Linha sísmica (<i>xline</i> 890) com atributo sweetness	98
Figura 38 -	Linha sísmica 2D que mostra o a quebra de relevo, associado ao anticlinal	
	Parcel das Paredes	99
Figura 39 -	Superfície gerada pelo mapeamento da DPES	100
Figura 40 -	Perfil composto e histogramas de velocidade (Vp) do poço 1-BAS-119-	102

	BA	
Figura 41 -	Inline 170 não interpretada e interpretada	104
Figura 42 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA com os	
	histogramas das rochas ígneas 1 e 2	107
Figura 43 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA com os	
	histogramas da rocha ígnea 3	108
Figura 44 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA com os	
	histogramas da rocha ígnea 4	109
Figura 45 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-117-BA com o histograma	
	da rocha ígnea	110
Figura 46 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BRSA-85-BAS com o	
	histograma da rocha ígnea	110
Figura 47 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-01-BA com os	
	histogramas das rochas ígneas 1, 2, 3 e 4	111
Figura 48 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-01-BA com os	
	histogramas das rochas ígneas 5, 6, 7 e 8	112
Figura 49 -	Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-01-BA com os	
	histogramas das rochas ígneas 9, 10 e 11	113
Figura 50 -	Linha sísmica crossline 890 em dado de amplitude	115
Figura 51 -	Linha sísmica crossline 896 em dado de amplitude (à esquerda) e com o	
	atributo TecVa (à direita)	116
Figura 52 -	Linha sísmica (Inline 958) onde é dado um zoom na região de ocorrência	
	do complexo de soleiras	118
Figura 53-	Linha sísmica 2D (0231-Mucuri Central 8A.0231-0680) com o atributo	
	sísmico reflection intensity	119
Figura 54 -	Mapa base do topo do embasamento	120
Figura 55 -	Linha sísmica 2D perpendicular a linha de costa	122
Figura 56 -	A mesma linha sísmica 2D da figura anterior, com o atributo Sweetness	123
Figura 57 -	Linha sísmica transversal a linha de costa (Inline 608)	124
Figura 58 -	Linha sísmica 2D (0231 MUCURI CENTRAL 8A.0231-0735) onde foi	
	mapeado outro dique na área de estudo	125
Figura 59 -	Desenho esquemático, com um exemplo na linha sísmica, de um conduto	
	hidrotermal	127

Figura 60 -	Complexo hidrotermal na área de estudo	129
Figura 61 -	Timeslice de 1284 milissegundos com o atributo sweetness	129
Figura 62 -	Mapa da superfície do topo dos condutos hidrotermais	130
Figura 63 -	Conduto hidrotermal com o atributo sweetness e sua localização no mapa	
	do topo do embasamento	130
Figura 64 -	Mapa magnetométrico de campo total	131
Figura 65 -	Mapa magnetométrico usando o filtro de amplitude do sinal analítico	
	(ASA)	133
Figura 66 -	Mapa com o filtro de primeira derivada (Dz)	134
Figura 67 -	Mapa magnetométrico com a aplicação do filtro de deconvolução de	
	Euler	135
Figura 68 -	Perfil litológico, raios-gama e de dados geoquímicos de Carbono	
	Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (RI) e Enxofre (S), e Isótopo	
	estável do Carbono da matéria orgânica (δ^{13} C) do poço 1-BRSA-819A-	
	ESS	137
Figura 69 -	Perfil litológico, raios-gama e de dados geoquímicos de Carbono	
	Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (RI) e Enxofre (S), e Isótopo	
	estável do Carbono da matéria orgânica (δ^{13} C) do poço 4-BRSA-530-ESS	139
Figura 70 -	Perfil litológico, raios-gama e de dados geoquímicos de Carbono	
	Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (RI) e Enxofre (S), e Isótopo	
	estável do Carbono da matéria orgânica (δ^{13} C) do poço 6-BRSA-486-ESS	141
Figura 71 -	Perfil litológico do poço 1-BRSA-819A-ESS com os dados geoquímicos	
	de COT e pirólise (Picos S1, S2, S3, Tmax, IH e IO)	145
Figura 72 -	Classificação da evolução térmica da matéria orgânica usando o diagrama	
	do tipo Van Krevelen (BROOKS, 1981; ESPITALIÉ et al. 1985) para o	
	poço 1-BRSA-819A-ESS	146
Figura 73 -	Perfil litológico do poço 4-BRSA-530-ESS com os dados geoquímicos de	
	COT e pirólise (Picos S1, S2, S3, Tmax, IH e IO)	147
Figura 74 -	Perfil litológico do poço 6-BRSA-486-ESS com os dados geoquímicos de	
	COT e pirólise (Picos S1, S2, S3, Tmax, IH e IO)	149
Figura 75 -	Elementos do CIE no poço 1-BRSA-819A-ESS	151
Figura 76 -	Elementos do CIE no poço 4-BRSA-530-ESS	154
Figura 77 -	Elementos do CIE no poço 6-BRSA-486-ESS	155

Tabela 2 -	Fases identificadas do CIE no poço 6-BRSA-486-ESS, o único que	
	apresentou todas as fases	156
Figura 78 -	Curvas dos teores de Carbono Orgânico Total (COT) e dados isotópicos	157
Figura 79 -	Linha sísmica que passa no poço 1-BRSA-819A-ESS	160
Figura 80 -	Unidades quimioestratigráficas nos poços 4-BRSA-530-ESS e 1-BRSA-	
	819A-ESS	162
Figura 81 -	<i>Time slice</i> no tempo 1132 ms utilizando o atributo <i>variance</i>	166
Figura 82 -	Time slice no tempo1000 ms utilizando o atributo RMS	166
Figura 83 -	Linha sísmica 2D na porção nordeste da área com o atributo TecVa	
	ressaltando os refletores de mais alta amplitude, que apresenta contraste	
	de impedância positivo	167
Figura 84 -	Imagem sísmica mostrando o núcleo do vulcão	168
Figura 85 -	Linha sísmica 2D regional mostrando os domos	173
Figura 86 -	Estrutura dômica presente na porção nordeste da área, identificada por	
	meio da linha sísmica 2D (0231Mucuri Central 8A.0231-0686)	174
Figura 87 -	Linha sísmica 2D em dado de amplitude	177
Figura 88 -	Eventos magmáticos que ocorreram na margem leste brasileira	178
Figura 89 -	Mapa com a localização das quatro estruturas dômicas interpretadas na	
	área de estudo	179

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	15							
1	CONTEXTO GEOLÓGICO	20							
1.1	Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA)								
1.2	Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno – MTPE								
2	MATERIAIS E MÉTODOS	52							
2.1	Dados Geofísicos	54							
2.1.1	Dados petrofísicos e Geofísicos sísmicos	55							
2.1.2	Dados Geofísicos não-sísmicos (Métodos potenciais – Magnetometria)	66							
2.2	Dados de geoquímica orgânica e de isótopos de carbono	69							
3	RESULTADOS	76							
3.1	Resultados dos dados petrofísicos e sísmicos (interpretação								
	sismoestratigráfica	76							
3.1.1	Topo do embasamento	82							
3.1.2	Mapeamento da base e do topo das camadas evaporíticas	84							
3.1.3	Mapeamento da Discordância do Eoceno Inferior (DEI)	90							
3.1.4	Mapeamento da Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES)	95							
3.1.5	Mapeamento das rochas ígneas	104							
3.1.6	Condutos de escape de fluido e gás	126							
3.2	Resultados dos dados geofísicos não-sísmicos	131							
3.3	Resultados dos dados geoquímicos	135							
4	DISCUSSÕES	150							
4.1	Anomalia CIE e a caracterização do MTPE na área de estudo	150							
4.2	Relações entre os teores de $\delta^{13}C_{COT}$ com os dados geoquímicos								
4.3	Caracterização do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) na área de								
	estudo	165							
4.4	Relações entre a anomalia CIE e o CVA	179							
4.5	Correlação do MTPE com o Antropoceno	187							
	CONCLUSÕES	189							
	REFERÊNCIAS	193							

INTRODUÇÃO

O evento MTPE (Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno) é um catastrófico fenômeno de rápido aquecimento global, associado com uma mudança ambiental, que ocorreu no limite do Paleoceno/Eoceno, há aproximadamente 56 milhões de anos atrás (e.g. KENNETT e STOTT 1991; ZACHOS et al. 1993, THOMAS e SHACKLETON 1996, MURPHY et al. 2010, ZEEBE et al. 2014, SVENSEN et al. 2019). Durante esse fenômeno, mundialmente houve uma elevação da temperatura das águas de 13/14°C para ~21°C, sendo considerado pelos autores como provavelmente o momento mais quente do Cenozoico.

O MTPE é caracterizado principalmente: pela grande entrada de carbono no ciclo exógeno do carbono, gerando uma anomalia negativa do δ^{13} C (*Carbon isotopic excursion - CIE*) (e.g. ZACHOS et al., 2001 e 2005); pelo evento de extinção dos foraminíferos bentônicos (*benthic foraminiferal extinction event - BEE*) (e.g. THOMAS, 1989, THOMAS, 1990; SPEIJER et al., 2012) e pela acidificação dos oceanos (*Ocean acidification - OA*) (e.g. ZACHOS et al., 2005).

O *CIE* representa uma dramática redução nos valores isotópicos do δ^{13} C na ordem de ~ -2 a - 4‰, de causa ainda desconhecida, mas com registro em várias partes do mundo (e.g. KENNETT e STOTT, 1991; BRALOWER et al., 1995; KATZ et al., 1999). Algumas hipóteses buscam explicar as possíveis causas da origem da excursão negativa do δ^{13} C (anomalia *CIE*): eventos de liberação de metano dos hidratos de gás dos taludes continentais (assinatura do δ^{13} C de ~ -60‰) (e.g. KATZ et al., 2001; DICKENS et al., 1995); erosão e oxidação do Carbono de sedimentos marinhos devido a colisão Indiana-Asiática (assinatura do δ^{13} C do CO₂ de ~ -22‰) (BECK et al., 1995); queda de bólidos com entrada do ¹²C de fora do planeta Terra (KENT et al., 2003), descongelamento e oxidação de pergelissolo (*permafrost*) de turfas (assinatura do δ^{13} C de ~ -30‰) (DECONTO et al. 2010); incêndios florestais globais generalizados (assinatura do δ^{13} C de ~ -22‰) (KURTZ et al., 2003) e o metamorfismo de contato gerado pela intrusão de rochas ígneas em pelitos ricos em matéria orgânica com liberação do metano para atmosfera através de condutos de escape de fluidos (*hydrothermal vents*) (assinatura do δ^{13} C do metano de ~ -60‰) (SVENSEN et al., 2004).

Ainda é controverso se o aquecimento global do limite do Paleoceno/Eoceno foi gerado pela emissão de gases de efeito estufa, principalmente na forma de CO₂ ou CH₄, ou se o aquecimento precedeu e um desdobramento deste aquecimento foi o acionamento de

gatilhos (e.g. mudança na circulação de correntes oceânicas – Bralower et al., 1997) que provocaram a liberação de carbono (e.g. dos hidratos de gás – Dickens et al., 1995, Bralower et al., 1997) gerando a anomalia *CIE*. Cabe salientar que há um questionamento se o CIE seria a causa ou a consequência do aquecimento. Existe um debate sobre a possibilidade de que o aquecimento global no limite do Paleoceno/Eoceno esteja relacionado com ciclos orbitais. Assim, o aquecimento inicial não teria sido provocado pela emissão de gases de feito estufa, mas sim pelos ciclos orbitais (LOURENS et al., 2005; DECONTO et al., 2010, ZACHOS et al., 2010, ZEEBE et al., 2017). A partir deste aquecimento inicial, gatilhos de liberação de gases de efeito estufa teriam sido acionados, provocando *feedbacks* positivos de sustentação de um clima mais quente (LOURENS et al., 2005; DECONTO et al., 2010).

De fato, apesar da intensidade e rapidez do início do aquecimento global MTPE, este evento não é marcado por um evento de extinção de massa generalizado (SPEIJER et al., 2012), exceto pela extinção dos foraminíferos bentônicos (benthic foraminiferal extinction event - BEE) do oceano profundo (e.g. THOMAS, 2007). Eles foram severamente afetados (30-50 % das espécies dos foraminíferos bentônicos foram extintas - Thomas, 2007), diferentemente dos foraminíferos planctônicos, que não foram extintos neste período, pelo contrário, tiveram um aumento na diversidade de algumas espécies (e.g. THOMAS, 1990; CLAY KELLY et al., 1996). Ocorre ainda o surgimento de espécies novas que viveram exclusivamente durante o MTPE (no intervalo de 50 e 100 mil anos) (CLAY KELLY et al., 1996). Durante o MTPE, alguns gêneros de ostracodes, típicos do ambiente marinho batial, desapareceram e foram substituídos por ostracodes oportunistas com forma generalista que persistiu por ~ 25-40 mil anos. Posteriormente, a fauna dos ostracodes foi recuperada, entretanto com espécies menores e/ou com a carapaça menos calcificada (STEINECK e THOMAS, 1996). Além disso, o limite do Paleoceno/Eoceno registra o aparecimento repentino e a migração de algumas ordens da classe mammalia, como os Artiodátilos (ex. cervos), Perissodáctilos (ex. cavalos) e inclusive os primatas (KNOX, 1996; NOVACEK, 1999 e GINGERICH, 2006).

A liberação de metano, com a sua oxidação para CO₂ e posterior dissolução na água do mar é atribuído como um episódio que provocou a modificação da química da água no final do Paleoceno (ZACHOS et al., 2005). Neste sentido, houve uma diminuição do Ph da água do mar e um raseamento da lisoclina e da CCD (profundidade de compensação dos carbonatos). O que pode ser comprovado pela redução do peso dos carbonatos no limite do Paleoceno/Eoceno. O nível baixo de saturação dos carbonatos nos oceanos profundos

provavelmente impediu a calcificação dos organismos marinhos e assim pode ser considerado como um fato que potencialmente contribuiu para extinção em massa dos foraminíferos bentônicos no limite Paleoceno/Eoceno (ZACHOS et al., 2005).

As evidências do MTPE vêm sendo identificadas em diversas partes do globo, tanto na porção marinha (e.g. Groelândia – REYNOLDS et al. 2017; Noroeste da Europa – KNOX 1998; Noruega - SVENSEN et al. 2004; Paquistão – BECK et al. 1995; Oceano Pacífico Norte – BRALOWER et al., 1995; Oeste do Atlântico Norte – KATZ et al. 1999; New Jersey – EUA- AUBRY et al. 2000; Antártida – KENNETT e SLOTT et al. 1991; *Walvis Ridge*, Atlântico Sul - THOMAS e SHACKELTON, 1996, ZACHOS et al. 2005 e no Brasil por RODRIGUES 2005 e DE MELLO 2016), quanto continental (e.g. FRICKE et al. 1998). Portanto, ainda são poucos os estudos do MTPE no compartimento brasileiro do Oceano Atlântico Sul.

No Brasil, em especial nas bacias da margem sudeste há registro de magmatismo no final do Paleoceno e início do Eoceno, os quais são notáveis diversas construções vulcânicas e subvulcânicas (soleiras e diques - THOMAZ FILHO et al., 2008). Na Bacia de Santos há o registro de significativo vulcanismo extrusivo de caráter basáltico alcalino no Meso-Eoceno, onde foram reconhecidas feições de cones vulcânicos e derrames submarinos (OREIRO, 2006). Nas bacias do Espírito Santo, Mucuri, Cumuruxatiba e Jequitinhonha houve um pujante magmatismo a partir do Paleoceno (e.g. CORDANI 1970; MIZUSAKI et al. 1994; SOBREIRA e SZATMARI 2000, RANGEL et al. 2007) nomeado de Formação Abrolhos (BOYER, 1969). Estas bacias estão limitadas a norte pela Bacia de Almada, no Alto de Olivença, e ao sul pela Bacia de Campos através do Alto de Vitória. A área total destas quatro bacias é cerca de 112 mil km² (FRANÇA et al., 2007a,b; RANGEL et al., 2007; RODOVALHO et al, 2007). Em especial nas bacias do Espírito Santo e Mucuri o magmatismo Abrolhos, com principal expressão no Paleoceno e no Eoceno, exerceu grande influência na fisiografia destas bacias (e.g. FRANÇA et al., 2007a,b), sendo responsável pelo alargamento da plataforma continental do norte do Espírito Santo e do sul da Bahia em 200 km (ASMUS et al., 1971).

O intenso evento vulcânico da Formação Abrolhos ocorreu na mesma idade geológica de outros eventos ígneos mundiais (e.g. Província Vulcânica Atlântica do Norte - *North Atlantic Volcanic Province* - NAVP) (STOREY et al., 2007) que estão sendo relacionados com o MTPE. Apesar dos eventos magmáticos do Paleoceno-Eoceno serem conhecidos no Brasil, ainda são pouco estudados estratigraficamente, principalmente quando se considera a

relação destes com as mudanças climáticas globais. De acordo com diversos trabalhos (e.g. KENNETT e STOTT, 1991, TJASMA e LOHMANN, 1983; STEINECK e THOMAS, 1996, SVENSEN et al. 2004, JONES, 2015), existe uma relação próxima entre os produtos gerados por atividades magmáticas com as mudanças climáticas, assim como a extinção e/ou manutenção dos organismos vivos. Muitos trabalhos relacionando o magmatismo da província Atlântica Norte à emissão de Carbono e, consequentemente com o aquecimento global que se sucedeu no final do Paleoceno, têm sido feitos para o hemisfério norte (e.g. SVENSEN et al. 2004, REYNOLDS et al. 2017). Alguns autores (e.g. KENNETT e STOTT, 1991) já haviam sugerido que estudos fossem feitos em regiões de baixa latitude para melhor caracterização da magnitude do evento MTPE. Assim, urge a importância de estudos pertinentes sobre esse assunto no hemisfério sul, inclusive nas bacias sedimentares brasileiras.

A expressão brasileira (e.g. OREIRO 2006, THOMAZ FILHO et al. 2008, OLIVEIRA et al. 2018) do magmatismo mundial no limite geológico do Paleoceno/Eoceno pode também ter sido responsável pela emissão de gases de efeito estufa no tempo do MTPE, contribuindo para o aquecimento global nesse intervalo, assim como os outros magmatismos em outras partes do globo. Desse modo, o objetivo geral deste trabalho é verificar a importância do magmatismo de Abrolhos para o evento climático no intervalo do Paleoceno/Eoceno. Os objetivos específicos envolvem:

- a) estudar bacias da margem leste brasileira onde houve o desenvolvimento do corpulento magmatismo da Formação Abrolhos. Para tal, foram escolhidas as bacias do Espírito Santo e de Mucuri;
- b) examinar os dados isotópicos da razão entre os carbonos 12 e 13 (δ¹³C) e os dados geoquímicos nessas bacias, com a finalidade de encontrar e caracterizar a anomalia *CIE*;
- c) realizar interpretações geofísicas (sísmicas e não-sísmicas) e petrofísicas com a finalidade de caracterizar o magmatismo de Abrolhos e a influência das rochas ígneas intrusivas nos sedimentos ricos em matéria orgânica;
- d) promover cálculos com relação a influência dessas rochas ígneas no processo de emissão de Carbono para atmosfera à época do MTPE;
- e) por fim, estabelecer correlações com as interpretações realizadas nesse trabalho com os registros já conhecidos no mundo.

Área de estudo

A área do estudo compreende a porção offshore das bacias do Espírito Santo e de Mucuri, no litoral centro-leste do Brasil.



Fonte: Base de dados ArcGis.

Esta tese foi dividida em 5 capítulos que estão resumidos da seguinte forma:

- a) capítulo 1 refere-se à revisão bibliográfica dos temas que sustentam esse trabalho, os quais são: o evento termal MTPE e o contexto geológico;
- b) capítulo 2 é destinado a descrição da metodologia abordada nesse trabalho, que inclui os dados geofísicos sísmicos, dados geofísicos não-sísmicos, dados geoquímicos e isotópicos;
- c) capítulo 3 aborda os resultados obtidos nessa tese de doutoramento e inclui os resultados dos dados geofísicos sísmicos, não sísmicos e os resultados dos dados geoquímicos e isotópicos;
- d) capítulo 4 é direcionado as discussões da tese, onde foi feita a correlação e integração dos dados estudados;
- e) capítulo 5 refere-se a conclusão do trabalho, onde foi considerado o desfecho final da tese. Inclui uma síntese e junção das conclusões parciais antes já expostas e propostas com sugestões para pesquisas futuras.

1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia de Mucuri (figura 1) localizada no sul da Bahia, entre os paralelos 17° 35' e 18° 21' (FRANÇA et al., 2007b), cobre uma área de aproximadamente 14.800 km², sendo limitada ao norte pela interseção com a linha de costa, o banco de Abrolhos e Parcel das Paredes; a leste pelo limite crosta continental e crosta oceânica; ao sul pela Bacia do Espírito Santo; e a oeste pelo embasamento cristalino (FISCHER et al., 1874, FRANÇA, 2004).

A Bacia do Espírito Santo (figura 01) possui uma área total de 41.500 km², faz fronteira ao sul com a Bacia de Campos, sendo separada dessa pelo Alto de Vitória e ao norte com a Bacia de Mucuri (FRANÇA et al, 2007a). As bacias do Espírito Santo e de Mucuri eram outrora apresentadas numa mesma carta estratigráfica, devido às semelhanças entre essas bacias (VIEIRA et al., 1994; FRANÇA et al., 2007b). Entretanto, posteriormente foram observadas diferenças relevantes entre as bacias, em especial no que tange o magmatismo de Abrolhos, que é mais pujante na Bacia de Mucuri (FRANÇA et al., 2007b).

O preenchimento sedimentar das bacias do Espírito Santo e de Mucuri pode ser agrupado em três supersequências, que repousam sobre um embasamento de rochas metamórficas da faixa Araçuaí (FRANÇA et al., 2007a,b) de idade Neo-proterozóica (Almeida, 1977). As três supersequências são: rifte, pós-rifte e drifte (e.g. CAINELLI e MOHRIAK, 1999; FRANÇA et al., 2007a e 2007b) (figuras 02a, 02b, 03a e 03b).

BR	er Petrobras					B	ACIA DE MUC	URI		ROSILENE LAMO	UNIER FRANÇ	A et al.
Ма	PERÍODO	GEOCRO ÉPOCA	DNO A	LOGIA	NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	GRUPO	LITOESTRAT FORMAÇÃO	IGRAFIA MEMBRO	ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQÜÊNCIAS
0	PALEÓGENO NEÓGENO		END PEOJESS EO MESO EO NEO EO NEO EO NEO EO	CELASIPHO DECENT ZAN CLEANC MESSINIAN TORTONIAN SERRAVALIAN LAN GHIANC BURDIGALIAN AQUITANIAN CHATTIAN O RUPELIAN O PRIABONIAN BARTONIAN LUTETIAN O	MARINHO / CONTINENTAL	FLUVIAL/PLATAF. RASA/TALUDE/ PROFUNDO COM MAGMATISMO ASSOCIADO COM MAGMATISMO ASSOCIADO	PLIOCENO OLIGOCENO SUPERIOR	DÍRITO SANTO	ABROLHOS RID DOCE 29 URUCUTUCA		2500	E30 - E50 E60-E70 E80 - N40 0582
60— _		PALEOCENO	NEO EO	THANETIAN SELANDIAN DANIANO			EOCENO INFERIOR	E S P				E10-E20
70 		NEO	(SENONIANO)	MAASTRICHTIA CAMPANIAN SANTONIAN	RINHO	PROFUNDO	CAMPANIANO	-			2100	K90 - K130
90— -	0			CONIACIANO	• W						400	K80
100— - 110—	CRETÁCE		ALICO)	ALBIANO		PLATAFORMA RASA	PRÉ-URUCUTUCA	BARRA NOVA	SÃO MATEUS REGÊNCIA		2000	K64 - K70
- 120—			9)	APTIANO ALAGO	s	SABKA/FLÚVIO- DELTAICO	BASE EVAPORITOS	TIVO	MARIRICU	MUCURI	2000	K40
- 130—		EO	(0	BARRE- MANO HAUTE-		ALUVIAL/FLÚVIO- LACUSTRE VULCANISMO		GRUPO NA	ABIÚNAS CARÉ	SERNAMBI	500	K30
-			CO MIAN	RIVIANO VALAN- GINIANO RIO	8	ASSOCIADO	INTRA-CRICARE		CRIC		ň	K20
140— - 150—	JURÁS- SICO	NEO	(NEO C	TITHO- DOM NIANO JOA	A							
542-4	5	PRÉ-C	A M E	RIANO			EMBA	SAN	IENTO			

Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Mucuri com as unidades litoestratigráficas

Fonte: França et al., 2007b..



Figura 3 - Empilhamento estratigráfico das litologias da Bacia do Mucuri com as separações em supersequências.

Fonte: França et al., 2007b.

BR	BR PETROBRAS					BACIA I	DO ESPÍRITO S	ANT	0	ROSILENE LAMO	UNIER FRANÇA	A et al.
Ma		GEOCRO	DNOL	OGIA	JREZA DA AENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS		LITOESTRATI	GRAFIA	ESPESSURA MÁXIMA	SEQÜÊNCIAS
ma	PERÍODO	ÉPOC	A	IDADE	SEDIN			GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO	(m)	
0-		PLEISTOC	ENO	GELASIANC		FLUVIAL A MARINHO					0	N60
-	0 0	PLIOGENU	EO	ZANCLEANO MESSINIANO		PROFONDO	PLIOCENO				8	NAO
10 —	GEI	0 N	NEO	TORTONIANO	TAL				ELAS			0
	ΝΕÓ	OCE	MESO	SERRAVALIANO LANGHIANO	NEN		MIOCENO SOFERIOR		RIC			0-N3
20 —		W	EO	BURDIGALIANO	LINO	SOCIA	MIOCENO INFERIOR				250(0 N2
		07	150	AQUITANIANO	D/C	RASA						0-N10
		OCE	NEO	CHATTIANO	SINH	ATAF. ROFU	OLIGOCENO SUPERIOR					0 E8
30		0110	EO	RUPELIANO	MAF			0	/ <			30-E7
	0		NEO	PRIABONIANO		FLUV	PRÉ-EOCENO SUPERIOR	L N	0			Ĕ
40 —	GEN	0 N	MESO	BARTOWIANO				S A	S			=50
-	ĒÓ	O C E	meso	LUTETIANO					ОН			E40-I
50 —	PAI	ш	50	VERESIANO			EOCENO INFERIOR	1 0			900	
-		0	EU YPRESIANU	TPRESIANU				ΡÍΚΙ	8		÷	E30
60 —		D CEN(NEO	THANETIANO SELANDIANO		PDO						E10-
		PALE	EO	DANIANO		soci		S Ш	U			
70				MAASTRICHTIANO		OAS	PALÉOCENO					K130
			(0 N			OFUN						K110-
			ONIA	CAMPANIANO	오	PR	INTRA-CAMPANIANO		2		2100	(100
80 —		NEO	(S EN		ARIN	WW			_			4-06X
				SANTONIANO CONIACIANO	Ň	S	CAMPANIANO	1				K88
90 —				TURONIANO			TURONIANO					86
-				CENOMANIANO							400	(82-K
100-							PRE-URUCUTUCA	A	REGÊNCIA			1 02
	CEC		(0	ALBIANO		PLATAFORMA		RA NO			5000	(64-K
110-	ΕTĂ		ALI C			RASA		BARI	SÃO MATEUS			K62
	СR		(C		\setminus	RESTRITO	BASE EVAPORITOS			<u>ITAÚNAS</u>	0	<u> </u>
				APTIANO ALAGOAS	$ \rangle$	SABKA/FLÚVIO- DELTAICO		0	MARIRICU	MUCURI	200	K40
120-		0			F		ALAGOAS					
-				BARRE- BURACICA	ENT/			A	NAS RÉ	RNAMBI		1/00
130—			(01	HAUTE-	NTIN	ALUVIAL/FLUVIO- LACUSTRE VULCANISMO		z	CAF	SF.	500	K30
-			MIAN		8	ASSOCIADO	INTRA-CRICARE		CR	JAGUARĖ	65	K20
140—			EOCC	GINIANO RIO DA SERRA								
	unic		U)	SIANO								
150	150 JURAS- NEO TITHO- JOAO SICO NIANO				Ĺ							
542		PRÉ-CA	мві	RIANO			EMBAS	SAME	ΝΤΟ			

Figura 4 - Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo com as unidades litoestratigráficas.

Fonte: França et al., 2007a.



Figura 5 - Empilhamento estratigráfico das litologias da Bacia do Espírito Santo com as separações em supersequências

Fonte: França et al., 2007a.

A supersequência rifte pertence à idade que varia do Valanginiano ao Aptiano Inferior (FRANÇA et al., 2007a). Essa supersequência, que também é chamada pela nomenclatura da Petrobras de sequências K20 e K30, não foi amostrada em poços perfurados na Bacia de Mucuri, entretanto ela é descrita com base nas correlações feitas com a Bacia do Espírito Santo, onde ela foi amostrada, e pela interpretação sísmica (FRANÇA et al., 2007b). De qualquer modo, essa supersequência é representada pelo Grupo Nativo onde está contida a Formação Cricaré que corresponde a conglomerados, arenitos (Membro Jaguaré) e pelitos (Membro Sernambi) (FRANÇA et al., 2007a e 2007b). Concomitante a deposição dos sedimentos da supersequência rifte ocorreu o vulcanismo "Cabiúnas", que está associado com o estágio tafrogênico dessas bacias. As vulcânicas e as vulcanoclástica Cabiúnas estão inseridas na formação de mesmo nome e possuem idades entre 136 e 118 Ma, segundo datações K-Ar (CONCEIÇÃO et al., 1993 apud VIEIRA et al., 1994) e ocorrem intercaladas com arenitos e pelitos da Formação Cricaré (FRANÇA et al., 2007a e 2007b) (figuras 02a, 02b, 03a e 03b).

A supersequência pós-rifte, de idade Aptiana, foi depositada após a discordância Alagoas e pertentente ao Grupo Nativo. Ela é subdividida nas sequências K40 e K50 que representa, respectivamente, os membros Mucuri e Itaúnas da Formação Mariricu. O Membro Mucuri reúne as rochas siliciclásticas do tipo arenitos médios, grossos e conglomerados e o Membro Itaúnas engloba as rochas de origem química, as quais são evaporitos com mineralogia de anidritas e halitas. As anidritas ocorrem com maior frequência na porção proximal da bacia, enquanto as halitas predominam na porção mais central das bacias (FRANÇA et al., 2007a e 2007b). As camadas de sal nas bacias do Espírito Santo e Mucuri são descritas como alóctones, formando feições de almofadas, línguas, domos e zonas sem ocorrência de sal (e.g. BUONORA et al., 2014). Sobreira e França (2006) relacionam as zonas de ocorrência dos domos salinos com a localização dos corpos ígneos do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA). Eles argumentam que os corpos salinos nuclearam para regiões periféricas as zonas de ocorrência mais pujante das ígneas da Formação Abrolhos, por serem os locais de sobrecarga menos severa.

A supersequência drifte inicia-se no Albiano e deposita-se até o recente. Ela é composta pelas formações São Mateus e Regência (Grupo Barra Nova) e as formações Urucutuca, Abrolhos, Caravelas, Rio Doce e Barreiras (Grupo Espírito Santo). O Grupo Barra Nova (sequência K62, K64-K70) compreende as rochas siliciclásticas da Formação São Mateus e carbonáticas da Formação Regência, onde as siliciclásticas são mais comuns na porção emersa e as carbonáticas na porção submersa. Esse grupo é limitado no topo pela discordância Pré-Urucutuca, que é uma feição erosiva de escavação que compreende o Paleocânion de Mucuri. Sobre a discordância Pré-Urucutuca (final do Albiano), a Formação Urucutuca, que corresponde a folhelhos cinza-escuros, margas e arenitos turbidíticos, foi

depositada em *onlap* durante um momento de subida do nível de base, que evoluiu de marinho raso para marinho profundo. A Formação Urucutuca pertence ao Grupo Espírito Santo e é representada pelas sequências: K80, K90-K130, E10-E20, E30-E50, E60-E70, E80-N40, N50, N60 – na Bacia de Mucuri e pelas sequências: K82-K86, K88, K90-K100, K110-K130, E10-E30, E40-E50, E60-E70, E80-N10, N20-N30 – na Bacia do Espírito Santo. A partir do final do Cretáceo (ASMUS et al., 1971), um importante evento magmático, principalmente de composição básica, definido por Oliveira e Leonardos (1943) como Formação Abrolhos, ocorreu nessas bacias com maior relevância a partir do Paleoceno (e.g. MIZUSAKI et al., 1994). A região de ocorrência desse magmatismo, nas bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba, é chamado de Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA).

A partir do Paleoceno houve a deposição dos carbonatos da Formação Caravelas, entretanto foi a partir do Rupeliano (Eo-Oligoceno), sobre a discordância do pré-Eoceno superior, que se deu o seu desenvolvimento. A expansão e o desenvolvimento da plataforma carbonatática ocorre até o recente. Interdigitado aos carbonatos ocorrem os arenitos da Formação Rio Doce (FISCHER et al., 1974) e na porção mais distal permanecem os pelitos da Formação Urucutuca, com ocorrência de turbiditos (FRANÇA et al., 2007a e 2007b). A partir do Mioceno houve a deposição de sedimentos clásticos da Formação Barreiras, que é composta por arenitos quartzosos, frequentemente caolinizados com intercalações de lamitos que podem apresentar cores variegadas de cores entre o amarelado, laranja e vermelho, devido às percolações ferruginosas (MORAIS, 2007). França et al. (2007) consideram que a Formação Barreiras está em contato discordante com a Formação Rio Doce, entretanto De Oliveira et al. (2018) levantam evidências, baseadas em dados estruturais e sedimentológicos de campo, que a Formação Barreiras e a Formação Rio Doce são depósitos cogenéticos, afetados por falhas normais. A Formação Barreiras ocuparia a posição do bloco alto da falha, onde é exposta na porção continental, nas falésias da linha de costa e a Formação Rio Doce ocorreria no bloco baixo da falha, na porção submersa das bacias de Mucuri e Espírito Santo. Desse modo, a Formação Barreiras e a Formação Rio Doce estariam inseridas dentro de uma mesma unidade litoestratigráfica (DE OLIVEIRA et al., 2018).

As rochas da Bacia de Mucuri afloram no arquipélago de Abrolhos. Estudos estratigráficos e sedimentológicos nas ilhas de Santa Bárbara e Redonda, inseridas no arquipélago de Abrolhos, mostram uma sequência sedimentar depositada por correntes de turbidez de alta e baixa densidade, fluxos de detritos e escorregamento (MATTE, 2013). Essa intepretação revela que algum evento foi responsável por expor as rochas formadas em

condições submersas profundas à superfície. Sobreira (1996) e Sobreira et al. (2004) consideram o soerguimento das ilhas como resposta a reativação magmática entre o Neogeno e Quaternário, enquanto Mohriak (2006) justifica o soerguimento das Ilhas como um evento compressivo formado pela halocinese.

1.1 Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA)

A Formação Abrolhos considerada também, segundo a nomenclatura estratigráfica, como um complexo (Complexo Vulcânico de Abrolhos - CVA) está localizada na margem continental leste brasileira, nas bacias: do Espírito Santo (SOBREIRA e FRANÇA, 2006; FRANÇA et al., 2007a), Mucuri (FRANÇA et al., 2007b) e Cumuruxatiba (RODOVALHO et al., 2007). Sendo definida como uma importante província ígnea, o CVA apresenta caráter ígneo tanto extrusivo quanto intrusivo de composição básica (THOMAZ-FILHO et al., 2008) toleítica a alcalina (ALMEIDA et al., 1996; ARENA, 2008; THOMAZ-FILHO et al., 2008) e ácida (na porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri - Novais et al., 2008, Gomes e Suita, 2010 e Oliveira, 2016) sendo considerado uma sucessão Vulcano-sedimentar (ASMUS et al., 1971). Apresenta rochas do tipo basaltos cinza-esverdeado a preto, com amigdalas preenchidas por calcita e zeolita diabásios, tufos verde-claro, brechas vulcânicas, material piroclástico e sedimentos intercalados (VIEIRA et al., 1994, SOBREIRA e SZATMARI, 2003). No CVA as rochas vulcânicas do tipo basaltos são as mais comuns, secundariamente são as intrusivas, as vulcanoclásticas e também há ocorrências de ultrabásicas (SOBREIRA e FRANÇA et al 2006). O magmatismo do CVA foi responsável por gerar um estado de águas rasas numa posição que já haveria condições para batimetrias mais profundas. Nas bacias de Mucuri e do Espírito Santo, nos locais onde houve a influência do magmatismo de Abrolhos, a espessura média da lâmina d'água está em torno de 30 a 40 metros (FRANÇA et al., 2007a e 2007b).

A zona de ocorrência do complexo vulcânico de Abrolhos (CVA) apresenta uma geometria pseudo-anelar, com área circunscrita total de 40.000 km² e distribuição nãouniforme (SOBREIRA et al., 2004) (figura 3). Um mapa com a delimitação do CVA foi realizado por Sobreira e França (2006) usando dados de gravimetria e magnetometria, através das anomalias relacionadas a altas frequências espaciais e elevadas amplitudes, junto com dados sísmicos. Nesse mapa, a ocorrência do CVA se concentra na porção submersa, grosseiramente em duas faixas com orientações NE-SW, que se conectam ao norte. Entre as zonas de ocorrências, os autores projetam que seriam áreas de nucleação de corpos salinos e intrusões tardias além de funcionar como uma região de calha entre altos vulcânicos, onde receberia material vulcanoclástico e deposições carbonáticas (SOBREIRA e FRANÇA, 2006). Além da ocorrência do CVA na porção submersa das bacias de Mucuri e Espírito Santo, os autores incluem ocorrências na costa sul da Bahia na altura de Caravelas e Mucuri (SOBREIRA e FRANÇA, 2006). Entretanto, Novais et al. (2008) descreveram novas ocorrências do CVA, associadas a rochas ignibríticas na cidade de São Mateus, no Espírito Santo. Gomes e Suita (2010) descreveram rochas ácidas a intermediárias relacionadas ao CVA na cidade de São Mateus, no nordeste do estado de Minas Gerais e ao norte do Rio Mucuri, no sul da Bahia. Novais et al. (2012) indicaram a presença de uma nova ocorrência do CVA nas falésias da região de Costa Dourada, litoral sul da Bahia.

No arquipélago de Abrolhos, o qual é composto pelas ilhas de Santa Bárbara, Siriba, Guarita, Redonda e Sueste afloram as rochas ígneas do CVA. Esse arquipélago localiza-se na costa sul da Bahia, numa distância de aproximadamente 55 quilômetros ESE de Caravelas (CORDANI, 1970). Nas ilhas Siriba e Sueste apresentam-se disjunções colunares, que são associadas a derrames basálticos. A primeira descrição geológica das ilhas foi feita por Hartt (1870) e posteriormente por geólogos da Petrobras (CORDANI, 1970). A Petrobras efetuou uma perfuração pioneira de furo de sondagem (SBST-1-BA) na ilha de Santa Bárbara. O local desse furo de sondagem foi escolhido por meio de anomalia sísmica em forma de domo, entretanto o poço foi encerrado quando estavam sendo perfuradas rochas piroclásticas. Além disso, o poço perfurou camadas de diabásio e a interpretação para aquele corpo seria de edifício vulcânico (CORDANI, 1970).



Figura 6 - Mapa de ocorrência das rochas ígneas do Complexo vulcânico de Abrolhos (CVA)

Sobre as idades do vulcanismo de Abrolhos, Cordani (1970) datou pelo método potássio-argônio (K-Ar) quatro amostras de rochas basálticas encontradas na superfície e amostras de soleiras. O resultado mostrou idades de $41,4 \pm 1,2$ Ma (no plagioclásio) e $43,3 \pm 1,3$ Ma (em rocha total) para as amostras de diabásio coletadas no poço 2-SBST-1-BA. A amostra do afloramento de soleira de diabásio na Ilha de Siriba apresentou uma idade de $47,6 \pm 1,5$ (em rocha total); na ilha de Sueste a soleira de diabásio amostrada apresentou idades de $46,6 \pm 4,7$ Ma no topo da soleira e $50,3 \pm 2,0$ Ma na base da soleira (em rocha total). Na Ilha

Fonte: SOBREIRA e FRANÇA, 2006.

Redonda foi amostrado um fragmento da soleira de diabásio que apresentou idade de 52,4 ± 1,6 Ma (medido em rocha total). Asmus et al. (1971) inferiu a idade do vulcanismo com base em evidências paleontológicas no poço 2-SB-1-BA (perfurado na Ilha Santa Bárbara) que apresenta fósseis do Cretáceo Superior em camadas sedimentares contemporâneas aos derrames. Fodor et al. (1983) dataram diversas amostras ao longo da costa brasileira do oceano atlântico sul. Na Bacia do Espírito Santo dataram uma amostra de basalto pelo método K-Ar, obtendo uma idade de 43.2 ± 2 Ma, o qual os autores relacionaram com o CVA. Mizusaki et al. (1994) realizaram datações radiométricas com o método K-Ar apontando idades entre 37 e 59 Ma. Almeida et al. (1996) determinaram uma idade de 28 ± 0.4 Ma pelo método K-Ar na rocha vulcânica perfurada pelo poço 1-BAS-15 na Bacia de Cumuruxatiba, nas proximidades do banco de Royal Charlotte, sugerindo uma ocorrência de vulcanismo oligocênico. Sobreira e Szatmari (2000, 2001, e 2002) dataram rochas presentes em poços exploratórios da Petrobras nas bacias de Cumuruxatiba e Mucuri pelo método Ar-Ar e chegaram ao range temporal de 64 a 53 Ma (Paleoceno ao Eo-Eoceno). Amostras de afloramentos foram datadas pelo método Ar-Ar e o resultado indicou idades de: 50 ±0,3 Ma em rocha total no basalto colunar da Ilha de Siriba; 46.8 ± 2.5 Ma em plagioclásio no basalto próximo a linha de praia, na Ilha de Santa Bárbara; 44.0 ± 0.4 Ma em rocha total no basalto em nível intermediário, na ilha de Santa Bárbara e 42.6 ± 0.3 Ma em rocha total no basalto da crista da Ilha de Santa Bárbara (SOBREIRA e SZATMARI, 2003; SOBREIRA et al., 2004). Com base nessas datações, Sobreira e Szatmari (2003) postulam duas fases distintas de atividades ígneas para as rochas da Formação Abrolhos. A primeira fase ocorreu em torno de 64 a 53 Ma e representa a principal fase do magmatismo, possuindo um caráter mais extrusivo. A segunda fase teria ocorrido entre 47 a 42 Ma e possuiria um caráter mais intrusivo e localizado. Apesar de ser discutida a hipótese de duas fases distintas para o magmatismo, acredita-se, portanto, que elas podem não ser tão separadas entre si, pela ocorrência de idades intermediárias de 50 Ma. Mohriak (2006) relata datações feitas em amostras de poços e testemunhos das rochas ígneas da Formação Abrolhos utilizando o método de Ar-Ar gerando um resultado de 40-60 Ma. Matte (2013) descreveu siltitos aflorando nas ilhas do arquipélago de Abrolhos apresentando raros nanofósseis indicativos do Eoceno, além de arenitos e conglomerados compostos por fragmentos de rochas vulcânicas indicando uma idade terciária para essas rochas. França et al. (2007) relata que o período de maior atividade do magmatismo de Abrolhos seria entre 59 e 37 Ma (Tabela 01).

