



**Universidade do Estado do Rio de Janeiro**  
Centro de Tecnologia e Ciências  
Faculdade de Geologia

Leonardo Costa de Oliveira

**Revisão tectono-estratigráfica da seção cenozoica da porção  
emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri**

Rio de Janeiro

2016

Leonardo Costa de Oliveira

**Revisão tectono-estratigráfica da seção cenozoica da porção emersa das  
bacias do Espírito Santo e Mucuri**

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

2016

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

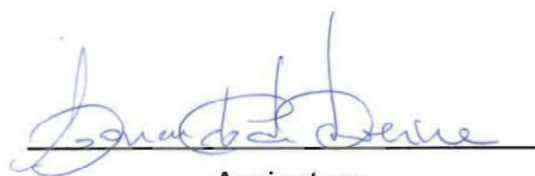
O48 Oliveira, Leonardo Costa de.  
Revisão tectono-estratigráfica da seção cenozoica da porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri / Leonardo Costa de Oliveira. – 2016.  
163f.: il.

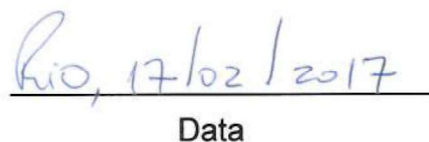
Orientador: Egberto Pereira.  
Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.  
Bibliografia.

1. Geologia estratigráfica – Cenozóico – Teses. 2. Petrologia – Espírito Santo, Bacia do – Teses. 3. Petrologia – Mucuri, Rio, Bacia – Teses. 4. Geoquímica – Teses. 5. Sismologia – Teses. 6. Vulcanismo – Teses. I. Pereira, Egberto. II. Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 551.77:551.21

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

  
Assinatura

  
Data

Leonardo Costa de Oliveira

**Revisão tectono-estratigráfica da seção cenozoica da porção emersa das  
bacias do Espírito Santo e Mucuri**

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.

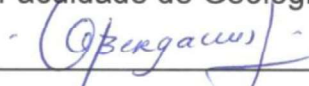
Aprovada em 25 de fevereiro de 2016

Banca Examinadora:



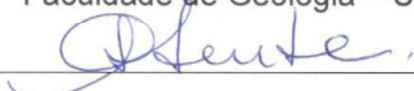
Prof. Dr. Egberto Pereira (Orientador)

Faculdade de Geologia – UERJ



Prof. Dr. Sergio Bergamaschi

Faculdade de Geologia – UERJ



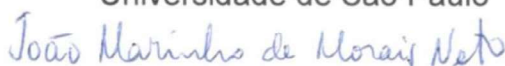
Prof. Dr. Sergio de Castro Valente

Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro



Prof. Dr. Claudio Riccomini

Universidade de São Paulo



Dr. João Marinho de Morais Neto

Petróleo Brasileiro S/A

Rio de Janeiro

2016

## DEDICATÓRIA

Dedico esse trabalho aos meus pais, Elizabeth e Roberto; à minha irmã, Camila e à minha esposa, Renata, sem os quais jamais seria o que sou.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao meu orientador, professor Egberto Pereira, pelas horas a fio dedicadas no desenvolvimento das ideias aqui apresentadas e por sempre ter incentivado e acreditado nesta tese.

Ao geólogo e amigo Luiz Carlos Chaves Novais por ter compartilhado sua experiência e suas ideias acerca da geologia da Bacia do Espírito Santo, sem as quais boa parte do conteúdo desta tese não seria possível.

Ao geólogo Valter Salino Vieira pelas sugestões de afloramentos e localidades a serem visitados na Bacia do Espírito Santo, como também na interpretação estrutural da mesma. Foram de suma importância para a avaliação estrutural desta tese.

Ao saudoso professor Akihisha Motoki por todas as dúvidas esclarecidas sobre o vulcanismo ácido do norte capixaba e pelo grande exemplo de perseverança acadêmica e dedicação às ciências da terra que o senhor deixou.