Idades para o CVA										
Idade (Ma)	Método	Época geológica	Tipo de amostra	Localidade da coleta	Fonte					
28 ± 0,4 Ma	K-Ar	Oligoceno Inferior (Rupeliano)	Rocha vulcânica (?)	Poço 1-BAS-15 na Bacia de Cumuruxatiba, nas proximidades do banco de Royal Charlotte	Almeida et al. (1996)					
37 a 59 Ma	K-Ar	Paleoceno superior ao Eoceno Superior	Rocha vulcânica (?)	Porção marinha das bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba (?)	Mizusaki et al., 1994					
40 a 60 Ma	Ar-Ar	Paleoceno médio (Selandiano) ao Eoceno superior (Bartoniano)	(?)	llha de Santa Bárbara (?)	Mohriak (2006)					
41,4 ± 1,2 Ma	K-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Plagioclásio (diabásio)	Poço 2-SBST-1-BA - Ilha de Santa Bárbara	Cordani (1970)					
42,6 ± 0,3 Ma	Ar-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Rocha Total (Gabro)	Ilha de Santa Bárbara (afloramento)	Sobreira e Szatimari (2003)					
43,3 ± 1,3 Ma	K-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Rocha total (diabásio)	Poço 2-SBST-1-BA - Ilha de Santa Bárbara	Cordani (1970)					
43.2 ± 2.1	K-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Basalto transicional a alcalino	Bacia do Espírito Santo - Poço em mar, ESS- 9	Fodor et al (1983)					
44,0 ± 0,4 Ma	Ar-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Rocha Total (Basalto)	Ilha de Santa Bárbara (aflotamento)	Sobreira e Szatimari (2003)					
46,6 ± 4,7 Ma (topo da soleira)	K-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Rocha total (soleira de diabásio)	liha de Sueste (afloramento)	Cordani (1970)					
46,8 ± 2,5 Ma	Ar-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Plagioclásio (Plagioclásio de um basalto aflorante)	Ilha de Santa Bárbara (afloramento)	Sobreira e Szatimari (2003)					
47,6 ± 1,5 Ma	K-Ar	Eoceno Médio (Lutetiano)	Rocha total (soleira de diabásio)	llha de Siriba (afloramento)	Cordani (1970)					
50,0 ± 0,3 Ma	Ar-Ar	Eoceno Inferior (Ypresiano)	Rocha total (basalto colunar)	Ilha Siriba (afloramento)	Sobreira e Szatimari (2003)					
50,3 ± 2,0 Ma (base de soleira)	K-Ar	Eoceno Inferior (Ypresiano)	Rocha total (soleira de diabásio)	llha de Sueste (afloramento)	Cordani (1970)					
52,4 ± 1,6 Ma	K-Ar	Eoceno Inferior (Ypresiano)	Rocha total (diabásio)	Ilha Redonda (bloco rolado)	Cordani (1970)					
53 a 64 Ma	Ar-Ar	Paleoceno inferior ao Eoceno Inferior	(?)	Bacias de Mucuri e Cumuruxatiba	Sobreira e Szatimari (2000)					

Tabela 1 - Tabela mostrando as várias idades para o Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA), desde o Paleoceno inferior ao Oligoceno inferior, ou seja, ao longo de boa parte do Paleogeno.

Fonte: A autora (2020).

Cordani (1970) discute o modelo de colocação das rochas ígneas nas ilhas de Abrolhos. Segundo o referido autor "O material vulcânico perfurou a crosta na plataforma continental, e acumulou-se de início de maneira calma, simultânea a sedimentos de natureza principalmente calcária. Posteriormente intrusões de diabásio ("sills" e diques) afetaram e inclinaram as rochas estratificadas preexistentes." Um modelo estrutural e de ocorrência das rochas no arquipélago de Abrolhos (figura 4) foi realizado por Burrows (1961 apud CORDANI, 1970). A caraterização do modelo de vulcanismo da Formação Abrolhos ainda usada é baseada no modelo de Fischer e Schmincke (1984) usado por Mizusaki et al. (1994), que definiu três fácies vulcânicas: cone, proximal e distal. A definição das fácies foi realizada usando como critério a posição relativa das litologias com relação ao conduto alimentador (MIZUSAKI et al. 1994).



Figura 7 - Perfil geológico esquemático da região do arquipélago dos Abrolhos

Fonte: CORDANI (1970) apud MOHRIAK (2005).

Relacionado ao vulcanismo de Abrolhos houve a formação do Anticlinal Parcel das Paredes, uma feição de relevo positiva associada ao soerguimento da região (FRANÇA et al., 2007). É uma feição estrutural formada por regime compressivo que atravessa a Bacia do Mucuri de norte a sul dividindo o Complexo Vulcânico de Abrolhos. Acima dessa feição é relatada a ausência de sedimentos do Eoceno e essa estrutura coincide com o pico do magmatismo de Abrolhos. Essa estrutura é interpretada na sísmica e em dados de poços também (VAN DER VEN et al., 1998).

As feições compressionais e de soerguimento da Bacia de Mucuri ainda é assunto para debates. Sobreira e França (2006) sugerem que os altos e as discordâncias possam estar, pelo menos em parte, relacionados ao evento deformacional síncrono ou posterior ao vulcanismo. Mohriak et al. (2003) e Mohriak (2005) apresentam hipótese que o soerguimento das ilhas é posterior ao evento vulcânico, e estaria relacionado com halocinese e com tectônica compressiva regional. Mohriak (2005) fornece dados de análises de contagem de traços de fissão de apatita indicando um clímax de soerguimento da região em torno de 50 Ma e com indicação de soerguimentos mais recentes.

A origem do magmatismo de Abrolhos está relacionada ao contexto intraplaca associado ao *hotspot* Trindade (THOMAZ-FILHO e RODRIGUES, 1999, FODOR e HANAN, 2000) ou, de acordo com a ideia de Ernesto et al (2002) com um magmatismo que resulta de regiões aquecidas do manto. Courtillot et al. (2003) relaciona cinco critérios para identificação da atuação de possíveis plumas mantélicas e aponta que a Cadeia Vitória-Trindade não seria um produto de um *hot spot*. Sobreira et al. (2004) sugerem que uma possível pluma mantélica à geração do magmatismo de Abrolhos manifestou-se

temporalmente por um período grande (superior a 20 Ma) ao se considerar os dados de outras ocorrências de *hotspots*.

Enfim, o Complexo Vulcânico de Abrolhos representa um dos mais importantes magmatismos que ocorreu no contexto das bacias sedimentares brasileiras (e.g. FERREIRA et al. 2014), representado tanto por uma fração intrusiva quanto extrusiva. E as intrusões ígneas são particularmente importantes, porque possuem diversos efeitos nas bacias sedimentares, que incluem: a deformação, soerguimento, aquecimento da rocha encaixante, metamorfismo de contato, maturação da matéria orgânica com geração de hidrocarbonetos e aquecimento dos fluídos nas rochas encaixantes, possibilitando a formação de condutos de escape de fluidos hidrotermais (*Hydrothermal vents*) (Planke *et al.*, 2005).

1.2 Máximo Termal do Paleoceno-Eoceno – MTPE

Por décadas, o Paleogeno foi considerado como um tempo sem mudanças drásticas de temperatura. Esse período geológico do Cenozoico foi caracterizado como um interregno entre um período mais quente, o Cretáceo no Mesozoico, e um período mais frio, o Neógeno no final do Cenozoico. Onde, sob uma perspectiva gradualista, houve uma alteração progressiva e regular da temperatura, num tempo equivalente a milhões de anos. As ponderações em relação ao Paleogeno mudaram a partir da década de 70, com os projetos de Deep Sea Drilling Project (DSDP) que coletaram uma sequência sedimentar contínua do fundo oceânico (ZACHOS et al., 1993). Ocorreu que, muitas amostras foram reunidas e examinadas, revelando que a transição climática ao longo do Paleogeno não se deu de forma gradual, como antes havia sido considerada, mas sim que foi pontuada por níveis com mudanças climáticas mais abruptas (e.g. HAQ et al. 1977, SAVIN, 1977, ZACHOS et al., 1993). Entretanto, o tempo envolvido entre os níveis de mudanças climáticas e o seu desenvolvimento só pode ser mais bem compreendido a partir do aperfeiçoamento nas técnicas de coleta advinda do programa Ocean Drilling Program, que foi implementado em meados da década de 80. O avanço nas técnicas de coleta, associado com estudos isotópicos de alta resolução, possibilitaram um detalhamento na transição do clima durante o Paleogeno, levando a percepção que essas mudanças não foram tão previsíveis como pressuposto. Dentro de um ciclo de mudança climática maior foram observadas diversas mudanças climáticas

menores, de caráter abrupto e catastrófico, que ocorreram em uma escala de tempo de curta duração, com aproximadamente milhares de anos, que podem ser chamadas de aberrações (e.g. ZACHOS et al., 1993, ZACHOS et al., 2001). Aberrações são informalmente definidas como breves anomalias (~10³ para 10⁵ anos) que se destacam sobre um contexto "normal" de variação de temperatura em termos de taxa e/ou amplitude e que são normalmente acompanhadas por uma maior perturbação no ciclo global do carbono, o qual é mensurado pelos dados isotópicos do Carbono (ZACHOS et al., 2001).

Alguns trabalhos, após a metade do século XX buscavam compreender as paleotemperaturas no Paleogeno, por meio de dados dos isótopos de Oxigênio (e.g. SHACKLETON e KENNETT, 1975, SAVIN, 1977, SHACKLETON e BOERSMA, 1981, SHACKLETON, 1986), inclusive apontado à existência do aquecimento no final do Paleoceno (e.g. HAQ et al., 1977), mas ainda desconhecendo o evento climático do Paleoceno/Eoceno. Foi então no trabalho de Rea et al. (1990), a partir da associação de diversos elementos, que houve uma caracterização do que seria considerado o MTPE. Rea et al. (1990) caracterizou o limite do Paleoceno/Eoceno como um período de fortes mudanças ambientais, marcado por intensos eventos tectônicos, associado com uma potente atividade hidrotermal no piso oceânico. Apresentou também como característica para esse intervalo a redução na intensidade da circulação atmosférica, modificações na circulação das correntes oceânicas de fundo, que passaram a ser controladas por variações de salinidade, além de que a ocorrência do registro de baixos valores do δ^{13} C nos sedimentos marinhos, acompanhada pela extinção de foraminíferos bentônicos e evolução dos mamíferos no continente (Rea et al., 1990).

Em seguida, Kennett e Stott (1991) publicaram um estudo em que a anomalia isotópica do carbono (δ^{13} C) foi mais bem caracterizada e associada com os baixos valores do δ^{18} O. Os autores descreveram a anomalia numa sequência pelágica do "Maud rise" no Oceano Atlântico Sul, na Antártida, no poço 690B perfurado pelo projeto *Ocean Drilling Project* (*ODP*) dentro da zona de inversão de polaridade *magnetochron* C24R. Além disso, eles indicaram que exatamente onde o δ^{13} C possui uma quebra abrupta, houve a extinção dos foraminíferos bentônicos, evento este há muito tempo conhecido (e.g. THOMAS, 1989) (figura 5).


Figura 8 – Anomalias isotópicas do δ^{13} C e do δ^{18} O apresentadas nas curvas de Kennett e Stott (1991).

Fonte: Kennett e Stott (1991).

Após o pioneiro trabalho de Kennett e Stott (1991) revelando uma rápida, breve e surpreendente excursão isotópica negativa do δ^{13} C e do δ^{18} O medida nos foraminíferos bentônicos e planctônicos no intervalo próximo ao limite do Paleoceno / Eoceno, centenas de outros artigos foram publicados sobre o MTPE. Esses trabalhos abrangem áreas de estudo em diversas regiões do mundo, tanto na porção marinha quanto continental, com a finalidade de descrever e aprimorar o conhecimento a respeito desse evento hipertermal (MCINERNEY e WING, 2011), além de confirmar o caráter global do evento (Figura 6) (e.g. Porção marinha: Antártida – Kennett e Slott et al., 1991; Oceano Pacífico Norte – Bralower et al., 1995; Paquistão – Beck et al., 1995; *Walvis Ridge*, Atlântico Sul - Thomas e Shackelton, 1996, Noroeste da Europa – Knox, 1998; Oeste do Atlântico Norte – Katz et al., 1999; New Jersey – EUA- Aubry et al., 2000; Noruega - Svensen et al., 2004; Zachos et al., 2005; Brasil - De Mello, 2016; Groelândia – Reynolds et al., 2017; Porção continental -Bacia Bighorn, Wyoming, EUA – Koch et al., 1992, Frickie et al., 1998).



Figura 9 – Mapa com a localização dos locais onde foram feitos estudos do MTPE.

O MTPE atualmente é considerado o maior evento climático do Paleogeno (e.g. ZACHOS et al., 1993, 2001) e também o mais quente do Cenozoico (e.g. BAINS et al., 1999). Ele está associado a um rápido, mas intenso, intervalo de aquecimento global apresentando uma drástica e proeminente elevação da temperatura da superfície do globo, na ordem de 5, podendo ter chegado 9°C, com uma significativa mudança no ciclo global do carbono. Kennett e Stott (1991) mensuraram o aumento da temperatura por meio do decréscimo nos valores isotópicos do δ^{18} O entre ~ 2 e 1‰, medidos nos foraminíferos bentônico e planctônico. Os autores estimaram que a temperatura da superfície das águas dos oceanos, que era entre 13 e 14°C, passou a ser ~ 18°C, alcançando 21°C em águas rasas de zonas de altas latitudes. Além de terem mensurado a temperatura das águas profundas antes do evento em ~ 10°C e consideraram uma elevação da temperatura de águas de subsuperfície em 6°C, na região de alta latitude durante o MTPE. Bralower et al. (1995) consideraram que houve um aumento de temperatura entre 4 a 6°C das águas intermediárias tropicais. Segundo os autores, convergências dos valores de δ^{18} O de foraminíferos planctônicos e bentônicos sugeririam que o gradiente termal na coluna d'água dos oceanos tropicais se desfez durante o CIE, o que pode ter gerado um escoamento das águas da superfície de baixas latitudes para profundidades intermediárias. Além disso, eles avaliaram que as águas de superfície do oceano Pacífico equatorial foram uma potencial fonte de água quente, com alta salinidade para os oceanos profundos durante o MTPE (BRALOWER et al., 1995). Zachos et al. (2003) observou que o aquecimento global do intervalo do P/E foi amplificado em direção aos polos.

Nota: Por meio da ampla distribuição dos estudos, é perceptível a caracterização do MTPE como um evento de escala global. Fonte: MCINERNEY e WING (2011).

Além isso, os autores estimaram um aumento da temperatura da superfície das águas (*sea surface temperatures - SSTs*) no oceano Pacífico tropical entre 4 a 5°C. Segundo Jones et al. (2013), atualmente, são três as metodologias, baseadas em indicadores geoquímicos, que estima a temperatura na superfície dos oceanos durante o MTPE: composição do isótopo de oxigênio (δ^{18} O), razão de magnésio e cálcio (Mg/Ca) de testas de calcita de foraminíferos planctônicos e TEX₈₆ baseado na composição orgânica de lipídios tetraéter produzidos por Thaumarchaeota marinhos (GDGT). Com base na razão de magnésio e cálcio (Mg/Ca do *Subbotina* spp.), os autores estimaram para o MTPE uma média de temperatura global da superfície entre 4 e 5°C. Entretanto, tanto esse método, quanto o δ^{18} O para inferência da temperatura são muito afetados pela dissolução dos carbonatos, fenômeno presente no MTPE devido o processo de acidificação dos oceanos. Enquanto o método de TEX₈₆ não é afetado pela dissolução (STOKKE et al 2020). Foi medido por Stokke et al. (2020) uma elevação de ~10°C na temperatura da superfície da água durante o início do MTPE.

O MTPE é um evento que também envolve o registro de um conjunto de eventos de caráter biótico, oceanográfico, sedimentológico, tectônico e até mesmo extraterrestre (e.g. KENNETT e STOTT, 1991, ZACHOS et al., 1993, RÖHL et al., 2000, ZACHOS et al., 2003, SLUIJS et al., 2006, AUBRY et al., 2007). Especificamente, os principais eventos do MTPE estão listados abaixo:

- a) excursão negativa do isótopo de Carbono δ¹³C (*Carbon Isotopic excursion CIE*) (e.g. SHACKLETON, 1986, KENNETT e STOTT, 1991, KOCH et al., 1992, SLUIJS e DICKENS, 2012);
- b) acidificação dos oceanos (*Ocean acidification OA*) (ZACHOS et al., 2005, HÖNISCH et al., 2012, HARPER et al., 2019);
- c) extinção dos foraminíferos bentônicos (*benthic foraminiferal extinction event BEE*) (e.g. TJALSMA E LOHMAN, 1983, THOMAS, 1989, KAIHO et al., 1996, DE MELLO, 2016),
- d) surgimento e expansão de diversas ordens dos mamíferos, acompanhada também pela extinção de linhagens arcaicas (e.g. GINGERICH, 1989, MASS et al., 1995, BOWEN et al., 2002);
- e) mudanças na circulação de correntes oceânicas (e.g. KENNETT e STOTT, 1991, DICKENS et al., 1995, DICKENS et al., 1997, BRALOWER et al., 1997) e;

f) aumento da deposição de esmectita e caolinita (e.g. ROBERT e MAILLOT, 1990, ROBERT e KENNETT, 1994, BOLLE e ADATTE, 2001).

Além das características acima expostas, o limite do Paleoceno/Eoceno é descrito também como um intervalo onde ocorreram amplos vulcanismos e intensa atividade da tectônica global (e.g. MILLER et al., 1987, REA et al., 1990, THOMAS e SHACKLETON, 1996). Como exemplo, mencionam-se os seguintes eventos:

- a) mudança na direção da subducção no pacífico Norte (e.g. GOLDFARB et al., 1991);
- b) vulcanismo envolvendo a província vulcânica do atlântico Norte (*NAIP*), com formação do piso oceânico na região entre o leste da Groelândia e a ilha Faroe (e.g. LARSEN et al., 1992);
- c) Colisão Ásia e Índia e exumação do C_{org} dos estratos do neo-Tétis (e.g. BECK et al., 1995);
- d) Erupção explosiva no círculo Caribenho (e.g. SIGURDSSON et al., 2000).

A anomalia CIE, que apresenta uma variação isotópica na ordem de -2‰ e -3‰, podendo chegar a -8‰, foi reconhecida inicialmente nos carbonatos e na matéria orgânica depositados no ambiente marinho (desde o oceano mais raso até a porção mais profunda) e posterirormente nos carbonatos de paleossolos e esmaltes de dentes de mamíferos, na porção continental (e.g. KENNETT e SLOTT, 1991, KOCH et al., 1992, BRALOWER et al., 1997, BOWEN et al., 2001, SLUIJS e DICKENS, 2012). Sendo então, um evento global que pode ser detectado tanto no reino continental quanto marinho, o CIE pode ser usado como elemento de correlação de seções sedimentares (KOCH et al., 1992).

A magnitude da anomalia CIE varia bastante de acordo com o posicionamento geográfico da rocha analisada. Isso pode ser comprovado nas mais de 15 localidades mundiais onde a excursão negativa do δ^{13} C foi reconhecida (e.g. MCINERNEY e WING, 2011). Por exemplo, o registro do CIE do Carbono da matéria orgânica nos sedimentos marinhos na Nova Zelândia é de -2,8‰ (KAIHO et al., 1996), no Ártico é de ~ -4‰ (HARDING et al., 2011) e nas concreções carbonáticas de paleossolos de seções continentais na *Polect Bench*, Bacia de Bighorn (EUA) chegou a -8‰, (BOWEN et al., 2001). Contudo, variações do δ^{13} C do carbono da matéria orgânica podem estar refletindo diferentes assinaturas isotópicas para os diferentes tipos da matéria orgânica, por exemplo, a mistura de matéria orgânica terrestre e

marinha (SLUIJS et al., 2006), além de mudanças no fracionamento isotópico devido a resposta fisiológica dos organismos às mudanças ecológicas. Ou seja, o δ^{13} C do carbono da matéria orgânica não reflete somente as mudanças na composição isotópica do carbono que é fixado (SLUJIS e DICKENS, 2012).

As características do CIE que incluem a sua magnitude, sua curta duração e a natureza global traz um significado de que uma enorme quantidade de carbono enriquecido em ¹²C foi rapidamente inserida nos reservatórios de carbono inorgânico atmosférico e oceânico (ZACHOS et al., 1993; DICKENS et al., 1995; THOMAS e SHACKLETON, 1996). Além disso, após essa liberação muito rápida do ¹²C, os efeitos dessa excursão se prolongaram por milhares de anos no planeta, devido ao tempo de permanência do carbono (e.g. KENNETT e STOTT, 1991; ZACHOS et al., 1993, RÖHL et al., 2000, ZACHOS et al., 2005). A estimativa do tempo de permanência do ¹²C, que está atrelada com os modelos de idade do CIE, vem sendo medida com base na cicloestratigrafia e na análise do hélio extraterrestre, levando-se em consideração os ciclos orbitais e as taxas de sedimentação (RÖHL et al., 2007). É importante salientar que os modelos de idade para o CIE são os mesmos que estimam a duração do MTPE (e.g. RÖHL et al., 2000 e 2007).

A excursão isotópica do δ^{13} C varia significativamente nas seções e nos tipos de rochas (MCINERNEY e WING, 2011). Podem ser estabelecidos dois intervalos estratigráficos segundo Jones et al. (2013): um imediatamente anterior ao MTPE (Pré-MTPE) e outro no "pico" da perturbação do MTPE (pico do MTPE). Também pode ser dividido numa fase principal, que também é chamada de núcleo e uma fase de recuperação, onde os níveis de carbono retomaram aos valores próximos aquele anterior ao MTPE. O período de recuperação é dividido entre uma fase rápida inicial e outra subsequente mais gradativa (MURPHY et al., 2010). Röhl et al. (2000) estimaram a duração total do CIE, incluindo a fase do "núcleo" e de "recuperação" em aproximadamente 220 mil anos. Onde a fase principal do corpo do CIE (ou núcleo) apresenta cerca de 70-80 mil anos de duração, desde o início da anomalia, chegando ao seu máximo (pico) e alcançando a fase inicial de recuperação. Porém, Röhl et al. (2007) a partir de levantamento feito na cadeia Walvis no Oceano Atlântico Sul, integrando dados da "Weddell Sea" também localizada no Atlântico sul, apresentaram uma outra estimativa de idade, no qual o MTPE (ou CIE) teria uma duração total em torno de 170 mil anos. Posteriormente, Murphy et al. (2010) a partir de estudos de ³He_{ET} inferiram uma idade de ~217 mil anos, desde a base do CIE até o final da segunda fase de recuperação e ~234 mil anos até o final da terceira fase de recuperação. No modelo que os autores construíram, o valor mínimo da anomalia CIE durou cerca de 134 mil anos, com um tempo de recuperação de ~80-120 mil anos (MURPHY et al., 2010). De maneira geral, o início do CIE ocorreu num intervalo de tempo entre 10 a 30 mil anos, indicando que o tempo de residência do carbono no ciclo global foi de pelo menos 120 mil anos no Ypressiano (e.g. KENNETT e STOTT, 1991, NORRIS e RÖHL, 1999, DICKENS, 2000). A estimativa de idade do MTPE é feita considerando uma taxa de sedimentação linear junto com dados de bioestratigrafia e magnetoestratigrafia (e.g. DICKENS, 2000). Entretanto, a dissolução do CaCO₃ durante o MTPE resultante da acidificação dos oceanos (fenômeno esperado devido a elevada liberação do CO₂), acrescenta um elemento complicador na estimativa do tempo real de duração do CIE. Podendo, assim, o CIE ter sido bem maior do que aquele mensurado até o momento, principalmente nas medidas feitas nos carbonatos marinhos (e.g. DICKENS, 1998, MURPHY et al., 2010).

A identificação do evento MTPE é feita justamente pela identificação da excursão isotópica negativa do δ^{13} C (CIE) nas seções sedimentares (KENNETT e STOTT, 1991; KOCH et al., 1992). Além disso, pela posição da base do CIE atualmente é marcado o limite do Paleoceno/Eoceno (base do andar Ypresiano) no estratotipo do afloramento em Dahabiya, próximo a Luxor, no Egito, segundo o GSSP (Global Stratotype Sections and Points) (AUBRY et al., 2007, OGG et al., 2016). Os biozenamentos deste intervalo apresentam certas dificuldades em ser realizados devido ao fato de que as biotas de foraminíferos planctônicos, nanofósseis calcários, dinocistos, radiolários e diatomácias do Paleoceno apresentarem uma boa abrangência ao longo do Eoceno (SPEIJER et al 2012). Com base em datações radiométricas de camadas de cinzas de sedimentos marinhos associada aos ajustes orbitais e a cicloestratigrafia foi estimada a idade do MTPE em 56,011- 56,293 Ma (WESTERHOLD et al. 2009). O evento climático do limite do P/E chegou a ser designado como LPTM (Late Paleocene Thermal Maximum – Máximo termal do final do Paleoceno – Zachos et al., 1993) e IETM (Initial Eocene Thermal Maximum - Máximo termal do início do Eoceno), entretanto o termo PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum ou no português MTPE - máximo termal do Paleoceno e Eoceno) é aquele que vem sendo usado atualmente (MCINERNEY e WING, 2011).

Ainda não está bem esclarecida qual seria a origem, a fonte, a quantidade e a taxa de emissão do carbono envolvido na formação da anomalia CIE (e.g. DICKENS, 2000, PAGANI, 2006, CUI et al., 2011). Embora permaneçam as incertezas, construíram-se alguns consensos no meio científico a respeito do CIE. Um deles consiste no entendimento de que os

modelos tradicionais do ciclo do carbono global, que se fundamentam na transferência do carbono da matéria orgânica para os reservatórios de carbono inorgânico nos oceanos e na atmosfera, são insuficientes para explicar a proeminente anomalia negativa do δ^{13} C no intervalo do P/E (e.g. BRALOWER et al., 1995, NORRIS et al., 1999). Nesse sentido, uma explicação para o CIE que envolva apenas o acúmulo de biomassa terrestre e marinha não é suficiente para provocar sozinha a rápida anomalia (milhares de anos) e a sua expressiva magnitude (no mínimo -2 a -3‰) (DICKENS et al., 1995, DICKENS et al., 1997), principalmente se for considerando que a massa total do carbono dentro do seu ciclo global é de aproximadamente 42.000 Gt (NORRIS et al., 1999). É pouco provável que ocorra uma perturbação da composição isotópica do carbono dos oceanos e da atmosfera, sem que haja uma massiva injeção de um carbono isotopicamente leve, tal qual o metano formado por bactérias (ZACHOS et al., 2008). Estudos indicaram que seria necessária a transferência e oxidação de 14% (1,1 para 2,1 x 10^{18} g¹ de C; 1,4 para 2,8 x 10^{18} g de CH₄, com um δ^{13} C de -60‰) do reservatório dos hidratos, considerando sua dimensão atual, para haver uma excursão de -2 e -3‰ no δ^{13} C (DICKENS et al., 1997). Enquanto Zachos et al. (2003 e 2005) consideram que seriam necessários ao menos 4.000 Gt (ou 4.000 x 10⁹t² ou 4,0 x 10¹⁸g) de Carbono leve adicionados no ciclo do carbono global para haver a formação da anomalia CIE.

A emissão do CO₂ vulcanogênico já foi cogitada como uma causa da origem da anomalia CIE. Segundo Rea et al. (1990), a elevação dos níveis de CO₂ atmosféricos teria origem no processo de reorganização das placas no contexto da tectônica global, que ocorreu no intervalo do Paleoceno/Eoceno. Entretanto, modelos de balanço de massa, levando em consideração o tempo excessivamente curto da anomalia negativa do δ^{13} C, consideraram que seria improvável que a emissão do CO₂ vulcanogênico pudesse provocar a anomalia CIE (DICKENS et al., 1995), além de que o CO₂ originado no manto não é suficientemente enriquecido em ¹²C (o valor do δ^{13} C do manto é de aproximadamente - 5‰) (KILLOPS e KILLOPS, 2005).

Posteriormente, Beck et al. (1995) aventou a possibilidade da liberação de proeminente quantidade de CO_2 para atmosfera durante o intervalo do Paleoceno/Eoceno, devido ao fechamento do Tétis e a consequente erosão e oxidação do carbono orgânico dos sedimentos depositados nesse antigo mar. Os autores associaram a ocorrência dessa emissão

^{1 10&}lt;sup>18</sup>-Exagrama (Eg) ou Teratonelada (Tt)

^{2 109}t ou 1015g ou Petagrama (Pg)

de CO₂ para atmosfera como a causa da anomalia isotópica do carbono (δ^{13} C) no MTPE. Entretanto, Thomas e Shackleton (1996) contestaram se a proeminente alteração no δ^{13} C teria sido causada pela erosão/oxidação e posterior deposição do carbono, já que o intervalo de tempo envolvido na formação da anomalia é muito curto. Então, sugeriram que a anomalia poderia ter sido provocada por uma série de processos e mecanismos de retroalimentação combinados, envolvendo: emissão de CO₂, mudanças nos padrões de circulação oceânica, mudanças na produtividade nos oceanos e continente e alterações nos tamanhos dos reservatórios oceânicos e atmosféricos (THOMAS e SHACKLETON, 1996).

Outra hipótese, atualmente bastante, aceita sobre a origem da anomalia CIE relaciona a fonte do ¹²C com o metano aprisionado nos hidratos de gás, que possuem uma assinatura isotópica de ~ 60‰ (e.g. DICKENS et al., 1995, 1997, BAINS et al., 1999, DICKENS, 2000). O metano é mais enriquecido em ¹²C que o CO₂, mas ao ser liberado para os reservatórios oceânicos e atmosféricos, ele é oxidado para CO₂, gerando consequências desastrosas para o meio ambiente (DICKENS, 2000). Bains et al. (1999) estudaram dois ODP (*Ocean Drilling Program* – Programa de perfuração no oceano) localizados um no oceano Atlântico no hemisfério Norte e o outro no Atlântico Sul. Os autores levantaram informações sobre os dados de Carbono e Oxigênio e realizaram cálculos, baseando-se no trabalho de Dickens et al. (1995) sobre balanço de massa. Eles corroboram com a hipótese de que a liberação do metano dos hidratos de gás seria a causa mais plausível para gerar uma anomalia da magnitude e tempo do CIE.

Embora os estudos de balanço de massa indiquem que a liberação do metano dos hidratos de gás seria uma hipótese plausível na geração da anomalia CIE, ainda restam dúvidas a cerca de qual seria o gatilho que teria provocado o "desencapsulamento" do metano (e.g. KATZ et al., 2001). Dickens et al. (1995) propuseram que a variação de temperatura das águas de fundo poderia ter provocado a liberação do metano por um mecanismo termal. Bralower et al. (1997) também consideraram uma liberação do metano por um mecanismo termal. Os autores relacionaram o vulcanismo explosivo no círculo Caribenho, que ocorreu de forma síncrona ao início do MTPE, com a variação das correntes oceânicas e mudanças na fonte das águas profundas dos oceanos. Esses processos podem ser explicados devido ao fato de que o vulcanismo explosivo, com liberação de aerossóis, na região de baixa latitude (círculo Caribenho) provocou um resfriamento na região e redução na temperatura da superfície dos oceanos (*sea surface temperature - SST*'s). Ao mesmo tempo, houve o vulcanismo efusivo na província ígnea do Atlântico Norte, que provocou um aquecimento nas

regiões de altas latitudes. Esses dois fenômenos combinados, provocaram uma redução na diferença de temperaturas entre as superfícies das águas dos oceanos em regiões de baixa e alta latitude, o que teria gerado uma reordenação da circulação das correntes oceânicas e mudanças na fonte das águas profundas dos oceanos. (BRALOWER et al., 1997). A partir dessas mudanças, águas quentes alcançaram o piso oceânico provocando a liberação dos hidratos de gás, por um mecanismo termal. Norris e Röhl (1999) sugeriram que houve um sistema de retroalimentação envolvendo o CO_2 com o aquecimento de águas profundas, seguido pela desestabilização do talude onde se concentrava os hidratos (NORRIS e RÖHL, 1999); significando que a liberação do metano dos hidratos poderia ter vindo após um aquecimento inicial, que gerou o aquecimento das águas do fundo dos oceanos (e.g. DICKENS et al., 1995, BRALOWER et al., 1997). Thomas et al. (2002) reforçou a hipótese de uma dissociação termal do metano dos hidratos de gás. Utilizando dados isotópicos do $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctônicos e bentônicos, os autores reconheceram mecanismos de subsidência e ressurgência na coluna d'água, que teria provocado a chegada de águas quentes nas camadas sedimentares com conteúdo de hidratos.

Katz et al. (1999) consideraram que uma ação mecânica, por meio de falhamentos no talude e/ou na plataforma continental provocou o escape do metano dos hidratos de gás entre os sedimentos, no tempo do MTPE. Os autores, através da sísmica de reflexão, observaram uma perturbação nos sedimentos na região do Talude em "Blake Nose" (Bahama). As reflexões sísmicas apresentavam uma assinatura caótica no intervalo correlato onde se encontra a anomalia CIE. Eles interpretaram como fluxos de detritos formados durante a movimentação do talude por falhamentos. Posteriormente, Katz et al. (2001) julgaram como insuficientes tanto a ação mecânica quanto termal como agentes na liberação do metano dos hidratos de gás. Os autores obtiveram essa conclusão por meio de modelagens que analisaram o fluxo de calor associado ao estudo de linhas sísmicas ligadas aos dados de poço. Além disso, consideraram que o metano liberado em "Blake Nose", sozinho, seria insuficiente para ter gerado uma perturbação global na magnitude do MTPE. Desse modo, os autores demonstraram as fragilidades dos modelos, até então apresentados, de liberação do metano dos hidratos, residindo assim dúvidas sobre quais teriam sido então os mecanismos prováveis à dissociação.

Outra possibilidade de liberação do metano dos hidratos consiste na dissociação por meio do impacto de cometa (KENT et al.,2003, SCHALLER et al., 2016). Além disso, os autores suscitaram a possibilidade da origem do carbono leve ter sido extraterrestre, trazido

por um cometa. Eles aventaram que o rápido início do CIE indicaria uma ação catastrófica. Os autores consideraram que o metano dos hidratos de gás poderia ter sido liberado posteriormente de forma gradual, mas o carbono trazido por meio de um impacto do cometa é o que teria provocado o início rápido e abrupto do CIE. Para essa suposição eles levaram em consideração medida feita por sonda espacial do cometa Halley, que demonstrou que o material do cometa é rico em carbono, com uma alta proporção da razão ¹²C/¹³C. Além disso, eles buscaram ratificar a hipótese por meio da relação com outros indícios, como: a camada de irídio encontrada em Zumaya (Espanha) e o abrupto aparecimento de argilas cauliníticas com certa abundância de nanopartículas magnéticas na costa de New Jersey (EUA).

A emissão de metano, como um mecanismo de gatilho no aquecimento global do P/E também foi aventado por Svensen et al. (2004). Mas, nesse caso seria a emissão de metano termogênico. Os autores propuseram que a liberação do CH₄ teria ocorrido através de condutos de escape de fluidos (*hydrothermal vents*), os quais se formariam por processo de desgaseificação de pelitos ricos em matéria orgânica que sofreram evolução térmica gerada pelo metamorfismo de contato com soleiras. Os autores mapearam, através da interpretação de linhas sísmicas, 735 condutos de escape de fluidos, posicionadas temporalmente no limite Paleoceno-Eoceno, nas bacias de Vøring e Møre localizadas no mar da Noruega. Eles relacionaram a grande quantidade de condutos de escape de fluidos com a anomalia de carbono e associaram com o evento MTPE. As teorias que compreendem hidratos de gás e condutos de escape de fluidos propõem que o metano seja o gás responsável pelo CIE. Isso corrobora os estudos que apontam o metano como um gás mais efetivo para o efeito estufa do que o CO₂, embora apresente um tempo de vida menor, já que o metano é rapidamente oxidado para CO₂ (Jones et al., 2016).

Outra possibilidade de emissão de gases de efeito estufa foi estudada por Kutz et al. (2003). Os autores apontaram que o final do Paleoceno foi uma época em que houve uma excepcional deposição de carbono orgânico terrestre. Eles sugeriram que um incêndio global, envolvendo as turfeiras, poderia ter contribuído para uma excursão negativa do Carbono do MTPE, além de provocar uma condição árida no clima da época. Entretanto, Higgins e Schrag (2006) consideraram que a queima de turfeiras como uma fonte de carbono é uma teoria improvável, pois essa teoria requereria que todas as turfeiras queimassem de uma só vez por 10-30 mil anos. Ao mesmo tempo, os autores apontam que a origem do carbono envolveria a oxidação de 5.000 Gt de matéria orgânica de caminhos marítimos (*seaways*) de oceanos

epicontinentais que se fecharam e, não descartaram outros potenciais mecanismos de liberação do carbono.

O MTPE é considerado uma aberração climática (ZACHOS et al., 2001) inserido dentro de uma tendência global e de longo prazo, de um aumento de temperatura no início do Cenozoico, abrangendo o Paleoceno médio (59 Ma) até o início do Eoceno (52 Ma), alcançando um pico no ótimo climático do início do Eoceno (EECO; 52 - 50 Ma) (e.g. SHACKLETON, 1986, ZACHOS et al., 2001). Importante salientar que os mecanismos de liberação do carbono que provocaram a anomalia do δ^{13} C pode ter sido resultado de um aquecimento gradual que já havia sido iniciado (e.g. DICKENS et al., 1995, BAINS et al., 1999, DICKENS, 2000, KATZ et al., 2001). Com isso, as especulações em torno da origem do CIE repousam também no fato de que o aumento da temperatura pode ter precedido a anomalia CIE em pelo menos 2000-4000 anos, segundo algumas indicações de dados isotópicos de δ^{18} O e δ^{13} C (e.g. KATZ et al., 2001, THOMAS et al., 2002). O início da excursão isotópica do δ^{13} C parece ter ocorrido no intervalo de tempo de 10 mil anos (e.g. KENNETT e STOTT, 1991, DICKENS, 2000) ou aproximadamente 5.000 anos (e.g. SLUIJS et al., 2007, TURNER et al. 2017). A alcalinidade, ΣCO_2 , a profundidade da liscolina nos oceanos, a pCO_2 atmosférico e a média da temperatura global da superfície retornaram aos valores iniciais em 2 a 5 x 10⁶ anos (DICKENS et al. 1997, DICKENS, 2000). Os primeiros 25 x 10³ anos fazem parte de um intervalo de interesse sobre os efeitos da oxidação do CH₄ (DICKENS, 2000).

Independente da fonte, o metano é oxidado para CO_2 na atmosfera e nos oceanos, através da fórmula: $CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O$. Esse mecanismo de liberação e oxidação do metano é análogo a extração e combustão dos combustíveis fósseis (DICKENS, 2000, ZACHOS et al., 2005).

Dickens (2000) estudou o modelo desenvolvido por Walker e Kasting (1992), que consiste na investigação dos efeitos a longo prazo de uma rápida e massiva emissão de CO_2 antropogênico no ciclo exógeno do carbono, para entender o caso do MTPE. Esse modelo inclui aspectos básicos do ciclo do carbono, do ciclo das rochas e apresenta as condições do ciclo exógeno do carbono num estado estacionário, que seria somente perturbado por uma inserção de CO_2 . Além disso, o modelo insere seis reservatórios oceânicos e a biomassa atmosférica e terrestre. Para os reservatórios oceânicos as variáveis envolvidas são: alcalinidade, o carbono total dissolvido, o isótopo de carbono e o PO_4^{3-} dissolvido. A alcalinidade (ALK) e o carbono total dissolvido (ΣCO_2) dos reservatórios oceânicos são

definidos pelas equações: [ALK]=[HCO₃⁻]+2[CO₃²⁻] e [Σ CO₂]= [HCO₃⁻]+ [CO₃²⁻] (e.g. Broecker, 1974). Para biomassa, as variáveis são: a massa de carbono e a composição isotópica. O modelo é usado para simular como parâmetros de: alcalinidade, carbono total dissolvido, isótopos de carbono, profundidade da lisoclina, *p*CO₂ atmosférico e média global da temperatura da superfície, responderiam ao aumento dos níveis de carbono. Para aplicação do modelo às condições do MTPE, Dickens (2000) adicionou o gás metano dos hidratos como um capacitor, com os seguintes dados de entrada: δ^{13} C de - 60‰, com uma taxa média de 3,08 x 10¹⁴ g/anos de CO₂ ao longo de 10 mil anos. A massa total resultante seria 3,08 x 10¹⁸ g de CO₂ ou 1,12 x 10¹⁸ g de CH₄. A partir desses valores de entrada, o resultado foi o aumento da *p*CO₂ na atmosfera, aumento da ALK e Σ CO₂ em todos os reservatórios oceânicos, o decréscimo do δ^{13} C do carbono inorgânico em todos os reservatórios e o raseamento da lisoclina em todos os reservatórios dos oceanos profundos. A lisoclina é influenciada pela temperatura, pressão e acidez do meio aquático (o que é resultado do acréscimo de CO₂ nos oceanos) e seu raseamento pode ocorrer pela redução do pH (e.g. Zachos et al., 2005).

A elevação do CO₂ dissolvido nos oceanos provoca a redução do pH, devido a alteração da química da água pela elevação da concentração de íons de hidrogênio e na redução do conteúdo dos íons de carbonatos [CO₃²⁻] por dissolução (e.g. ZACHOS et al., 2005). Os carbonatos se dissolvem porque se ligam ao hidrogênio livre formando outro composto. Isso ocorre porque os íons de carbonato (CO₃²⁻) apresentam maior afinidade química com o hidrogênio (H⁺) do que com o cálcio e magnésio, por exemplo. Assim, no meio ácido, o carbonato se desassocia do cálcio e se liga ao hidrogênio. A adição de CO₂ (ou CH₄ oxidado) de uma fonte externa para o ciclo do carbono provoca um aumento do Σ CO₂ de todos os reservatórios oceânicos de carbono (DICKENS, 2000, ZACHOS et al., 2005). Porque o CO₂ que é liberado na atmosfera tem seu *p*CO₂ aumentado e é absorvido pelos oceanos (cerca de 30%), havendo assim uma troca direta entre os reservatórios de CO₂ atmosféricos e oceânicos (e.g. NOAA, 2013). O aumento do CO₂ também tem um efeito de reduzir a saturação do CaCO₃, que é usado pelos organismos marinhos na construção das suas carapaças e esqueletos (HÖNISCH et al., 2012).

A acidificação dos oceanos é um efeito químico que pode gerar graves consequências no ecossistema marinho. Entretanto, a estimativa desse efeito no passado pode ser complicada porque implica na perda do registro da rocha, no caso dos carbonatos por dissolução (HÖNISCH et al., 2012). Estudo realizado na "Walvis Ridge", na porção mais ao sul do Atlântico, comparou a proporção de conteúdo de carbonato no intervalo posicionado no MTPE com aqueles sobrepostos e sotaposto, demonstrando que houve uma drástica redução de carbonatos no intervalo do P/E, sendo substituídos por uma argila vermelha escura (ZACHOS et al., 2005).

Por fim, a oxidação do metano acompanhada da redução do pH durante o MTPE teve a consequência drástica do rápido (<10.000 anos) raseamento da lisoclina e da profundidade de compensação da calcita (CCD) em mais de 2 Km, com uma posterior fase de recuperação gradual (>10.000 anos), que pode ter sido provocada pelo intemperismo dos silicatos (DICKENS, 2000, ZACHOS et al., 2005).

O MTPE também tem por característica um evento de extinção dos foraminíferos bentônicos nos oceanos, intitulado como BEE (THOMAS e SHACKLETON, 1996). Antes desse evento, os foraminíferos bentônicos apresentavam formas robustas, bem calcificadas, grandes, diversas e cosmopolitas (e.g. KAIHO et al., 1996). Thomas (1989) descreveu que durante o MTPE, na "Maud Rise" - Antártida, a diversidade dos foraminíferos bentônicos caiu em torno de 50% em 20.000 anos. Globalmente, a extinção dos foraminíferos bentônicos de águas profundas no intervalo Paleoceno/Eoceno foi de 30 a 50% (e.g. THOMAS, 2007).

A extinção dos foraminíferos bentônicos de águas profundas foi um fenômeno complexo, que vêm sendo explicado por meio de alguns elementos: (1) mudanças na circulação das correntes oceânicas, rápido aquecimento das águas dos oceanos, aumento da salinidade e deficiência em oxigênio das águas profundas dos oceanos; (2) uma abrupta queda na produtividade da superfície dos oceanos, reduzindo as fontes tróficas disponíveis para os organismos bentônicos do oceano profundo; (3) Aumento da corrosividade nos carbonatos de cálcio - CaCO₃ (e.g. MILLER et al., 1987, SHACKLETON, 1986, REA et al., 1990, THOMAS, 1990, THOMAS E SHACKLETON, 1996, THOMAS, 1998).

Thomas (1990) comparou a extinção que ocorreu no final do Cretáceo (no limite K/P) com a do final do Paleoceno (MTPE) e concluiu que houve diferenças entre elas. Na primeira, os foraminíferos planctônicos foram os impactados e extintos e na segunda a extinção atingiu os foraminíferos bentônicos de águas profundas. O fato da extinção do MTPE ter atingido os foraminíferos bentônicos e a extinção do K/P ter atingido os foraminíferos planctônicos pode indicar que as extinções, quando ocorrem, são desassociadas e não atingem a todos os ambientes da Terra, desde a superfície até as águas profundas (THOMAS, 1990). Primeiramente, a extinção dos foraminíferos bentônicos de soceânicas. Sendo as correntes que alcançaram o piso

oceânico aquelas compostas por águas quentes, salinas e pouco oxigenadas, e essas águas pouco oxigenadas poderiam ter ocasionado mortandade de organismos epifaunais e infaunais (THOMAS, 1990). Kennett e Stott (1991) admitiram que a ocorrência síncrona das excursões isotópicas associadas às extinções levantou a possibilidade de uma provável mudança ambiental como causa. Thomas (2007) reconheceu que a extinção dos foraminíferos bentônicos do limite do Paleoceno-Eoceno não era facilmente explicável e que ela poderia ser atribuída as mudanças na produtividade oceânica, aos níveis baixos de oxigênio e a corrosão dos carbonatos. Entretanto, ela assume que nenhum desses fatores é global, sendo que o fenômeno de extinção dos foraminíferos bentônicos (BEE) é global e ao final, ela admite que o aquecimento global possa ter sido a causa mais importante para a causa da extinção. A fauna dos foraminíferos bentônicos do oceano profundo posterior à extinção apresentou uma grande variação geográfica, mas com baixa diversidade e de formato pequeno e de paredes finas (THOMAS, 1996). Estudos na região do Peri-Tethys, no oriente médio, identificaram a presença de camadas sapropélicas no intervalo do MTPE no nível da excursão negativa do carbono (CIE) (GAVRILOV et al., 2003). Os autores interpretaram as camadas sapropélicas como resultado de uma alta produtividade, que foi desenvolvida por um elevado influxo de nutrientes oriundos da rápida transgressão marinha. A alta produtividade teve como consequência a depleção do oxigênio, o que foi apontado inclusive como causa da dizimação dos foraminíferos bentônicos (GAVRILOV et al., 2003).

Alterações em ostracodes também foram observadas em "Maud Rise" no mar Weddell. Steineck e Thomas (1996) demonstraram que no mesmo intervalo (Paleoceno/Eoceno) que ocorreu a extinção dos foraminíferos bentônicos, os ostracodes experimentaram uma transformação. Os gêneros bem calcificados foram substituídos por formas raras, além de ter ocorrido uma abrupta queda na diversidade e abundância. Houve uma substituição dos típicos gêneros de ostracodes batial por taxas oportunistas, generalistas e tolerantes ao estresse, consideradas uma "fauna típica de desastre" (*Disaster fauna*) (STEINECK e THOMAS, 1996). As alterações que existiram em comum, entre dois grupos de organismos tão distintos (Foraminíferos e Ostracodes), demonstram que houve uma rápida perturbação ambiental no intervalo Paleoceno/Eoceno (STEINECK e THOMAS, 1996).

O MTPE também é marcado pelo registro de organismos marinhos pelágicos típicos de água quente povoando regiões tipicamente frias (HAQ et al. 1977), assim como presença de vegetação e solos de climas quentes (KEMP, 1978) e altas concentrações de Caulinita, nas

regiões de mais alta latitude, indicando intenso intemperismo químico (ROBERT e MAILLOT, 1990; GIBSON et al., 1993).

Análises de concentração de argilominerais demonstraram que no intervalo entre o Paleoceno/Eoceno, houve um aumento na concentração de Caolinita e Esmectita, em relação à Ilita, através da relação: Caolinita/Ilita e Esmectita/Ilita. Esses dados foram coletados na Antártida e as porcentagens de Caolinita equivalem aquelas que são encontradas em regiões tropicais-subtropicais modernas. Para época, os valores de Caolinita são considerados atípicos para região onde ela se depositou (Antártida) e sugere um aumento de temperatura, um regime constante de chuvas e intenso intemperismo químico (ROBERT e KENNETT, 1994). Elevadas concentrações de Caolinita também foram encontradas na região do Tétis, indicando um episódio de humidade e calor na região (BOLLE e ADATTE, 2011).

A excursão negativa do isótopo de carbono, também está associada à rápida (cerca de 10 mil anos) diversificação dos foraminíferos planctônicos do gênero *Morozovella* e *Acarinina*, originando novos morfotipos como o *M. allisonensis* (nova espécie), *M. africana* e *A. sibaiyaensis*, que tiveram uma abrangência temporal muito curta (50 para diversos 100 mil anos) (CLAY KELLY et al., 1996). Além disso, existe o registro do aparecimento fóssil da assembleia de cistos de dinoflagelados planctônicos do genêro *Apectodinium*, habitantes de mares na porção marginal. Esse aparecimento é correlacionável com o CIE, BEE e o zoneamento do nanofóssil calcário. O registro foi identificado em duas localidades bem distantes entre si: Áustria e Nova Zelândia, podendo indicar um fenômeno de caráter global. O evento *Apectodinium* foi associado com fenômenos que incluem: a elevação global da temperatura da superfície dos oceanos e o aumento da produtividade na superfície das águas marinhas marginais (CROUCH et al., 2001).

Koch et al. (1992) reconheceram que o CIE coincidiu com uma grande mudança da fauna dos mamíferos no Cenozoico. O MTPE é marcado pelo intercâmbio de mamíferos entre a América do Norte e a Europa, levando a ocorrência de faunas cosmopolitas (HOOKER, 1996), além do aparecimento de importantes ordens dos mamíferos (Artiodáctilos, Perissodáctilos e Primatas - GINGERICH, 1989, MASS et al., 1995); e dos *didelphis marsupialis* e *hyaenodontid creodonts*.(MASS et al., 1995). A anomalia CIE é coincidente com a idade dos mamíferos terrestres, conhecida como: Wasatchiano (na América do Norte) e Esparnaciano (na Europa) (e.g. HOOKER, 1996). Mas especificamente, o limite Paleoceno/Eoceno corresponde à idade Wasatchiano 0 (e.g. KOCH et al., 1992) representando um intervalo de grande expansão e diversificação da comunidade dos mamíferos (MASS et al.)

al., 1995). É considerada a hipótese de que o aquecimento climático global do Paleoceno/Eoceno estaria associado com o aumento na taxa da mudança morfológica dos mamíferos (KOCH et al., 1992).

Importante salientar que no limite do P/E não houve, o que se pode considerar, ampla extinção em massa, que afetasse organismos marinhos e terrestres conjuntamente. O que existiu foram condições que afetaram exclusivamente, levando a extinção, os foraminíferos bentônicos (Thomas, 1990).

Outro fenômeno que também pode provocar mudanças no clima são as variações nos ciclos orbitais (e.g. BERGER, 1988). Norris e Röhl (1999) e Röhl et al. (2000) apontaram para o MTPE, por meio da correlação entre a ciclicidade no registro do δ^{13} C e dados de susceptibilidade magnética, intensidade de Ferro, intensidade de cálcio, com o ciclo de precessão, usando a cicloestratigrafia e a magnetocronologia; que o aquecimento no final do Paleoceno e início do Eoceno pode ter tido como gatilho um aumento na temperatura provocado pela elevação na insolação. Cramer et al. (2003) estudaram o intervalo do Paleoceno/Eoceno por meio de ferramentas isotópicas (δ^{13} C e δ^{18} O), taxas de sedimentação, magnetoestratigrafia e bioestratigrafia. Os autores apontaram que a excursão isotópica do carbono no P/E ocorreu durante um ciclo de excentricidade mínimo de ~400 mil anos. Mas, eles consideraram como improvável o MTPE tenha tido esse gatilho por meio de um ciclo orbital e concluíram que pelo tempo envolvido no MTPE o mais consistente é que tivesse uma origem estocástica (do tipo queda de um cometa). Zachos et al. (2001) considerou o MTPE como um evento do tipo "aberração" dentro da história climática da era Cenozoica. Esses eventos do tipo "aberrações" são rápidas anomalias climáticas dentro de um contexto "normal" do clima. Entretanto, Lourens et al. (2005) sugeriram que houve um efeito do ciclo orbital de máxima excentricidade, e que este pode ter causado um aumento na temperatura das águas intermediárias, acionando a liberação do metano nos hidratos. Ademais, é importante salientar que o Eoceno se encontra dentro de uma tendência global climática de aquecimento, pontuado por eventos hipertermais, onde o MTPE é o mais proeminente e o primeiro ETM-0, em seguida veio o ETM-2 (ou ELMO) e o ETM-3 (e.g. LOURENS et al., 2005), no qual o MTPE foi descrito como o primeiro e o maior deles (DECONTO et al., 2010). O término do MTPE pode ser associado à deposição de grande quantidade de matéria orgânica, resultante do aumento da produtividade, no setor nordeste do Peri-Tethys (GAVRILOV et al., 2003).

Finalmente, o intervalo compreendido entre o final do Paleoceno e o início do Eoceno apresenta um evento de mudança climática importante para os estudos de mudanças climáticas do passado e do presente, assim como para entender o ciclo do carbono (e.g. ZACHOS et al., 2005, ZACHOS et al., 2008, HÖNISCH et al., 2012, SVENSEN et al., 2019).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização desta pesquisa foram utilizados dados geofísicos sísmicos e nãosísmicos (magnetométricos), petrofísicos e litológicos. Todos os dados são públicos e foram solicitados da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) via requerimento ao seu banco de dados e fornecidos em formato digital, por meio de DVD's ou como link para download. Ao todo foram disponibilizados 22 arquivos de dados digitais de poços, sendo 8 localizados na Bacia de Mucuri e 13 na Bacia do Espírito Santo. Os dados sísmicos cedidos da Bacia de Mucuri compreendem 1 cubo sísmico 3D de ~ 439 km² e 41 linhas sísmicas 2D. Já na Bacia do Espírito foi fornecido 1 cubo sísmico 3D de ~ 161 Km².

O cubo sísmico 3D, as linhas 2D, os perfis de rocha e petrofísicos e o dado magnetométrico da Bacia de Mucuri estão posicionados na porção offshore rasa na costa sul do estado da Bahia, na altura do município de Caravelas. O cubo sísmico 3D, os perfis de rocha e petrofísicos da Bacia do Espírito Santo estão localizados próximos à quebra da plataforma, no talude continental, na porção offshore da referida bacia, na altura do município de Linhares-ES (Figuras 08A e 08B).





Fonte: A autora (2020).



Figura 11 - Localização do cubo sísmico do Espírito Santo.

Dentre os 13 dados digitais de poços da Bacia do Espírito Santo fornecidos pela ANP, três deles (localização dos poços - Figura 09) foram analisados geoquímicamente e isotopicamente, por meio de amostras concedidas pela empresa Ouro Preto Óleo e Gás à Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Uerj. O formato digital dos poços foi usado para interpretação petrofísica e na amarração sísmica e poço. As amostras foram processadas no Laboratório de Estratigrafia Química e Geoquímica Orgânica (LGQM) da Uerj e encontramse armazenadas na referida instituição.

Fonte: A autora (2020).



Figura 12 – Localização, na Bacia do Espírito Santo, dos poços em que foram feitas as análises geoquímicas.

Fonte: A autora, 2020.

2.1 Dados Geofísicos

Os dados geofísicos usados neste trabalho pertencem a dois tipos distintos de métodos usados na geofísica: o sísmico e o não-sísmico. O dado de método sísmico foi importante para realização do mapeamento das diferentes interfaces entre as rochas em subsuperfície. Os dados geofísicos não-sísmicos utilizados foram: petrofísicos (perfilagem de poços) e de método potencial, neste caso magnetométrico. Os perfis petrofísicos foram úteis na identificação da velocidade, densidade, radioatividade, porosidade e permeabilidade dos distintos pacotes de rochas. Enquanto o dado magnetométrico foi usado na confecção de mapas, que ressaltavam os contrastes das anomalias magnéticas dos corpos rochosos. Importante para o mapeamento de corpos ígneos e câmaras magnáticas.

2.1.1 Dados petrofísicos e Geofísicos sísmicos

Os dados petrofísicos incluem os perfis de densidade (Rhob) e vagarosidade (sônico) passaram por um processo de controle de qualidade por meio do software Techlog, da Schlumberger. Mas, antes desta etapa, como os perfis fornecidos pela ANP estavam no formato "tiff" e o Techlog não reconhece este formato, foi necessária a utilização de outro software ("Lis to Dlis converter" da Schlumberger) para fazer a conversão de formato. Uma vez convertidos para o formato Dlis, os perfis foram abertos no Techlog, onde se encontravam fragmentados em várias curvas com escalas e unidades distintas. Foi preciso, primeiramente, fazer uma padronização das escalas e unidades para depois promover a união dos trechos curvas, por um processo intitulado "merged". Em seguida foram eliminados os "spikes", mas atentando para não haver a eliminação de informações geológicas. Isso foi possível por meio da comparação com o perfil composto. Após a conclusão desse processo, as curvas foram salvas no formato "Las". Esse procedimento foi realizado somente nos perfis sônico e densidade porque foram esses os usados na amarração com a sísmica, para construção do sismograma sintético. Os demais perfis foram estudados e interpretados no dado do perfil composto fornecido pela ANP, que se encontra em formato de pdf.

Os dados geofísicos e as curvas petrofísicas da Bacia de Mucuri foram carregados no software Petrel no datum WGS 84, coordenadas UTM, zona 24 sul. O levantamento sísmico 3D da referida bacia foi realizado em junho de 2000, com uma taxa de amostragem de 2 milissegundos, utilizando 1316 canais. Trata-se de uma sísmica streamer, com offset máximo de 6000 metros de cabo, com separação de 100 metros entre si, a uma profundidade de 8 metros, com intervalo de grupo de 12,5 m. O espaçamento entre as linhas do cubo 3D é de 25 metros. As *inlines* possuem direção NW-SE e as *xlines* NE-SW. O dado foi migrado em tempo pelo método PSTM ("Prestack Time Migration" – migração pré-estaque no tempo). Na Bacia do Espírito Santo o levantamento sísmico foi realizado no datum SIRGAS 2000, coordenadas UTM, zona 24 sul, com um intervalo de amostragem de 4.000 amostras / traço e amostragem inicial de 2 milissegundos, com posterior reamostragem para 4 ms. Além disso, a polaridade dos traços sísmicos demonstrou que cada contraste de impedância positiva no perfil resultou num traço à direita representado por um pico preto.

A velocidade intervalar dos pacotes de rochas de interesse, em especial ígneas, foi calculada com base no perfil sônico, que mede o tempo de trânsito (ou *delay time* – DT) entre

um pulso sonoro compressional, emitido por um transmissor, até ele chegar a dois receptores (LIMA, 2005). Entretanto, foram poucos os poços que perfuraram as rochas ígneas na Bacia de Mucuri. O tempo de trânsito (DT), que também é o inverso do tempo necessário para que uma onda percorra a formação na distância de um pé (0,3048 m) foi convertido para velocidade de propagação de ondas acústicas através do cálculo vel = 304800 / DT, onde vel é a velocidade em m/s e DT é o tempo de trânsito no perfil sônico em ms/ft. Com a informação da velocidade da rocha e o valor da frequência, foi possível saber a resolução sísmica vertical, um elemento importante a se conhecer para uma interpretação sísmica bem fundamentada. O valor da frequência no dado sísmico da bacia de Mucuri foi verificado na janela de ancoragem no software Petrel, onde foi fornecido o valor de 25 Hz, sendo este valor considerado como a frequência dominante extraída na sísmica.

No perfil composto do poço 1-BAS-117-BA há o registro da ocorrência de 30 metros de rocha ígnea, que foi descrita como basalto da Formação Abrolhos na profundidade de ~1.450 metros (Figuras 10 e 11). No arquivo de AGP (Arquivo Geral de Poços) essa rocha é também descrita como basalto, acrescidas das informações de cor e tonalidade, ou seja, cinza escuro. Com base no perfil sônico, a velocidade do intervalo de rocha ígnea é de 60 µs/m, o que equivale a uma velocidade 5080 m/s, valor próximo à velocidade de 5500 m/s encontrada por Oliveira et al. (2018) para a mesma formação, assim como o trabalho de Planke et al (2000) que registrou um range de velocidades das ondas P, em basaltos, de 3 para 5,5 km/s. Por meio da fórmula, da resolução sísmica $(R)^3$, que é a menor espessura de um evento em metros que pode ser observado na sísmica (e.g. DUARTE, 1997), sendo R = Vel / 4*f, onde "Vel" é a velocidade intervalar extraída do perfil sônico (em m/s) e "f" é a frequência dominante, foi calculada a resolução sísmica vertical de 50,8 metros. Isso significa que eventos menores que 50,8 metros, provavelmente não serão expressos na sísmica, o que inclui o próprio evento ígneo. Acima da ígnea existe uma camada de carbonato (descrita como calcarenito), com velocidade DT de 70 µs/m que possui 140 metros de espessura, sendo então um evento mapeável sismicamente. É provável que sismicamente, a ígnea e a camada de carbonato encontram-se amalgamadas num refletor.

³ A resolução sísmica vertical foi calculada segundo as relações de resolução vertical V= λ .F, E= $\lambda/4$ e R=V/4.F; onde V= velocidade das camadas; λ = comprimento de onda; F= frequência do dado sísmico; E=espessura por unidade de distância e R=resolução sísmica.





Fonte: Modificado de Petrobras.

RD.

Figura 14 - Legenda dos códigos das litologias usadas no perfil composto.



Fonte: Petrobras.

No poço 1-BAS-119-BA ocorre uma rocha ígnea a partir da profundidade de 1.285 metros (posição do topo), alcançado 1.510 de base, totalizando uma espessura de 225 metros (Figuras 11 e 12). O arquivo de AGP descreve essa ígnea como um basalto de cor cinza escuro. Pelo perfil composto, o valor médio da velocidade DT é 75 μ s/m, o que equivale a uma velocidade intervalar de onda P de 4064 m/s e uma resolução sísmica de 40,64 metros.

Com a informação da resolução sísmica, estima-se que a rocha ígnea será representada por, pelo menos, 5 refletores sísmicos. No poço 1-BRSA-85-BAS a rocha ígnea encontra-se na profundidade de 1535 metros, apresentando uma espessura de 25 metros e um valor médio da velocidade DT de 90 µs/m, que equivale a uma velocidade acústica de 3387 m/s e uma resolução sísmica de aproximadamente 34 metros. Embora o pacote de rocha ígnea não tenha resolução sísmica para aparecer, o pacote de rochas carbonáticas apresenta resolução sísmica para ser representado na sísmica (Figuras 11 e 13). Já no poço 1-BAS-1-BA são vários eventos ígneos registrados. Os dois eventos mais rasos são mais espessos e se encontram entre as profundidades de 2.095 a 2.175 e 2.342 a 2.408 metros, contabilizam 80 e 63 metros de espessura, respectivamente. A velocidade DT deles é de aproximadamente 70 µs/m que equivale a uma velocidade acústica de 4.354 m/s, com uma resolução sísmica de 43 metros. Entretanto, na parte mais profunda do poço, ocorre uma série de 12 eventos ígneos, de espessura variando de 5 a 20 metros intercalados por arenitos, calcilutito e folhelhos. A velocidade sísmica desses eventos chega a 6.096 m/s ($DT = 50 \ \mu s/m$) e a resolução sísmica é de 60 metros (Figuras 11 e 14). Esses eventos não são expressos sismicamente, entretanto os pacotes de rochas ígneas mais rasos possuem espessura para serem representados sismicamente. O mapa mostrando a localização dos poços, em relação ao cubo sísmico, encontra-se na figura 15.



Figura 15 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA onde se encontra o intervalo da rocha ígnea e as discordâncias

Fonte: Modificado de Petrobras.



Figura 16 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BRSA-85-BAS onde se encontra o intervalo com a rocha ígnea e de carbonatos

Nota: A discordância Pré-Eoceno Superior (DPES) encontra-se no contato dos arenitos da Formação Rio Doce com os carbonatos da Formação Caravelas.

Fonte: Modificado de Petrobras.



Figura 17 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-1-BA onde se encontra o intervalo com as rochas ígneas abaixo das discordâncias do pré-Eoceno superior (DPES) e Eoceno Inferior (DEI).

Fonte: Modificado de Petrobras.



Figura 18 – Mapa de localização dos poços 1-BAS-117-BA, 1-BAS-119-BA, 1-BRSA-85-BAS e 1-BAS-1-BA, dentro do cubo sísmico, na Bacia de Mucuri

Fonte: A autora (2020).

Após a realização dos apropriados ajustes das curvas de sônico e densidade e dos cálculos de velocidade acústica e resolução sísmica, o próximo passo foi a amarração dos poços com a sísmica, em especial, a sísmica 3D.

A amarração dos poços na sísmica, ou o processo de ancoragem, onde um sismograma sintético é criado, por meio de parâmetros físicos da rocha (perfil sônico e densidade), posteriormente associado com a sísmica, é importante e indispensável para uma interpretação sísmica coerente, pois assim é possível haver uma correlação do dado sísmico com o dado de rocha. O sismograma sintético oferece uma relação de tempo *versus* profundidade, já que a sísmica se encontra em tempo e o poço em profundidade. A utilização do sismograma sintético é uma forma de se realizar uma interpretação sísmica mais segura dos horizontes, já que o dado do sismograma sintético responde diretamente as variações das velocidades nas diferentes interfaces de litotipos observados no poço, o que se relaciona diretamente com a ordenação e os tipos de rochas presentes no dado sísmico, possibilitando assim o entendimento do que representa os refletores sísmicos. O sismograma sintético irá traduzir a informação do poço, por meio da informação da impedância do intervalo e do coeficiente de refletividade, transformando o dado de rocha num dado sísmico.

A impedância (I) acústica delimita pacotes de rochas caracterizados por uma densidade e velocidade específica, por meio da fórmula: $I = \rho V$, sendo o " ρ " a densidade e o

"V" a velocidade. O valor de densidade é extraído do dado de RHOB na perfilagem do poço e a informação da velocidade dos intervalos de rocha é fornecida pelo perfil de sônico (ou *delay time* – DT) por meio da fórmula: vel = 304800 / DT. Assim, com base nesses dois perfis petrofísicos é possível extrair a impedância acústica (I) pela multiplicação do RHOB e vel. A impedância acústica é uma informação que caracteriza tipos litológicos, e com base nos contrastes de impedância acústica (I) é calculado o coeficiente de refletividade (CR), que é uma relação entre a impedância da camada superior e inferior, por meio do cálculo: CR = (I2-I1) / (I2+I1). Por fim, o sismograma sintético será resultante da convolução entre o coeficiente de refletividade com a wavelet, que neste caso foi uma Ricker (pulso sísmico de fase zero), extraída do dado sísmico.

Realizou-se a confecção dos sismogramas sintéticos dos poços 1BAS-001-BA, 1BAS-117-BA, 1BAS-119-BA e 1BRSA-085-BA utilizando os dados de densidade (Rhob) e de vagarosidade (DT – perfil sônico) fornecidos pela ANP. Esses poços são os únicos que se inserem dentro do cubo sísmico 3D (Figura 15).

Em alguns poços, a curva de densidade não estava completa, sendo necessário utilizar a equação de Gardner para completar a curva de densidade (Rhob). A equação de Gardner (GARDNER et al., 1974) utiliza a vagarosidade do perfil sônico, junto com valores baseados nos tipos de litologias e suas velocidades Vp para estimar a densidade. Ela é representada pela fórmula: $\rho = \alpha^* V_p^{b}$, onde ρ é a densidade calculada, α e b são constantes empíricas que dependem da geologia e V_p é a velocidade em ft/seg. Foi necessário fazer esse tipo de procedimento para o poço 1BAS 001 BA, já que o perfil de densidade não foi fornecido pela ANP. Para os poços 1BAS 117 BA e 1BAS 119 BA foram necessários aplicar a equação de Gardner somente para uma parte do perfil, onde não havia a informação de densidade. O poço 1BRSA 085 BA possui as curvas de Rhob e DT completas, não havendo, portanto, a necessidade da aplicação da equação de Gardner.

Dentro do software Petrel, o sismograma sintético foi criado automaticamente a partir do perfil de refletividade, que é constituído dos coeficientes de refletividade gerados pelos dados de densidade e sônico, convolvidos com uma assinatura da fonte (DUARTE, 1997), que no caso foi usada uma assinatura de uma *wavelet* do tipo *ricker*. Uma vez realizado o sismograma sintético e a inserção dos marcadores geológicos, foi feita a amarração dos quatro poços mencionados anteriormente, com a sísmica. A amarração foi realizada a partir da comparação dos padrões de refletores presentes na sísmica com os refletores gerados pelo sismograma sintético; por meio dos marcadores geológicos, que provêm das informações presentes no perfil composto e no Arquivo Geral de Poço (AGP) e; pelo conhecimento prévio da sísmica, resultante de uma interpretação preliminar. Todos esses elementos foram imprescindíveis para realização da amarração do poço com a sísmica de maneira mais confiável e fundamentada. Dentro desses elementos, os marcadores geológicos foram elementos fundamentais para entender a geologia e se tecer as relações do poço com a sísmica. Para tal, as informações da pasta de poço e do arquivo de AGP, foram relevantes, pois incluem as unidades litoestratigráficas e as bioestratigráficas, em especial importante para a identificação do intervalo do Eoceno inferior e o limite do Paleoceno/Eoceno. Ademais, os dados da litologia e dos perfis de raios-gama, densidade e sônico também auxiliaram na amarração do poço com a sísmica, sempre se levando em conta as diferenças na resolução.

O poço 1BAS-117-BA foi amarrado na *inline* 485 da sísmica 3D (figura 16), o poço 1BAS-119-BA foi amarrado na *inline* 170 (figura 17) e o poço 1BAS-01-BA foi amarrado na *inline* 395 (figura 18). O quarto e último poço amarrado no cubo 3D é o 1BRSA-085-BA, que passa na *inline* 828 (figura 19).



Figura 19 - Na parte central, entre as duas linhas sísmicas da inline 485, localiza-se o sismograma sintético do poço 1BAS-117-BA.

Legenda: A amarração "tempo versus profundidade" foi feita alinhando os refletores do sismograma sintético com os refletores da linha sísmica, com o auxílio dos marcadores geológicos. A sísmica está na paleta de cores *seismic default*, onde os refletores com amplitude positiva possuem cor vermelha e aqueles de amplitude negativa cor azul.

Fonte: A autora (2020).



Figura 20 - Amarração e sismograma sintético do poço 1BAS-119-BA

Fonte: A autora (2020).

Figura 21 - Amarração e sismograma sintético do poço 1BAS-01-BA



Fonte: A autora (2020).



Figura 22 - Amarração e sismograma sintético do poço 1BRSA 085 BA.

Legenda: Nesse poço, a DPES encontra-se no contato de arenitos com carbonatos da Formação Caravelas. O pacote carbonático é bastante espesso possuindo 135 metros de espessura e é limitado na base por basalto da Formação Abrolhos com 25 metros de espessura. A transição dos carbonatos com o basalto é marcado por uma queda na velocidade, que será representado por um contraste de impedância negativo. Sobre a superfície da DPES, os refletores ocorrem em *onlap*.

Fonte: A autora (2020).

2.1.2 Dados Geofísicos não-sísmicos (Métodos potenciais - Magnetometria)

O Campo Magnético Terrestre (CMT) é composto pelo Campo Magnético Principal (CMP) ou campo interno que é oriundo do núcleo externo da Terra; pelo Campo Externo (CE) proveniente de fenômenos físicos da ionosfera e pelo Campo Crustal, que é resultante das formações geológicas. O Campo Magnético Terrestre apresenta uma variação no espaço e ao longo do tempo, mas sua orientação principal coincide com o norte/sul geográfico. Três parâmetros são responsáveis por descrever o Campo Magnético Terrestre: a intensidade do campo, a inclinação e a declinação magnética. O campo crustal será influenciado pelas relações laterais de diferenças na susceptibilidade magnética dos minerais, gerando anomalias, que podem caracterizar alvos exploratórios de diferentes tipos. Os minerais podem ser diamagnéticos, paramagnéticos e ferromagnéticos. Os minerais diamagnéticos apresentam a propriedade de serem fracamente repelidos pelo campo magnético, os paramagnéticos são

minerais que são fracamente atraídos pelo campo magnético e os minerais ferromagnéticos são fortemente atraídos pelo campo magnético. Os minerais que possuem alta susceptibilidade magnética são, respectivamente, a magnetita, ilmenita, pirrotita, hematita e pirita, que constituem o grupo dos óxidos e sulfetos de ferro. No contexto das rochas, as sedimentares serão aquelas que irão apresentar os menores valores de susceptibilidade magnética, enquanto os basaltos e os peridotitos terão os maiores valores de susceptibilidade magnética (e.g. BLAKELY, 1996, HARTMANN, 2005, MIRANDA, 2011).

O método potencial magnetométrico é a ferramenta geofísica responsável por medir a susceptibilidade magnética nas rochas, o que depende dos minerais magnéticos que as compõem, explorando a relação existente entre o campo geomagnético e as rochas na crosta terrestre. Por meio desse método é possível identificar contatos, corpos e estruturas de corpos geológicos com presença de rochas com propriedade magnética (BLAKELY, 1996). Ele foi usado nesta pesquisa com a finalidade de identificar os corpos vulcânicos e magmáticos máficos associados à Formação Abrolhos dentro das bacias do Espírito Santo e Mucuri. Os dados magnetométricos usados neste trabalho são dados públicos que foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) através do banco de dados de exploração e produção (BDEP). Eles fazem parte do levantamento aéreogeofísico "0401 MAG APP050 ESPSAN MUC CUM JEQU" na região da plataforma continental do sul da Bahia e Espírito Santo, no contexto das bacias de Jequitinhonha, Cumuruxatiba, Mucuri e Espírito Santo. A operadora que realizou a aquisição não é especificada pela ANP e a Empresa de Aquisição de Dados (EAD) é a Petrobras. A data de conclusão do levantamento foi em 02 de janeiro de 1968 e a quantidade de linhas efetuadas foram 1.015 e a área total foi 83.067 km². A direção do levantamento aerogeofísico foi perpendicular à linha de costa. O espaçamento entre as linhas de voo, a altura do voo e o tamanho da célula de gridagem foram, respectivamente: 4000, 700 e 500 metros.

Os dados foram carregados no Geosoft com o datum SAD 69 e a projeção é UTM zone 24S. Foram gerados mapas de campo total, primeira derivada vertical do campo magnético total, sinal analítico e deconvolução de Euler.

O filtro da derivada vertical (Dz) foi usado porque tem a função de acentuar fontes de anomalia rasas em detrimento de fontes mais profundas. Ele resulta da derivação da anomalia no eixo vertical, sendo descrito pela seguinte equação:

$$Dz = \frac{\partial A}{\partial z} \tag{1}$$

Onde A é a amplitude da anomalia (Bello, 2014). Este filtro funciona como um realce de altas frequências, que corresponde às fontes mais rasas, que são representadas por comprimentos de ondas curtos calculados no domínio da frequência. Ele opera como um filtro do tipo passa alta (GEOSOFT 1994 *apud* BLUM 1999).

O método de amplitude do sinal analítico (ASA) foi usado neste trabalho pela sua importância em delimitar a borda máxima da fonte do corpo magnético. Esse filtro representa uma forma eficiente de mapear o contorno dos corpos magnéticos, independente da orientação e do mergulho do plano de contato. Este método foi primeiramente descrito por Nabighian (1972,1974) e baseia-se no uso das derivadas espaciais da anomalia magnética calculadas ao longo das 3 direções ortogonais. A função desse filtro também é de retirar o efeito dipolo, dando ênfase às fontes das magnetizações, auxiliando na localização do corpo da anomalia magnética, sem a direção da magnetização, fornecendo uma estimativa da profundidade e da localização da fonte magnética (BLAKELY, 1996, PILKINGTON et al., 2000, LANZA E MELONI, 2006, MUNIS, 2009).

A equação da Amplitude do Sinal Analítico (ASA) é definida por:

$$SA = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2} \tag{2}$$

A deconvolução de Euler é uma técnica semiautomática que estima a localização da fonte magnética em três dimensões. Este filtro auxilia na estimativa do contorno e da profundidade do corpo da anomalia. A técnica convencional de deconvolução de Euler compreende 5 parâmetros, os quais são: a localização da fonte nas direções x, y e z, o campo total (*background field*) e o índice estrutural (*structural index* – SI). Entre os cinco parâmetros, o índice estrutural, que representa um parâmetro associado com o tipo ou a geometria da fonte da anomalia, é manualmente determinado pelo intérprete, conferindo a essa técnica o caráter semiautomático (e.g. THOMPSON, 1982, REID et al., 1990, PILKINGTON et al., 2000, BARBOSA et al. 2005, USMAN et al. 2018). Reid et al. (1990) conferiram ao índice estrutural valor numérico, de acordo com os modelos físicos e as estruturas geológicas associadas. O índice estrutural (N) = 0 equivaleria a contatos, falhas e foliações; N=1 seriam os diques e soleiras; N=2 corresponderiam os *pipes* verticais ou horizontais e; N=3 seriam as formas esféricas. A técnica de deconvolução de Euler tem como finalidade encontrar a posição e a profundidade de fontes magnéticas ou gravimétricas (e.g.

REID et al., 1990, PILKINGTON et al., 2000, USMAN et al. 2018). O método de deconvolução de Euler é baseado na relação de homogeneidade de Euler (e.g. JOHN, 1965, THOMPSON, 1982), definido pela seguinte equação:

$$(x - x_0)\frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0)\frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0)\frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T)$$
(3)

Na equação x, y e z representam as coordenadas do ponto de observação; x0, y0 e z0 representam a localização da fonte; T é o campo total; N é o índice estrutural; B é o campo regional (THOMPSON 1982).

2.2 Dados de geoquímica orgânica e de isótopos de carbono

O Carbono Orgânico Total (COT) representa a quantidade do enriquecimento do carbono, de origem orgânica, nas rochas sedimentares. O carbono orgânico é diferenciado do carbono inorgânico pela sua origem. O carbono orgânico é originado da matéria biogênica que é depositado e soterrado ao longo do tempo geológico, enquanto o carbono inorgânico é oriundo dos minerais, frequentemente encontrados nas rochas carbonáticas. A análise de detecção do COT é frequentemente usada na avaliação do potencial de geração de hidrocarbonetos da rocha, mas também para interpretações paleoambientais (e.g. TISSOT e WELTE, 1984, JARVIE, 1991).

A existência de uma rocha com concentração significativa de matéria orgânica é fato singular no registro geológico e depende de alguns condicionantes para que isto aconteça. Primeiramente, nem todos os sedimentos irão apresentar matéria orgânica em sua constituição. Os tipos de sedimentos que são mais propícios a serem depositados junto com a matéria orgânica são os sedimentos de granulometria fina, silte e argila, devido, principalmente, às condições hidrodinâmicas implicadas na deposição (velocidade da corrente ou das ondas de baixa energia). Pois, tanto a matéria orgânica, quanto os sedimentos de granulometria fina, irão se depositar por decantação. Além de que, se houver um ambiente de alta energia, a matéria orgânica poderá permanecer dispersa na turbulência da lâmina d'água (impossibilitando sua deposição) e a matéria orgânica eventualmente depositada, poderá ser erodida. Outros elementos também são fundamentais para que haja concentração de matéria

orgânica na rocha, como: alta produtividade primária à época de deposição, baixo influxo sedimentar para que não haja diluição da matéria orgânica e um ambiente anóxico (KILLOPS e KILLOPS, 2013).

Dado um volume de sedimento, apenas uma pequena porcentagem deste volume corresponde ao carbono orgânico. Os valores de COT são expressos em porcentagem de peso por rocha, por exemplo, 1% de COT significa que em 100g de amostra existe 1 g de carbono orgânico. Parte do COT é constituído pela matéria orgânica facilmente extraível da rocha, correspondendo ao Betume. Este é o carbono orgânico que foi gerado, mas não foi expelido, permanecendo dentro da rocha. Ele representa, normalmente, uma pequena porção do mesmo. Além do betume, o COT também é constituído pelo querogênio, que corresponde a matéria orgânica que foi originalmente depositada, transformada pela diagênese e tem um potencial para geração de óleo e gás devido a sua composição (TISSOT e WELTE, 1984, JARVIE, 1991).

O carbono é uma mistura de dois isótopos estáveis: ¹²C e ¹³C. Os Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que contém o mesmo número de prótons e elétrons, porém eles apresentam um número diferente de nêutrons, fazendo com que a massa atômica seja diferente. Os isótopos de Carbono ¹²C e ¹³C ocorrem na Terra em proporções de 98.894% e 1.106%, respectivamente. O δ^{13} C contém o isótopo de Carbono 12 (mais abundante no planeta) e o Carbono 13 (mais raro) (RANKAMA, 1948). Compostos de Carbono de origem biogênica são mais enriquecidos no isótopo mais leve devido ao processo de fracionamento isotópico, enquanto que os isótopos mais pesados são retidos principalmente na forma do carbono inorgânico (por ex.: carbonatos, bicarbonato e dióxido de carbono) (KILLOPS e KILLOPS, 2013). Embora exista a proporção entre os compostos isotópicos de carbono, variações podem ocorrer através do fracionamento isotópico, que é impulsionado por alterações físicas e químicas no meio ambiente (CRAIG, 1953). A análise isotópica do Carbono é frequentemente usada como uma ferramenta na caracterização de eventos paleoclimáticos e paleoambientais ao longo do tempo geológico (KILLOPS e KILLOPS, 2005).

A análise de geoquímica orgânica e isotópica para esta pesquisa foi realizada em amostras de calha de três poços da Bacia do Espírito Santo: 1-BRSA-819A-ESS, 4-BRSA-530-ESS e 6-BRSA-486-ESS (Figura 09) coletadas no intervalo máximo de 9 a 9 metros. Os poços usados nas análises geoquímicas divergem daqueles que foram usados nos dados sísmicos da Bacia de Mucuri, porque não houve acesso as amostras, devido ao elevado valor
cobrado à época pela empresa Petróleo Brasileiro S.A. no fornecimento das mesmas, sendo então usadas as amostras da Bacia do Espírito Santo.

No poço 1-BRSA-819A-ESS a coleta foi adensada no intervalo próximo ao limite do Paleoceno e Eoceno, com um intervalo de 3 a 3 metros e no poço 6-BRSA-486-ESS a coleta também foi adensada de 3 a 6 metros no intervalo de 3300 metros a 3186 metros. Utilizou-se 52 amostras do poço 1-BRSA-819A-ESS, 26 amostras do poço 4-BRSA-530-ESS e 76 amostras do poço 6-BRSA-486-ESS, num total de 154 amostras. Elas foram submetidas ao processo de catação, separação e descrição dos grãos utilizando-se uma lupa binocular Zeiss. A descrição levou em consideração os parâmetros petrográficos de litologia, textura e cor. Os fragmentos de folhelho foram reservados para análises de geoquímica orgânica de Carbono Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (R.I.), Enxofre (S), pirólise *Rock- Eval* e isótopos estáveis do Carbono (δ^{13} C) da matéria orgânica.

O procedimento de "preparação de amostra" realizado antes da rocha ser inserida nos equipamentos específicos de cada método, consistiu primeiramente da lavagem das mesmas com diclorometano para retirar impurezas de óleos de perfuração impregnados. Com uma posterior maceração das amostras em graal de ágata, até alcançar uma granulometria que atravessasse a peneira de 80 mesh (equivalente a 180 mm) e uma quantidade equivalente a 0,25 grama de rocha pulverizada. O segundo procedimento foi a acidificação com ácido clorídrico (HCl) diluído a 50% (a cada 1 parte de água, 1 de ácido) para digestão da porção carbonática da amostra. A amostra é pesada antes e depois do ataque com ácido para a confecção de cálculos acerca da quantidade de carbonatos presentes originalmente na amostra e consequentemente a obtenção do valor do "resíduo insolúvel", que é a porção da amostra que não foi dissolvida pelo HCl. A amostra de rocha, lavada e seca, após o ataque com ácido, é inserida nos respectivos equipamentos de análises. A estimativa do teor de carbono Orgânico Total (COT) foi realizada usando o equipamento Leco SC-632. Os resultados da análise de COT foram usados na escolha das amostras que seriam enviadas para análises de pirolise e de isótopos de carbono.

Para obtenção dos valores geoquímicos relacionados à quantidade, qualidade, tipo e evolução térmica da matéria orgânica foi usada a metodologia proposta por Espitalié et al. (1977) de pirólise *Rock-Eval*. O procedimento de pirólise baseia-se num aumento gradativo da temperatura, simulando o processo natural de aquecimento por soterramento, levando o craqueamento artificial e induzido da parte insolúvel da matéria orgânica, o querogênio. Para tal, a amostra é aquecida em gás hélio, simulando uma atmosfera inerte, ou seja, sem

oxigênio. Ocorre, então, a maturação da matéria orgânica, com a liberação do CO2 e Hidrocarbonetos, de acordo com a quantidade de matéria orgânica existente na rocha. Os gases gerados são identificados por um Detector de Ionização de Chama (F.I.D.). Inicialmente, pode ocorrer a liberação de hidrocarbonetos numa temperatura inferior a 350°C, que são considerados os hidrocarbonetos livres, que haviam sido gerados pelo processo geológico natural, mas que se encontravam retidos dentro da rocha. Os hidrocarbonetos livres desprendidos serão expressos no primeiro pico do pirograma, intitulado de S1, que será representado pela quantidade (em miligrama) de hidrocarboneto em relação ao peso da amostra (em grama).

Com o aumento progressivo da temperatura, simulando a evolução térmica natural das rochas, numa temperatura a partir de 350°C, o querogênio é craqueado liberando hidrocarbonetos, que formarão o pico S2. Estes hidrocarbonetos formados pela simulação de evolução térmica indicam o potencial gerador da rocha. A temperatura para geração do pico S2 é chamado de Tmáx e o seu valor é usado para mensurar a evolução térmica das amostras. Tmáx entre 435-445°C representa o início da janela de geração, enquanto o Tmáx de 470°C aponta para o término da janela de geração (PETERS, 1986).

Com o aumento da temperatura, não serão gerados apenas hidrocarbonetos, mas também CO₂, que será registrado no pirograma como o pico S3. E por meio de cálculos, utilizando os dados de S1, S2 e S3, Espitalié el at. (1977) definiu relações entre esses picos e os índices de hidrogênio e oxigênio, que são equivalentes as razões hidrogênio/carbono e oxigênio/carbono, respectivamente, estabelecidas por Van Krevelen (1961), para avaliar os tipos de querogênios. Segundo Van Krevelen (1961), o querogênio poderia ser definido como tipo I, II e III. O querogênio do tipo I teria uma alta razão atômica entre o hidrogênio e o carbono, e uma baixa razão atômica entre o oxigênio e o carbono. O querogênio do tipo III é o oposto do querogênio do tipo I e o querogênio do tipo II apresenta características intermediárias em relação aos tipos I e II (JARVIE, 1991). Paleontologistas, originalmente, descreviam os querogênios dos tipos I, II e III como algas amorfas, herbáceas e lenhosas, respectivamente (Hunt, 1979). Posteriormente, Brooks (1981) caracterizou um quarto tipo de querogênio, do tipo IV, que representa a matéria orgânica oxidada. Pelo método da pirólise, o índice de hidrogênio é resultante da equação: IH = (S2/COT) * 100; e o índice de oxigênio por meio da equação: IO = (S3/COT) * 100. O equipamento que foi usado nesse método pertence a marca Vince, modelo Rock Eval.

Para os dados isotópicos do Carbono (δ^{13} C) da matéria orgânica foi usado o procedimento de processamento de amostras adotado pelo laboratório de geoquímica orgânica (LGQM) da Uerj, que consiste no uso de cerca de 1mg de amostra resultante do processo de acidificação, onde foi eliminado o carbono de origem inorgânica, ficando apenas aquele de origem orgânica. Posteriormente, a amostra foi condicionada em cápsulas de estanho e inserida no equipamento de espectrometria de massa Delta V Advantage IRMS (Thermo Fisher), acoplado a um analisador elementar Flash EA-1112 (Thermo Fisher). No equipamento, a amostra sofre um processo de combustão, gerando CO₂ que é conduzido por meio do gás Hélio para uma coluna de cromatografia e depois para o espectrômetro de massa, onde ocorre a medição da variação isotópica do CO₂ por meio da proporção entre as massas 44, 45 e 46. O equipamento fornece um resultado com base no material de referência, ou seja, compara os valores isotópicos gerados pela amostra com um padrão internacional, neste caso os carbonatos Pee Dee Belemnite – PDB da Carolina do Sul, EUA. O resultado expressa a composição isotópica do carbono da matéria orgânica (porque a amostra foi acidificada) e é apresentado em parte por mil (‰), por meio da razão entre ¹³C/¹²C, em função do padrão:

$$\delta^{13}C(_{\%}) = {}^{13}C/{}^{12}C_{amostra} - {}^{13}C/{}^{12}C_{padrão}) / ({}^{13}C/{}^{12}C_{padrão}) * 1000.$$
(4)

Valores positivos de δ^{13} C indicam que houve um enriquecimento do isótopo mais raro e mais pesado (¹³C) na matéria orgânica. Entretanto, se o resultado apontar para valores mais negativos do δ^{13} C há uma demonstração de que houve maior concentração do isótopo mais abundante e leve (¹²C). O fracionamento isotópico, efeito que seleciona um isótopo em detrimento do outro, é importante para interpretação final dos dados isotópicos. Ele pode ser do tipo cinético ou termodinâmico e, no caso do δ^{13} C da matéria orgânica é influenciado pelo metabolismo, anatomia, taxa de crescimento e condições ambientais dos organismos, além da fotossíntese (e.g. KILLOPS e KILLOPS, 2013). Além disso, o registro do δ^{13} C, tanto em carbonatos quanto na matéria orgânica, irá fornecer importantes informações sobre as mudanças no ciclo do carbono global através do tempo e também a *p*CO₂ atmosférico à época de deposição/formação do composto com carbono (KUMP e ARTHUR, 1999).

O valor do δ^{13} C da matéria orgânica nas rochas sedimentares pode oferecer informações a respeito da origem dos organismos, as relações alimentares e os ambientes à época de vida dos organismos. Entretanto, outros fatores podem falsear esses elementos, como: a composição isotópica primária da fonte do C; a distinta assimilação do C em diferentes grupos de organismos; os processos de biossíntese e metabólicos e; a soma do C celular envolvido nas reações (e.g. KILLOPS e KILLOPS, 2013).

O valor médio da composição isotópica do δ^{13} C do CO₂ atmosférico é ao redor de – 6.4‰, numa condição atmosférica anterior a emissão de gases provenientes da queima de combustíveis fósseis (e.g. SALTZMAN e THOMAS, 2012). Esse valor é semelhante à assinatura isotópica do manto de ca. –5‰ (e.g. KILLOPS e KILLOPS, 2013). Enquanto o valor médio da composição isotópica do δ^{13} C do CO₂ dissolvido na água do mar, o qual se equilibra rapidamente para o bicabornato, é de 1‰. A assinatura isotópica do δ^{13} C do carbono da matéria orgânica de origem terrestre encontra-se entre –23 e –33‰ (com uma média de – 26‰) para plantas terrestres com via fotossintética do tipo C3 (SALTZMAN e THOMAS, 2012). Plantas de regiões secas com via fotossintética do tipo C4, possuem uma assinatura isotópica diferente, entre –9 a –16‰ (com média ~ –13‰) (MASLIN e THOMAS, 2003). Já os fitoplanctons marinhos possuem uma via fotossintética pouco conhecida, sendo o range do δ^{13} C nesses organismos entre –10 e –32‰, com uma assinatura predominante de δ^{13} C de aproximadamente 0‰ (e.g. SALTZMAN e THOMAS, 2012, KILLOPS e KILLOPS, 2013).

A assinatura isotópica do δ^{13} C no registro sedimentar, tanto da matéria orgânica quanto dos carbonatos, também será influenciada pela fonte do carbono que irá abastecer o reservatório do carbono dissolvido na água do mar ou do carbono emitido à atmosfera. Por exemplo, no caso da emissão do metano proveniente dos hidratos de gás, a assinatura isotópica é muito negativa (δ^{13} C ~ -60‰) (KVENVOLDEN, 1993). Já a assinatura do δ^{13} C do metano termogênico, oriundo da evolução térmica de folhelhos ricos em matéria orgânica em contato com rochas ígneas é de ~ -30‰ (e.g. SVENSEN et al., 2004), uma assinatura semelhante com a originada pela queima de turfas e carvões (DECONTO et al., 2010). Grandes incêndios de material orgânico terrestre provoca a emissão de CO₂ com assinatura isotópica do δ^{13} C ~ -22‰ (KURTZ et al. 2003). Assim, a assinatura da fonte do Carbono também irá influenciar no registro do δ^{13} C.

Além da oscilação da assinatura isotópica do carbono depender do tipo de matéria, seja ela orgânica e inorgânica, da sua origem (terrestre ou marinha, por exemplo) e, da fonte do carbono, o valor do δ^{13} C também variou ao longo do tempo geológico (e.g. LEWAN, 1986, HAYES et al., 1999). Por exemplo, carbonatos considerados "pesados" (δ^{13} C > +5‰) foram registrados em dois períodos no Pré-Cambriano (2.7 e 1.8-1.9 Ga), pois foram momentos de muito magmatismo e granitização na história do planeta Terra (Rhodesiano e Belomoriano). No decorrer do Proterozoico, houve um aumento dos valores do δ^{13} C da matéria orgânica. Entretanto, os valores do δ^{13} C dos carbonatos permaneceram constantes, parecendo ter sido pouco afetados pela diagênese, ao contrário do δ^{13} C da matéria orgânica que é afetado pela evolução térmica (e.g. KILLOPS e KILLOPS, 2013).

Ademais, o fracionamento isotópico do δ^{13} C da matéria orgânica preferência a incorporação do isótopo de Carbono mais leve (¹²C) (e.g. KILLOPS e KILLOPS, 2013). A intepretação mais comum de uma excursão positiva no δ^{13} C (tanto no carbono da matéria orgânica quanto nos carbonatos) diz respeito ao aumento da produtividade de fitoplânctons marinhos ou as condições de anoxia da coluna d'água. Excursões negativas têm sido interpretadas como representando o oposto. Entretanto, é necessário avaliar todos os elementos já aqui mencionados, para se engendrar interpretações contundentes a respeito da origem da anomalia (KUMP e ARTHUR, 1999).

3 RESULTADOS

3.1 Resultados dos dados petrofísicos e sísmicos (interpretação sismoestratigráfica)

Os dados de perfis de poços foram usados para a caracterização e identificação das rochas presentes na área de estudo e suas respectivas formações litoestratigráficas, assim como as suas assinaturas petrofísicas. Foram estudados ao todo sete (7) poços, quatro (4) na Bacia de Mucuri - 1-BAS-1-BA, 1-BRSA-85-BAS, 1-BAS-117-BA, 1-BAS-119-BA - que foram inclusive usados no processo de ancoragem com o cubo 3D da referida bacia e três (3) poços - 1-BRSA-819A-ESS (ou 1-ESS-184A), 4-BRSA-530-ESS (ou 4-ESS-177), 6-BRSA-486-ESS (ou 6-ESS-168) - na Bacia do Espírito Santo (Figuras 09 e 15).

Os poços da Bacia do Espírito Santo (1-BRSA-819A-ESS, 4-BRSA-530-ESS, 6-BRSA-486-ESS) iniciam-se com o registro da Formação Urucutuca e perfuram folhelhos, carbonatos e arenitos. Não há registro de sal, nem de ígnea nos mesmos, e não alcançam o embasamento. Os poços da Bacia de Mucuri (1-BAS-1-BA, 1-BRSA-85-BAS, 1-BAS-117-BA, 1-BAS-119-BA) incluem as Formações Rio Doce, Caravelas, Urucutuca, Abrolhos e Mariricu, incluindo as litologias de arenitos, carbonatos folhelhos, siltitos, basaltos, brechas e halita. Esses poços também não alcançam o embasamento.

Uma proposição de correlação dos poços da Bacia do Espírito Santo e de Mucuri é sugerida nessa pesquisa (Figura 20), mostrando de maneira geral que a DPES marca uma mudança expressiva na bacia, em especial pelo espessamento dos pacotes de arenitos associados à Formação Rio Doce.



Figura 23 - Correlação dos 4 poços da Bacia de Mucuri.

A sismoestratigrafia foi usada como ferramenta de interpretação em escala de bacia, utilizando-se o software Petrel, da Schlumberger. O foco da interpretação sismoestratigráfica baseou-se na compreensão das relações entre o vulcanismo/magmatismo da Formação Abrolhos com o MTPE. Para isso, realizou-se o mapeamento dos horizontes sísmicos relacionados ao intervalo Paleoceno / Eoceno, assim como, o mapeamento das ígneas referentes ao vulcanismo/magmatismo da Formação Abrolhos. São registradas intrusões nos pelitos da Formação Urucutuca, o que abre a possibilidade de ter formado cones de escape de fluidos (*hydrothermal vents* - Svensen et al., 2004) pelo processo de desgaseificação com liberação de gases, inclusive CH₄, que é um importante gás de efeito estufa. Oliveira (2016) descreveu cones de escape de fluidos na discordância do Eoceno inferior, ou seja, na idade limite entre o Paleoceno e o Eoceno, na porção onshore da Bacia do Espírito Santo.

A interpretação sismoestratigráfica buscou seguir, como estratégia interpretativa, o entendimento desenvolvido originalmente pela escola da Exxon que compreende um conjunto de estágios. O primeiro estágio é representado pela análise da sequência sísmica, o segundo pela análise da sequência em perfis, o terceiro pela amarração com sismogramas sintéticos, o quarto pela análise de fácies sísmicas e o quinto a interpretação. O conhecimento estratigráfico revisado e mais atualizado (e.g. CATUNEANU, 2006) também foi usado e foi importante para interpretação sísmica final. Para isso levou-se em consideração os conhecimentos acumulados da sismoestratigrafia, e a parte teórica e prática da sísmica de reflexão que inclui a análise do contraste de impedância acústica que é produto da densidade e velocidade entre as camadas de rochas, além da identificação da amplitude dos refletores, as fácies sísmicas, os padrões de empilhamento e de terminações estratais (e.g. MITCHUM e VAIL, 1977); e também da estratigrafia de sequências, que envolve as geometrias deposicionais e as superfícies estratigráficas (CATUNEANU et al., 2009). As geometrias relacionadas ao aspecto ígneo também foram identificadas, seguindo os conceitos de vulcanoestratigrafia sísmica, já que a bacia em estudo apresenta intenso vulcanismo, podendo assim ser entendida como uma bacia do tipo vulcânica. O conceito de vulcanoestratigrafia sísmica inclui a identificação de domos ígneos, dobras forçadas, soleiras, diques, hydrothermal vents (e.g. PLANKE et al. 2000, 2005, HANSEN 2006, JERRAM e BRYAN 2015; PLANKE et al. 2015, REYNOLDS et al. 2017). A vulcanoestratigrafia sísmica requer principalmente uma análise das fácies sísmicas, que é alcançada pela interpretação e mapeamento geológico dos horizontes e terminações, assim como, um conhecimento da resposta sísmica dos diferentes depósitos vulcânicos. Isto pode ser alcançado pela perfuração das unidades sísmicas vulcânicas (PLANKE et al., 2000) e pela própria comparação com a literatura.

As soleiras são expressas na sísmica com uma variedade de geometrias que podem ser classificadas e mapeadas como fácies (Planke et al. 2005; Figura 21). Dados sísmicos documentados demonstram que as soleiras podem formar uma complexa rede interconectada, como uma espécie de sistema de "canalização" vulcânico/magmático (*magma / volcanic and igneous plumbing systems*), tornando as soleiras um importante constituinte desse sistema, que, porém, não é formado exclusivamente por elas (JERRAM e BRYAN 2015; REYNOLDS et al. 2017, GALLAND et al. 2018 - Figura 22).



Figura 24 - Esquema mostrando as geometrias das fácies de soleiras.

Fonte: Modificado de Planke et al. (2005 e 2015).

Figura 25 – Ilustração esquemática em "3D" do que seria um de sistema de "canalização" vulcânico/magmático.



parte mais rasa. Fonte: Modificado de JERRAM e BRYAN (2015).

A relevância de se estudar as rochas ígneas, em especial as soleiras, nessa pesquisa está na sua importância em acionar mudanças climáticas catastróficas (temática desta tese) e

extinções em massa ao longo da história do planeta Terra (e.g. SVENSEN et al. 2004; GALLAND et al., 2018).

Além das rochas ígneas, rochas carbonáticas também foram reconhecidas na bacia de estudo por meio da identificação de padrões e geometrias (e.g. NEUMANN e MACINTYRE, 1985; SCHLAGER, 1989; SCHLAGER, 2005). Houve uma preocupação sempre que possível, comparar a interpretação sísmica com as informações dos perfis petrofísicos e do perfil composto.

As superfícies estratigráficas mapeadas no dado sísmico na área de estudo dessa pesquisa foram aquelas identificadas e descritas por França et al. (2007) nas bacias do Espírito Santo e de Mucuri. As superfícies mapeadas foram: topo do embasamento, base e o topo do sal, discordância do Eoceno Inferior (DEI) e discordância Pré-Eoceno Superior (DPES) (figura 23). As superfícies que representam a discordância do Oligoceno superior e a discordância do Paleoceno (limite entre o Cretáceo e Paleógeno – K/T) foram mapeadas apenas em algumas linhas sísmicas, devido à necessidade que se apresentou no decorrer da interpretação, de se ampliar a compreensão geológica e resolver algumas dúvidas sobre o arcabouço estratigráfico.

Superfície estratigráfica	Expressão sísmica	Configuração dos refletores	Descrição
Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES)	E 1300 ms		Superfície plana representada por refletor de alta amplitude e polaridade positiva. Esta superfície separa unidades com refletores de baixa relação sinal/ruído (abaixo) de refletores com alta relação sinal/ruído (acima).
Discordância do Eoceno Inferior (DEI)			Superfície representada por refletor de baixa amplitude, com variação de polaridade e caráter discordante. Apresenta característica de "corte e preenchimento".
Topo do Sal		Sal	Superfície representada por um refletor de baixa amplitude, com inversão de polaridade. Esta superfície separa sismofácies transparentes (sal) de sismofácies subparalelas.
Base do Sal		Sal	Superfície representada por refletor de baixa amplitude, com sinal negativo e inversão de polaridade em alguns pontos. Esta superfície separa sismofácies transparentes (sal) de sismofácies lenticulares e contorcidas.
Topo do embasamento			Superfície representada por refletor de baixa amplitude, com variação de polaridade que separa sismofácies de configuração interna caótica e com baixa razão sinal/ruído com sismofácies mais coerentes de configuração lenticular, contorcida e subparalela.

Figura 26 - Expressão sísmica das superfícies interpretadas com as suas respectivas descrições.

3.1.1 Topo do embasamento

O embasamento das Bacias de Mucuri e Espírito Santo é composto por rochas metamórficas de alto grau da Faixa Araçuaí classificadas como migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitoides (FRANÇA et al., 2007a e FRANÇA et al., 2007b).

Nesta pesquisa, o topo do embasamento foi mapeado inteiramente com base nas diferenças de sismofácies. Portanto, esse horizonte foi o que apresentou o maior grau de incerteza durante o mapeamento. Buscou-se fazer uma envoltória ao redor dos locais onde provavelmente ocorre o topo do embasamento, por vezes não sendo possível delimitar com exatidão a interface de contato entre o embasamento e a bacia sedimentar, devido à baixa razão entre o sinal e o ruído na sísmica.

O horizonte do topo do embasamento foi delimitado através de uma mudança de sismofácies caótica, difusa, de baixa amplitude para um conjunto de sismofácies de sinal coerente, com refletores mais condizentes com deposição sedimentar. É importante salientar que em determinadas linhas sísmicas a diferenciação entre sismofácies de sedimentos e do embasamento cristalino não foi tão evidente. Isso pode ser atribuído à elevada quantidade de rochas ígneas presentes nas Bacias do Espírito Santo, em especial na de Mucuri, devido o intenso magmatismo experimentado nessas bacias durante a sua história evolutiva, em especial aquele relacionado com a Formação Abrolhos. A Bacia de Mucuri pode ser considerada como uma bacia do tipo vulcânica, segundo a definição de Planke et al. (2005), pois apresenta uma quantidade significativa de rochas vulcânicas. As rochas ígneas intrusivas podem se encaixar entre as camadas sedimentares, mas também, no contato entre camadas sedimentares e o embasamento, já que esse é um contato caracterizado como uma superfície de forte descontinuidade, o que o torna um local propício para acomodação de rochas ígneas.

O embasamento foi mapeado na profundidade, em tempo duplo, entre 2500 e 2750 milissegundos. O mapa do embasamento mostra que a porção ao oeste da área de estudo é a região mais alta (figura 24). É importante salientar que na região, exatamente onde se localiza os dados 3D ocorre uma importante feição estrutural de relevo positivo (Anticlinal), o Parcel das Paredes, com orientação NE-SW (e.g. FRANÇA et al 2007)





Fonte: A autora (2020).

3.1.2 Mapeamento da base e do topo das camadas evaporíticas

O mapeamento da camada evaporítica foi realizado com base nas características das sismofácies, de acordo com as configurações internas dos refletores, sendo a interpretação corroborada pela amarração dos poços com a sísmica. Os poços que perfuraram essa camada foram: 1-BAS-117-BA e 1-BAS-119-BA, localizados na Bacia de Mucuri.

O poço 1-BAS-117-BA possui 1.685 metros de profundidade e registra na sua porção basal uma espessa camada de halita de aproximadamente 200 metros. Na sísmica, este poço está localizado na *inline* 485 e na *crossline* 919 e a amarração do poço foi feita com base na *inline*. Na região de perfuração do poço ocorre um domeamento das camadas evaporíticas e o poço está localizado no flanco do domo (figura 25).

No poço 1-BAS-119-BA, a camada de sal (halita – segundo o perfil composto) apresenta 25 metros de espessura, entretanto o poço finaliza nessa litologia, em aproximadamente 3.135 metros de profundidade, sem registrar o término da camada de sal. Existe a possibilidade da camada de sal apresentar uma espessura maior do que aquela registrada pelo poço. O poço 1-BAS-119-BA encontrou a camada de sal numa cota muito mais baixa que o poço 1-BAS-117-BA, sugerindo uma variação lateral de ocorrência da camada evaporítica (figura 26), que pode ser atestada pela ausência do sal nos outros dois poços presentes no cubo 3D. O poço 1-BRSA-85-BA possui 2.000 metros de profundidade e o poço 1-BAS-1-BA, 3.037 metros. Em ambos, não há registro de camada de sal, mas sim, como no caso do poço 1-BAS-1-BA, rochas brechadas, que podem estar indicando cisalhamento entre os blocos, anteriormente separados pelo sal. Enfim, os elementos apontados indicam uma forte variação lateral da espessura da camada de sal, inclusive com formação de cicatriz de sal. O caráter deformado do sal na Bacia de Mucuri já foi descrito na literatura (e.g. FRANÇA et al 2007, MOHRIAK 2006).



Figura 28 – Linha sísmica representada pela *Inline* 485 registrando o domo de sal.

O diapirismo do sal observado na região de estudo apresenta-se de forma isolada, representado unicamente por um domo, mas bastante expressivo, com aproximadamente 3 Km de largura, chegando bem próximo do que seria o fundo do mar⁴. O diápiro de sal encontra-se lateralmente vizinho de rochas de idade pós-Eocênicas. O domo de sal apresenta uma geometria subcircular em planta (figura 27 e 28), formato cilíndrico na vista frontal (*Inline* 485 – figura 25) e nas laterais um contato truncado com os estratos de outras rochas. A forma do sal sugere um diápiro do tipo tronco de sal (e.g. TRUSHEIM 1960).

Presume-se que a fonte do sal ou a camada-mãe, possivelmente era bem espessa ou ampla lateralmente, para ter nutrido o expressivo domo de sal. A feição halocinética da área apresenta singularidade de ser caracterizada apenas pelo grande domo na porção central. Não se observou no cubo 3D, nem nas linhas sísmicas 2D de apoio, outras feições de deformação de sal (muralhas, almofadas e outros domos).

Alguns modelos podem ser usados para explicar a forma de ocorrência do sal na área de estudo. O modelo de sobrecarga diferencial por progradação sedimentar (SCHALLER e DAUZACKER, 1986), seria um deles. Esse modelo consiste num mecanismo de fuga do sal de regiões de maior acúmulo de sedimentos, para regiões com menor sobrecarga sedimentar. Este modelo foi aplicado na interpretação de como se formou os domos de sal na Bacia do Espírito Santo. Esse modelo poderia ser de fato, compatível com o mecanismo responsável pela movimentação do sal na Bacia de Mucuri devido a espessa e relevante cunha progradante de arenitos da Formação Rio Doce que foi depositada na bacia, em camadas posteriores a deposição do sal, em tempos bem distintos⁵. Assim, o sal teria escapado de locais de grande sobrecarga para regiões de baixa sobrecarga. O problema de aplicar esse modelo para área de estudo, consiste no fato de que a região não se encontraria necessariamente numa porção mais livre de sobrecarga sedimentar. Pelo contrário, é descrito no poço 1 BAS 117 BA perfurado no flanco do domo, espessas camadas de arenitos da Formação Caravelas. Além disso, não há indícios de um conjunto de feições diapíricas que corroborem com uma expulsão do sal de uma região para outra. Enfim, neste

⁴ Nas linhas sísmicas do cubo 3D os estratos próximos a superfície do fundo do mar foram eliminados (*mute*), pois há uma falta do dado sísmico na porção mais rasa. Entretanto, por meio da associação com linhas sísmicas 2D, que passam pelo cubo sísmico, foi possível identificar o fundo do mar e ter a informação do quanto de camadas foram eliminadas no processamento sísmico.

⁵ O sal da Formação Mariricu, Membro Itaúnas, foi depositado entre o Aptiano e Albiano (Eocretáceo – sequência K50), enquanto que a Formação Rio Doce iniciou a sua deposição no Eoceno (sequência E30 – E50) (França et al., 2007 a e b).

modelo descrito, o diapirismo seria ativo, que corresponde a um processo de formação do diápiro que resulta da subida do sal, com a ruptura e truncamento lateral das camadas que haviam sido depositadas posteriormente a deposição do sal.

Entretanto, feição semelhante é observada na região do Irã, com um domo evaporítico do tipo tronco de sal (*salt stock*), chamado de diápiro Darmadan, pertencente ao sal da Formação Hormuz. Tem se discutido que o processo formador desse diápiro se deu por meio de um processo descendente (*downbuilding*) (SNIDERO et al 2019). O processo descendente ocorre num contexto de "diapirismo passivo" sendo formado por meio de uma subsidência termal ou mecânica da bacia, com o deslocamento da base do sal para posições mais profundas e parte do topo da camada de sal, ficando sempre próxima à superfície. Desse modo, ocorre um alongamento progressivo do caule do diápiro, ficando encaixado entre os sedimentos. Neste caso, o domo de sal não rompe os sedimentos, mas os sedimentos se acomodam lateralmente, no espaço gerado com o crescimento da estrutura dômica ou diapírica (e.g. BARTON 1933, MOHRIAK et al. 2099). Entretanto, no caso específico da formação do diápiro de Darmadan, houve a influência de uma falha normal no local onde a feição diapírica se formou (SNIDERO et al. 2019).

De qualquer modo, a formação do diápiro pode ocorrer por meio da junção de diversos mecanismos e para área de estudo, é importante a formulação (ou aplicação) de um modelo de formação diapírica de sal que esteja relacionada com a complexidade geológica da bacia. O domo de sal descrito neste estudo foi reconhecido numa região composta por uma quebra de relevo, associada a anticlinal Parcel das Paredes, que cria um desnível com uma porção rebaixada e soerguida (figura 31⁶), sendo que o domo se posiciona na parte alta. Estudos anteriores já relacionaram o desenvolvimento da anticlinal com a halocinese e, também, com o vulcanismo que ocorreu na região, representado pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos (e.g. FRANÇA et al. 2007b).

Em síntese, as rochas ígneas do CVA podem ter afetado, de alguma maneira, a movimentação do sal. Sugere-se aqui neste trabalho uma conexão do *emplacement* das intrusivas do CVA com a halocienese da Bacia de Mucuri, que pode ter se dado pela sobrecarga das rochas ígneas nos estratos de evaporitos, provocando uma subida do sal, pelo princípio de flutuabilidade (e.g. TRUSHEIM 1960) ou por meio do aquecimento do sal, pelas intrusivas, gerando uma movimentação da camada de sal, provocando uma espécie de gatilho pra halocienese.

6

A figura 31 corresponde o mapa da superfície da discordância do Eoceno Inferior.



Figura 29 - Linha arbitrária, com dois poços amarrados, mostrando a variação lateral da camada evaporítica o que evidencia seu caráter deformado.

Legenda: Notar as soleiras na base e dentro do pacote de sal. Fonte: A autora (2020).

A sismofácies da seção evaporítica é caracterizada por uma configuração interna *free reflection* (ou transparente) e subparalela em alguns pontos, podendo indicar nesses casos a presença de sal estratificado. Na porção noroeste do cubo sísmico foram identificados refletores de alta amplitude dentro da camada de sal, que foram interpretados como soleiras da Formação Abrolhos (figura 26). A região de maior ocorrência do sal é no centro do cubo sísmico onde há a formação do domo salino (figura 27). Nas regiões adjacentes essa camada se apresenta mais plana, achatada entre as discordâncias do Paleógeno/Cretáceo, e na porção a noroeste da área a camada de sal é inexistente, formando uma grande cicatriz de sal.



Figura 30 - Mapa do topo da sequência evaporítica.

Nota: A protuberância na porção central da imagem representa o domo de sal. Fonte: A autora (2020).



Figura 31 - Time slice de 1000 ms com o atributo RMS⁷

Nota: Na região central da área de estudo encontra-se o domo salino, que apresenta em planta, o formato circular. Fonte: A autora (2020).

3.1.3 Mapeamento da Discordância do Eoceno Inferior (DEI)

É notório nas linhas sísmicas o caráter incisivo do evento do Eoceno Inferior sobre o substrato já depositado, demonstrando o caráter erosivo da discordância. A Discordância do Eoceno Inferior (DEI) é um horizonte sísmico com característica discordante, com mudança na polaridade da amplitude de positivo para o negativo, isso sendo atribuído às diferentes rochas (com diferentes impedâncias) que o evento corta. Essa discordância se expressa na sísmica como uma discordância do tipo 1 (VAN WAGONER et al., 1988) de natureza

⁷ A amplitude RMS (Root Mean Square) calcula a raiz quadrada da soma das amplitudes ao quadrado dividido pelo número de amostras. Como as amplitudes são elevadas ao quadrado, antes de tirar a média, o cálculo de RMS é muito suscetível aos altos valores de amplitude.

erosiva, se apresentando no intervalo de tempo sísmico entre 1100 a 1600 ms. Observou-se que esse evento erodiu localmente o substrato, formando canais localizados e encaixados.

Na linha sísmica *xline* 1000 foi possível identificar a característica erosiva da discordância e na *inline* 905 interpretou-se feições de escavação, de "corte e preenchimento" (figuras 29 e 30). Regionalmente essa discordância possui uma calha cujo mergulho está para noroeste (figuras 31, com o atributo *reflection intensity*⁸ e 32), em direção à linha de costa. O alinhamento dessa estrutura é NE-SW, a mesma direção das falhas do rifte e da orientação da linha de costa. Interpretou-se essa calha como sendo formada em resposta a feição positiva de soerguimento a leste, que é correlacionável com a localização regional do alto de Parcel das paredes⁹. Além disso, na porção nordeste foi mapeado uma feição positiva, semicircular, relacionada com um processo de soerguimento, provocado pela ação ígnea do CVA. O atributo RMS mostra que essa região possui uma alta amplitude dos traços sísmicos (figura 28).

A região de ocorrência da Discordância do Eoceno Inferior insere-se no que pode ser considerada como uma zona de domínio do CVA, com presença de diques e soleiras, por exemplo. Isso resulta numa forte interferência do sinal sísmico, numa baixa razão sinal-ruído da porção onde refletor representado pela DEI se localiza e no frequente corte dessa superfície por feições ígneas. O mapeamento é dificultado devido a isso, porém, geologicamente essa informação aponta para o aspecto temporal da atividade ígnea do CVA, que foi contemporâneo ao Eoceno Inferior, ou seja, junto ao limite do Paleoceno/Eoceno, que é o intervalo de tempo do MTPE.

⁸ O atributo reflection intensity é usado para distinguir diferentes tipos de litologias

⁹ O anticlinal Parcel das Paredes foi descrito por França e Ragagnin (1996) como uma feição de relevo positivo resultante de esforços compressivos provenientes da colocação das rochas ígneas associadas ao CVA.





Nota: Na interpretação da linha sísmica observa-se o caráter erosivo da DEI. Fonte: a Autora (2020).

Figura 33 – Linha sísmica Inline 905 do cubo sísmico da Bacia de Mucuri.



Nota: Na interpretação da linha sísmica observa-se uma feição erosiva de "corte e preenchimento". Fonte: A autora (2020).

Figura 34 - Linha 2D com o atributo reflection intensity.



Nota: Observar a Discordância do Eoceno Inferior (DEI) bastante soerguida, o que foi interpretado como resultado de um processo associado ao CVA (uma feição circular no quadrante nordeste)



Figura 35 - Superfície gerada pelo mapeamento da Discordância do Eoceno Inferior.

Nota: Observar a calha regional representada pelas cores frias, azuladas a violeta, que significa a profundidade mais baixa. A calha está mergulhando em direção ao continente. Além disso, observa-se uma região sub-circular alta (quadrante nordeste), interpretada como um soerguimento associado ao CVA (o mesmo visto na figura 31). A feição circular na porção central marca o domo salino.
Fonte: A autora (2020).

3.1.4 Mapeamento da Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES)

A Superfície Pré-Eoceno Superior (DPES) é a mais sobressalente sismicamente no cubo 3D porque é marcada por um refletor de excelente sinal sísmico, com contraste de impedância positivo, o que facilitou a sua interpretação em toda a extensão da área de estudo. A DPES encontra-se no tempo sísmico entre 1000 e 1300 ms.

A posição dessa superfície marca uma mudança no padrão de sismofácies na área de estudo. Na porção abaixo da DPES, predomina uma baixa razão sinal-ruído, com refletores descontinuados e sismofacies por vezes caóticas. Na porção superior à DPES, a razão sinalruído é alta, sendo possível definir um predomínio das sismofácies plano-paralela regular a subparalela. Nessa porção superior não foram identificadas feições que indiquem a ocorrência de rochas ígneas intrusivas do CVA. Assim sendo, a DPES foi mapeada como uma representante do que seria um marco divisor de dois conjuntos de sismofácies bem definidos que ocorre na área de estudo, representam dois momentos bem distintos da bacia. No primeiro, abaixo da DPES, o domínio de feições com assinatura sísmica característica de rochas ígneas intrusivas, com feições de deformação e soerguimento, aponta para um momento experimentado pela bacia sob forte interferência do CVA. Além disso, nessa porção abaixo da DPES, há a influência da movimentação do sal, formando regiões de existência de domos e camada de evaporito, e regiões com cicatriz de sal. Na porção acima da DPES, não ocorre perturbações ígneas e interpreta-se certa ordenação na distribuição sedimentar (figura 33). Portanto, extrapolando a área e considerando em termos de bacia, por meio do dado estudado nesta pesquisa, pode-se dizer que a superfície DPES marca dois momentos geológicos bem distintos (figura 34), mostrando que a DPES representa um importante marco na Bacia de Mucuri.

O mapeamento da DPES, assim como o mapeamento da DEI, revelou um importante quebra de gradiente, representada por um expressivo escarpamento, com orientação NE-SW dividindo a área, marcando uma região mais baixa e outra mais alta (figura 35 e 36). Essa quebra de relevo, também observável ao se mapear a DEI, está sendo relacionada com a feição positiva do Parcel das Paredes. Sobre a porção mais alta ocorre uma feição circular (cores quentes) na porção central que foi interpretada como sendo o domo salino. No quadrante nordeste foi identificada outra feição circular, associada a um soerguimento provocado pelo CVA (figura 36).

Figura 36 - Linha sísmica Xline 1000.



Nota: Observar na linha sísmica os dois padrões distintos de sismofácies, que podem ser encontradas na área de estudo: o primeiro com as sismofacies caóticas, associadas ao magmatismo/vulcanismo de Abrolhos e a segunda com as sismofácies organizadamente dispostas de forma plano-paralela, onde não se observa interferência do CVA.

Figura 37 – Linha sísmica (xline 890) com atributo sweetness¹⁰.



Legenda: O atributo *sweetness* foi usado para realçar a superfície DPES, ressaltando a dividisão vertical da área de estudo em 2 momentos distintos. O primeiro (1) é o momento experimentado pela bacia com forte influencia do CVA e o segundo (2) é o momento onde não há perturbação nos sedimentos depositados, o que pode ser considerado como ausência da forte interferência das ígneas de Abrolhos. Na região central, onde há a descontinuidade do refletor da DPES, encontra-se o domo de sal.

¹⁰ *Sweetness* é um atributo que combina dois atributos: o envelope (realça os contrastes de impedância, e as altas impedâncias, detectando as mudanças litológicas) e *instantaneous frequency* (tempo derivado da fase, realça camadas finas, feições sutis). Esse atributo ajuda a delimitar descontinuidades.



Figura 38 – Linha sísmica 2D que mostra o a quebra de relevo, associado ao anticlinal Parcel das Paredes.



Figura 39- Superfície gerada pelo mapeamento da DPES.

Nota: As feições circulares em cores quentes, indicam as partes altas. A primeira, no centro, foi interpretada como o domo salino e a segunda é a que se encontra no quadrante nordeste, interpretada como um soerguimento associado ao CVA. Fonte: A autora (2020).

A qualidade da DPES de apresentar um contraste de impedância positivo está relacionada com a propriedade física de velocidade e densidade das rochas que se encontram acima e nesta superfície. Seguindo as informações contidas nos dados de poços e relacionando com a interpretação sísmica, a DPES é constituída por uma litologia que corresponde geralmente a carbonatos (Formação Caravelas) e rochas ígneas (Formação Abrolhos). Na descrição do poço 1-BAS-119-BA a rocha ígnea é caracterizada como um basalto e nas linhas sísmicas observa-se uma geometria planar com extensão lateral.

No poço 1BAS-119-BA encontra-se associada à DPES e a DEI um espesso intervalo (1285 m a 1508 m = 223 m de espessura) de rocha ígnea. Segundo o perfil composto, essa rocha é descrita como basalto. Com base na informação da velocidade (DT), a rocha ígnea foi

dividida em 2 pacotes distintos, separados por um intervalo (~1.385 metros) onde ocorre uma abrupta redução na velocidade. Analisando o tipo de fácies vulcânicas do intervalo de rochas ígneas do poço, por meio do método desenvolvido por Nelson et al. (2009) de análise das velocidades sísmicas (Vp) das rochas ígneas, o tipo de fácies vulcânicas das rochas ígneas 1 e 2 do poço 1BAS-119-BA foi a mesma. Os dois intervalos apresentam fácies vulcânicas que se assemelham ao tipo "Fluxos compostos" (Figura 37) e o nível de expressiva queda de velocidade em ~1.385 metros foi interpretado como uma superfície erosiva associada a Discordância do Eoceno Inferior (DEI). Fácies vulcânicas de "Fluxos compostos" indica finos lobos de fluxo "Pahoehoe", com diversos metros de espessura e lateralmente descontínua, sendo formada por um baixo volume de erupção vulcânica. Desse modo, há de se considerar que existem ígneas associadas à DPES que apresentam caráter extrusivo. Isso explica o fato do sinal sísmico ruim abaixo da DPES, pois o imagemento sísmico abaixo das extrusivas é muito dificultado.



Figura 40- Perfil composto e histogramas de velocidade (Vp) do poço 1-BAS-119-BA.

Legenda: À esquerda o perfil composto do poço 1-BAS-119-BA, com o dado de rocha, raios-gama e velocidade DT. A rocha ígnea presente foi divida em 2 momentos, separadas pelo intervalo da DEI. À direita, os histogramas de velocidade Vp que indica fácies vulcânicas do tipo "Fluxos Compostos" (segundo método de Nelson et al. 2009).
Fonte: A autora (2020)

Nas linhas sísmicas do setor sul do cubo sísmico foi interpretada uma agradação de pelos menos três plataformas carbonáticas, configurando uma geometria em Catch-up (KENDALL e SCHLAGER, 1981). Essa geometria expressa o crescimento vertical da produção carbonática para acompanhar a subida do nível de base, numa provável subida do nível relativo do mar (figura 38), que não seria rápida o suficiente para cessar a zona fótica e a produção dos carbonatos. Por sobre a última dessas três plataformas registra a DPES. Após a DPES não se observa a mesma geometria de plataforma carbonática, com a borda íngreme. Além disso, observa-se um espessamento da sedimentação siliciclástica, em especial de areias. A sedimentação carbonática só foi retomada posteriormente, apresentando uma geometria deposicional plano paralela, com continuidade lateral, espessura das camadas constante, registrando outro momento deposicional da área de estudo. França et al. (2007a) descreveram a DPES como uma extensa discordância angular nas bacias do Espírito Santo e de Mucuri, que é correlacionável a um evento eustático em ~ 40 Ma, que provocou significativa peneplanização das bacias. É compreensível a classificação dessa discordância como sendo angular, porque de fato é perceptível, ao menos na região observada neste trabalho, um alto escarpado associado ao CVA, com uma construção carbonática acima dele, em que na última plataforma ocorre a DPES. Por cima, os sedimentos preenchem em *onlap* a calha formada. Ademais, analisando o contexto existente no Eoceno superior e Oligoceno

inferior, onde ocorrem espessas camadas de arenitos e folhelhos, mostrando que houve um aumento do *input* siliciclástico, relacionado com a consolidação do delta na região, podendo este ter contribuído para interrupção da construção da fábrica carbonática. Levando assim, a uma interpretação de que a construção carbonática não teria sido interrompida pela queda do nível do mar, mas sim pelo seu afogamento e posterior sufocamento por um aumento do influxo de sedimentos. Os dados analisados confirmam esse conjunto de hipóteses, apresentando a DPES com uma discordância do tipo afogamento (*Drowning unconformity* – e.g. SCHLAGER 1989), associada ao soterramento provocado pela progradação das areias da Formação Rio Doce.

Figura 41 - Inline 170 não interpretada e interpretada



Nota: Observar a agradação das plataformas carbonáticas (Catch-up) e o posterior afogamento/sufocamento da plataforma, formando uma drowning unconformity. Fonte: A autora (2020).

3.1.5 Mapeamento das rochas ígneas

A interpretação das soleiras se fundamenta em critérios já definidos na literatura e sua identificação nas linhas sísmicas é facilitada pelas geometrias construídas, entretanto a interpretação dos diques é mais complexa. A identificação das soleiras foi realizada com base nos dados petrofísicos e sísmicos. As propriedades petrofísicas são usadas na identificação

das diferentes fácies vulcânicas que remetem aos seus vários contextos de formação. Assim, os dados de poços podem fornecer uma informação a respeito da assinatura das fácies vulcânicas. Essas fácies incluem aquelas que estruturam as grandes províncias ígneas: lavas simples tabulares, lavas entrelaçadas compostas, hialoclastitos, intrusivas e intercaladas (NELSON et al., 2009, MILLET et al., 2016). A interpretação das ígneas nas linhas sísmicas foi respaldada pelos seguintes critérios: 1) alta reflexão de amplitude positiva; 2) transgressões localizadas de refletores, 3) fácies de soleiras (camada paralela, transgressiva planar, formato de pires e bloco de falha – figura 21) e, 4) terminações abruptas (PLANKE et al., 2005). A identificação dos diques é mais complexa, devido os problemas de imageamento sísmico de corpos verticais em subsuperfície. Eles podem ser reconhecidos como uma "zona de perturbação" (Disturbance Zones - DZ, WALL et al., 2010), que apresenta um decréscimo da intensidade da amplitude dos refletores sísmicos, comparativamente com os refletores adjacentes e, em alguns casos, há o rompimento desses refletores. Porém, a zona de perturbação também pode ser um indicativo de chaminés de gás (gas chimneys - e.g. LØSETH et al., 2009), diques de areia (sandstones pipes – e.g. HUUSE et al., 2007) e cones de escape de fluido (hydrothermal vents - JAMTVEIT et al., 2004; PLANKE et al., 2005). Uma maneira de diferenciá-los é utilizando métodos geofísicos combinados (sísmicos e nãosísmicos - e.g. WALL et al., 2010). Também foram usados os atributos sísmicos, para auxiliar na interpretação das feições ígneas.

As rochas ígneas dos 4 poços (1-BAS-1-BA, 1-BRSA-85-BAS, 1-BAS-117-BA, 1-BAS-119-BA) localizados no cubo sísmico da Bacia de Mucuri são descritas como basaltos, de acordo com os dados de perfis compostos e do Arquivo Geral de Poços (AGP). Teoricamente, essa classificação seria um indicativo de uma rocha efusiva. Entretanto, não é categórica a definição dessas rochas associadas com o CVA como sendo extrusivas. Estudos realizados no arquipélago de Abrolhos apontaram a existência de margem resfriada (*chilled margin*) em uma soleira na superfície da Ilha Redonda (CORDANI 1970). Segundo o autor essa margem resfriada fundamenta a possibilidade de que todas as rochas basálticas terem uma origem intrusiva. Arena (2008) estudou as rochas do CVA no arquipélago de Abrolhos com base em dados de campo e petrográficos concluindo ser improvável a natureza extrusiva das rochas aflorantes nas ilhas. Sendo assim, considerando o debate acerca da natureza (intrusiva ou extrusiva) das rochas ígneas básicas do CVA, utilizou-se o método de Nelson et al. (2009) para determinar as fácies ígneas que se encontram nos quatro poços inseridos na área de estudo. Esse método consiste na confecção de histogramas das velocidades das ondasP (fornecidas nos dados de poços) para inferência das fácies vulcânicas. Também foi usado o método de Planke et al. (2005) para identificação de fácies de soleiras usando linhas sísmicas.

De acordo com o método de análise dos histogramas de velocidades de ondas compressivas (Vp) elaborado por Nelson et al. (2009), os fluxos tabulares clássicos possuem uma moda com velocidades entre 5.9-6.05 km s⁻¹; os fluxos entrelaçados compostos se caracterizam por duas modas com velocidades de 3.95-4.1 e 4.4-4.55 km s⁻¹; as intrusivas apresentam uma moda com velocidades entre 6.35-6.5 km s⁻¹ e os hialoclastitos possuem também uma moda com um intervalo de velocidade entre 4.85-5.0 km s⁻¹.

No poço 1-BAS-119-BA, além da rocha ígnea encontrada entre as profundidades 1286 e 1507 metros descrita na figura 37, foram descritos mais quatro intervalos onde se encontram rochas ígneas (figuras 39, 40 e 41). A partir da profundidade 3106 metros localiza-se a rocha ígnea 1 com 5 metros de espessura, com uma moda na velocidade de ~6,0 km/s, podendo ser um indicativo de uma rocha ígnea intrusiva (figura 39). Essa ígnea é a mais profunda do poço 1-BAS-119-BA. A seguir, em direção a porção mais rasa do referido poço, entre as profundidades de 2964 e 2975 metros, encontra-se a rocha ígnea 2, que apresenta uma ampla dispersão das velocidades, apresentando mais de uma moda (figura 39). A primeira com velocidade ~3,8 km/s e as outras com velocidades acima de 5,0 km/s. Essa ígnea não estaria enquadrada em nenhum dos modelos de histogramas proposto por Nelson et al. (2009). A rocha ígnea 3 ocorre entre as profundidades 2614 e 2625 metros, apresentando um histograma de velocidade com uma ampla distribuição, com duas modas, se assemelhando aos histogramas do tipo fluxos compostos entrelaçados descritos por Nelson et al. (2009) (figura 40). A rocha ígnea 4 ocorre a partir da profundidade de 1875 metros, apresentando 11 metros de espessura. O histograma de velocidade dessa ígnea apresenta um pico isolado com a velocidade de ~4,7 Km/s, a sua distribuição é ampla e moderadamente simétrica (figura 41). Esse tipo de histograma pode ser comparado àquele que representa os fluxos compostos entrelaçados. É importante salientar que provavelmente os histogramas não serão exatamente iguais ao modelo proposto por Nelson et al. (2009). Alguns elementos podem interferir na velocidade das rochas ígneas como: a alteração, que pode ser provocada por hidrotermalismo ou intemperismo, e intercalações com sedimentos (que pode não ter sido descrita nas amostras de calha). Todas as rochas ígneas foram descritas como um basalto cinza escuro no Arquivo Geral dos Poços (AGP).


Figura 42 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA com os histogramas das rochas ígneas 1 e 2.



Figura 43 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA com os histogramas da rocha ígnea 3.



Figura 44 - Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-119-BA com os histogramas da rocha ígnea 4.

Fonte: A autora (2020).

A única rocha ígnea encontrada no poço 1-BAS-117-BA apresenta um histograma com uma distribuição simétrica da velocidade e duas modas, uma na velocidade de ~4,6 km/s e a outra na velocidade de ~5,7 km/s e uma alta dispersão dos dados. Este histograma pode estar representando uma fácies vulcânica do tipo fluxos compostos entrelaçados (figura 42).

O histograma da rocha ígnea do poço 1-BRSA-85-BAS apresenta uma distribuição simétrica, com uma única moda, a baixas velocidades (~3,6 km/s). Nenhum dos modelos apresentados por Nelson et al. (2009) poderiam explicar essa característica petrofísica dessa rocha ígnea descrita. O formato do histograma com uma descida não gradual do pico central para os flancos pode estar relacionado com alteração nessa rocha (figura 43).



Figura 45 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-117-BA com o histograma da rocha ígnea.

Figura 46 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BRSA-85-BAS com o histograma da rocha ígnea.



Fonte: A autora (2020).

No poço 1-BAS-1-BA foram descritos 11 níveis de rochas ígneas. O primeiro, na profundidade entre 2095 e 2177 metros, apresenta um histograma com uma distribuição simétrica, com uma ampla dispersão e uma moda na velocidade de ~4,2 km/s. A rocha ígnea 2 que ocorre entre as profundidades de 2343 e 2407 metros, apresenta um histograma simétrico com uma moda na velocidade ~4,5 km/s. A rocha ígnea 3 ocorre entre as profundidades 2460 e 2568 metros, com um histograma com alta dispersão, com 2 modas, formando "ilhas isoladas", com velocidades de ~ 3,6 km/s e ~5,6 km/s. O histograma da rocha ígnea 4 possui uma tendência de assimetria negativa, com valor modal em ~4,2 km/s (Figura 44).



Figura 47 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-01-BA com os histogramas das rochas ígneas 1, 2, 3 e 4.

Fonte: A autora (2020)

A rocha ígnea 5 do poço 1-BAS-1-BA apresenta um histograma com tendência simétrica, com uma moda na velocidade de ~4,2 km/s e uma baixa dispersão de dados. A rocha ígnea 6 possui um histograma com uma assimetria negativa e uma moda em ~4 km/s. A rocha ígnea 7 apresenta um histograma com alta dispersão, possuindo ilhas e um pico principal com Vp entre 5,0 e 5,5 km/s. O histograma da rocha ígnea 8 também apresenta uma

alta dispersão, com velocidades entre ~3,5 e 5,8 km/s, com uma moda principal em ~4,2 km/s (Figura 45).



Figura 48 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-01-BA com os histogramas das rochas ígneas 5, 6, 7 e 8.

A rocha ígnea 9 do poço 1-BAS-1-BA apresenta um histograma com uma ampla dispersão, formando 3 ilhas principais, e uma moda principal entre 5,0 e 5,5 km/s. No histograma da rocha ígnea 10 existe uma tendência de uma distribuição assimétrica negativa com uma moda em ~5,2 km/s. A rocha ígnea 11, a última registrada no poço, possui uma alta dispersão de dados, formando ilhas e uma moda em 5,5 km/s (Figura 46).

Fonte: A autora (2020).



Figura 49 – Fragmento do perfil composto do poço 1-BAS-01-BA com os histogramas das rochas ígneas 9, 10 e 11.

Fonte: A autora (2020).

Todos os histogramas representativos das rochas (gneas do poço 1-BAS-1-BA não se enquadram nos modelos propostos por Nelson et al (2009), seja pelos valores de baixa velocidade Vp (uma média modal em ~4,0 km/s) e/ou pela incompatibilidade na simetria do gráfico e/ou pela divergência com o número de modas e, também, pela associação de todos esses elementos juntos para se chegar numa interpretação. Isso pode estar relacionado à alteração da rocha, que oblitera a sua estrutura original, afetando na sua densidade e, por conseguinte na resposta da velocidade. Outro elemento que pode alterar a velocidade da rocha é o tamanho dos grãos e a variação composicional (PLANKE et al. 2005).

O mapeamento das rochas ígneas, tanto por meio dos perfis quanto pelas linhas sísmicas, mostrou que elas ocorrem limitadas pela DPES, mas incluindo a própria discordância. Toda porção abaixo da DPES representa o território de ocorrência das ígneas e apresenta uma baixa relação sinal/ruído nas linhas sísmicas, o que dificultou a caracterização, quantificação e a estimativa da espessura das ígneas. Essa porção abaixo da DPES pode ser considerada uma área Sub-Soleira (*Sub-sill*), onde o imageamento é dificultado. A falta de qualidade do imageamento sísmico pode ser parcialmente explicada pela baixa amplitude da onda que é refletida da rocha ígnea depois que a onda já havia percorrido outra ígnea

sobreposta. A amplitude da reflexão da onda de uma ígnea na porção mais rasa pode ser até 5-6 vezes maior que a amplitude da onda refletida de uma ígnea que estiver abaixo (PLANKE et al., 2005). Além disso, a resposta sísmica de uma série de soleiras separadas por finas camadas sedimentares pode ser indistinguível, podendo levar a falsa impressão de se tratar de uma única soleira espessa (BADLEY 1965). As rochas ígneas menores do que aproximadamente 40 metros, não são observáveis nas linhas sísmicas, devido a resolução sísmica, podendo sofrer o efeito Tuning.

Foram identificadas rochas ígneas intrusivas, tanto diques, quanto soleiras na área de estudo na Bacia de Mucuri. As soleiras foram interpretadas com base em parâmetros, tais quais: terminação abrupta, alta amplitude, geometria e relação discordante com os estratos (e.g. HANSEN et al. 2004, PLANKE et al. 2005). De acordo com esses critérios, também foram definidas fácies sísmicas, com base no método de análise que foi originalmente descrito por Vail e Mitchum (1977) que inclui a descrição e interpretação geológica dos parâmetros de reflexão sísmica, particularizados em sua configuração, a continuidade, frequência e a velocidade do intervalo. Este método foi tradicionalmente usado na análise de fácies sísmicas em ambientes sedimentares, posteriormente usado em ambientes vulcânicos. A análise de fácies sísmicas é um método adequado para o mapeamento de intrusões ígneas, definindo-se assim unidades de fácies de soleiras (e.g. PLANKE et al. 2000). As soleiras são tradicionalmente definidas como uma intrusão ígnea tabular concordante com a superfície de contato (ALLABY e ALLABY 1999). As rochas ígneas mapeadas foram: formato de pires (*saucer-shaped*), diques e soleiras em camadas paralelas.

Soleiras em formato de pires geralmente possuem uma região central plana, circular, finalizada por um segmento que escala e corta os sedimentos da encaixante (MALTHE-SØRENSSEN et al. 2004). Neste trabalho foram interpretadas soleiras em formato de pires relativamente isoladas na porção central do cubo sísmico. A soleira maior possui cerca de 3 km de extensão, a menor aproximadamente 2 km (Figura 47 e 48). Trabalhos de campo na Bacia de Karoo, África do Sul, demonstram que soleiras em formato de pires são mais comuns na porção mediana e superior da seção sedimentar das bacias (MALTHE-SØRENSSEN et al. 2004). A soleira em formato de pires aqui descrita encontra-se na porção mediana para profunda da bacia

Figura 50 – Linha sísmica *crossline* 890 em dado de amplitude



Legenda: Na imagem da direita é representada a linha sísmica interpretada, mostrando o mapeamento da soleira em formato de pires. Os refletores pretos possuem amplitude positiva e os brancos as negativas.

Figura 51 - Linha sísmica crossline 896 em dado de amplitude (à esquerda) e com o atributo TecVa (à direita).



Legenda: O alto contraste de impedância do refletor no centro das imagens mostram as soleiras em formato de pires. O tracejado em vermelho é a soleira interpretada, que representa a continuação lateral da soleira observada na figura 47 (as linhas sísmicas são vizinhas). O formato de soleira em pires aberto indica uma elevada profundidade de sobrecarga litostática no momento de colocação da soleira.

O mecanismo de emplacement das rochas ígneas, em especial, as soleiras em formato de pires, é um tema bem controverso. Dentre os vários modelos, o consenso era de que a forma da intrusão era guiada pela pressão do magma e a pressão litostática. Entretanto, Thompson e Schofield (2008) por meio da observação das diferentes morfologias de soleiras, em associação com os padrões de fluxos de magma, inferiram ser improvável que o controle primário do *emplacement* de soleiras fosse guiado pela pressão do magma e litostática. Ao invés disso, buscaram demonstrar que são as heterogeneidades dentro da bacia, que inclui o arranjo estrutural e a sucessão sedimentar as responsáveis por influenciar significativamente o emplacement e as geometrias das soleiras. Concluíram que o conceito que envolve a compensação por meio do nível de flutuabilidade neutra poderia não ser o principal controle para determinar o emplacement das soleiras em camadas sedimentares. Ao invés disso, corroboram o modelo do tipo lacólito que se baseia no encontro do magma com uma camada de folhelho e/ou abaixo do nível da flutuabilidade neutra, particularmente se o folhelho estiver em sobrepressão. Posteriormente, a soleira irá provocar um inchaço nas zonas periféricas, provocando fraturas, que irão permitir a ascensão para níveis estratigráticos mais rasos. Essa zona inclinada será o componente transgressivo das soleiras, que irão percorrer horizontes até alcançar aquele que seja propício para sua intrusão (THOMPSON e SCHOFIELD 2008). Trabalhos mais recentes relacionam falhas cisalhantes na camada acima da zona de intrusão como um importante elemento para entender os mecanismos de emplancement (e.g. SCHMIEDEL et al. 2019).

De qualquer modo, o *emplacement* do magma dentro de uma bacia sedimentar causa aquecimento e deformação nas rochas circundantes. Além de reações metamórficas que podem gerar um grande volume de gases de efeito estufa, como o metano e o dióxido de carbono, e os clorados e bromados, no caso de intrusões em evaporitos (PLANKE et al., 2015). Tem sido sugerido que uma rápida liberação desses tipos de gases para atmosfera pode ter acionado rápidos eventos de aquecimento global e extinção em massa ao longo da história da Terra (SVENSEN et al. 2004).

Estudos envolvendo campo e poços na Bacia do Karoo revelam que as soleiras em forma de pires (*saucer-shaped*) consistem em três principais componentes: uma soleira interna sub-horizontal, uma camada inclinada (soleiras transgressivas) e a soleira exterior (PLANKE et al. 2015). As soleiras transgressivas mapeadas neste trabalho foram interpretadas como um segmento da soleira em formato de pires.

No dado sísmico da área de estudo, as soleiras aparecem de forma isolada, ou associadas com outras soleiras, formando um complexo de soleiras (figura 49, 50 e 51). O complexo de soleiras mapeado encontra-se principalmente na parte oeste da área, na região mais basculhada, concentrado próximo ao embasamento, numa porção profunda, em aproximadamente 2000 ms. As soleiras neste complexo são do tipo camadas paralelas e em formato de pires aberto (Figura 49).

Figura 52 – Linha sísmica (*Inline* 958) onde é dado um zoom na região de ocorrência do complexo de soleiras



Fonte: A autora (2020).



Figura 53 - Linha sísmica 2D (0231-Mucuri Central 8A.0231-0680) com o atributo sísmico reflection intensity¹¹

Legenda: Os refletores de alta amplitude, com cor em tons quentes, mostra o complexo de soleiras na região oeste da área. Fonte: A autora (2020).

¹¹ Reflection intensity representa um atributo que ressalta o contraste de impedância acústica, consequentemente a refletividade.

Figura 54 - Mapa base do topo do embasamento.



Legenda: O contorno tracejado em preto forma um polígono que delimita a região do mapeamento do complexo de soleiras. As cores dentro do polígono representam a posição em TWT das soleiras. Fonte: A autora (2020).

Os diques mapeados na área de estudo apresentam, como uma das principais características, uma zona de perturbação da reflexão sísmica. Essa característica sísmica é comum aos diques, devido ao fato de que o imageamento sísmico em corpos verticalizados é difícil, pois existe uma reduzida superfície para haver a reflexão do sinal. Os diques aqui mapeados cortam as camadas, são inclinados, em alto ângulo (subverticais) ou completamente verticalizados. Nos corpos inclinados, foi possível observar uma alta amplitude positiva da reflexão, o que ajudou a corroborar com a interpretação de que se tratava de um corpo ígneo discordante. Ou seja, os principais critérios usados para o mapeamento dos diques foram: os refletores discordantes, zonas de perturbação e a alta amplitude.

Sua maior ocorrência é na porção Norte/Nordeste (NNE) da área, local onde houve a formação de um alto em formato circular. Nas linhas sísmicas que se encontram nesta região, posicionadas perpendicularmente a linha de costa, mostram diques sub-verticais, mais ou menos paralelos de alta amplitude positiva, cortando as camadas da rocha encaixante. Foram mapeados pelo menos três deles, sendo aventada a existência de muito mais (figura 52 e 53).

Na região central da área (*Inline* 608), associado ao anticlinal do Parcel das Paredes ocorre um enxame de diques (figura 54).

Em outra porção da área, mais ao sul, foi mapeada uma zona de perturbação vertical, que foi interpretada como um dique, que provocou a deformação dos refletores ao redor e das camadas acima (figura 55). Os refletores que foram deformados acima alcançam a DPES, indicando a possibilidade de que o dique tenha intrudido no tempo da DPES. A zona de perturbação apresenta uma largura de aproximadamente 1 km.

Figura 55 – Linha sísmica 2D perpendicular a linha de costa.



Legenda: (A) Linha sísmica com o dado em amplitude onde se observa o alto, em formato arredondado, com presença interna dos refletores discordantes; (B) Um zoom da parte onde ocorrem os refletores discordantes e foram interpretados como diques; (C) O mesmo local do zoom, mas com o atributo do TecVa, ressaltando os diques. Fonte: A autora (2020).



Figura 56 – A mesma linha sísmica 2D da figura anterior, com o atributo *Sweetness*.

Nota: O atributo *Sweetness* é usado para realçar feições sutis e para ajudar a delimitar descontinuidades. As setas estão indicando os refletores de alta amplitude positiva, discordantes, que foram interpretados como diques.





Nota: Observar o conjunto de diques (refletores discordantes, mapeados como linhas vermelhas na imagem à direita) associados à zona soerguida do Parcel das

Paredes.

Figura 58 – Linha sísmica 2D (0231 MUCURI CENTRAL 8A.0231-0735) onde foi mapeado outro dique na área de estudo.



Nota: O dique encontra-se envolto por refletores de alta amplitude positiva, que se conectam e se originam dele ele. A interpretação possível é de que o dique é que alimentou as ígneas circunvizinhas.

Associando os dados petrofísicos e sísmicos, foram observadas características tanto intrusivas, quanto extrusivas do CVA. Alguns estudos realizados na Formação Abrolhos apontam para uma natureza bipartida desse magmatismo, que pode ser separado numa primeira fase, entre 69 e 53 Ma com um caráter mais vulcânico e uma segunda fase entre 47 e 42 Ma com uma natureza mais intrusiva (e.g. SOBREIRA et al. 2004), embora outros estudos apontem para um range amplo de idades para o CVA (tabela 01). Importante salientar que as expressões magmáticas ocorrem de forma conectada, coexistindo num mesmo evento vulcânico elementos extrusivos e intrusivos, em sistemas ígneos ou sistemas alimentadores de um vulcão (magma plumbing systems - JERRAM e BRYAN, 2015) assumindo diferentes características na porção mais rasa e na parte mais profunda (Figura 22). Para cada evento vulcânico, existe um conjunto de expressões ígneas sub-vulcânicas, tais quais: diques, soleiras, complexos de soleiras alojadas (nested sill complexes), lacólitos e plugues. Os vulcões são alimentados pela complexa rede de intrusões que formam o sistema alimentador do magma (e.g. JERRAM e BRYAN, 2015). Então, desse modo, é possível que o magmatismo da Formação Abrolhos tenha ocorrido por um prolongado período, com expressões intrusivas e extrusivas.

3.1.6 Condutos de escape de fluido e gás

Os condutos de escape de fluido e gás¹² são formados se houver uma pressão suficiente da ação de gases e fluidos, para gerar uma fratura nas camadas de sobrecarga, caso elas tenham baixa permeabilidade, ocasionando uma explosão de sedimentos, fluidos e gás. Eles são frequentemente originados a partir da terminação superior dos segmentos de soleiras transgressivas e conectam a auréola da soleira até uma cratera na paleo-superfície (e.g. SVENSEN et al. 2004, PLANKE et al. 2005, PLANKE et al. 2015). Essas estruturas são constituídas por uma estrutura semelhante a um tubo (*pipe*), que transporta o material fraturado, sedimentos, água, gases e fluidos de origem hidrotermal, preservando internamente no tubo uma rocha de brecha sedimentar alterada por fluidos hidrotermais (e.g. HANSEN, 2006, PLANKE et al. 2015). Os condutos de escape de fluido e gás apresentam na parte superior do tubo vertical uma geometria do tipo cratera, domo ou olho (Figura 56)

¹² Sugestão de tradução para o termo *Hydrothermal Vent Complex* usado por Planke et al. (2005).

(SVENSEN et al., 2003b, JAMTVEIT et al., 2004, PLANKE, et al., 2005, HANSEN, 2006). Na sísmica, os refletores internos do conduto apresentam baixa amplitude e alta incoerência (PLANKE et al. 2005).



Figura 59 – Desenho esquemático, com um exemplo na linha sísmica, de um conduto hidrotermal.

Legenda: O conduto hidrotermal consiste numa parte inferior e uma parte superior. A parte superior apresenta uma geometria que pode ser de cratera, domo e olho e é conectada a uma soleira (sill) por meio de um conduto com um dado sísmico interno desordenado.

Fonte: Modificado de PLANKE et al., 2005.

Os condutos foram mapeados com base nas características já elucidadas, tanto da parte inferior, quanto da porção superior do complexo hidrotermal, além das suas particularidades em apresentar um aspecto discordante com relação aos refletores ao redor, formando um alto ângulo. Na área de estudo, os condutos de escape de fluido identificados (figura 57) apresentam-se alinhados a uma feição circular de ~5 km de raio, como pode ser observado no *timeslice* (figura 58). Os condutos apresentam um topo em forma de domo alongado (figura 59), de aproximadamente 0,6 km de largura no eixo maior e 0,3 km no meio menor. Os condutos atravessam a Formação Urucutuca, apresentando internamente uma perturbação interna dos refletores, com fácies sísmica caótica, sinal sísmico difuso e abaixo possui uma raiz que conecta o conduto com o complexo de soleiras da parte oeste da área. Os condutos de escape de fluido e gás ocorrem associados ao complexo de soleiras, sendo interpretado que a ocorrência dos condutos foi decorrente da ação hidrotermal provocada pelas intrusões. As rochas ígneas se encaixaram principalmente nos folhelhos da Formação Urucutuca, mas

também em evaporitos da Formação Mariricu. A distância entre a base (a raiz) até o topo do conduto é aproximadamente 0,6 s, enquanto o relevo do domo é cerca de 0,1 s. De acordo com a velocidade média de 2,3 km/s das rochas no poço 1-BAS-01-BA, a altura total do conduto é de 690 metros e a espessura do domo é de 115 metros. Os condutos ocorrem na parte oeste da área, principalmente na parte central. Foi usado o atributo *sweetness* para auxiliar na interpretação do conduto hidrotermal (figura 60). Por meio desse atributo foi ressaltado o caráter dômico da parte superior, do topo do conduto, além das soleiras da base e os fragmentos internos no conduto, resultantes da explosão produzida pela pressão dos gases e fluidos gerados pela intrusão.

Os condutos de escape de fluido e gás podem ser usados para delinear um tempo aproximado da duração da atividade ígnea das intrusões, por meio da interpretação sísmica das soleiras e dos condutos, levando em consideração o contexto estratigráfico, tendo apenas um grau de incerteza na ordem de 100 a 800 mil anos. Essas estruturas e seu tempo de formação tem uma importante implicação nos estudos de mudanças climáticas (HANSEN, 2006). No dado sísmico analisado, o topo do conduto hidrotermal encontra-se associado com a discordância do Eoceno inferior (DEI), acima do conduto há a construção da feição dômica com o limite superior na superfície da discordância pré-Eoceno superior (DPES). Essa última superfície marca o horizonte sísmico limite da formação dos condutos hidrotermais, mas seu início ocorre desde a DEI. Ou seja, é sugerido que o *emplacement* das soleiras tenha ocorrido no tempo da DEI e seus efeitos prolongados até o tempo da DPES. Acima da DEPS os refletores estão em nítido *onlap*, o que reforça a existência da estrutura previamente, e que ela não foi gerada por uma compactação diferencial.

Figura 60 – Complexo hidrotermal na área de estudo.



Legenda: O complexo hidrotermal é formado pela parte inferior, marcado pelo conduto que se inicia na auréola da soleira. O topo do conduto encontra-se na superfície da DEI, acima dela há a construção da feição dômica, que é limitada pela DPES.

Fonte: A autora (2020).



Figura 61 – Timeslice de 1284 milissegundos com o atributo sweetness

Nota: Observar a feição circular associada à crista dos condutos hidrotermais. Fonte: A autora (2020).



Figura 62 – Mapa da superfície do topo dos condutos hidrotermais.

Nota: Observar o caráter alongado dos domos. Fonte: A autora (2020).

Figura 63 – Conduto hidrotermal com o atributo *sweetness* e sua localização no mapa do topo do embasamento.



Legenda: O atributo *sweetness* ajudou na interpretação do complexo de soleiras, dos fragmentos internos do conduto e na delimitação da superfície convexa do domo. O conduto hidrotermal está representado por uma estrela amarela no mapa do topo do embasamento.

3.2 Resultados dos dados geofísicos não-sísmicos

Para auxiliar no mapeamento das estruturas ígneas foi usado o método magnetométrico. Dentro desta técnica, o primeiro mapa a ser considerado foi o mapa magnético de campo total (Figura 61). Por meio dele, foi possível a compartimentação da área em 2 domínios, com comportamentos de susceptibilidade magnética distintas, além da identificação das direções NE-SW e E-W como importantes orientações dos corpos magnéticos. Apresenta altos magnéticos associados a baixos magnéticos e uma estruturação basicamente E-W e ENE-WSW.





Legenda: O polígono delineado em branco representa o cubo sísmico onde foram feitas as interpretações sísmicas

Posteriormente ao uso dos dados de campo total, foi aplicado o filtro de amplitude do sinal analítico (Figura 62) que tem uma importância em delimitar a borda máxima da fonte do corpo magnético. Este filtro deu destaque às fontes de magnetizações, permitindo a delimitação mais precisa das fontes causadoras das anomalias magnéticas. Isso foi possível porque com esse filtro o efeito dipolo, que ocorre nos mapas de campo total, é removido. Foi observado uma orientação principal NE-SW onde se concentra as feições com altos valores de amplitude magnética e a possibilidade de separação da área geral em 4 compartimentos, de acordo com os contrastes magnéticos. O primeiro localiza-se na parte noroeste da área e apresenta alta anomalia magnética e uma orientação NNE-SSW. O segundo ocorre na parte central, com a orientação NE-SW e se caracteriza por uma baixa anomalia magnética. Este compartimento central foi interpretado por Sobreira e França (2006) sendo expresso num mapa de ocorrência das rochas ígneas do CVA do trabalho homônimo (figura 03). No mesmo, mostra-se exatamente que onde não há presença das rochas ígneas. Esta área mapeada pelos autores justapõe-se ao compartimento 2 definido neste trabalho, que apresenta um baixo magnético. Entretanto, a interpretação sísmica realizada também em nosso estudo mostrou que essa região de baixo magnético, representada pela parte oeste do cubo sísmico, é uma zona de ocorrência do complexo de soleiras que se concentram na parte mais profunda da bacia, próximo ao embasamento. O terceiro compartimento está posicionado na parte inferior e direita da área, com orientação NE/SW com alta anomalia magnética. Esse compartimento representa a parte leste do cubo sísmico, onde foi mapeada uma feição positiva, associada a uma zona soerguida, com uma quebra de relevo, de ocorrência de diques, interpretada como o anticlinal do Parcel das Paredes. O quarto e último compartimento se encontra no quadrante inferior a direita e apresenta uma baixa anomalia magnética.



Figura 65 - Mapa magnetométrico usando o filtro de amplitude do sinal analítico (ASA).

Legenda: O polígono branco representa o cubo sísmico. Observar que a área do dado sísmico encontrase sobre uma região onde há um forte contraste magnético, que foi interpretado como o local onde há a quebra de relevo na linha sísmica da área de estudo.

Fonte: A autora (2020).

O filtro de primeira derivada vertical (Dz) foi usado com a finalidade de acentuar as fontes magnéticas mais rasas, em detrimento das mais profundas (figura 63) De maneira geral, os compartimentos observados no mapa ASA aparecem no mapa de primeira derivada vertical (Dz), assim como a estruturação preferencial orientada em E-W e NE-SW. No local onde está posicionado o cubo sísmico (polígono em branco) ainda foi possível observar contraste abrupto de anomalias magnéticas, com uma região central de baixo magnético e as bordas que representam altos magnéticos. O domo salino, expresso no mapa pelo número 4, localizado no meio da área, encontra-se exatamente na região de baixo magnético, ratificando a interpretação sísmica.



Figura 66 – Mapa com o filtro de primeira derivada (Dz).

Legenda: O poço mencionado na imagem é o 1-BAS-117-BA onde há o registro de espessa camada de sal, que foi correlacionado com um importante domo salino que fica exatamente no centro da área, que neste mapa é representado pelo baixo magnético.

Fonte: A autora (2020).

O último filtro usado para os dados magnetométricos foi o de deconvolução de Euler. Esse tipo de filtro é usado para auxiliar na estimativa da localização da fonte magnética, fornecendo uma informação acerca do contorno e profundidade do corpo da anomalia. Segundo o mapa (figura 64) a área de estudo encontra-se sobre uma região com uma profundidade da anomalia em cerca de 3.200 metros. Na região a SW da área a fonte da anomalia está muito mais profunda e a NE a fonte é mais rasa.



Figura 67 – Mapa magnetométrico com a aplicação do filtro de deconvolução de Euler.

Legenda: O polígono em preto representa o cubo sísmico da interpretação. Fonte: A autora (2020).

3.3 Resultados dos dados geoquímicos

Tendo em vista o objetivo final desta pesquisa, que se refere a caracterização do evento termal MTPE, foi então necessário o uso de ferramentas geoquímicas e isotópicas para mapear e caracterizar o evento. Para tal, foram utilizadas amostras de calha de três poços da Bacia do Espírito Santo: 1-BRSA-819A-ESS, 4-BRSA-530-ESS e 6-BRSA-486-ESS (figura 09). Para todos os poços foram feitas análises geoquímicas de Carbono Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (R.I.), Enxofre (S), bem como análises isotópicas do carbono da matéria orgânica ($\delta^{13}C_{org}$) e Pirólise (S1, S2, S3, Tmáx, IH, IO).

Para o poço 1-BRSA-819A-ESS (figura 65) foi estudada a porção que pertence a Formação Urucutuca dentro do intervalo que compreende desde o Maastrichtiano superior ao Eoceno inferior. Segundo os dados de perfil e pela descrição de amostras de calha, o intervalo de estudo é constituído basicamente por folhelhos, apresentando apenas 4 níveis de arenitos nas profundidades 3223, 3236, 3256 e 3261 metros. O intervalo compreendido entre o Paleoceno superior e o Eoceno inferior, pertencente a Formação Urucutuca, também foi

analisado no poço 4-BRSA-530-ESS (figura 66). Esta parte do poço é basicamente pelítica, composta por folhelhos, igualmente ao poço anterior, possuindo somente 4 níveis de arenito, espaçados nas profundidades de 3002, 2913, 2876 e 2812. São níveis delgados, de cerca de 2 metros de espessura. No poço 6-BRSA-486-ESS, a fração objetivada nesta pesquisa, compreende o intervalo Maastrichtiano superior ao Eoceno inferior. Segundo os dados de perfil composto e pela descrição de amostras de calha, o intervalo de estudo compreende basicamente folhelhos com intercalações de arenitos ocorrendo em alguns níveis, principalmente no topo e no centro do perfil, entretanto apresentando maior frequência de intercalação do que nos poços anteriores, (figura 67). A litoestratigrafia e bioestratigrafia dos poços foram fornecidas pela ANP por meio dos dados de perfil composto e Arquivo Geral do Poço (AGP).

Os valores de raios-gama da base do poço 1-BRSA-819A-ESS até a profundidade de 3330 metros possuem uma média de 146,72°API, excluindo-se o intervalo de 3431 a 3456 metros onde os valores possuem uma média de 78,01°API e não são confiáveis, devido ao revestimento canhoneio realizado dentro desse intervalo, devendo ser desconsiderados. A partir da profundidade de 3330 metros até 3230 metros os valores de raios-gama apresentam uma pequena redução, oscilando ao redor da média de 133,40°API, em seguida se elevam chegando a 199,05°API na profundidade de 3213 metros que representa o maior valor de raios-gama do perfil. Após esse aumento, os raios-gama decrescem de forma significativa até alcançar o valor de 62,31°API na profundidade de 3175 metros, passando posteriormente a subir até a profundidade de 3145 metros (144,39°API) e depois, novamente decresce até o topo do perfil na profundidade 3090 metros, aonde os raios-gama chegam a 49,95°API (figura 65).

Figura 68 - Perfil litológico, raios-gama e de dados geoquímicos de Carbono Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (RI) e Enxofre (S), e Isótopo estável do Carbono da matéria orgânica (δ^{13} C) do poço 1-BRSA-819A-ESS.



O perfil de raios-gama do poço 4-BRSA-530-ESS apresenta duas tendências distintas: a primeira ocorre na base com valores de °API mais altos e a segunda ocorre do meio para o topo, com valores de °API menores. A inversão dessa tendência, com uma quebra de padrão, ocorre na profundidade de 2911 metros, próximo ao limite do Eoceno inferior. Ademais, existem 2 níveis onde os valores de raios-gama são mais altos. O primeiro é na profundidade de 3000 metros com valores de raio-gama de 144° API e o segundo é na profundidade de 2920 metros com 150° API (figura 66).

Figura 69 - Perfil litológico, raios-gama e de dados geoquímicos de Carbono Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (RI) e Enxofre (S), e Isótopo estável do Carbono da matéria orgânica (δ^{13} C) do poço 4-BRSA-530-ESS.



Fonte: A autora (2020).

Na porção inferior do poço 6-BRSA-486-ESS, até a profundidade de 2878 metros, a emissão de raios-gama possui uma baixa oscilação em torno de uma média de 133°API, apesar de apresentar alguns picos negativos relacionados geralmente com níveis de arenito. Na profundidade de 2878 metros há uma quebra na curva relacionada com uma redução drástica do teor de raios-gama que apresenta um padrão cilíndrico. A litologia nesse intervalo é um folhelho de baixa radioatividade (~86°API) com aproximadamente 30 metros de espessura, que está em contato basal com um arenito de maior radioatividade (~150°API). Em seguida, o raios-gama possui uma alta oscilação com um padrão serrilhado de alta frequência entre as profundidades de ~ 2780 e 2850 metros, variando entre 70 a 150° API. Desde esse intervalo até a profundidade 2680 metros a tendência geral do perfil é a redução do teor de raios gama, chegando a ~56°API e depois há uma tendência de crescimento, apresentando um padrão simétrico do perfil. No topo do perfil, o teor de raio-gama chega a ~100°API (figura 67).

Figura 70 - Perfil litológico, raios-gama e de dados geoquímicos de Carbono Orgânico Total (COT), Resíduo Insolúvel (RI) e Enxofre (S), e Isótopo estável do Carbono da matéria orgânica (δ^{13} C) do poço 6-BRSA-486-ESS.



Fonte: A autora (2020).

Observando a parte geoquímica dos poços, inicialmente do poço 1-BRSA-819A-ESS (figura 65) cujos teores de COT variam de 1,50 a 3,23%, com uma média de 2,24%. O teor de COT mais elevado (3,23%) encontra-se na profundidade de 3090 metros, estando posicionado no topo do perfil, e o valor mais baixo (1,50%) encontra-se na profundidade de 3288 metros, no meio do perfil. A tendência geral do perfil de COT é ter os valores mais baixos na base e os valores mais altos no meio para o topo do perfil. O dado geoquímico de Resíduo Insolúvel (R.I.) para o mesmo poço apresentou valores elevados, indicando uma seção basicamente siliciclástica. A média dos valores é de 81,43%, onde o valor mais baixo e mais alto foi: 69,84% e 87,75%, respectivamente. Com relação aos teores de enxofre, em geral foram baixos, entre 0,116 e 0,696, com uma média de 0,28%, exceto por um valor mais elevado de 2,88%, na profundidade de 3249 metros, que destoou da tendência geral do perfil.

Os teores de COT medidos no poço 4-BRSA-530-ESS (figura 66) apresentam valores entre 0,36 e 1,77%, com uma média de 0,93%. Esses são mais altos na base e mais baixos do meio para o topo do perfil. Na base, os teores de COT variam entre 1,18 e 1,77%, com uma média de 1,48%, e estão posicionados entre as profundidades de 2952 e 3033 metros. Na profundidade de 3015 metros encontra-se o maior valor de COT (1,77%). A partir da profundidade 2952 metros os teores de COT caem progressivamente, chegando a valores mínimos e máximos de 0,36% e 0,77%, respectivamente, apresentando uma clara mudança no padrão de concentração do carbono orgânico total. Enquanto, o Resíduo Insolúvel (R.I.) é alto para todo o perfil, apresentando valores acima de 71,03%, indicando uma composição basicamente siliciclástica. A média dos valores é de 78,80% e o valor máximo do R.I é 88,45%, na profundidade de 2961 metros. Os dados de enxofre (S), de modo geral, oscilam em torno da média de 0,35%. Entretanto, nas profundidades 2961 e 2979 metros a concentração de enxofre se eleva, alcançando valores de 0,87 e 1,09%, respectivamente.

Os teores de COT no poço 6-BRSA-486-ESS (figura 67) apresentam valores acima de 0,59%, chegando a 2,23%, com uma média de 1,39%. Na base do perfil os teores possuem uma tendência de crescimento gradativo até a profundidade 3024 metros, partindo de 1,17% alcançando o valor de 2,23%. Dentro desse intervalo há um pico de COT (2,16%) na profundidade 3132 metros, que se relaciona com um pico de S (0,37%). Em seguida, a tendência se inverte, com uma redução acentuada dos teores de COT, chegando a 0,97% na profundidade 2871 metros. Na profundidade de 2862 metros os teores de COT se elevam novamente (1,52%) e a tendência é de crescimento gradativo do COT até a profundidade de 2736 metros, com o valor chegando a 1,89%. Acima desse intervalo, o COT apresenta
tendência de redução e crescimento, seguindo uma tendência semelhante a do perfil de raiogama. Os valores de resíduo insolúvel (R.I.) apresentam uma média de ~ 75 %, com valores mínimos e máximos de 62% e 86%, respectivamente. Esses teores indicam uma seção basicamente siliciclástica, com pouca contribuição carbonática. Os teores de enxofre apresentam uma média de 0,41%, com valores mínimos e máximos de 0,08 e 0,86%, respectivamente. Da base para a profundidade de 2817 metros há uma tendência de crescimento gradativo, com o teor de enxofre partindo de 0,20% chegando a 0,83%. Após, em direção ao topo do perfil, os teores tendem a ser constantes, elevando-se somente na porção mais superior em 2637 metros (S=0,86%).

As medidas isotópicas do carbono (δ^{13} C) da matéria orgânica do poço 1-BRSA-819A-ESS (figura 65) apresentaram valores negativos, com uma variação entre -27,128 e -24,012‰ e uma média de -26,118‰. A parte basal do perfil apresenta valores mais elevados de δ^{13} C, que são reduzidos drasticamente na profundidade de 3234 metros, constituindo uma variação isotópica da ordem de -2,984‰, exibindo uma quebra no registo isotópico. Em profundidades mais rasas que 3234 metros, os valores isotópicos permaneceram baixos e constantes, em torno da média de -26,888‰, apresentando somente uma pequena variação isotópica entre 0,02 e 0,27‰ ao redor da média.

No poço 4-BRSA-530-ESS (figura 66) a razão isotópica entre o Carbono C¹² e C¹³ (δ^{13} C) observada também é negativa, porém varia entre -24,38 e -25,98‰. A base do poço apresenta baixos valores de δ^{13} C (-25,30‰) com tendência a crescimento, chegando a - 24,38‰ (profundidade 2970 metros) se estabilizando nos valores de -24,59 e -24,49‰, nas profundidades 2961 e 2952 metros. Após esse intervalo, em direção ao topo do perfil, a tendência isotópica se inverte ocorrendo uma redução progressiva do δ^{13} C, até alcançar um mínimo de -25,86‰, na profundidade de 2925 metros. O baixo valor isotópico se mantém na profundidade de 2916 metros, onde o δ^{13} C é -25,85‰. A redução dos valores isotópicos na base para o meio do perfil é de 1,48‰ e em direção ao topo do perfil os valores tendem a ficar baixos, oscilando em até ± 0,22‰ em torno da média de -25,76‰. A tendência dos valores de COT e δ^{13} C é semelhante. Os valores de ambos na base do perfil são maiores e no topo são menores.

Os teores do δ^{13} C da matéria orgânica no intervalo entre o Maastrichtiano superior ao Eoceno Inferior do poço 6-BRSA-486-ESS (figura 67) apresentam uma média de -28,53‰, com valores mínimos e máximos de -31,11 e -25,80‰. Na parte basal, entre as profundidades 2970 e 3186 metros, os teores do δ^{13} C possuem uma variação constante, apresentando mínimo e máximo de -28,65 e -25,80‰, oscilando em torno da média de -26,69‰. A partir da profundidade 2970 metros os teores do δ^{13} C decrescem gradativamente até a profundidade de 2808 metros com δ^{13} C de -31,12‰. Em seguida os valores permanecem baixos até a profundidade de 2646 metros, onde os valores tendem a crescer novamente até o topo do perfil. A curva isotópica e de COT guardam semelhanças. Na parte basal da curva de COT os teores são maiores e há uma tendência geral, de maior frequência, de redução. Assim como a curva do δ^{13} C que apresenta os maiores valores na porção basal com propensão a valores mais negativos para o topo do perfil. Contudo, bem no topo, a tendência se inverte e passa a ser a retomada de valores mais positivos, assim como no COT que há uma tendência de elevação dos valores para o topo.

Os dados de pirólise dos poços revelam, primeiramente para o poço 1-BRSA-819A-ESS (figura 68), na sua parte basal, entre as profundidades 3291 e 3462, onde os teores de COT estão entre 1,59 e 2,44%, uma oscilação do pico S1 desde valores baixos (0,64 mg HC/g de rocha) até valores maiores (3,71 mg HC/g de rocha) com uma média de 1,61 mg HC/g de rocha. Enquanto o pico S2 também apresenta certa oscilação nos seus valores para o referido intervalo. Os teores partem de 2,82 mg HC/g rocha chegando a 5,88 mg HC/g de rocha, indicando um moderado a bom potencial gerador. Os picos S1 e S2 apresentam uma tendência de oscilação semelhante, ou seja, se observa, de maneira geral, que quando há um aumento do pico S1 ocorre um aumento do pico S2 e quando há uma redução do pico S1 também há a redução do pico S2. A partir da profundidade 3251 metros os valores oscilam em torno do zero, depois se estabilizam em zero em 3232 metros onde ocorre a anomalia CIE. Por 69 metros, os valores de S1, S2 e IH permanecem zerados e depois apresentam uma tendência de crescimento, em 3163 metros. Ao passo que, o pico S3 apresenta certa constância com uma pequena variação em torno da média de 2,86 mg CO2/g rocha. O Tmáx se mantém praticamente constante entre 427 e 437°C na parte basal até a profundidade de 3251 metros, onde os valores começam a oscilar para temperaturas maiores, de 500°C. Em 3232 metros, o Tmáx se estabiliza em 500°C e em 3163 metros retorna para valores semelhantes àquele registrado na parte basal. Os valores de IH variam, de uma maneira geral, entre 148,42 a 347,79 mg HC/g COT e apresentam uma tendência de variação dos valores semelhantes aquelas observados nos picos S1 e S2, inclusive com o intervalo já citado que possui brusca redução. Os valores de IO variam basicamente entre 109,67 a 161,08 mg CO₂/ g COT. Com valores mais altos na base e meio do perfil e em 3232 metros ocorre uma redução abrupta dos valores, que permanecerão menores, em relação a base, até o topo do perfil.



Figura 71 - Perfil litológico do poço 1-BRSA-819A-ESS com os dados geoquímicos de COT e pirólise (Picos S1, S2, S3, Tmax, IH e IO)

Fonte: A autora (2020).

Devido à situação anômala de brusca redução dos valores de S1, S2 e IH, correlacionável com uma elevada Tmáx, foi plotado os dados de índice de hidrogênio (IH) e índice de oxigênio (IO) do poço 1-BRSA-819A-ESS no gráfico do tipo "Van Krevelen" mostrando que as matérias orgânicas são do tipo III e IV para a seção estudada (figura 69).

Figura 72 – Classificação da evolução térmica da matéria orgânica usando o diagrama do tipo Van Krevelen (BROOKS, 1981; ESPITALIÉ et al. 1985) para o poço 1-BRSA-819A-ESS



Fonte: A autora (2020).

Com relação aos dados de pirólise do poço 4-BRSA-530-ESS (figura 70), os teores de hidrocarbonetos registrados por meio do pico S1 variam entre 0,15 a 0,33 mg HC/g rocha, exibindo da base para o topo do perfil valores com tendência a crescimento, que depois são reduzidos no meio e depois crescem novamente para o topo. O pico S2 varia de 0,45 a 1,13 mg HC/g rocha e apresenta uma tendência de variação semelhante ao pico S1. Valores entre 3,58 e 6,03 mgCO₂/g rocha foram registrados para os picos S3, onde os teores são mais altos na base, menores no meio e se elevam novamente para o topo. O Tmáx exibe temperaturas entre 305 e 419 °C, com as menores temperaturas na parte central do perfil, onde há uma quebra da tendência geral. Os valores de IH e IO apresentam uma tendência semelhante, exibindo menores valores na base e aproximadamente em 2952 metros esses valores tendem a crescer. O IH varia de 44 a 168 mg HC/g COT e o IO varia de 303 a 1236 mg CO₂/COT.



Figura 73 - Perfil litológico do poço 4-BRSA-530-ESS com os dados geoquímicos de COT e pirólise (Picos S1, S2, S3, Tmax, IH e IO).

Fonte: A autora (2020)

Os dados de pirólise do poço 6-BRSA-486-ESS (figura 71) apresenta o pico S1 com uma oscilação constante desde a base até a profundidade de 2871 metros. Nesse intervalo a média dos valores de S1 é de 1,29 mgHC/g rocha, com valores mínimos e máximos de 0,81 e 3,48 mgHC/g rocha, respectivamente nas profundidades 2916 e 3132 metros. Após a profundidade de 2871 metros os teores de S1 tendem a crescer progressivamente até alcançar o máximo de 5,25 mgHC/g rocha na profundidade de 2745 metros. Em seguida decrescem até a profundidade de 2727 metros, com S1 igual a 2,73 mgHC/g rocha, onde os teores apresentam uma oscilação relativamente constante. Na profundidade de 2646 metros há uma quebra da tendência ocorrendo uma redução drástica dos valores de S1, que saem de 3,71 para 1,42 mgHC/g rocha. A partir de 2637 metros até a profundidade de 2556 metros os teores de S1 serão baixos e com pouca oscilação, apresentando uma média de 1,48 mgHC/g rocha. No topo do perfil a tendência é de um novo crescimento dos valores de S1. O gráfico com os valores gerados pelo pico S2 apresenta na sua parte basal, de 3186 a 2871 metros, valores mais baixos, se comparados com o restante do gráfico. A média nesse intervalo é 1,71 mgHC/g rocha e eles variam pouco. Na profundidade de 2871 metros, um pouco abaixo da base do limite do Eoceno Inferior, há uma sutil mudança na tendência dos valores de S2, com uma inversão da mesma, que passa a apresentar valores maiores, se estabilizando no topo do perfil. Nesse intervalo os valores de S2 possuem uma média 2,82 mgHC/g rocha. O gráfico com os valores gerados pelo pico S3 oscilam pouco em torno da média de 5 mg CO₂/g rocha. Na profundidade de 2844 metros há um alto valor do S3 (11,56 mgCO₂/g rocha), que está relacionado com um alto valor do pico S2. O Tmáx mantém-se constante na temperatura de ~300°C, exceto por alguns níveis em que a temperatura se eleva até ~420°C. O gráfico com os valores de índice de hidrogênio (IH) possui valores mais baixos na base que tendem a crescer na porção intermediária e se mantêm constantes para o topo do perfil. Na porção basal a média do IH é 131,8 mgHC/g COT e na porção superior a média é 237 mgHC/g COT, indicando uma matéria orgânica propícia pra gerar gás e condensado. O gráfico com os valores de índice de oxigênio (IO) apresenta valores com tendência a crescimento, começando por 371 mgCO₂/g COT na base do perfil, chegando a 775 mgCO₂/g COT na profundidade 2844 metros, onde está registrado o maior valor do S3. Em seguida, os valores decrescem gradativamente até o valor mínimo de 278 mgCO₂/g COT no topo do perfil.



Figura 74 - Perfil litológico do poço 6-BRSA-486-ESS com os dados geoquímicos de COT e pirólise (Picos S1, S2, S3, Tmax, IH e IO)

Fonte: A autora (2020).

4 DISCUSSÕES

4.1 Anomalia CIE e a caracterização do MTPE na área de estudo

O MTPE é marcado pelo nível estratigráfico que registra uma grande excursão negativa do isótopo do carbono (*Carbon isotope excursion - CIE*) em seções sedimentares (e.g. KENNETT e STOTT 1991, KOCH et al 1992). Cada registro do CIE pode diferir entre si, na sua forma e magnitude. A magnitude da anomalia pode variar de 1‰ a 8‰, refletindo aspectos como: misturas nos componentes do substrato com diferentes assinaturas do δ^{13} C; mudanças no fracionamento isotópico devido a mudanças fisiológicas e; a composição isotópica da fonte do carbono (e.g. MCINERNEY e WING 2011, SLUIJS e DICKENS, 2012). A anomalia CIE já foi identificada em todos os continentes, sendo então considerada como um excelente marco estratigráfico de correlação (MCINERNEY e WING 2011). No Brasil, ainda carecem de estudos mais específicos, com o objetivo de caracterizar essa anomalia. Na Bacia de Cumuruxatiba existe uma curva isotópica do δ^{13} C de carbonatos que registra a anomalia (RODRIGUES, 2005).

O CIE foi identificado no δ^{13} C de foraminíferos bentônicos, foraminíferos plantônicos, em carbonatos em geral, na matéria orgânica marinha total, em lipídios de algas, em carbonatos de solos, em lipídios de plantas, em matéria orgânica de solos e em esmaltes de dentes. Para cada tipo de substrato, a variação do CIE pode se diferenciar. Para o CIE medido no Carbono da matéria orgânica marinha total há um range de -1.0 a -8.0‰, com uma média de -4.1, medido em 11 amostras (e.g. MCINERNEY e WING 2011). Neste trabalho, o δ^{13} C analisado foi do carbono da matéria orgânica marinha total (*Bulk marine organic matter*).

No poço 1-BRSA-819A-ESS, o início do MTPE foi interpretado pela quebra abrupta da curva do $\delta^{13}C_{COT}$, identificado como a anomalia CIE, devido à relação causal entre a liberação de carbono enriquecido em ¹²C e o estabelecimento do evento hipertermal do intervalo do P/E. Além disso, o limite do Paleceno e Eoceno tem sido definido pela anomalia CIE, conforme o estabelecido no *Global Boundary Stratotype Section and Point* (GSSP – AUBRY et al. 2007).

O posicionamento estratigráfico do CIE no poço 1-BRSA-819A-ESS está em acordo com a datação bioestratigráfica do mesmo, fornecido pela ANP. O CIE é registrado na profundidade 3234 metros (figura 65 e 72), apresentando o $\delta^{13}C_{COT}$ de -26,9‰, com uma variação de -1‰ em relação ao valor isotópico que se encontra diretamente abaixo, em 3237 metros. Entretanto, os valores isotópicos do Carbono já apresentavam uma tendência de redução desde a profundidade de 3267 metros, onde os valores do $\delta^{13}C$ eram maiores (= -24,0‰), resultando numa anomalia total de ~ -2,9‰. Esta variação encontra-se dentro do range de valores mínimos e máximos descritos por McInerney e Wing (2011) do CIE da massa total da matéria orgânica marinha. A variação isotópica total (~ -2,9‰), marcando o início do CIE, num intervalo de 33 metros, apresenta uma espessura maior do que aquela registrada em alguns trabalhos (e.g. CUI et al. 2011). Embora, a espessura do início do CIE no poço 1-BRSA-819A-ESS pode estar sendo influenciada por uma elevada taxa de sedimentação, considerando uma bacia de espessura de lâmina d'água rasa (FRANÇA et al., 2007).





Fonte: A autora (2020).

O início do CIE é caracterizado por apresentar uma duração de cerca de centenas a milhares de anos, podendo (ou não) apresentar uma particularidade de múltiplos estepes com redução do δ^{13} C, que é interpretado como múltiplas injeções de Carbono (SLUIJS et al. 2007). Essa característica é observada no inicio do CIE do poço 1-BRSA-819A-ESS. Entretanto, o início do CIE também pode ser representado por um curto platô, representando certa estagnação do δ^{13} C de poucos milhares de anos (BOWEN et al. 2001, BOWEN et al. 2006). Enfim, ainda permanecem as dúvidas se a liberação de carbono enriquecido no ¹²C se deu de forma única ou em pulsos (SLUIJS et al. 2007).

Logo após o seu início, é observado o corpo do CIE ou o seu núcleo. O corpo do CIE é um termo usado para fase subsequente do início do CIE, onde os valores de δ^{13} C se mantêm baixos (SLUIJS et al., 2007). O corpo do CIE foi observado no poço 1-BRSA-819A-ESS, logo após o início da anomalia (3234 metros) e persiste até o topo do perfil, na profundidade de 3090 metros, totalizando uma espessura observável de 144 metros, mantendo o padrão de valores baixos alcançados no CIE (mínimo=-27,1‰; máximo=-26,6‰; média=-26,9‰).

Após a fase "núcleo" ou "corpo" do CIE, decorre a fase de recuperação, que representa uma condição em que os níveis isotópicos tendem a retornar o estado anterior da anomalia, por meio da elevação dos níveis de δ^{13} C. Mas, mesmo com a elevação, podem não chegar a alcançar os mesmos níveis pré-CIE (SLUIJS et al. 2007). Esta fase não consta no perfil analisado, provavelmente esse intervalo não foi alcançado pela coleta de amostra do poço 1-BRSA-819A-ESS. O perfil do δ^{13} C_{COT} do poço é interrompido durante o corpo do CIE.

Os três componentes que constituem o CIE (início, corpo e recuperação) refletem um pulso inicial, geologicamente rápido, de entrada de Carbono empobrecido em ¹³C no sistema, seguido por um sequestro desse carbono de forma gradual, por meio de alguns mecanismos, como o soterramento das rochas ricas em carbono e o intemperismo químico das rochas siliciclásticas (e.g. DICKENS et al. 1997, ZACHOS et al. 2005, SLUIJIS et al. 2007). A retirada do CO₂ do sistema é o que põe fim a crise climática do MTPE e isto pode ter ocorrido pelo aumento da produtividade biológica nos oceanos e nos continentes, como um mecanismo de "feedback" (BAINS et al. 2000). O corpo do CIE representa um momento de transição entre o intervalo de liberação abrupta de Carbono enriquecido em ¹²C e o início da fase de sequestro desse carbono. Além disso, pode também representar um momento de certa estabilidade do ciclo do carbono nas condições de baixos valores de δ^{13} C impostas pelo CIE

ou certa continuidade na liberação do Carbono mais leve (¹²C) no sistema, mas de maneira menos abrupta (e.g. BOWEN et al. 2006, MCINERNEY e WING, 2011).

No poço 4-BRSA-530-ESS a coleta de amostra foi mais espaçada, o que refletiu num maior distanciamento entre os pontos com informações de $\delta^{13}C_{COT}$. Mas, não houve perda da tendência geral da curva (figuras 66 e 73). De qualquer modo, apesar de não estar marcada como no poço anterior, a anomalia CIE foi identificada e se encontra na profundidade de 2925 metros (= -25,86‰), o que está em conformidade com a datação fornecida pela ANP do poço em questão e pela redução drástica dos teores de $\delta^{13}C_{COT}$. Nesta profundidade, de 2925 metros, também é definido o horizonte de ocorrência do MTPE, conforme o critério (definição do CIE) usado na determinação estratigráfica do limite do Paleoceno/Eoceno (AUBRY et al. 2007). O início do CIE ocorre a partir da profundidade de 2952, onde os teores de $\delta^{13}C_{COT}$ exibem uma tendência de redução, por 27 metros, com uma variação total do δ¹³C_{COT} de -1,37‰ (-24,49‰ a -25,86‰). A variação do CIE encontrada neste poço está de acordo com o intervalo de valores da anomalia definido por McInerney e Wing (2011) para a matéria orgânica marinha total. Após o início do CIE, os valores isotópicos permanecem baixos, variando entre -25,48‰ e -25,98‰, com uma média de -25,76‰. Esse intervalo foi interpretado como o corpo do CIE. Ele inicia-se em 2925 metros e chega ao topo do poco, em 2808 metros, apresentando 177 metros de espessura, podendo ter uma espessura ainda maior, já que a coleta de amostras não pegou a fase de recuperação.



Figura 76 - Elementos do CIE no poço 4-BRSA-530-ESS

Fonte: A autora (2020).

No poço 6-BRSA-486-ESS (figura 67 e 74) o CIE não está tão bem-marcado como nos poços anteriores. É possível que a coleta não tenha atingido exatamente o nível da anomalia ou que a anomalia tenha sido originalmente erodida. Entretanto, foi possível, por meio dos dados bioestratigráficos fornecidos pela ANP e pela configuração da curva do δ^{13} C, onde é possível observar os elementos do CIE, inferir aproximadamente onde se encontrava a anomalia. É provável que ela esteja (ou estivesse originalmente, caso tenha sido erodida) por volta da profundidade de 2808 m, dentro da tendência geral de decréscimo dos valores de δ^{13} C e do intervalo bioestratigráfico condizente com o intervalo do P/E. Não se pode desprezar a presença do CIE neste poço. Porque, embora a feição típica do CIE, de quebra abrupta da curva isotópica, não apareça claramente neste poço, dentre todos os poços estudados, ele é o que apresenta todos os elementos que compõem o CIE, desde a fase pré-CIE, até a fase de recuperação. A anomalia CIE neste poço é de cerca de -1,1‰. As profundidades e os valores isotópicos para cada fase do CIE estão dispostos na tabela 02.





Fonte: A autora (2020).

Fase do CIE	Profundidades		$\delta^{13}C_{COT}$ (%)		Média (‰)
Pré-CIE	Торо	2853m	mínimo	-30,18	-28,27
	Base	2970m	máximo	-26,12	
		<i>u</i> y <i>u</i>			
Início do CIE	Торо	2808m	mínimo	-31,12	-29,76
	Base	2844m	máximo	-29,03	
Núcleo do CIE	Торо	2646m	mínimo	-31,11	-30,60
	Base	2799m	máxmo	-29,87	
Recuperação	Topo do perfil	2502m	mínimo	-29,69	-28,78
	Base	2637m	máxmo	-27,73	

Tabela 2 – Fases identificadas do CIE no poço 6-BRSA-486-ESS, o único que apresentou todas as fases.

Fonte: A autora (2020).

Não existem muitas curvas isotópicas do δ^{13} C, disponíveis para consulta, referentes ao intervalo Paleoceno-Eoceno nas bacias sedimentares brasileiras. Além das curvas isotópicas do δ^{13} C_{COT} inéditas apresentadas neste trabalho, existem dados do δ^{13} C de carbonatos da Bacia de Cumuruxatiba (figura 75 – RODRIGUES, 2005). Esta bacia é vizinha da Bacia de Mucuri, que está localizada mais ao norte. Esta bacia também foi afetada fortemente pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA), assim como as bacias de Espírito Santo e Mucuri. Os dados isotópicos da Bacia de Cumuruxatiba (figura 75 – RODRIGUES, 2005) mostram uma dramática e abrupta redução dos valores de δ^{13} C, correlacionado com o pico negativo no δ^{18} O em ~2815 metros. Estes elementos caracterizam o MTPE nesta bacia.



Figura 78 - Curvas dos teores de Carbono Orgânico Total (COT) e dados isotópicos.

Fonte: Rodrigues (2005).

O CIE no perfil de δ^{13} C de carbonatos da Bacia de Cumuruxatiba (Figura 75) apresenta uma variação de ~-2‰. A anomalia ocorre de forma brusca, não sendo possível observar os estepes que foram descritos nos poços da Bacia do Espírito Santo. Desse modo, o CIE se caracteriza como um pulso único, com um formato de curva bem incisivo, apresentando uma redução drástica no intervalo referente ao limite do Paleoceno-Eoceno e depois a fase de recuperação.

Cada tipo de Carbono apresenta vantagens e desvantagens na medição do δ^{13} C para identificação do CIE. No caso da análise do δ^{13} C da matéria orgânica o fracionamento isotópico sofre influência, por exemplo, da produtividade primária dos organismos e da inserção de material orgânico de origem continental (e.g. HILTING et al 2008). Enquanto o δ^{13} C dos carbonatos pode sofrer dissolução, principalmente porque no intervalo do Paleoceno/Eoceno houve um aumento na acidificação dos oceanos com um raseamento da profundidade de compensação dos carbonatos (CCD - Carbonate compensation depth) (e.g. ZACHOS et al. 2005). A CCD no Eoceno inferior era cerca de 1-1,5 Km mais rasa do que atualmente (ZEEBE et al. 2009). A dissolução que ocorre no início do CIE provoca uma base abrupta na anomalia (e.g. MURPHY et al. 2010). O formato do CIE observado na Bacia de Cumuruxatiba pode estar relacionado, de certo modo, com uma dissolução ocorrida na base da anomalia, gerando um incisivo pico. Por fim, a anomalia CIE descrita nos poços correlaciona-se com a anomalia encontrada em várias partes do mundo, que marca o evento hipertermal do limite do Paleoceno-Eoceno (MTPE) (Figura 6). A fonte e os mecanismos geradores do CIE ainda permanecem como um assunto controverso, mas existe um entendimento de que ela é resultante da entrada de uma grande quantidade de Carbono depletado em ¹³C, nos reservatórios de Carbono da superfície Terrestre (e.g. KENNETH e STOTT 1991, KOCH et al. 1992, ZEEBE et al. 2009)

4.2 Relações entre os teores de δ¹³Ccoτ com os dados geoquímicos

Com base nas informações geoquímicas dos poços foi possível estabelecer algumas interpretações. No poço 1-BRSA-819A-ESS observou-se que os picos S1 e S2 (influenciando também o IH) fazem uma inflexão à zero (ou próximo a isso) entre as profundidades de 3162 a 3252 metros (figura 68). Esta redução abrupta pode estar indicando uma diminuição dos índices de hidrogênio ou do carbono, pois são esses os elementos que influenciam nas variações do S1 e S2. Entretanto, neste intervalo os teores de COT encontram-se ao redor de 2,6%, demostrando que a queda brusca do S1 e S2 não foi causada pela redução dos teores de carbono. Desse modo, há uma indicação de que a redução nas curvas de S1 e S2 possivelmente é oriunda de uma redução na quantidade de hidrogênio, para aquele intervalo em específico (3162 a 3252 metros). Esse cenário geoquímico pode ser devido a matéria orgânica oxidada e o diagrama de Van Krevelen comprova essa informação, pois mostrou que o tipo da matéria orgânica para aquele intervalo é do tipo IV (Figura 68). Na realidade, o tipo IV não seria um tipo de matéria orgânica, mas sim a versão oxidada de qualquer matéria orgânica que integra um dos três grupos (tipo I, II e III). Representa o querogênio residual, que pode ser formado por oxidação, retrabalhamento, intemperismo ou oxidação biológica (TISSOT e WELTE, 1984).

Nas bacias da costa do Oceano Atlântico Norte, dos EUA, no espaço temporal logo após o MTPE foi descrito um aumento de fragmentos de carvões, que foi associado com matéria orgânica continental carbonizada (e.g. FUNG et al. 2019). Esse cenário foi interpretado como resultante de: (1) incêndios induzidos pelo processo de aridez climática decorrente do aquecimento global e; (2) incêndios causados pelo impacto de bólidos. Na primeira hipótese existem controvérsias a respeito do regime de chuvas durante o MTPE (FUNG et al. 2019) e na segunda hipótese apesar dos autores terem encontrado esferas marcianas (*spherules*) e *ejecta layer* associada ao MTPE, ainda não há consenso sobre a presença de impacto de bólidos no intervalo do P/E (e.g. SCHMITZ et al. 2004). Kurtz et al. (2003) descreveram a ocorrência de oxidação de turfeiras no intervalo do Paleoceno/Eoceno, causada pela deflagração de incêndios devido ao aumento da aridez. Inclusive, relacionaram de maneira causal, a queima de material orgânico com a liberação de 5000 Gt de CO₂ enriquecido em ¹²C para os oceanos e a atmosfera, com a formação da anomalia CIE. (KURTZ et al., 2003). Arreguín-Rodríguez et al. (2014) ao estudar as causas da proliferação do foraminífero *Glomospira* acme no Eoceno inicial associou com o aumento de material orgânico terrestre nos oceanos, comprovando por meio de biomarcadores. Ou seja, o intervalo entre 3162 a 3252 metros no poço 1-BRSA-819A-ESS, onde ocorre a drástica redução nos valores de S1 e S2 pode estar significando material orgânico, provavelmente de origem continental, oxidado, muito possivelmente devido a queima. Interessante notar que esse intervalo ocorre logo após a anômala CIE, ou seja, o MTPE (figura 68).

Entretanto, o aumento do Tmax e do índice de oxigênio (IO) nos dados de pirólise (figura 68) dão um indicativo de um aumento de temperatura para o intervalo com valores anômalos de S1 e S2. A evolução térmica do querogênio compreende as etapas de diagênese, catagênese e metagênese. Na catagênese ocorre a geração de hidrocarbonetos líquidos (óleo) e gás úmido. Enquanto na metagênese há a formação de gás seco, com a liberação de metano (TISSOT e WELTE, 1984). A metagênese ocorre em condições de alto gradiente geotérmico, que normalmente decorre do aumento da profundidade da rocha. Porém, o aumento da temperatura pode se dar de uma forma não convencional, devido ao contato direto (ou próximo) de uma fonte de calor, como as rochas ígneas intrusivas. Desse modo, sobre o comportamento das curvas S1 e S2 com valores zerados em um trecho específico do perfil, além das causas já aventadas acima, a causa pode estar também relacionada com a existência de uma intrusão ígnea na região. Considerando que a bacia em estudo (Bacia do Espírito Santo) é do tipo vulcânica, com ocorrência de rochas intrusivas, a hipótese de que um aumento da evolução térmica não convencional da matéria orgânica podendo ter gerado perda de hidrogênio e concentração de oxigênio, não deve ser descartada. Principalmente, pela correlação entre os picos S1, S2 associado com o Tmáx elevado, o que pode indicar aumento geotérmico confinado num intervalo específico, o que só seria possível por meio de uma intrusão local. A intrusão ígnea pode ter provocado inclusive a geração de metano. Esse mecanismo é apontado como uma das causas do efeito estufa que pode ter provocado o evento termal do P/E (liberação de metano por processo de desgaseificação que foi gerado pela intrusão de rochas ígneas em rochas ricas em matéria orgânica – SVENSEN et al. 2004). Os picos de S3 e IO mostram que o oxigênio se manteve no sistema após o evento que eliminou o hidrogênio. A linha sísmica que passa pelo poço 1-BRSA-819-ESS apresenta indícios de atividade ígnea (figura 76).





Nota: Observar os refletores de alta impedância acústica, que podem estar sinalizando a presença de rochas ígneas. Fonte: A autora (2020).

A matéria orgânica restante encontrada no intervalo de estudo do poço 1-BRSA-819A-ESS foi classificada como do tipo III, segundo o diagrama do tipo Van Krevelen (figura 69), sendo então interpretada como proveniente de vegetais superiores originada no continente (TISSOT e WELTE, 1984). Havendo, então, a possibilidade de que a matéria orgânica do tipo IV, identificada no intervalo de 3162 a 3252 metros do referido poço, ter originalmente tido uma origem continental, mas oxidada posteriormente. Importante salientar que para a época entre o Paleoceno/Eoceno há registo de aumento de precipitação pluviométrica nos continentes, elevando o escoamento dos rios, devido ao aumento da temperatura. Isso resultou em uma elevação no influxo de material de origem continental aos oceanos (MCINERNEY e WING, 2011). Chen et al. (2018) demonstraram que houve um aumento de pelo menos 1.35 da descarga d'água nos rios, com uma possibilidade de ter chegado a 14 vezes mais, durante o MTPE. Isso estaria associado a eventos de chuvas torrenciais, o que pode ter provocado inundações, aumentando o transporte de material terrígeno para os oceanos (CHEN et al. 2018). Além disso, há também o registro de subida do nível do mar durante o limite do Paleoceno/Eoceno, provocando a entrada de matéria orgânica de origem continental pra dentro das bacias oceânicas, como foi registrado na Nova Zelândia, com um aumento significativo de palinomorfos terrestres durante o MTPE (e.g. SLUIJS et al 2008). Uma das causas aventadas para subida do nível do mar foi o soerguimento associado com o estabelecimento da província ígnea do Atlântico Norte, contribuindo para uma subida de diversos metros do assoalho oceânico (SLUIJS et al. 2008). Importante ressaltar, que o Complexo Vulcânico de Abrolhos também elevou a crosta oceânica em um grande trecho da margem oeste do Atlântico sul. Entretanto, ainda faltam evidências de outras margens continentais para corroborar que houve de fato uma subida do nível global no intervalo do Paleoceno/Eoceno (SLUIJS et al. 2008). Por exemplo, nas bacias estudadas (Espírito Santo e Mucuri) são descritas discordâncias neste intervalo (FRANÇA et al. 2007), inclusive existem hipóteses de queda do nível do mar associado ao evento do limite P/E, conforme o que foi observado na margem Atlântica Norte (SCHMITZ et al. 2004).

Ademais, foi possível correlacionar por meio dos dados isotópicos, de Carbono Orgânico Total (COT) e Raios-Gama (RG), os poços 4-BRSA-530-ESS e 1-BRSA-819A-ESS da Bacia do Espírito Santo, usando como datum o CIE. Foi também proposto cinco unidades quimioestratigráficas, que estão representadas pelas letras A a G, (figura 77).



Figura 80 - Unidades quimioestratigráficas nos poços 4-BRSA-530-ESS e 1-BRSA-819A-ESS

Fonte: A autora (2020).

A unidade A foi observada somente no poço 1-BRSA-819A-ESS e está associada às idades Maastrichtiano superior e o Paleoceno inferior. É caracterizada por valores de raiosgama em torno de 146°API. Porém, entre as profundidades de 3431 a 3456 metros ocorrem valores muito baixos de raios-gama (em torno de 78,01°API) que foi atribuído ao revestimento canhoneio, de acordo com a informação do perfil composto do poço (dado fornecido pela ANP). O COT mostra-se constante variando pouco, em torno de 2,0% e os valores isotópicos do δ 13C oscilam entre -25,23 e 26,87‰, com média de -26,20‰ e valores mais positivos, -25,23 e -25,54‰, nas profundidades de 3363 e 3435 metros, respectivamente.

A unidade B foi observada nos poços 1-BRSA-819A-ESS e 4-BRSA-530-ESS e está relacionada ao Paleoceno. Ela é caracteriza por uma assinatura de raios-gama que apresenta pouca variação na porção basal, mas com uma redução e posterior elevação bastante expressiva (anomalia) em direção ao topo. No poço 1-BRSA-819A-ESS esse aumento do raio-gama se encontra na profundidade de 3309,82 metros, registrando 172,03°API. Enquanto no poço 4-BRSA-530-ESS a profundidade da anomalia é 2999,23 metros apresentando 144,16°API. Essa anomalia do raio-gama não apresenta uma alteração expressiva nos dados de COT. Porém, nos dados de δ^{13} C no nível da profundidade da anomalia há o início de um crescimento isotópico do carbono, que se mantem ao longo da unidade B. O limite superior dessa unidade é marcado pelo valor máximo isotópico do perfil.

A unidade C está relacionada com o Paleoceno e o topo dessa unidade foi associada ao limite do Paleoceno e o Eoceno. Ela apresenta uma tendência de crescimento dos valores de raio-gama correlacionada com uma tendência de redução do δ^{13} C. O topo dessa unidade é marcado por uma drástica negativação do δ^{13} C, registrando o valor mínimo do isótopo do Carbono nos perfis, o qual foi identificado como sendo o CIE (*Carbon isotope excursion* – excursão do isótopo de Carbono). Segundo o *Global Boundary Stratotype Section and point* (GSSP) o início do CIE marca a base da Série do Eoceno (AUBRY et al., 2007), ou seja, o limite do Paleoceno e o Eoceno, posicionado em 56.0 Ma (GRADSTEIN et al., 2012). Essa anomalia isotópica, como já explicitada antes nesse trabalho, representa uma rápida entrada de uma grande quantidade de Carbono depletado em ¹³C na atmosfera e nos oceanos (DICKENS et al. 1997). A origem desse carbono ainda é assunto pra debate e estudos (e.g. KENNETT e STOTT 1991; BRALOWER et al. 1995; SVENSEN et al. 2004). Essa unidade pode ser caracterizada como o início do CIE (Figuras 72 e 73). Ela apresenta também valores que oscilam a zero nas curvas de S1, S2 e IH no poço 1-BRSA-819A-ESS (figura 68), que

podem estar associados à chegada de matéria orgânica terrestre ou por um processo de catagênese local gerado pela presença de rochas ígneas intrusivas.

A unidade D inicia-se logo após o CIE e os valores isotópicos se mantêm baixos ao longo de toda essa unidade, seguindo a tendência da brusca redução do δ^{13} C. Os teores de raio-gama permanecem com mesma tendência de crescimento da unidade anterior, entretanto é nesta unidade que há o registro do valor máximo de raio-gama do perfil. A partir dele a radioatividade decresce abruptamente. A unidade D também é caracterizada pelas curvas zeradas dos picos S1, S2 e IH nos dados de pirólise do poço 1-BRSA-819A-ESS (figura 68). Valores elevados de raios-gama, em especial devido o aumento do Potássio, podem estar associados à alteração hidrotermal (MOXHAM et al. 1965). Ou seja, este pode estar representando mais um indício de presença de rochas ígneas na vizinhança. Mas, o alto valor de raios-gama também pode estar representando o aumento de arcósios, que é associado a um clima mais seco onde predomina regime de chuvas torrenciais. Então, neste caso, estaria relacionado a um aumento do influxo de sedimentos de origem continental. Anomalia semelhante de raios-gama é encontrada na passagem do Cretáceo para o Paleógeno (K/T), onde os valores de °API chegam a 200 (PRENSKY, 1984), assim como no poço 1-BRSA-819A-ESS e alcançando níveis próximos (180° API) no poço 4-BRSA-530-ESS.

Na unidade E os valores de raios-gama são baixos representando os teores mais baixos de todo o perfil. Os valores de COT são constantes e o dado do isótopo do carbono tende a apresentar um leve aumento, mas com propensão a se manter constante. Do início ao meio desta unidade, os valores de S1, S2 e IH estão zerados no poço 1-BRSA-819A-ESS. Depois eles voltam a subir, chegando a valores semelhantes ao que era antes de serem zerados.

As unidades D e E representam a fase núcleo da anomalia CIE. Elas indicam um momento em que os valores do δ^{13} C permanecem baixos até a sua recuperação a índices pré-CIE. O tempo total do CIE, fase núcleo mais fase recuperação, é estimado em 220 mil anos (RÖHL et al. 2007; MURPHY et al. 2010, SLUIJS e DICKENS 2012). A fase de recuperação representa um sequestro natural do carbono e um *feedback* negativo, reduzindo os níveis de carbono e consequentemente o aquecimento proveniente dele (MCINERNEY e WING 2011).

Os dados isotópicos do δ^{13} C da matéria orgânica nesse trabalho apontam o Paleoceno com uma característica isotópica mais positiva, o Eoceno mais negativo e entre eles uma abrupta redução dos valores isotópicos (CIE). Na Bacia de Cumuruxatiba, onde também foi descrito o CIE (RODRIGUES, 2005 – Figura 75), o Eoceno apresenta valores isotópicos do δ^{13} C de carbonatos mais positivos em relação aos que foram observados nesse estudo, ou seja, uma fase núcleo menor, iniciando rapidamente a fase de recuperação. Esta fase em questão não é observada nos poços 1-BRSA-819A-ESS e 4-BRSA-530-ESS (figuras 72 e 73), mas é vista no poço 6-BRSA-486-ESS (figura 74).

4.3 Caracterização do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) na área de estudo

Com base na interpretação sísmica e magnetométrica auxiliados, quando possível, pelos dados de poços da área de estudo na Bacia de Mucuri, foram caraterizados além dos diques e soleiras associadas ao CVA, domos associados com atividades ígneas. Na porção nordeste da área foi descrito um alto em formato circular caracterizado em planta, por meio do *time slice* de 1132 ms com atributo *variance*¹³ e RMS¹⁴ (figura 78 e 79). Em perfil ele apresenta a forma de um domo achatado, onde internamente encontram-se feições que foram interpretadas como diques (figuras 52 e 53). Esta estrutura possui um diâmetro de aproximadamente 10 km e pode ser vista também nos mapas gerados pelo mapeamento das superfícies do embasamento e das discordâncias DEI e DPES (figuras 32 e 35). Ela está associada com uma zona soerguida, à época da DPES, considerando que pela interpretação sísmica essa foi a última superfície que sofreu deformação. As demais camadas sobrepostas a DPES foram depositadas em *onlap*, mostrando que elas ocorreram posteriormente a formação da estrutura de soerguimento (figura 80). Associado ao soerguimento encontram-se feições como dobras de arrasto (*drag fold*) e afinamento de camadas (*upturned pinch outs*), além de soerguimento de camadas (*jacked-up strata*) (figura 80).

¹³ O atributo *variance* está relacionado com a análise da coerência do sinal, com estimativas da variação traço por traço. Ex. Haverá a mesma resposta para a mesma assinatura sísmica

¹⁴ O atributo de RMS fornece a informação do conteúdo de energia para cada janela vertical de observação

Figura 81 - Time slice no tempo 1132 ms utilizando o atributo variance.



Nota: À esquerda se encontra a imagem não interpretada, na direita a imagem com a interpretação que ressalta a feição circular na parte inferior direita do mapa (região leste) com feições retilíneas radiais, que foram interpretadas como diques. Fonte: A autora, 2020.



Figura 82- Time slice no tempo1000 ms utilizando o atributo RMS.

Nota: Observar que a região onde ocorre a feição circular, o valor RMS é alto, indicando alta energia do sinal sísmico. Ou seja, rochas com alta amplitude.

Fonte: A autora (2020).

Figura 83 – Linha sísmica 2D na porção nordeste da área com o atributo TecVa ressaltando os refletores de mais alta amplitude, que apresenta contraste de impedância positivo.



Nota: A imagem A não está interpretada e a imagem B está interpretada. Na imagem B a feição 1 indica as dobras de arrasto, na feição 2 foram interpretados soerguimentos e afinamentos de camadas e a feição 3 representa as camadas que foram depositadas em *onlap* acima da DPES. A DPES é representada pela superfície azul e a DEI pela superfície marrom. Ambas foram soerguidas pela estrutura dômica e circular formada pelos diques, que se encontra a sudeste.

Fonte: A autora (2020).

Bischoff et al. (2017) descreveram em dados sísmicos feições semelhantes àquelas que foram descritas aqui, entretanto associadas ao vulcão Kora na Nova Zelândia (figura 81). Dobra de arrasto é um tipo de trapa estrutural e é formada devido a deformação das sequências que foram depositadas antes do magmatismo, considerado como um elemento arquitetural pré-eruptivo (BISCHOFF et al. 2017). O soerguimento dos sedimentos acima da intrusão está mais associado com soleiras em formato de pires e enxame de diques, do que de intrusões isoladas (BISCHOFF et al. 2017), que é o que pode ser visto na área de estudo, os sedimentos estão sendo soerguidos acima de onde houve o enxame de diques. Os sedimentos que apresentam afinamento da camada contra a estrutura dômica são encontrados na área de estudo e, estão inclinadas para cima na direção do edifício ígneo. Elas estão associadas com sequências "sin-magmáticas" que podem estar associadas com a compactação diferencial, rotação de blocos por falhas ou combinação desses processos (BISCHOFF et al. 2017).





Nota: Algumas das mesmas feições que foram observadas na seção sísmica desse estudo (dobras de arrasto, afinamento de camadas e soerguimento de camadas).

Fonte: modificado de Bischoff et al. (2017).

Embora a estrutura ígnea apresentada por Bischoff et al. (2017) apresente feições que são identificáveis no domo interpretado neste estudo, não foi considerada como o mesmo tipo de estrutura aqui descrita. Bischoff et al. (2017) descreve um vulcão soterrado, do tipo estratovulcão que apresenta um formato cônico em perfil. A feição circular aqui descrita é um domo com topo achatado, flancos assimétricos, um com mergulho bem suave e o outro um pouco mais íngreme. A similaridade entre as duas estruturas reside no fato de que em ambas há soerguimento, provocando o desenvolvimento das mesmas feições (dobras de arrasto, afinamento de camadas e soerguimento de camadas).

A estrutura aqui descrita apresenta também semelhanças com o modelo de diques anelares (*ring dyke*), devido a sua forma circular em planta e presença de diques radiais dentro da estrutura. O termo *ring dyke* foi usado inicialmente para descrever colapso de caldeira vulcânica em Glen Coe (CLOUGH et al. 1909). Posteriormente, este termo, que passou a ser usado para designar uma estrutura magmática anelar, virou sinônimo de caldeira (*caldera*), caldeirão (*cauldron*), estrutura anelar (*ring structure*), complexo anelar (ring complex), zona anelar (ring zone), complexos de diques anelares (ring-dike complex) e folha de cone (*cone sheet*) (JOHNSON et al. 2002). Mais especificamente, esse termo foi definido como intrusões de caráter discordante que podem ter um formato oval, circular, poligonal ou arqueada em planta. A espessura dos diques é variada, mas pode atingir vários quilômetros. O tipo de rocha mais comum na formação dessa estrutura é do tipo félsica (JOHNSON et al. 2002). Nesse modelo, o plúton está associado a uma pluma que se encontra sub-litosfericamente. Por sobre o plúton ocorre um conjunto de diques em formato radial, que na superfície é expresso através de feições circulares.

Comparando a estrutura circular descrita na região e o modelo do tipo "dique anelar" (*ring dyke*), há de se levar em conta que diques anelares são mais comuns de serem formados por meio de material ígneo félsico e na área de estudo todos os poços próximos apontam para rochas ígneas do tipo básica. Entretanto, considerando que não existe um poço que tenha perfurado exatamente a estrutura circular (o poço 1-BAS-085-BA está localizado próximo ao flanco da estrutura) e que há ocorrências de rochas félsicas na Bacia de Mucuri (e.g. GOMES e SUITA, 2010), a possibilidade de que a estrutura seja de fato um "dique anelar", devido a sua similaridade, não deve ser descartada.

Na Bacia de Pernambuco também foram descritas feições circulares do tipo diques anelares, além de *necks* vulcânicos e lacólitos posicionadas na direção NE-SW e NW-SE, associadas a fase magmática da bacia (ARRAIS et al. 2010). Os corpos circulares foram detectados por meio do método magnético, mas também sendo possível serem observados em campo e, estão encaixados em falhas da fase rúptil da bacia. Eles fazem parte da província magmática do cabo, que é constituída por traquitos, riolitos, basaltos, andesitos, ignimbritos e álcali-feldspato granito (SIAL et al. 1987). Arrais et al. (2010) sugeriram que feições circulares com centros negativos de anomalia magnética poderiam estar associadas com diques anelares.

Na Bacia do Pará-Maranhão também foram interpretadas, por meio de dados sísmicos e magnetométricos, feições circulares que estão associadas ao intenso magmatismo básico que ocorreu no Mesoeocênico (SOARES et al. 2007). Os autores apontaram evidências de que os corpos ígneos fossem extrusivos, devido a sua forma circular, cônica, o que para eles sugere uma morfologia de edifício vulcânico. Entretanto, como não há amostragem na área, a interpretação não pode ser confirmada. Inclusive, foi sugerido que esse magmatismo poderia ser correlação precisa desse magmatismo ficou de certo modo dificultada. Porque, embora eles tenham ocorrido na mesma faixa temporal, a ausência de uma datação impossibilita uma exata correlação (SOARES et al. 2007).

Na própria Formação Abrolhos feições ígneas foram descritas em termos de fácies vulcânicas (FISCHER e SCHMINCKE 1984) por Mizusaki et al. (1994), que consideraram três fácies principais: cone, proximal e distal. A fácies cone representa o próprio cone vulcânico, onde é possível encontrar brechas vulcânicas e vulcano-sedimentares, lavas e intrusões. Por meio da interpretação sísmica esses cones podem ser correlacionados como condutos. A fácies proximal é representada pelo conjunto litológico depositado na vizinhança do cone vulcânico, correspondendo ao derrame de lavas formado por fluxos de lavas simples ou compostas apresentando hialoclastitos. A fácies distal se caracteriza por um aumento na contribuição siliciclástica, apresentando, entretanto ainda influência vulcânica com brechas vítreas e brechas vulcano sedimentares. Embora a autora não cite claramente feições circulares nas bacias de Mucuri e Espírito Santo é claramente possível que a fácies cone teria esse caráter circular. Cordani (1970) já relacionava a ocorrência de feições dômicas com edifícios vulcânicos da Formação Abrolhos.

Walker et al. (2020) descreveram, por meio de dados sísmicos e dados gravimétricos, feições circulares que apresentam soleiras radiais. Para explicar a estrutura encontrada, foi sugerido o modelo de um lacólito formado por meio da interconexão e amalgamação de intrusões. As ígneas encontram-se associadas à câmara magmática ou, o que pode ser também

chamado de sistema alimentador do vulcão (volcanic plumbing system). Entretanto, as intrusões não se aglutinaram completamente, estando assim separadas dentro da rocha encaixante formando espécies de lentes. O lacólito teria tido a função de alimentar de magma o vulcão do tipo escudo em superfície. O modelo construído pelos autores se diferencia do modelo clássico e simplista de "conduto e balão" (*balloon-and-straw*), mostrando que a câmara magmática é muito mais complexa do que se supunha, dominada por magmas parcialmente cristalizados e parcialmente fundidos, ao invés de um grande corpo de magma. Ademais, o modelo mostrou também a importância das soleiras, além da já considerada importância dos diques, na ascensão e erupção do magma em superfície, quando elas se encontram em grande número e interconectadas.

Na área de estudo, a feição dômica observada (figura 80) se assemelha com a estrutura observada por Walker et al. (2020), que pode ser considerada como uma evolução do modelo de Mizusaki et al. (1994) e se diferenciam no sentido de que o primeiro descreve feições intrusivas, já o segundo aponta para uma feição de cone vulcânico, que é formada pelo produto da erupção do vulcão. Na estrutura observada não há nenhum indicativo de que o soerguimento tenha sido formado pela erupção vulcânica e pelos produtos oriundos da erupção. Mas sim pela ação de feições ígneas intrusivas, como soleiras e diques que provocaram o soerguimento local. O domo pode estar relacionado com o sistema alimentador de algum vulcão presente na região, devido à concentração de diques e soleiras, o que configura feições subvulcânicas.

Em outra linha sísmica 2D de caráter mais regional (figura 82) alcançando uma região mais a nordeste da área, além dos limites do cubo sísmico, foi observado outro domo, bastante proeminente. As camadas sobrepostas acompanham a forma do domo, gerando uma anticlinal (figura 83). Domos podem ser formados por rochas ígneas, durante a atividade magmática, ou pela movimentação da lama e do sal. Ele apresenta uma largura de aproximadamente 5 km na sua base e 2 km no topo com tendência a afinamento. A extensão lateral desse corpo é menor do que do anterior e sua geometria também se diferencia, pois apresenta formato mais cônico. A sismofácies interna é caótica a transparente com refletores pouco contínuos, fragmentados e caracterizados por uma reflexão de baixa amplitude. O contorno dessa estrutura é bemmarcado por refletor de alta impedância, que é coincidente com o horizonte que foi mapeado como a DPES (figura 83). Essa feição foi interpretada com base em dados de amplitude e por meio dos atributos sísmicos do tipo TecVa e *sweetness*. O atributo *sweetness* combina dois atributos: envelope e *instantaneous frequency* e ajudou a realçar as altas impedâncias,

características das rochas ígneas. O TecVa ajuda a aumentar a visualização dos refletores, simulando um afloramento e ressalta os contrastes de impedância positivos. Assim, os contornos da estrutura dômica foram ressaltados (figura 83).



Nota: Em especial o domo na parte Nordeste, que encontra-se fora do cubo sísmico 3D.

Fonte: A autora (2020).

Figura 86 – Estrutura dômica presente na porção nordeste da área, identificada por meio da linha sísmica 2D (0231Mucuri Central 8A.0231-0686).



Nota: Da esquerda para direita o dado em amplitude, TecVa e sweetness.

Fonte: A autora, 2020.

Devido o arqueamento das camadas sobrepostas, foi interpretada que a estrutura dômica foi formada posteriormente a deposição das camadas acima. Segundo os dados de magnetometria, principalmente no mapa de primeira derivada (Figura 63) este domo está posicionado na localização "um" do mapa. Nesta região, há uma forte anomalia magnética positiva, o que aponta para presença de rochas com presença de minerais magnéticos, indicando que o corpo dômico mapeado teria uma origem ígnea, provavelmente intrusiva, associada ao CVA, já que as camadas acima dele sofreram soerguimento. Esse corpo ígneo poderia ser do tipo "stock" (e.g. SARHAN 2020) ou uma dobra forçada gerada como uma resposta a uma intrusão ígnea do tipo soleiras em pires ou lacólitos (e.g. MONTANARI et al. 2017). No primeiro caso, todo corpo dômico é uma intrusão ígnea não tabular, discordante, semelhante a um batólito, mas em dimensão menor (WINTER 2013). A estrutura é estreita, alongada, com a rocha encaixante erguida e as rochas sobrepostas soerguidas (LEE et al. 2006). Essa estrutura tem escarpas bem íngremes e o corpo rompe com as camadas no arredor. Comparando com a estrutura observada neste trabalho, não foram encontradas as mesmas características. É mais provável que a estrutura dômica tenha sido formada pelo mecanismo de um dobramento forçado. Há evidência na linha sísmica, principalmente usando o auxílio dos atributos de presença de rochas intrusivas dentro da estrutura dômica. As dobras forçadas são formadas em resposta a entrada do magma, como uma forma de geração de espaço (e.g. HANSEN e CARTWRIGHT, 2006). Jackson et al. (2014) descreveram feição semelhante, com presença de dobras forçadas em resposta a intrusões ígneas, inclusive com ocorrência de falhas sobre a estrutura. Entretanto, dobras forçadas são mais comuns de ocorrer em condições de intrusões rasas (e.g. TRUDE et al. 2003), o que não é o caso da estrutura descrita neste estudo. Desse modo, ainda restam muitas questões em aberto a respeito da gênese dessa estrutura dômica, tendo como a única certeza de que há anomalia magnética positiva associada, ou seja, presença de rochas ígneas no local. Seria necessário haver a perfuração de um poço sobre a estrutura, pois provavelmente somente assim seria possível uma melhor caracterização da estrutura, além de que, obviamente, linhas sísmicas com melhores resoluções.

Ademais do que já foi exposto, foi interpretado também, com base na linha sísmica, que a estrutura deformou refletores bem próximos à superfície, que ocorrem posteriormente ao principal marco da bacia que é a DPES (figura 82). Trude et al. (2003) sugerem uma forma de datação indireta com base nas dobras forçadas. O desenvolvimento de dobras forçadas provoca a formação de mini-bacias lateralmente ao flanco da estrutura, que são preenchidas

por sedimentos em onlap. Quando os autores dataram os sedimentos que foram depositados em onlap nestas mini-bacias, perceberam que tinham a mesma idade das intrusivas que geraram a dobra forçada. Ou seja, esse método pode ser considerado uma forma indireta de fazer aferição das idades das intrusões. No caso da área de estudo, os onlaps ocorrem numa porção bem rasa, bem próxima ao horizonte que define o fundo do mar. Sugerindo que as intrusivas associadas ao CVA que provocaram a deformação, apresentam uma idade relativamente jovem, provavelmente Neógena (figura 84). A suposição da idade é baseada nos dados de poços da região, principalmente o poço 1-BRSA-85-BAS que ocorre na porção mais próxima, a ~25km de distância. Neste poço, a datação mais rasa indica que os sedimentos foram depositados no Mioceno. Tendo essa estimativa de idade, há na verdade uma grande evidência que o CVA esteve ativo numa época muito mais recente do que até então já havia sido descrito na literatura (a datação mais recente aponta para o Oligoceno - Tabela 01). Entretanto, toda região da linha de costa onde ocorre o CVA é muito rica em eventos vulcânicos, discutivelmente associados com hot spot relacionado à pluma de Trindade (e.g. THOMAZ-FILHO e RODRIGUES 1999, OLIVEIRA 2016), tendo datações que chegam a idades holocênicas (Ilha Martin Vaz - CORDANI, 1970) e entre 19-24 Ma de idade os Montes Submarinos de Davis (SKOLOTNEV et al. 2011), que ocorrem na vizinhança do Banco de Abrolhos. Essas informações indicam que embora no Mioceno o vulcanismo estivesse ativo em regiões mais distantes da linha de costa (Figura 85), existe a possibilidade de que na região de Abrolhos tivesse ocorrido uma reativação do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) nesta época, resultando em intrusões ígneas e feições sub-vulcânicas.



Figura 87 – Linha sísmica 2D em dado de amplitude.

Nota: A interpretação mostra a divisão entre a região de ocorrência das rochas ígneas intrusivas, a região do domo e dos *onlaps*, que ocorrem bem próximo ao fundo do mar. Fonte: A autora (2020).



Figura 88 – Eventos magmáticos que ocorreram na margem leste brasileira.

Nota: Os eventos incluem o Complexo Vulcânico de Abrolhos, com as suas respectivas idades. Notar a variação das idades, com a ocorrência de vulcanismos mais jovens a medida que se afasta da linha de costa, no sentido e direção das águas mais profundas. Fonte: Modificado de Oliveira et al. (2017).

Em síntese, ao todo foram identificadas quatro diferentes feições dômicas na área de estudo que se localiza na Bacia do Mucuri (figura 82 e 86). O domo que ocorre no centro da sísmica 3D (domo 4 – Figura 86) é de evaporito, ocorre isolado, apresentando baixa anomalia magnética. Este domo, possivelmente chega a aflorar no fundo do mar, sugerindo um processo halocinético recente na bacia. Ao mesmo tempo, existe também outra feição dômica que ocorre na linha sísmica 2D para além do cubo sísmico 3D (domo 1 – Figura 86). Ela apresenta sinal magnético positivo e foi interpretado como uma dobra forçada em resposta as intrusões ígneas do magmatismo de Abrolhos. Além dos domos citados, foram observados ainda domos associados a condutos de escape de fluidos, em regiões com hidrotermalismo ativo (domo 3 – Figura 86). Entretanto, esses domos são menores e possuem uma configuração estreita, alongada e vertical, abaixo do domo, semelhante a um diatrema. A anomalia magnética, segundo o mapa com o filtro de primeira derivada vertical (figura 63), da região onde se encontram os condutos de escape de fluidos é positiva e alta. Pois, os condutos se desenvolveram por sobre uma área onde há um complexo de soleiras (figura 57). Também
foi descrito o domo formado por um lacólito composto pela interconexão e amalgamação de soleiras e diques, que poderia ser facilmente descrito como uma espécie de *Ring Dyke*, já que em *time slice* se observou os diques radiais (domo 2). Essa estrutura representa uma feição importante na região de estudo, pois forma uma área de soerguimento regional, que teve no Eoceno, a época considerada de maior atividade do CVA.



Figura 89 - Mapa com a localização das quatro estruturas dômicas interpretadas na área de estudo

Fonte: A autora (2020).

4.4 Relações entre a anomalia CIE e o CVA

Várias são as hipóteses de causas aventadas para explicar a origem da anomalia CIE (e.g. BECK et al. 1995, DICKENS et al. 1995, KATZ et al. 2001, KENT et al. 2003, KURTZ et al. 2003, DECONTO et al. 2010), sendo que algumas sustentam razões atreladas com processos vulcânico e magmáticos, em especial num contexto de bacias sedimentares (e.g. SVENSEN et al. 2004). Toda a interpretação sísmica aqui realizada demonstra a forte atividade ígnea associada ao CVA na Bacia de Mucuri. Provavelmente, as mesmas feições devem ser encontradas na Bacia do Espírito, já que ela também experimentou a ação do vulcanismo de Abrolhos (figura 03). Devido o volume do magmatismo de Abrolhos, as bacias de Mucuri e do Espírito Santo podem ser consideradas como bacias do tipo vulcânica. Esses tipos de bacias são caracterizadas por um volume de *emplacement* de magma que provoca deformação, soerguimento, aumento na circulação do calor, metamorfismo, maturação de petróleo, aquecimento dos fluidos das rochas encaixantes e possibilidade de formação de condutos de escape de fluidos hidrotermais - *hydrothermal vent complexes* (PLANKE et al., 2005).

Na área de estudo, foram descritos condutos (ou cones) de escape de fluidos (*hydrothermal vent complexes*), conectado com soleiras da Formação Abrolhos, formando uma geometria de domo no topo da estrutura (figura 57). Sistemas hidrotermais podem ocorrer quando rochas sedimentares porosas entram em contato com o calor das intrusivas e um considerável volume de água nos poros é liberado para a superfície (e.g. KRYNAUW et al. 1888, JAMTVEIT et al. 2004). O aquecimento dos fluidos nos poros faz crescer a pressão e consequentemente provoca explosões, com liberação de fluidos e gases, gerando um conduto hidrotermal em formato cônico (e.g. PLANKE et al. 2005, HANSEN 2006). O início da formação do conduto se dá por meio da fragmentação da rocha e geração de brechas hidrotermais (JAMTVEIT et al. 2004). Uma vez formado o conduto ele se torna um caminho de migração de fluidos (SVENSEN et al. 2003).

Nas linhas sísmicas foi interpretado junto à paleosuperfície referente a DEI, o início do crescimento dômico (figura 57) dos condutos de escape de fluidos, sendo seu topo na paleosuperfície da DPES. Ou seja, todo o intervalo que compreende o refletor da DEI até o refletor da DPES, corresponde uma região de crescimento de seção sedimentar oriunda da explosão combinada pela exalação de fluidos hidrotermais. Na carta estratigráfica da Bacia de Mucuri (figura 2a), a DEI representa uma discordância que o corre exatamente no limite do Paleoceno e Eoceno (FRANÇA et al. 2007). Isto indica que o início do hidrotermalismo se deu no limite do Paleoceno/Eoceno, prosseguindo ao longo do Eoceno. Jamtveit et al. (2004) apontaram que a fase inicial de explosão, responsável por romper as camadas, e consequentemente liberar os fluidos que estavam em sobrepressão, é a mais potente em termos de pressão de fluido, do que a fase subsequente, de permanência de exalação. Ou seja, na área de estudo a fase inicial, mais potente e violenta de liberação de gases, ocorreu no

tempo da DEI, no limite do Paleoceno/Eoceno, que é o intervalo temporal associado ao aquecimento global do MTPE.

Segundo modelos de formação de condutos hidrotermais, o espaço de tempo entre a colocação das ígneas e a liberação dos fluidos é muito curto, inclusive é factível o estado ainda fundido das soleiras à época da formação dos condutos hidrotermais (JAMTVEIT et al. 2004). No mar do norte, na Bacia de Vøring, foi apontado que o sistema hidrotermal desenvolvido a partir das intrusões ígneas ficou ativo posteriormente a sua formação inicial, liberando fluidos por 50 Ma (SVENSEN et al. 2003). A construção da parte superior do conduto está diretamente relacionada à fase mais ativa do hidrotermalismo, de agradação vertical de seção, por sedimentação de partículas oriundas da explosão, material magmático, precipitação química a partir dos fluidos hdrotermais e ação biogênica (e.g. MOUNJI et al. 1998, SVENSEN et al. 2003, JAMTVEIT et al. 2004, HANSEN, 2006). Na área de estudo, a construção da parte superior do conduto se deu desde o Eoceno inferior até o Eoceno superior, por ~ 18 Ma (desde o Ypresiano até o Bartoniano), com liberação mais efetiva de fluidos e construção do domo superior, semelhante ao análogo Kess-Kess mud mound em Anti-Atlas, Marrocos (e.g. MOUNJI et al. 1998, BELKA e BERKOWSKI 2005). Entretanto, a emissão de fluidos do sistema hidrotermal, utilizando o conduto como passagem, pode ter se mantido ativo por mais tempo.

Os fluidos (líquidos e gasosos) fazem parte de um elemento importante na formação dos condutos hidrotermais. Pois são eles um dos agentes que geram a pressão suficiente para romper as camadas, gerando a explosão. Frequentemente, o fluido principal é a água que estava nos poros, além de óleo, hidrocarbonetos gasosos, lama e fragmentos de rochas, que são liberados, gerando uma "brecha de lama" (e.g. SVENSEN et al. 2003). Os tipos de gases variam muito em função da rocha encaixante onde as intrusivas se colocam. Eles podem ser oriundos da vaporização, por aquecimento de líquidos existentes dentro das formações, devido ao aumento do gradiente geotérmico decorrente da intrusão de soleiras (PLANKE et al. 2005). Ou podem ser formados pelo processo de degaseificação de folhelhos ricos em matéria orgânica, por meio da maturação térmica quando em contato com intrusivas, provocando a liberação de gases, neste caso o metano termogênico metamórfico (SVENSEN et al. 2004). Este último tem sido apontado como a principal engrenagem na indução da sobrepressão que irá resultar na erupção de lama (MAZZINI, 2009). A presença de metano nas exalações hidrotermais pode ser ratificada por meio da assinatura isotópica do cimento das calcitas e dolomitas do topo dos condutos hidrotermais. Os carbonatos tem apresentado

um δ^{13} C que indica contribuição de metano na sua formação (e.g. BELKA 1998, SVENSEN et al. 2003).

Na interpretação sísmica da área de estudo, foram descritas intrusões de soleiras em folhelhos da Formação Urucutuca e nos evaporitos da Formação Mariricu, Membro Itaúnas. Por meio do estudo geoquímico da Formação Urucutuca, o teor médio de matéria orgânica encontra-se acima de $\sim 1\%$, podendo chegar a 3,23% nos poços estudados da Bacia do Espírito Santo (figuras 65, 66 e 67). Entretanto, há registros que na Formação Urucutuca, o COT pode chegar a 8%, mais especificamente no Cenomaniano-Turoniano (ESTRELLA et al. 1984, ÁVILA e LUPARELLI, 2015). Existe também a possibilidade de as ígneas terem intrudido em outros níveis da bacia, alcançando rochas geradoras de outras idades, já que não é incomum que as soleiras venham a intrudir em diferentes níveis numa bacia (e.g. PLANKE et al. 2005). Encontram-se na Bacia do Espírito Santo e na de Mucuri, outras formações com elevado teor de matéria orgânica, que poderia ter provocado geração de metano. Na Formação Cricaré, Membro Sernambi, no Valanginiano-Aptiano, os folhelhos apresentam teor de COT que pode chegar a 7% e a Formação Mariricu, Membro Mucuri, no Aptiano, o COT tende a ser $\leq 2\%$ (ÁVILA e LUPARELLI, 2015). Entretanto, o pobre imageamento sísmico nas regiões subsoleiras acaba por dificultar um maior detalhamento na identificação mais específica dos vários níveis das intrusões ígneas, em especial nas porções mais profundas da bacia.

Na área de estudo foi identificado um complexo hidrotermal composto por um alinhamento de ~7 condutos formando uma geometria semicircular em planta, como pode ser observado no *timeslice* de 1284 ms (figura 58) e no mapa do topo dos condutos (figura 59). A mesma feição foi observada por Jamtveit et al. (2004) que indicou uma geometria cônica para todo o complexo, ou seja, em planta os condutos se alinham formando um semicírculo e em profundidade eles se ligariam. Esses autores interpretaram essa geometria como resultante da conexão da base dos condutos, com as terminações das soleiras.

A formação dos condutos hidrotermais na paleosuperfície do fundo do mar à época das intrusões ígneas, justamente como uma resposta dessas intrusões é apontada como uma forma de datação da duração da intrusão, que independe dos métodos radiométricos, mas com um grau de incerteza de 100-800 Ka (e.g. DAVIES et al. 2002, SVENSEN et al. 2004, HANSEN 2006). A relação causal e temporal entre as intrusões ígneas e a formação dos condutos de escape de fluidos, apresenta uma significante implicação, como por exemplo a de que o magmatismo pode gerar interferências no clima. Como o que foi observado por

SVENSEN et al. (2004) ao relacionar a Província Vulcânica do Atlântico Norte (NAVP) com a formação dos complexos hidrotermais, que liberaram significativos volumes de metano para atmosfera, provocando o efeito estufa e o aquecimento global. Considerando que as rochas ígneas da Formação Abrolhos ocorreram no mesmo intervalo temporal do MTPE e que houve ocorrência de complexos hidrotermais à época do Paleoceno/Eoceno, há de ser traçado um paralelo entre os eventos, respeitando as diferenças volumétricas entre a Formação Abrolhos e a NAVP. Sugere-se que a Formação Abrolhos também deu a sua contribuição na liberação de metano á atmosfera na época do MTPE. Contudo, é responsável afirmar que sozinha, a liberação de gases hidrotermais pela Formação Abrolhos por meio dos condutos de escape, não seria capaz de provocar uma mudança climática da magnitude do MTPE. Mas, indubitavelmente, o proeminente e volumoso magmatismo do CVA, contemporâneo ao MTPE, não deve ser desprezado nas estimativas e modelos de liberação de gases de efeito estufa para atmosfera.

Entretanto, existem críticas a esta hipótese de Svensen et al. (2004) do acionamento de um aquecimento global decorrente de intrusões ígneas. Hansen (2006) pontua que se existe uma relação causal entre as intrusões com a excursão de carbono, todo evento intrusivo deveria ter uma excursão negativa associada, entretanto isso não ocorre. Além disso, existe um alto grau de incerteza na delimitação temporal das soleiras com base nos horizontes dos condutos de escape de fluidos. Essa incerteza não é somente com base na duração do evento de intrusão, mas também na inferência se o conjunto de condutos resulta de um ou diversos eventos intrusivos de curta duração, para tal diferenciação existe o problema da resolução sísmica. Sem um refinamento temporal fica difícil delimitar um intervalo de idade <20 Ka (estimativa da colocação das soleiras nas bacias de Møre e Vøring, no Mar do Norte), não sendo assim seguro a relação do evento ígneo com o MTPE (HANSEN 2006). Os próprios autores do trabalho (SVENSEN et al. 2004) apontam a dificuldade de se estabelecer uma relação entre a colocação da ígneas e o evento hipertemal, numa precisão de ~10.000 anos, mesmo com dados sísmicos e bioestratigráficos.

Com relação a área de estudo, existe uma correspondência com relação aos condutos estudados no Mar do Norte que foram relacionados com o MTPE. Nas seções sísmicas interpretadas, o início do crescimento dos condutos de escape de fluidos ocorreu sobre a DEI, que é uma discordância associada ao limite do Paleoceno/Eoceno na Bacia de Mucuri, e o topo da estrutura, ou seja, o topo dos domos ocorreu na superfície da DPES, que é associada ao Eoceno superior (figura 57). Nas bacias do Mar do Norte a porção basal da parte superior

dos condutos, com formato de cratera, ocorre no limite do Paleoceno/Eoceno, existindo uma datação relativa exatamente no local do conduto que corrobora com o posicionamento temporal realizado pela interpretação sísmica. Para área de estudo, seria necessário refinar a datação para uma maior correlação temporal entre o complexo hidrotermal mapeado e o MTPE, considerando que o evento hipertermal P/E ocorre numa escala de tempo bem curta (de milhares de anos).

A identificação de ~7 condutos de escape de fluidos que compõem o complexo hidrotermal na região de estudo se deram numa área de ~ 439 km² do cubo sísmico, com uma extensão no seu eixo maior de 33,3 km. No trabalho de Svensen et al. (2004) foram encontrados 735 complexos de condutos hidrotermais numa extensão de ~150.000 km, ou seja, numa extensão 4.000 vezes maior que a extensão da área aqui estuda. Toda a área de abrangência do CVA é de ~40.000 km² (SOBREIRA et al. 2004 – figura 4). Extrapolando a área de estudo para área total do CVA e considerando um padrão de 7 condutos por 439 km², chega-se a uma estimativa de ~637 condutos hidrotermais para toda a região de domínio do CVA. Que é uma quantidade consideravelmente relevante, ao se comparar com os estudos realizados por Svensen et al. (2004) e na perspectiva de que cada conduto estará emitindo o gás metano, que tem um importante potencial de promover efeito estufa, inclusive um potencial maior que o CO₂. Entretanto, para uma estimativa assertiva do potencial de emissão de metano, se faz necessário o cálculo com base em alguns parâmetros.

Para estimar a contribuição do CVA na emissão de gás metano termogênico à época do P/E, será usada a metodologia desenvolvida por Svensen et al. (2004): $W_{CH4} = 1,34F_CV_A\rho$. Onde, 1,34 é o fator de conversão do peso atômico entre o Carbono e o metano; F_C é o teor do COT da rocha encaixante; V_A é o volume da auréola das ígneas e ρ é a densidade da rocha. A partir deste método se chega à massa do metano (W_{CH4}) que é produzido no contato com as ígneas. Foi assumido um valor conservador de 2% para F_C e uma densidade (ρ) de 2400 Kg m⁻³, sendo este o valor utilizando por Svensen et al. (2004) na estimativa de densidade dos folhelhos e que está compatível com a densidade dos folhelhos registrada nos perfis de RHOB dos poços da Bacia de Mucuri. Para o valor da auréola (V_A)¹⁵ foi assumido uma espessura conservadora de 50 metros, que é recorrentemente encontrada na área de estudo e que pode ser verificada no poço 1-BAS-01-BA, localizado exatamente na região do complexo de

¹⁵ O volume da auréola foi calculado com base na espessura da auréola das soleiras, que forma-se pelo metamorfismo de contato (SVENSEN et al. 2004), conjuntamente, com o valor conservador de área de ocorrência de soleiras (134 Km²), respaldado no complexo de soleiras mapeado (figura 51), tendo como guia o formato de um prisma.

soleiras, onde que, lateralmente, se desenvolveu os condutos de escape de fluidos. Para uma espessura de soleira >50 m é assumida uma auréola de igual espessura acima e abaixo, totalizando em 100 m, segundo o método de Svensen et al. (2004).

Baseando-se nessas estimativas, o resultado do cálculo do W_{CH4} indica que 0,09 x 10¹⁸ g¹⁶ de metano¹⁷ foi emitido para atmosfera em decorrência das intrusões ígneas da Formação Abrolhos, levando-se em consideração a área de estudo. Ou seja, se for atentar para toda área de ocorrência do CVA, tanto na Bacia do Espírito Santo, quanto na Bacia de Mucuri, a estimativa de emissão de CH₄ pode ser de centenas de vezes maior. As supracitadas bacias podem ser inseridas no contexto global de bacias que tiveram um papel fundamental à época do Paleoceno/Eoceno na emissão de gás metano, juntamente com as bacias de Thetis, Danmarkshavn, na Groenlândia (emissão de 0.01-0,62 x 10¹⁸g e 0,06-1,73 x 10¹⁸g de metano, respectivamente - REYNOLDS et a. 2017) e as bacias de Vøring e Møre, no Mar do Norte (0,3 a 3,0 x 10¹⁸g de metano – SVENSEN et al. 2004).

Para o debate sobre qual seria a fonte do carbono do CIE é necessário considerar a assinatura do δ^{13} C das diferentes fontes, a quantidade de carbono liberado para atmosfera e o quanto essa liberação provocaria uma anomalia no registro isotópico do Carbono. Essa estimativa do impacto do carbono liberado, que decorre da sua assinatura geoquímica e quantidade é realizada por meio do cálculo de balanço de massa. Por exemplo, o carbono proveniente do metano termogênico apresenta assinatura isotópica de $\delta^{13}C = -30\%$ (MCINERNEY e WING, 2011) ou até mesmo -35 a -50‰ (HUNT, 1996), enquanto o CO₂ produzido por emissões vulcânicas possuem uma média do δ^{13} C de -5‰, que seria a assinatura isotópica do carbono do manto (KILLOPS e KILLOPS, 2013). Segundo dados de balanço de massa, para ocorrer uma excursão isotópica entre -2 e -3‰, seria necessária uma excursão de CO₂ vulcânico de 6.1-9.2 Gt por ano. Esse é um valor muito elevado, considerando os valores de CO₂ que os vulcanismos costumam emitir, por exemplo, de "Deccan Traps" em ~66 Ma, com emissão de -0.3-2.0 Mt/ano. Entretanto, considerando uma assinatura isotópica do δ^{13} C de ~ - 60‰ do metano, para uma anomalia de -2 e -3‰, seriam necessários 1.4 a 2.1 Tt (teratoneladas ou exagrama - Eg) de Carbono ou 1.9 a 2.8 Tt de metano (DICKENS et al., 1995; KILLOPS e KILLOPS, 2013). Essa quantidade de metano é factível com a quantidade de metano que pode ter sido liberada pelos hidratos de gás devido a um aumento de temperatura de 11 para 15°C nas águas profundas dos oceanos. O metano

¹⁶ 10^{18} g é igual a 1 exagrama (Eg) ou 10^{12} toneladas (= teratoneladas- Tt).

¹⁷ O valor calculado representa um potencial de produção de gás entre 50-90%, porque a produção irá depender do tipo de querogênio (HUNT, 1996).

também pode ter sido originado termogenicamente, como foi observado no mar do norte nas bacias de Vøring e Møre, por meio do metamorfismo de contato entre soleiras e rochas ricas em matéria orgânica (média do COT = 1,4%) (SVENSEN et al., 2004). Os autores fizeram o balanço de massa considerando a assinatura do δ^{13} C do metano em -60‰, estimando uma liberação de 1.1 Eg, que seria suficiente para uma excursão negativa do δ^{13} C maior que 2.5‰. Extrapolando para todas as bacias de Vøring e Møre, os autores estimaram uma liberação de CH₄ entre 0.3 a 3.0 Eg, que provocaria uma excursão negativa do isótopo do Carbono de -0,2 a -3,0 ‰, compatível com os valores do CIE. Reynolds et al. (2017) também realizaram o balanço de massa baseando-se na fonte do metano termogênico oriundo do metamorfismo de contato de intrusivas com folhelhos, entretanto usando uma assinatura do δ^{13} C de -30‰. O resultado foi uma estimativa de que seriam necessários 2,5 x 10¹⁸g CH₄ termogênico para provocar uma excursão negativa do δ^{13} C durante o MTPE. Os estudos de balanço de massa assumem valores semelhantes aos atuais (pré-industriais) como a massa de carbono e δ^{13} C inicial no Paleoceno (e.g. DICKENS et al. 1995).

Foi usado os valores do $\delta^{13}C_{COT}$ do poço 1-BRSA-819A-ESS como parâmetros para o cálculo de balanço de massa na área de estudo, já que neste poço a anomalia CIE está mais bem documentada. O cálculo do balanço de massa pode ser feito por meio do método descrito por Dickens et al. (1995) e por McInerney e Wing (2011). Para o cálculo, foi assumida uma massa inicial do reservatório de superfície do carbono do Paleoceno de 50 x 10¹⁸g C (MCINERNEY e WING 2011) e uma massa final de 41,8 x 10¹⁸g de C, baseado nos dados de Killops e Killops (2005). Os valores isotópicos foram: δ^{13} C final = -26,9‰, representando a assinatura isotópica do MTPE; δ^{13} C inicial = -24‰, representando a assinatura isotópica do Paleoceno e -30 ‰ que expressa a assinatura isotópica do Carbono do metano termogênico. Segundo o cálculo de balanço de massa, seria necessária uma massa de 2,52 x 10¹⁸g de Carbono para haver a anomalia CIE de -2,9‰, que está presente no poço 1-BRSA-819A-ESS, ou 3,4 x 10^{18} g de metano. Na área de estudo, foi calculado que houve uma emissão de 0,09 x 10¹⁸g de CH4 associado ao CVA, ou seja, um teor ~35 vezes menor do que seria necessário. Entretanto, tendo em vista que o volume do CVA considerado na área de estudo é de cerca de 300 vezes menor do que a totalidade de ocorrência das ígneas, então é inteiramente plausível que o valor de balanço de massa aqui alcançado tenha provocado a anomalia CIE.

Ao se analisar o potencial do impacto climático da liberação do metano termogênico da região mapeada do CVA, conclui-se que houve na região uma expressiva emissão de gás de efeito estufa, que pode ter sido suficiente para gerar a anomalia CIE local. Mas, além disso, juntamente com a liberação de gases de outras partes do globo, em especial decorrente também do gás metano termogênico do Atlântico Norte, pode ter corroborado para o aquecimento global à época do Paleoceno/Eoceno. Inclusive, é importante considerar a possibilidade de que o MTPE não tenha se formado por apenas uma causa, mas sim por múltiplas causas que ocorreram de formas conjugadas e até mesmo relacionadas mutuamente (por meio de *feedbacks*), sendo então as responsáveis por acionar o gatilho da mudança climática no intervalo P/E.

4.5 Correlação do MTPE com o Antropoceno

O MTPE apresenta uma importância sui generis para atualidade, no contexto do debate acerca do Antropoceno e da interferência do homem no clima, em especial no que tange um aquecimento global moderno (e.g. ZACHOS et al., 2005, ZACHOS et al., 2008, HÖNISCH et al., ZEEBE et al. 2014, 2012, SVENSEN et al., 2019). A compreensão sobre quais efeitos no meio ambiente e na biota, em longo e curto prazo, de uma emissão de milhares de giga toneladas de gases de efeito estufa na atmosfera na atualidade, por meio da ação antropogênica, de forma bem rápida, tem seu exemplo expresso no MTPE (e.g. BOWEN et al. 2006). Ou seja, o MTPE serve como uma espécie de "paleoanálogo" dos efeitos climáticos da emissão de grande volume de CO₂ aos oceanos e atmosfera (ZEEBE et al. 2014). O MTPE também é importante como um paralelo da atualidade no debate da significância do tempo humano sob o tempo geológico; do impacto da emissão de gases de combustíveis fósseis pelo homem, num curto intervalo de tempo no sistema Terra, pois o MTPE foi provocado por gases de efeito estufa, num evento com duração bem breve (<10.000 anos), mas que teve grandes repercussões no nosso planeta. Apesar das centenas de publicações com o intuito de desvendar o MTPE, este evento ainda é cercado de muitas incertezas. Todas as pesquisas a respeito deste evento aproximam-nos de forma assintótica do que o planeta, e tudo o que nele vivia, podem ter experienciado à época do Paleoceno/Eoceno, mas sem todos os elementos do que de fato aconteceu.

Durante o MTPE, a liberação e oxidação do metano são consideradas análogas com o que vem sendo liberado pela extração e combustão dos combustíveis fósseis (CH4 +2O2->CO2 + 2H2O) (DICKENS, 2000). A média de liberação do Carbono durante a década de 90

foi de 6.3×10^{15} g por ano (IPCC, 2001), o que corresponde a liberação de toda a produção de CH₄ metamórfico nas bacias de Vøring e Møre durante um período de 35-360 anos (SVENSEN et al. 2004). O resultado dessa extrema emissão de carbono na atmosfera pode ser comparável com os efeitos da emissão de carbono à época do MTPE, como por exemplo, a acidificação dos oceanos. Desde que a revolução industrial começou a concentração do dióxido de carbono (CO₂) na atmosfera aumentou devido à queima de combustíveis fósseis e pelas alterações no manejo da terra (ex.: desmatamento). Durante este tempo, o pH da superfície das águas dos oceanos caiu em 0.1, o que significa um aumento de acidez em 30% (NOAA, 2013).

Traçando paralelismos entre o Antropoceno e o Paleoceno/Eoceno, o último, um evento comprovadamente hipertermal, o primeiro ainda é assunto de debate, mas ambos com uma escala de ocorrência ínfima. Ou seja, não é este o primeiro caso dentro da geologia onde um evento rápido, que pode durar uma escala de tempo humana, pode ter uma influência relevante no registro sedimentar. Entretanto, eventos curtos podem ter um impacto que reverberam por anos, como é o caso do MTPE, que seus efeitos se estenderam por quase 200.000 anos (e.g. SLUIJS et al. 2007).

Os efeitos do MTPE, além do aumento da temperatura, com uma média de 36 a 37°C (atualmente a média de temperatura do planeta é de 15°C –NASA, 2009), a extinção de várias espécies do marinho profundo (em especial foraminíferos bentônicos), desaparecimento de corais, acidificação dos oceanos, redução do corpo dos mamíferos , destruição da vegetação em regiões equatoriais e mudança no ciclo hidrológico, com aumento do intemperismo, erosão e transporte dos sedimentos continentais para os oceanos (e.g. DE MELLO, 2016, FRIELING et al. 2017, SVENSEN et al. 2019). Esses efeitos, já conhecidos e estudados podem oferecer uma percepção sobre as consequências de um aquecimento no nosso planeta. Olhar para o nosso presente com a perspectiva do passado, pode ajudar a humanidade a criar perspectivas acerca do seu futuro.

CONCLUSÕES

Essa tese estabeleceu relações entre o magmatismo associado a Formação Abrolhos com o evento hipertermal do Paleoceno/Eoceno, traçando paralelos com a hipótese desenvolvida por Svensen et al. (2004). Para tal, utilizou-se o mapeamento sísmico de uma área da Bacia de Mucuri e poços da Bacia do Espírito Santo, onde se fez uso de ferramentas geoquímicas. Por meio do mapeamento sísmico na Bacia de Mucuri foram encontradas várias feições ígneas que auxiliaram na compressão do Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) e também na compreensão da Bacia de Mucuri como um todo. Este estudo usou também ferramentas geofísicas não-sísmicas (métodos potenciais) e petrofísicas, buscando assim conectar várias ferramentas para que houvesse ao máximo a exploração do tema e uma visão holística a respeito dos acontecimentos da bacia, evitando assim imprecisões e interpretações parciais.

Por meio da interpretação sísmica pode-se concluir que a área de estudo na Bacia de Mucuri é muito influenciada pelo CVA até a Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES). A DPES é um importante marco estratigráfico na bacia, pois a divide temporalmente e verticalmente em dois grandes conjuntos de sismofácies bem distinto que refletem diferentes momentos e processos geológicos experimentados. Abaixo dessa superfície foram observadas rochas ígneas intrusivas, que notadamente interferem na estratigrafia original da bacia. Acima da DPES não foi descrita nenhuma feição ígnea intrusiva e os refletores encontram-se organizados numa sismofácies plano-paralela. Ou seja, as intrusões ígneas mapeadas se limitam na DPES - Eoceno superior. Foi identificado que a DPES representa uma discordância do tipo de afogamento (*drowning unconformity*) ao invés de uma superfície erosiva. Ela marca um momento de supressão do crescimento da fábrica carbonática por uma subida do nível de base, gerando um "afogamento" dos carbonatos e seu posterior sufocamento devido ao aumento do influxo de sedimentos da Formação Rio Doce.

Toda a área de interpretação sísmica do cubo 3D da Bacia de Mucuri apresenta um importante escarpamento com orientação nordeste-sudoeste, dividindo-a num compartimento mais baixo a oeste e mais alto a leste. Essa feição estrutural foi relacionada com o anticlinal do Parcel das Paredes, associado ao magmatismo da Formação Abrolhos. Foram identificados vários diques nessa porção mais elevada. O desnível é bem-marcado até a DPES, acima da DPES o relevo encontra-se "planificado". Houve crescimento em *onlap* por sobre a calha

formada pelo anticlinal, gerando seu preenchimento. Posteriormente, ao que equivale o Oligoceno indo até bem próximo ao recente, há uma quiescência na bacia marcada pela horizontalidade na deposição, sem uma quebra de relevo significante, ao que se pode observar na sísmica 3D.

Abaixo da DPES, no tempo entre 1000 e 1300 ms, o sinal sísmico é ruim, existe uma baixa razão sinal e ruído em decorrência da abundância das rochas ígneas. Mas, foi possível identificar a superfície da Discordância do Eoceno Inferior (DEI), a camada dos evaporitos da Formação Mariricu (Membro Itaúnas), delinear a zona do embasamento e distinguir as rochas intrusivas da Formação Abrolhos. A DEI encontra-se no tempo sísmico entre 1100 e 1600 ms e foi interpretada como uma superfície do tipo erosiva. A camada evaporítica interpretada se encontra deformada, com presença de um proeminente e pontual domo de sal no centro do cubo sísmico. Em outras partes foi interpretada ausência da camada evaporítica, formando cicatrizes de sal. É provável que o sal tenha se deslocado de diversas partes, se acumulando no domo e se ausentando em outras partes.

O embasamento da área de estudo foi delineado entre o tempo sísmico de 2500 e 2700 ms. Ele apresenta uma zona mais alta na porção nordeste da área e algumas "pequenas bacias" na porção oeste. As rochas ígneas mapeadas compõem as fácies em formato de pires (*saucer-shaped*), diques e soleiras em camadas paralelas. A porção oeste da área é onde se concentra a maior parte das soleiras, formando uma rede interconectada, constituída num complexo. É também a zona mais baixa da estruturação gerada pelo anticlinal. Na porção a leste, em especial a nordeste do cubo sísmico, encontra-se a maior densidade dos diques, onde houve a formação do alto regional associado ao Parcel das Paredes. Por meio dos histogramas das rochas ígneas, construídos com as informações de velocidade da rocha, fornecidos pelos dados de poços, foram distinguidas rochas do tipo intrusivas e extrusivas (fluxos compostos), na área de estudo. Muitos níveis de rochas ígneas não puderam ser classificados por meio do histograma, provavelmente devido as alterações hidrotermas.

A área de estudo na Bacia de Mucuri pode ser caracterizada pela ocorrência de feições dômicas, que ao todo foram de quatro tipos. As interpretações relativamente aos domos foram de origens associadas aos processos ígneos e halocinéticos. Três dos quatro domos foram relacionados ao contexto ígneo: cones de escape de fluidos com domeamento na parte superior; dobra forçada e arqueamento por lacólitos. Por meio de métodos de datações indiretas, associadas a estratigrafia, a estrutura associada a dobra forçada foi datada no Neogeno. Mostrando assim, a influência do magmatismo de Abrolhos até idades muito mais

recentes do que se tem registro. Com relação aos cones de escape de fluidos, ao todo foram identificados sete, que juntamente formam uma feição circular que pode ser observada em planta. A raiz dos condutos hidrotermais encontra-se conectada ao complexo de soleiras. O topo da parte superior dos cones de escape de fluidos ocorre na superfície interpretada como a DPES e a base, que indica o início da exalação dos fluidos hidrotermais, ocorre na DEI. A DEI representa, na Bacia de Mucuri, a discordância que foi formada entre o Paleoceno e o Eoceno, o que indica que no intervalo de tempo entre o P/E ocorreram exalações hidrotermais na Bacia de Mucuri, na margem sudeste brasileira.

O outro domo foi interpretado como de sal, sendo o único em toda área com essa característica e ao mesmo tempo bem proeminente, com pelo menos 3 km de extensão e provavelmente aflorante na superfície do fundo do mar. Foram observados indícios de que o mecanismo da formação do domo de sal esteja relacionado com a colocação das rochas ígneas do CVA. Como, por exemplo, a sobrecarga das rochas ígneas nos estratos de sal pode ter provocado a sua subida, pelo princípio da flutuabilidade e/ou o calor produzido pelas intrusivas (que ocorrem inclusive na base e dentro do sal), o que pode ter provocado a movimentação do sal. De qualquer modo, a observância das linhas sísmicas sob a perspectiva estratigráfica estampa certo sincronismo na formação do domo de sal e do domo associado ao CVA (interpretado como dobra forçada), encontrado na linha sísmica 2D, na porção nordeste da área.

Os cones de escape de fluidos observados indicam sistemas de liberação de fluidos hidrotermais na região. Por meio dos dados de $\delta^{13}C_{COT}$ de três poços da Bacia do Espírito Santo, associada com a datação, foi identificada a anomalia CIE que marca a excursão do ¹²C no limite do Paleoceno/Eoceno. A formação da anomalia foi associada com os gases de metano provenientes dos processos hidrotermais associados com a intrusão de soleiras em folhelhos da Formação Urucutuca, ricos em matéria orgânica. Foi estimado que 0,09 x 10¹⁸ g (ou Eg ou Tt) de metano foi emitido para atmosfera em decorrência das intrusões ígneas da Formação Abrolhos, levando-se em consideração a área de estudo. Foi calculada por meio do balanço de massa, que seria necessário a produção de 3,4 x 10¹⁸g de metano na região para haver a formação de uma anomalia de -2,9‰. Contudo, como a produção do metano foi calculada contando somente com o volume das soleiras da região de estudo, há a possibilidade de que a quantidade de metano seja de aproximadamente 300 vezes maior, sendo plausível que a formação do metano tenha provocado a anomalia do $\delta^{13}C_{COT}$ observada nos poços.

O hidrotermalismo interpretado na área de estudo, associado ao magmatismo de Abrolhos, que ocorreu desde o Eoceno Inferir até o limite do Paleoceno/Eoceno; pode ser correlacionado com aqueles que já foram descritos nas bacias do Oceano Atlântico Norte, associados à Província Vulcânica do Atlântico Norte. Nestas bacias, se coloca que a emissão do gás metano termogênico teve um papel fundamental no gatilho do aquecimento global que ocorreu entre o Paleoceno/Eoceno. Os dados aqui interpretados contribuem para corroborar a compreensão de que no intervalo do P/E houve exalação de CH₄ em outras bacias, além daquelas descritas no mar do norte. Ou seja, a liberação de gases metano associado ao CVA no Brasil também contribuiu para o evento hipertermal.

A área de estudo representa uma fronteira no estudo. Existem ainda muitas questões para serem investigadas na região. Então, foi um grande desafio o estudo de uma área com linhas sísmicas de baixa resolução e com baixa densidade de poços. Mas é justificável, a falta de exploração sísmica na região, pois ali reside um paraíso ecológico, sendo de fato necessária a preservação daquele local. Contudo, os estudos do MTPE contribuem na compreensão do impacto climático e ambiental das emissões de gases de efeito estufa à atmosfera pelo homem. Assim, o entendimento do MTPE serve como exemplo do passado, de como alterações no Sistema Terra podem provocar impactos no clima e em toda vida.

REFERÊNCIAS

ALLABY, A; ALLABY, M. 1999. Dictional y of Earth Sciences. Oxford University Press.

ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. Revista Brasileira de Geociências, 7, 349-364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R; MIZUSAKI, A. M. P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. Brazilian Journal of Geology, 26(3), 125-138, 1996.

ALVARENGA, R. S.; LACOPINI, D.; KUCHLE, J.; SCHERER, C.M.S.; GOLDBERG, K. Seismic characteristics and distribution of hydrothermal vent complexes in the Cretaceous offshore rift section of the Campos Basin, offshore Brazil. Marine and Petroleum Geology 74, 12 e 25, 2016.

ARENA, M. C. Petrologia da sucessão magmática do arquipélogo de Abrolhos. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 150p, 2008.

ARRAIS, M. S. M. C.; DE BARROS CORREIA, P.; DOS SANTOS, E. J.; ARAÚJO, S. D. D. A. Estruturas magnéticas circulares na Bacia Pernambuco: diques anelares ou edifícios vulcânicos. Estudos geológicos, 20(1), 101, 2010.

ARREGUÍN-RODRÍGUEZ, G. J.; ALEGRET, L.; SEPÚLVEDA, J.; NEWMAN, S.; SUMMONS, R. E. Enhanced terrestrial input supporting the Glomospira acme across the Paleocene-Eocene boundary in Southern Spain. Micropaleontology, 43-51, 2014.

ASMUS, H.E.; GOMES, J.B.; PEREIRA, A.C.B. Integração geológica regional da Bacia do Espírito Santo. An. XXV Congr. Bras. Geol., 3, pp. 235–252, 1971.

ASMUS, H.E. Geotectonic significance of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in the Brazilian continental margin and adjoining emerged area. In: Congr. Latino-Americano Geol., 5, Buenos Aires. Serviço Geológico Nacional, 3, p. 761 - 779, 1982.

AUBRY, M-P.; CRAMER, B. S.; MILLER, K. G.; WRIGHT, J. D.; KENT, D. V.; OLSSON, R. K. Late Paleocene event chronology: unconformities, not diachrony. Bull. Soc. Géol. France, 171(3), p. 367-378, 2000.

AUBRY, M. P.; OUDA, K.; DUPUIS, C.; BERGGREN, W. A.; VAN COUVERING, J. A.; ALI, J.; ... KENT, D. V. The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). 2007.

ÁVILA, R.; LUPARELLI, A. Bacia do Espírito Santo. Brasil 13º Rodada, ANP

BAINS, S.; CORFIELD, R. M.; NORRIS, R. D. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. Science, 285(5428), 724-727, 2015, 1999.

BAINS, S.; NORRIS, R. D.; CORFIELD, R. M.; FAUL, K. L. Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback. Nature, 407(6801), 171-174, 2000.

BARBOSA, V. C.; SILVA, J. B. Deconvolução de Euler: passado, presente e futuro-um tutorial. Revista Brasileira de Geofísica, 23(3), 243-250, 2005.

BARTON, D. C. Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana. AAPG Bulletin, 17(9), 1025-1083, 1933.

BECK, R. A.; BURBANK, D. W.; SERCOMBE, W. J.; OLSON, T. L.; KHAN, A. M. Organic carbon exhumation and global warming during the early Himalayan collision. Geology, 23(5), 387-390, 1995.

BELLO, A. M. Avaliações comparativas de filtros espaciais para mapeamento de contatos geológicos com contrastes de densidades e suscetibilidades magnéticas. Projeto Final de Graduação em Geofísica, Universidade Federal Fluminense (UFF), Niterói/RJ. 2014.

BELKA, Z. Early Devonian Kess-Kess carbonate mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. Journal of Sedimentary Research, 68(3), 368-377, 1998.

BEŁKA, Z.; BERKOWSKI, B. Discovery of thermophilic corals in an ancient hydrothermal vent community, Devonian, Morocco. Acta Geologica Polonica, 55(1), 1-7, 2005.

BERGER, A. Milankovitch theory and climate. Reviews of geophysics, 26(4), 624-657, 1988.

BISCHOFF, A. P.; NICOL, A.; BEGGS, M. Stratigraphy of architectural elements in a buried volcanic system and implications for hydrocarbon exploration. Interpretation, 5(3), SK141-SK159, 2017.

BLAKELY, R. J. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge university press, 1996.

BLUM, M. L. B. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Brasília, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1999.

BOLLE, M. P.; ADATTE, T. (2001). Palaeocene-early Eocene climatic evolution in the Tethyan realm: clay mineral evidence. Clay minerals, 36(2), 249-261, 2001.

BOYER, P.R. Structure of the Continental Marein of Brazil - Natal to Rio de Janeiro - Tese Ph. D.University of Illinois, 43 p. 1969.

BOWEN, G. J.; KOCH, P. L.; GINGERICH, P. D.; NORRIS, R. D.; BAINS, S.; CORFIELD, R. M. Refined isotope stratigraphy across the continental Paleocene-Eocene boundary on Polecat Bench in the northern Bighorn Basin. Paleocene-Eocene Stratigraphy and Biotic Change in the Bighorn and Clarks Fork Basins, Wyoming. University of Michigan Papers on Paleontology, 33, 73-88, 2001. BOWEN, G. J.; CLYDE, W. C.; KOCH, P. L.; TING, S.; ALROY, J.; TSUBAMOTO, T.; ... & WANG, Y. Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene boundary. Science, 295(5562), 2062-2065, 2002.

BOWEN, G. J.; BRALOWER, T. J.; DELANEY, M. L.; DICKENS, G. R.; KELLY, D. C.; KOCH, P. L., ... WING, S. L. Eocene hyperthermal event offers insight into greenhouse warming. Eos, Transactions American Geophysical Union, 87(17), 165-169, 2006.

BRADLEY, J. Intrusion of major dolerite sills. Transtactions of The Royal Society of New Zealand-Geology, v. 3, n. 4, p. 27-55, 1965.

BROOKS, J. (Ed.). Organic maturation studies and fossil fuel exploration. Academic Press, 1981.

BLAKELY, R. J., Potential theory in gravity and magnetic applications. 1 ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press. 441p, 1995.

BRALOWER, T. J.; E. THOMAS, & J. C. ZACHOS. Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: stable isotopes recorded at Ocean Drilling Program Site 865, Allison Guyot, Paleoceanography, 19, 841 – 865, 1995.

BRALOWER, T. J.; THOMAS, D. J.; ZACHOS, J. C.; HIRSCHMANN, M. M.; ROHL, U.; SIGURDSSON, H., ... WHITNEY, D. L. High-resolution records of the late Paleocene thermal maximum and circum-Caribbean volcanism: Is there a causal link?.Geology, 25(11), 963-966, 1997.

BROECKER, W.S. Chemical oceanography – Harcourt Brace, New York, USA, 214 p., 1975.

BROOKS, J. Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration. Academic Press Ind. (London). 441 p., 1981.

BUONORA, M. P. P.; CORREA, J. L.; MARTINS, L. S.; MENEZES, P. T. L.; PINHO, E. J. C.; CREPALDI, J. L. S.; RIBAS, M. P. P.; FERREIRA, S. M.; FREITAS, R. C. mCSEM data interpretation for hydrocarbon exploration: A fast interpretation workflow for drilling decision. Interpretation, 2(3), SH1-SH11, 2014.

BULHÕES, E. M. Técnica "VOLUME DE AMPLITUDES" para mapeamento de feições estruturais. Anais do VI Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Salvador, BA, 1999.

BULHÕES, E.M.; AMORIM, W.N. de. Princípio da Sismocamada Elementar e sua Aplicação à Técnica de Volume de Amplitudes (tec. VA). Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brasil, 2005.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences, 22(3), 206-216, 1999.

CATUNEANU, O. Principles of sequence stratigraphy. Elsevier, 2006.

CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J. P.; BLUM, M. D.; DALRYMPLE, R. W.; ERIKSSON, P. G.; ...; GILES, K. A. Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews, 92(1-2), 1-33, 2009.

CHEN, C.; GUERIT, L.; FOREMAN, B. Z.; HASSENRUCK-GUDIPATI, H. J.; ADATTE, T., HONEGGER, L.; ... CASTELLTORT, S. Estimating regional flood discharge during Palaeocene-Eocene global warming. Scientific reports, 8(1), 1-8, 2018.

CLAY KELLY, D.; BRALOWER, T. J.; ZACHOS, J. C.; SILVA, I. P.; THOMAS, E. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the late Paleocene thermal maximum. Geology, 24(5), 423-426, 1996.

CONCEIÇÃO, J.C.; MISUZAKI, A.M.P.; ALVES, D.B.; SZATMARI, P. Controle tectônico do magmatismo meso-cenozóico no sul e sudeste do Brasil e seu papel na evolução da bacias sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobras. Rel. Interno,1993.

CORDANI, U. G. Idade do vulcanismo no oceano Atlântico Sul. Boletim IGA, v. 1, p. 09-75, 1970.

COURTILLOT, V.; DAVAILLE, A.; BESSE, J.; STOCK, J. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. Earth and Planetary Science Letters, 205(3), 295-308, 2003.

CRAIG, H. The geochemistry of the stable carbon isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 3, 53-92, 1953.

CROUCH, E. M.; HEILMANN-CLAUSEN, C.; BRINKHUIS, H.; MORGANS, H. E.; ROGERS, K. M.; EGGER, H.; SCHMITZ, B. Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. Geology, 29(4), 315-318, 2001.

CUI, Y.; KUMP, L. R.; RIDGWELL, A. J.; CHARLES, A. J.; JUNIUM, C. K.; DIEFENDORF, A. F.; ... HARDING, I. C. Slow release of fossil carbon during the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum. Nature Geoscience, 4(7), 481-485, 2011.

DAVIES, R.; BELL, B. R.; CARTWRIGHT, J. A.; SHOULDERS, S. Three-dimensional seismic imaging of Paleogene dike-fed submarine volcanoes from the northeast Atlantic margin. Geology, 30(3), 223-226, 2002.

DECONTO, R.; GALEOTTI, S.; PAGANI, M.; TRACY, D. M.; POLLARD, D.; BEERLING, D. J. Hyperthermals and orbitally paced permafrost soil organic carbon dynamics. In AGU Fall Meeting Abstracts. 2010.

DE MELLO, R. M. A Paleobathymetric Model and Evolution of the Brazilian Marginal Basins during the Late Maastrichtian to Eocene based on Benthic Foraminiferal Biofacies. Tese (Doctor of philosophy) - University of Massachusetts Amherst, Amherst, 308 f., 2016.

DE OLIVEIRA, L. C.; DE OLIVEIRA, R. M. A. G.; PEREIRA, E. Possível Controle Neotectônico sobre as Falésias do Litoral Sul da Bahia. Anuário do Instituto de Geociências, 41(3), 702-716, 2018. DICKENS, G. R.; O'NEIL, J. R.; REA, D. K.; OWEN, R. M. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. Paleoceanography and Paleoclimatology, 10(6), 965-971, 1995.

DICKENS, G. R; CASTILLO, M. M; WALKER, J. C. G. A blast of gas in the latest Paleocene: simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. Geology 25:259–62, 1997.

DICKENS, G. R. Methane oxidation during the late Palaeocene thermal maximum. Bulletin de la Société géologique de France, 171(1), 37-49, 2000.

DUARTE, O. D. O. Dicionário enciclopédico inglês-português de geofísica e geologia. In Sociedade Brasileira de Geofísica. Congresso Internacional. 1997.

ERNESTO, M.; MARQUES, L. S.; PICCIRILLO, E. M.; MOLINA, E. C.; USSAMI, N.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLIENI, G. Paraná Magmatic Province–Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118(1-2), 15-36, 2002.

ESPITALIÉ, J.; LAPORTE, J. L.; MADEC, M.; MARQUIS, F.; LEPLAT, P.; PAULET, J. Méthod rapide de caractérization des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Français Pétrol., v. 32, p. 23-43, 1977.

ESPITALIÉ, J.; DEROO, G.; MARQUIS, F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. Revue de l'Institut français du Pétrole, 40(6), 755-784, 1985.

ESTRELLA, G. O.; MELLO, M. R.; GAGLIANONE, P. C.; AZEVEDO, R. L. M.; TSUBONE, K.; ROSSETTI, E., ... BRUNING, I. M. R. A. The Espirito Santo Basin (Brazil) source rock characterization and petroleum habitat. 1984

FERREIRA, T. S.; DE ARAÚJO, M. N. C.; DA SILVA, F. C. A. Cenozoic folding in the Cumuruxatiba basin, Brazil: An approach to the deformation trigger by the Abrolhos magmatism. Marine and petroleum geology, 54, 47-64, 2014.

FISCHER, W. L.; MORALES, R. G.; DELLA PIAZZA, H.; BROWN, Jr. L. F. Sistemas deposicionais das bacias de Mucuri, Cumuruxatiba e Jequitinhonha. In: XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1974, Porto Alegre. *Resumos...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 23-26.

FISHER, R. V.; SCHMINCKE, H. U. Pyroclastic rocks. Heidelberg ua, 8, 1984.

FODOR, R. V.; HANAN, B. B. Geochemical evidence for the Trindade hotspot trace: Columbia seamount ankaramite. Lithos, 51(4), 293-304, 2000.

FRANÇA, R. L.; RAGAGNIN, G.M. A influência do vulcanismo de abrolhos na sedimentação terciária da Bacia de Mucuri. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Resumos*...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 5, p. 265-270.

FRANÇA, R. L. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Mucuri. Aracajú: Fundação Paleontológica Phoenix, 2004. (Série Bacias Sedimentares, ano 6, n. 67).

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. D. R. Bacia do Espírito Santo. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15(2), 501-509, 2007a.

FRANÇA, R. L.; DEL REY, A. C.; TAGLIARI, C. V.; BRANDÃO, J. R.; FONTANELLI, P. D. R. Bacia do Mucuri. Boletim de Geociências da Petrobras. Rio de Janeiro, 15(2): 493-499, 2007b.

FRICKE, H. C.; CLYDE, W. C.; O'NEIL, J. R.; GINGERICH, P. D. Evidence for rapid climate change in North America during the latest Paleocene thermal maximum: oxygen isotope compositions of biogenic phosphate from the Bighorn Basin (Wyoming). Earth and Planetary Science Letters, 160(1-2), 193-208, 1998.

FRIELING, J.; GEBHARDT, H.; HUBER, M.; ADEKEYE, O. A.; AKANDE, S. O.; REICHART, G. J.; MIDDELBURG, J. J.; SCHOUTEN, S.; SLUIJS, A. Extreme warmth and heat-stressed plankton in the tropics during the Paleocene- Eocene Thermal Maximum. Science Advances, 3(3), E1600891, 2017.

FUNG, M. K., SCHALLER, M. F., HOFF, C. M., KATZ, M. E., & WRIGHT, J. D. Widespread and intense wildfires at the Paleocene-Eocene boundary. *Geochemical Perspective Letters*, 2019.

GALLAND, O. et al. Storage and transport of magma in the layered crust—Formation of sills and related flat-lying intrusions. In: Volcanic and igneous plumbing systems. p. 113-138, Elsevier, 2018.

GAVRILOV, Y. O.; SHCHERBININA, E. A.; OBERHANSLI, H. Paleocene-Eocene boundary events in the northeastern Peri-Tethys. *Special Papers-Geological Society of America*, p. 147-168, 2003.

GINGERICH, P. D. New earliest Wasatchian mammalian fauna from the Eocene of northwestern Wyoming: composition and diversity in a rarely sampled high-floodplain assemblage. 1989.

GINGERICH, P. D. Environment and evolution through the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Trends in ecology & evolution*, v. 21, n. 5, p. 246-253, 2006.

GOLDFARB, R. J. et al. Rapid dewatering of the crust deduced from ages of mesothermal gold deposits. *Nature*, v. 354, n. 6351, p. 296-298, 1991.

GOMES, N. S; SUITA, M. T. F. Ocorrência de vulcanismo bimodal de idade terciaria na Bacia de Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 18, n. 2, p. 233–248, 2010.

GARDNER, G. H. F.; GARDNER, L. W.; GREGORY, A. R. Formation velocity and density; the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, v. 39, n. 6, p. 770-780, 1974.

HANSEN, D. M.; CARTWRIGHT, J. A.; THOMAS, D. 3D seismic analysis of the geometry of igneous sills and sill junction relationships. *Geological Society*, London, Memoirs, v. 29, n. 1, p. 199-208, 2004.

HANSEN, D. M. The morphology of intrusion-related vent structures and their implications for constraining the timing of intrusive events along the NE Atlantic margin. *Journal of the Geological Society*, v. 163, n. 5, p. 789-800, 2006.

HANSEN, D. M.; CARTWRIGHT, J. The three-dimensional geometry and growth of forced folds above saucer-shaped igneous sills. *Journal of Structural Geology*, v. 28, n. 8, p. 1520-1535, 2006.

HARDING, I. C. et al. Sea-level and salinity fluctuations during the Paleocene–Eocene thermal maximum in Arctic Spitsbergen, Earth Planet. *Sci. Lett.*, v. 303, n. 1-2, p. 97–107, 2011.

HARPER, D. T. et al. The magnitude of surface ocean acidification and carbon release during Eocene Thermal Maximum 2 (ETM-2) and the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM). *Paleoceanography and Paleoclimatology*, v. 35, n. 2, 2019.

HARTMANN, G. A. *A anomalia magnética do Atlântico Sul: causas e efeitos*. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.

HAQ, B. U.; PREMOLI-SILVA, I.; LOHMANN, G. P. Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic. Ocean. *Journal of Geophysical Research*, v. 82, n. 27, p. 3861-3876, 1977.

HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; SCHACKLETON, N. J. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science*. v. 194, n. 4270, p. 1121-1132, 1976.

HAYES, J. M.; STRAUSS, H.; KAUFMAN, A. J. The abundance of 13C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology*, v. 161, n. 1-3, p. 103-125, 1999.

HIGGINS, J. A.; SCHRAG, D. P. Beyond methane: towards a theory for the Paleocene– Eocene thermal maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 245, n. 3-4, p. 523-537, 2006.

HILTING, A. K., KUMP, L. R.; BRALOWER, T. J. (2008). Variations in the oceanic vertical carbon isotope gradient and their implications for the Paleocene-Eocene biological pump. *Paleoceanography*, v. 23, n. 3, 2008.

HOOKER, J. J. Mammalian biostratigraphy across the Paleocene-Eocene boundary in the Paris, London and Belgian basins. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 101, n. 1, p. 205-218, 1996.

HÖNISCH, B. et al. The geological record of ocean acidification. *Science*, v. 335, n. 6072, p. 1058-1063, 2012.

HUNT, J. M. *Petroleum geochemistry and geology*. W.H. Freeman. San Francisco, 1979, 617p.

HUNT, J. M. Petroleum Geochemistry and Geology. W. H. Freeman. San Francisco, 1996.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Climate Change 2001: The Scientific Basis (IPCC, Geneva, 2001).

JACKSON, M. P. A.; CRAMEZ, C. Seismic recognition of salt welds in salt tectonics regimes. In: Gulf of Mexico salt tectonics, associated processes and exploration potential: Gulf Coast Section SEPM Foundation. 10th ANNUAL RESEARCH CONFERENCE. 1989. p. 66-71.

JACKSON, C. A.; SCHOFIELD, N.; GOLENKOV, B. Geometry and controls on the development of igneous sill–related forced folds: A 2-D seismic reflection case study from offshore southern Australia. *Bulletin*, v. 125, n. 11-12, p. 1874-1890, 2013.

JAMTVEIT, B. et al. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. Physical Geology of High-Level Magmatic Systems. *Geological Society*, London, Special Publications, v. 234, p. 233-241, 2004.

JARVIE, D. M. Total organic carbon (TOC) analysis: Chapter 11: Geochemical methods and exploration. 1991.

JERRAM, D. A.; BRYAN, S. E. Plumbing systems of shallow level intrusive complexes. In Physical Geology of Shallow Magmatic Systems. Springer, Cham. pp. 39-60, 2015.

JOHN, R. C. F. Introduction to Calculus and Analysis, v. I, XXIII, n. 661, 1965.

JOHNSON, S. E.; SCHMIDT, K. L.; TAIT, M. C. Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and the USA: Magma plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*, v. 61, p. 187–208, 2002.

JONES, T. D. et al. Climate model and proxy data constraints on ocean warming across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Earth-Science Reviews*, v. 125, p123-145, 2013.

JONES, M. T. The environmental and climatic impacts of volcanic ash deposition. In: SCHMIDT, A.; FRISTAD, K.; ELKINS-TANTON, L. (Orgs.). *Volcanism and Global Environmental Change*. Cambridge University Press, 2015, p.260-274.

JONES, M. T.; JERRAM, D. A.; SVENSEN, H. H.; GROVE, C. The effects of large igneous provinces on the global carbon and sulphur cycles. *Palaeo*, v. 441, n. 1, p. 4-21, 2016.

KAIHO, K. et al. Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental change at Tawanui, New Zealand. *Paleoceanography*, v. 11, p. 447–465, 1996.

KATZ, M. E.; PAK, D. K.; DICKENS, G. R.; MILLER, K. G. The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum. *Nature*, v. 286, p. 1531–1533, 1999.

KATZ, M. E. et al. Uncorking the bottle: What triggered the Paleocene/Eocene thermal maximum methane release? *Paleoceanography*, v. 16, p. 1–14, 2001.

KENDALL, C. G. S. C.; SCHLAGER, W. Carbonates and relative changes in sea level. *Marine geology*, v. 44, n. 1-2, p. 181-212, 1981.

KENT, D.V. et al. A case for a comet impact trigger for the Paleocene/Eocene thermal maximum and carbon isotope excursion. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 211, p; 13-26, 2003.

KENNETT, J. P.; STOTT, L. D. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, v. 353, p. 225–229, September 1991.

KILLOPS, S. D.; KILLOPS, V. J. Introduction to organic geochemistry. John Wiley & Sons, 2005.

KILLOPS, S. D.; KILLOPS, V. J. Introduction to organic geochemistry. John Wiley & Sons, 2013.

KNOX, R. O. B. Correlation of the early Paleogene in northwest Europe: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 101, n. 1, p. 1-11, 1996.

KOCH, P. L.; ZACHOS, J. C.; GINGERICH, P. D. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, v. 358, p. 319–322, 1992.

KRYNAUW, J. R.; HUNTER, D. R.; WILSON, A. H. Emplacement of sills into wet sediments at Grunehogna, western Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, v. 145, n. 6, p. 1019-1032, 1988.

KUMP, L. R.; ARTHUR, M. A. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, v. 161, n. 1-3, p. 181-198, 1999.

KURTZ, A. C. et al. Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography*, v. 18, n. 4, 2003.

KVENVOLDEN, K. A. Gas hydrates—geological perspective and global change. *Rev. Geophys.*, v. 31, n. 2, p. 173–187, 1993.

LANZA, R.; MELONI, A. The Earth's magnetism. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2006.

LARSEN, L. M.; PEDERSEN, A. K.; PEDERSEN, G. K.; PIASECKI, S. Timing and duration of Early Tertiary volcanism in the North Atlantic: new evidence from West Greenland. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 68, n. 1, p. 321-333, 1992.

LEE, G. H. et al. Igneous complexes in the eastern Northern South Yellow Sea Basin and their implications for hydrocarbon systems. *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, n. 6, p. 631-645, 2006.

LEWAN, M. D. Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from Phanerozoic sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, n. 8, p. 1583-1591, 1986.

LIMA, K. D. Utilização de Métodos Sísmicos, Perfilagem e Testemunho de Poços para Caracterização dos Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada (BA). 2005. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé, Rio de Janeiro, 2005.

LOURENS, L. J. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature*, v. 435, n. 7045, p. 1083, 2005.

LØSETH, H.; GADING, M.; WENSAAS, L. Hydrocarbon leakage interpreted on seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, n. 7, p. 1304-1319, 2009.

MATTE, R. R. Sedimentologia e estratigrafia das ilhas de Santa Bárbara e Redonda, Arquipélago de Abrolhos, sul da Bahia. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 21, n. 2, p. 369–384, 2013.

MAAS, M. C. et al. Mammalian generic diversity and turnover in the Late Paleocene and Early Eocene of the Bighorn and Crazy Mountains Basins, Wyoming and Montana (USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 115, n. 1-4, p. 181-207, 1995.

MALTHE-SØRENSSEN, A. S. H. B. C. et al. Formation of saucer-shaped sills. Physical geology of high-level magmatic systems. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 234, p. 215-227, 2004.

MASLIN, M. A.; THOMAS, E. 2003. Balancing the deglacial global carbon budget: the hydrate factor. *Quaternary Science Reviews*, v. 22, n. 15-17, p. 1729-1736, 2003.

MAZZINI A. Mud volcanism/ Processes and implications [editorial]. *Marine and Petroleum Geology*. v. 26, p. 1677-1680, 2009.

MCINERNEY, F. A.; WING, S. L. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum: A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 39, p. 489-516, 2011.

MILANKOVITCH, M.: 1941, Roy. Serb. Acad. Spec. Publ. 133, 1. (Translation by. israel Progr. For Scientific Translation, and published for U.S. Department of Commerce and Nat. Sci. Found.), 1974.

MILLER, K. G.; JANECEK, T. R.; KATZ, M. E.; KEIL, D. J. Abyssal circulation and benthic foraminiferal changes near the Paleocene/Eocene boundary. *Paleoceanography*, v. 2, n. 6, p. 741-761, 1987.

MILLETT, J. M. et al. Frontier exploration and the North Atlantic Igneous Province: new insights from a 2.6 km offshore volcanic sequence in the NE Faroe–Shetland Basin. *Journal of the Geological Society*, v. 173, n. 2, p. 320-336, 2016.

MIRANDA, J. M. Introdução ao geomagnetismo. Universidade de Lisboa, 2011.

MIZUSAKI, A. M.; ALVES, D. B.; CONCEIÇÃO, J. C. J. Eventos magmáticos nas bacias do Espirito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, *38.*, 1994, Baln. Camboriú. B. Res. Expandidos...Baln. Camboriú: SBG. v. l, 1994, p. 566-567.

MOHRIAK, W. U. et al. Volcanic provinces in the Eastern Brazilian margin : geophysical models and alternative geodynamic interpretations. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, *8.*, 2003, Rio de Janeiro. Proceedings... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2003. 1 CD-ROM, 4f.

MOHRIAK, W. U. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 133–142, 2005.

MOHRIAK, W.; SZATMARI, P.; ANJOS, S. M. C. Sal: Geologia e Tectônica; Exemplos nas Bacias Brasileiras. *Terrae Didatica*, v. 4, n. 1, p. 90-91, 2009.

MONTANARI, D. Forced folding above shallow magma intrusions: Insights on supercritical fluid flow from analogue modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 345, p. 67-80, 2017.

MOORE, E. A.; KURTZ, A. C. Black carbon in Paleocene–Eocene boundary sediments: A test of biomass combustion as the PETM trigger. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 267, p. 147-152, 2008.

MORAIS, R. M. 2007. Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (formações Rio Doce e Barreiras). 2007. 144 f. Tese (Doutorado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MOUNJI, D.; BOURQUE, P. A.; SAVARD, M. M. Hydrothermal origin of Devonian conical mounds (kess-kess) of Hamar Lakhdad Ridge, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, v. 26, n. 12, p. 1123-1126, 1998.

MOXHAM, R. M.; FOOTE, R. S.; BUNKER, C. M. Gamma-ray spectrometer studies of hydrothermally altered rocks. *Economic Geology*, v. 60, n. 4, p. 653-671, 1965.

MUNIS, M. de B. Caracterização geomagnética do Gráben Purus e suas implicações na evolução das bacias do Solimões e do Amazonas. 2009. Tese (Doutorado em Engenharia Civil), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

MURPHY, B. H.; FARLEY, K. A.; ZACHOS, J. C. An extraterrestrial 3He-based timescale for the Paleocene-Eocene ThermalMaximum (PETM) fromWalvis Ridge, IODP Site 1266. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 74, n. 17, p. 5098–5108, 2010.

NABIGHIAN, M. N. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, v. 37, n. 3, p. 507-517, 1972.

NABIGHIAN, M. N. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, v. 39, n. 1, p. 85-92, 1974.

NASA (2009). The Ups and Downs of Global Warming. Disponível em: < <u>https://www.nasa.gov/topics/earth/features/upsDownsGlobalWarming.html</u>>. Acesso em: 15 jan 2020.

NELSON, C. E.; JERRAM, D. A.; HOBBS, R. W. Flood basalt facies from borehole data: implications for prospectivity and volcanology in volcanic rifted margins. *Petroleum Geoscience*, v. 15, n. 4, p. 313-324, 2009.

NEUMANN, A. C.; MACINTYRE, I. Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up. In: 5th INTERNATIONAL CORAL REEF CONGRESS TAHITI, 1985. *Proceedings*, v.3, 1985, p. 105-110.

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration. Ocean acidification. Disponível em: <<u>https://www.noaa.gov/education/resource-collections/ocean-coasts-education-resources/ocean-acidification></u>. Acesso em: 18 fev. 2020.

NORRIS, R. D.; RÖHL, U. (1999). Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature*, v. 401, n. 6755, p. 775-778, 1999.

NOVACEK, M. J. 100 million years of land vertebrate evolution: the Cretaceous-early Tertiary transition. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, p. 230-258, 1999.

NOVAIS, L.C.C. et. al. Ocorrência de rochas vulcânicas ignimbríticas na porção norte da Bacia do Espírito Santo: evolução do modelo tectono-sedimentar. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 16, n. 1, p. 139-156, 2008.

NOVAIS, L. C. C. et al. 2012. Vulcanismo na Bacia do Espírito Santo, correlações com os eventos Serra Geral e de Abrolhos: Visões exploratórias e explotatórias. In: 46 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2012, Santos. *Resumos*, 2012.

OGG, J. G.; OGG, G.; GRADSTEIN, F. M. A concise geologic time scale: 2016. Elsevier, 2016.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: Serviço Informação Agrícola/Ministério da Agricultura, 813 p., 1943.

OLIVEIRA, L. C. *Revisão tectono-estratigráfica da seção cenozoica da porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri.* 2016. 163 f. Tese (Doutorado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

OLIVEIRA, L. C.; DE OLIVEIRA, R. M. A. G.; PEREIRA, E. Seismic characteristics of the onshore Abrolhos magmatism, East-Brazilian continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, v. 89, p. 488-499, 2018.

OREIRO, S. G. Interpretação sísmica dos eventos magmáticos pós-aptianos no Alto de Cabo Frio, sudeste do Brasil, gênese e relação com os lineamentos pré-Sal. 2006. 160 f. Tese

(Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

PAGANI, M.; CALDEIRA, K.; ARCHER, D.; ZACHOS, J. C. An ancient carbon mystery. *Science*, v. 314, n. 5805, p. 1556-1557, 2006.

PETERS, K. E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *AAPG bulletin*, v. 70, n. 3, p. 318-329, 1986.

PILKINGTON, M.; MILES, W. F.; ROSS, G. M.; ROEST, W. R. Potential-field signatures of buried Precambrian basement in the Western Canada Sedimentary Basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 37, n., p. 1453-1471, 2000.

PLANKE, S.; SYMONDS, P. A.; ALVESTAD, E.; SKOGSEID, J. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, n. B8, p. 19335-19351, 2000.

PLANKE, S.; RASMUSSEN, T.; REY, S. S.; MYKLEBUST, R. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. In: 6th PETROLEUM GEOLOGY CONFERENCE SERIES, v. 6, n. 1., 2005, Geological Society of London, p. 833-844.

PLANKE, S. et al. Geophysics and remote sensing. In: BREITKREUZ, C.; ROCCHI, S. (Org.) *Physical Geology of Shallow Magmatic Systems*. SPRINGER, CHAM., 2015. p. 131-146.

PRENSKY, S. E. A gamma-ray log anomaly associated with the Cretaceous-Tertiary Boundary in the Northern Green River Basin Wyoming. In: LAW, B. E. (Org.) *Geological Characteristics of Low-Permeability Upper Cretaceous and Lower Tertiary Rocks in the Pinedale Anticline Area, Sublette County, Wyoming.* 1984. p. 22-35.

RANGEL, H. D.; OLIVEIRA, J. L.; CAIXETA, J. M. Bacia de jequitinhonha. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 15, p. 475-483, 2007.

RANKAMA, K. New evidence of the origin of pre-Cambrian Carbon. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 59, p. 389-416, 1948.

REA, D. K.; ZACHOS, J. C.; OWEN, R. M.; GINGERICH, P. D. Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 79, n. 1-2, p. 117-128, 1990.

REID, A. B. et al. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, v. 55, n. 1, p. 80-91, 1990.

REYNOLDS, P. et al. Hydrothermal vent complexes offshore Northeast Greenland: A potential role in driving the PETM. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 467, p. 72-78, 2017.

ROBERT, C.; MAILLOT, H. Paleoenvironments in the Weddell Sea Area and Antarctic Climates, as deduced from clay mineral associations and geochemical data, odp leg 1131. In:

BARKER, P. R.; KENNETT, J. P. et al. (Org.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1990. p. 51-70.

ROBERT, C.; KENNETT, J. P. Antarctic subtropical humid episode at the Paleocene-Eocene boundary: Clay-mineral evidence. *Geology*, v. 22, n. 3, p. 211-214, 1994.

RODOVALHO, N.; GONTIJO, R. C.; SANTOS, C. F.; MILHOMEM, P. Bacia de Cumuruxatiba. *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, v. 15, n. 2, p. 485-491, 2007.

RODRIGUES, R. Chemostratigraphy. In: KOUTSOUKOS, E. A. M. (Ed.). *Applied Stratigraphy*. SPRINGER, DORDRECHT. 2005. p. 165-178.

RÖHL, U.; BRALOWER, T. J.; NORRIS, R. D.; WEFER, G. New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. *Geology*, v. 28, n. 10, p. 927-930, 2000.

RÖHL, U.; WESTERHOLD, T.; BRALOWER, T. J.; ZACHOS, J. C. On the duration of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8, n. 12, 2007.

REYNOLDS, P. et al. Hydrothermal vent complexes offshore Northeast Greenland: A potential role in driving the PETM. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 467, p. 72–78, 2017.

SALTZMAN, M. R.; THOMAS, E. Carbon isotope stratigraphy. *The geologic time scale*, v. 1, p. 207-232, 2012.

SARHAN, M. A. Possibility of intrusive igneous body beneath the Cretaceous sequence in Abu Gharadig Basin, Egypt: integration of geophysical data interpretations. *Arabian Journal of Geosciences*, v. 13, p. 1-10, 2020.

SAVIN, S. M. The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years. *Annual Review of earth and planetary sciences*, v. 5, n. 1, p. 319-355, 1977.

SCHLAGER, W. Drowning unconformities on carbonate platforms. In: CREVELLO, P. D.; WILSON, J. L.; SARG, J. F.; READ, J. F. (Eds.). *Controls on Carbonate Platform and Basin Development*. SEPM: Special Publications, v. 44, 1989, p. 15-26.

SCHLAGER, W. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM Soc for Sed Geology, 2005.

SCHMITZ, B. et al. Basaltic explosive volcanism, but no comet impact, at the Paleocene– Eocene boundary: high-resolution chemical and isotopic records from Egypt, Spain and Denmark. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 225, n. 1-2, p. 1-17, 2004.

SHACKLETON, N. J.; KENNETT, J. P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, v. 29, p. 743-756, 1975.

SHACKLETON, N.; BOERSMA, A. The climate of the Eocene ocean. *Journal of the Geological Society*, v. 138, n. 2, p. 153-157, 1981.

SHACKLETON, N. J. Paleogene stable isotope events. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, v. 57, n. 1, p. 91-102, 1986.

SCHALLER, H.; DAUZACKER, M. V. Tectônica gravitacional e sua aplicação na exploração de hidrocarbonetos. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v. 29, n. 3, p. 193-206, 1986.

SCHALLER, M. F. et al. Impact ejecta at the Paleocene-Eocene Boundary. *Science*, v. 354, n. 6309, p. 225-229, 2016.

SCHMIEDEL, T. (2019). Coulomb failure of Earth's brittle crust controls growth, emplacement and shapes of igneous sills, saucer-shaped sills and laccoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 510, p. 161-172, 2019.

SIAL, A. N.; LONG, L. E.; BORBA, G. S. Field trip guide excursion: cretaceous magmatic province of Cabo, Pernambuco, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, p. 667-673, 1987.

SIGURDSSON, H. 20: History of circum-Caribbean explosive volcanism: 40Ar/39Ar dating of tephra layers. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station TX, Texas A&M*, p. 299-314, 2000.

SKOLOTNEV, S. G.; BYLINSKAYA, M. E.; GOLOVINA, L. A.; IPAT'EVA, I. S. First data on the age of rocks from the central part of the Vitoria-Trindade ridge (Brazil Basin, South Atlantic). *Doklady Earth Sciences*, v. 437, n. 1, p. 316-322, 2011.

SLUIJS, A. et al. Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, v. 441, n. 7093, p. 610–613, 2006.

SLUIJS, A. et al. The Palaeocene-Eocene thermal maximum super greenhouse: biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change. In. WILLIAMS, M., et al. (Eds.): *Deep time perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. The Micropalaeontological Society, Special Publications. London: The Geological Society, 2007. p. 323–347

SLUIJS, A.; DICKENS, G. R. Assessing offsets between the δ^{13} C of sedimentary components and the global exogenic carbon pool across early Paleogene carbon cycle perturbations. *Global Biogeochemical Cycles*, v. 26, n. 4, 2012.

SNIDERO, M. et al. Temporal evolution of the Darmadan salt diapir, eastern Fars region, Iran. *Tectonophysics*, v. 766, p. 115-130, 2019.

SOARES, E. F.; ZALÁN, P. V.; FIGUEIREDO, J. J. P.; TROSDTORF, Jr. I. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 321-330, 2007.

SOBREIRA, J. F. F. Complexo Vulcânico de Abrolhos: proposta de modelo tectonomagmático. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, *39.*, 1996, Salvador. *Anais...* Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. v. 5, p. 387-391. SOBREIRA, J. F. F.; SZATMARI, P. New Ar-Ar ages for the Abrolhos volcanic rocks, East Brazilian Margin. In: 31st Int. Geol. Congress, Rio de Janeiro, Abstracts Volume. 2000.

SOBREIRA, J. F. F.; SZATMARI, P. Novas datações Ar-Ar para as rochas vulcânicas de Abrolhos e implicações para a evolução da Margem Continental Leste Brasileira. In: SIMP. NAC. EST. TECT., *8.*, 2001, Recife. *Anais...* 2001. p. 279-280.

SOBREIRA, J. F. F.; SZATMARI, P. Datações Ar-Ar das rochas vulcânicas de Abrolhos e implicações para a evolução da Margem Continental Leste Brasileira no Terciário. In: CONGR. BRAS. DE GEOLOGIA, *41.*, 2002, João Pessoa, *Anais...* 2002. p. 395.

SOBREIRA, J. F. F.; SZATMARI, P. Idades Ar-Ar para as rochas ígneas do Arquipélago de Abrolhos, margem sul da Bahia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios. *Boletim de Resumos...* 2003, p. 382-383.

SOBREIRA, J. F. F. et al. Recorrência, em diferentes escalas, do magmatismo paleogênico no Arquipélago de Abrolhos, Complexo Vulcânico de Abrolhos. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2004, Araxá, MG. *Anais...* Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, 2004. 1 CD-ROM.

SOBREIRA, J. F. F.; FRANÇA, R. L. Um modelo tectono-magmático para a região do Complexo Vulcânico de Abrolhos. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 143-147, nov. 2005/maio 2006.

SOBREIRA, J. F. F. et al. Recorrência, em diferentes escalas, do magmatismo paleogênico no Arquipélago de Abrolhos, Complexo Vulcânico de Abrolhos. In: XLII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2004, Araxá, MG. *Anais...* Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, 2004.

SPEIJER, R.; SCHEIBNER, C.; STASSEN, P.; MORSI, A. M. M. Response of marine ecosystems to deep-time global warming: A synthesis of biotic patterns across the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM). *Austrian Journal of Earth Sciences*, v. 105, n. 1, p. 6-16, 2012.

STEINECK, P. L.; THOMAS, E. The latest Paleocene crisis in the deep-sea: Ostracode succession at Maud Rise, Southern Ocean. *Geology*, v. 24, p. 583–586, 1996.

STOKKE, E. W. et al. Temperature changes across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum–a new high-resolution TEX86 temperature record from the Eastern North Sea Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 544, p. 116388, 2020.

STOREY, M.; DUNCAN, R. A.; TEGNER, C. Timing and duration of volcanism in the North Atlantic Igneous Province: Implications for geodynamics and links to the Iceland hotspot. *Chemical Geology*, v. 241, n. 3-4, p. 264-281, 2007.

SVENSEN, H. et al. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, v. 429, p. 542–545, 2004.

SVENSEN, H.; PLANKE, S.; JAMTVEIT, B.; PEDERSEN, T. Seep carbonate formation controlled by hydrothermal vent complexes: a case study from the Vøring Basin, the Norwegian Sea. *Geo-Marine Letters*, v. 23, n. 3-4, p. 351-358, 2003.

SVENSEN, H., BJÆRKE, M. R.; KVERNDOKK, K. The Past as a Mirror: Deep Time Climate Change Exemplarity in the Anthropocene. *Culture Unbound: Journal of Current Cultural Research*, p. 1-23, 2019.

THOMAS E. Development of Cenozoic deep-sea benthic foraminiferal faunas in Antarctic waters. *Geological Society London Special Publications*, v. 47, n. 1, p. 283–296, 1989.

THOMAS, E. Late Cretaceous–early Eocene mass extinctions in the deep sea. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, v. 247, p. 481-495, 1990.

THOMAS, E. Biogeography of the late Paleocene benthic foraminiferal extinction. *Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial records*, v. 416, p. 214-235, 1998.

THOMAS, E.; SHACKLETON, N. J. The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. In: KNOX, R. W. O. B. et al. (Eds.). *Correlation of the Early Paleogene in Northwestern Europe*. Special Publication 101, Geological Society, London, 1996, p. 401–441.

THOMAS, D. J. et al. Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology*, v. 30, n. 12, p. 1067-1070, 2002.

THOMAZ-FILHO, A.; RODRIGUES, A. L. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Brazilian Journal of Geology*, v. 29, n. 2, p. 189-194, 1999.

THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; MILANI, E. J.; CESERO, P., 2000. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 17-19, 2000.

THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; ANTONIOLI, L. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38, n. 2, p. 128-137, 2008.

THOMPSON, D. T. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, v. 47, n. 1, p. 31-37, 1982.

THOMSON, K.; SCHOFIELD, N. Lithological and structural controls on the emplacement and morphology of sills in sedimentary basins. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 302, n. 1, p. 31-44, 2008.

TISSOT, B. P.; WELTE, D. H. Petroleum formation and occurrence. Springer, Berlin, 1984.

TJALSMA, R. C.; LOHMANN, G. P. Paleocene-Eocene bathyal and abyssal benthic foraminifera from the Atlantic Ocean. 1983.

TRUDE, J.; CARTWRIGHT, J.; DAVIES, R. J.; SMALLWOOD, J. New technique for dating igneous sills. *Geology*, v. 31, n. 9, p. 813-816, 2003.

TRUSHEIM, F. Mechanism of salt migration in northern Germany. *AAPG Bulletin*, v. 44, n. 9, p. 1519-1540, 1960.

TURNER, S. K.; HULL, P. M.; KUMP, L. R.; RIDGWELL, A. A probabilistic assessment of the rapidity of PETM onset. *Nature communications*, v. 8, n. 1, p. 1-10, 2017.

USMAN, N.; ABDULLAH, K.; NAWAWI, M.; KHALIL, A. E. New approach of solving Euler deconvolution relation for the automatic interpretation of magnetic data. *Terrestrial, Atmospheric & Oceanic Sciences*, v. 29, n. 3, 2018.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, 1, Overview. *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir, v. 26, p. 21–52, 1977.

VAN DER VEN, P. H.; CUNHA, C H. T.; BIASSUSI, A. S. Structural styles in the Espírito Santo – Mucuri Basin, Southeastern Brazil. *AAPG*. p. 374-375, 1998

VAN KREVELEN, D. W. Coal. Elsevier. Amsterdam. 514 p., 1961.

VAN WAGONER, J. C. et al. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C. K. et al. (Org.). *Sea-level changes: an integrated approach*, SEMP, Spec. Publ. v. 42, p. 39-46, 1988.

VIEIRA, R. A. B. et al. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 191–202, jan./mar. 1994.

WALL, M.; CARTWRIGHT, J.; DAVIES, R.; MCGRANDLE, A. 3D seismic imaging of a Tertiary Dyke Swarm in the Southern North Sea, UK. *Basin Research*, v. 22, n. 2, p. 181-194, 2010.

WALKER, J. C.; KASTING, J. F. (1992). Effects of fuel and forest conservation on future levels of atmospheric carbon dioxide. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 97, n. 3, p. 151-189, 1992.

WESTERHOLD, T.; RÖHL, U.; MCCARREN, H. K.; ZACHOS, J. C. Latest on the absolute age of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM): new insights from exact stratigraphic position of key ash layers+ 19 and– 17. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 287, n. 3-4, p. 412-419, 2009.

WESTERHOLD, T.; RÖHL, U.; DONNER, B.; ZACHOS, J. C. Global extent of early Eocene hyperthermal events: A new Pacific benthic foraminiferal isotope record from Shatsky Rise (ODP Site 1209). Paleoceanography and Paleoclimatology, v. 33, n. 6, p. 626-642, 2018.

WINTER, J. D. Principles of igneous and metamorphic petrology. 2013.

ZACHOS, J. C. et al. 1992. Paleogene and early Neogene deep water paleoceanography of the Indian Ocean as determined from benthic foraminifer stable carbon and oxygen isotope

records. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, v. 70, p. 351-385, 1992.

ZACHOS, J. C., LOHMANN, K. C.; WALKER, J. C.; WISE, S. W. Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective. *The Journal of Geology*, v. 101, n. 2, p. 191-213, 1993.

ZACHOS, J. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, v. 292, n. 5517, p. 686-693, 2001.

ZACHOS, J. C. et al. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, v. 302, n. 5650, p. 1551-1554, 2003.

ZACHOS, J. C. et al. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, v. 308, n. 5728, p. 1611–1615, 2005.

ZACHOS, J. C.; DICKENS, G. R.; ZEEBE, R. E. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, v. 451, n. 7176, p. 279-293, 2008.

ZACHOS, J. C. et al. Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: Implications for the origin of hyperthermals. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 299, n. 1-2, p. 242-249, 2010.

Zhang, Y. Methane escape from gas hydrate systems in marine environment, and methane-driven oceanic eruptions. *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 7, 2003.

ZEEBE, R. E.; ZACHOS, J. C.; DICKENS, G. R. Carbon dioxide forcing alone insufficient to explain Palaeocene–Eocene Thermal Maximum warming. *Nature Geoscience*, v. 2, n. 8, p. 576-580, 2009.

ZEEBE, R. E. et al. Onset of carbon isotope excursion at the Paleocene-Eocene thermal maximum took millennia, not 13 years. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 111, n. 12, p. E1062-E1063, 2014.

ZEEBE, R. E.; WESTERHOLD, T.; LITTLER, K.; ZACHOS, J. C. Orbital forcing of the Paleocene and Eocene carbon cycle. *Paleoceanography*, v. 32, n. 5, p. 440-465, 2017.