À minha esposa, geóloga e professora Renata Marins Alvim Gama de Oliveira, pela contribuição na etapa de campo e construção dos perfis sedimentológicos e por sempre estar ao meu lado em todo processo de construção desta tese.

Ao amigo e grande geofísico João Adolfo Rosseto, no auxílio à amarração sísmica-poço e interpretação dos dados sísmicos 2D e 3D.

Aos geólogos e pesquisadores Sverre Planke, Henrik Svensen e Morgan Jones, os quais contribuíram enormemente no reconhecimento das feições ígneas intrusivas e extrusivas nos dados sísmicos; agradeço todas as discussões sobre o papel das grandes províncias ígneas, além da ótima recepção na Universidade de Oslo, que contribuiu sobremaneira no meu amadurecimento pessoal e profissional.

Aos amigos da Petrobras: Allan Penatti, Ana Carolina Leonel Sartorato, Helder de Andrade, Marco Antonio Carlotto, Rita Paris Conde Pozzi, Rodrigo Correia Baptista da Silva, Tom Araújo Borges e Vivian Cristina de Oliveira Pessoa pelo apoio e reflexões críticas.

O Escritor não é uma pessoa que soluciona problemas. É uma pessoa que os propõe.

*Anton Tchekhov*

## RESUMO

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

A partir da integração de uma série de dados sedimentológicos, geoquímicos, petrográficos e sísmicos, foi reinterpretada parte da seção cenozoica das bacias do Espírito Santo e Mucuri, em especial as unidades referentes às formações Rio Doce e Barreiras. A interpretação sísmica revelou a ocorrência de pronunciadas feições vulcânicas limitadas no topo pela Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES). Tal superfície foi correlacionada no campo, onde ocorrem rochas vulcânicas ácidas com topo truncado, recobertas por uma sequência silicástica neógena. A análise faciológica de tais sedimentos revelou uma configuração paleoambiental flúvio-deltaica, que foi correlacionada à Formação Rio Doce. Os depósitos se iniciam com uma associação faciológica característica de canais fluviais, a qual é sucedida por associações de fácies de frente deltaica individualizada por diversas feições de carga e escapes de fluido. Tal sistema é colmatado por folhelhos pretos ricos em pirita (Formação Urucutuca), os quais representam as fácies mais distais do pró-delta. O estudo litogeoquímico feito nas rochas vulcânicas (abaixo da DPES) e sedimentares vulcanogênicas (acima da DPES) mostraram elevado enriquecimento em elementos terras raras e uma assinatura típica de fontes vulcânicas ácidas. Esta característica, aliada aos resultados petrográficos, permitiu a interpretação de um sistema flúvio-deltaico associado a uma área-fonte vulcânica, de natureza explosiva. Os dados estruturais (da etapa de campo e da interpretação sísmica) mostram que a atual configuração geomorfológica das falésias presentes no sul da Bahia pode ter sido controlada por falhas reativadas da fase rifte, além de estruturas ainda ativas que modelam o relevo atual.

Palavras-chave: Formação Barreiras. Formação Rio Doce. Formação Abrolhos.  
Vulcanismo Ácido.



## ABSTRACT

OLIVEIRA, Leonardo Costa de. *Tectonic-stratigraphic review of the Cenozoic section of the Espírito Santo and Mucuri basins*. Tese (Doutorado em Análise de Bacias e Faixas Móveis). 2016. 163 f. Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.

Part of the Cenozoic section of the Espírito Santo and Mucuri basins, particularly those related to the Barreiras and Rio Doce formations, was re-interpreted using the integration of sedimentological, geochemical, petrographic and seismic data. The seismic interpretation revealed the occurrence of pronounced volcanic features limited at the top by Pre-Upper Eocene Unconformity (DPES). Such surface was correlated to acidic volcanic rocks outcrops, which occur truncated at the top. These volcanic rocks are covered by a Neogene siliciclastic sequence. The facies analysis of such sediments revealed a fluvio-deltaic paleoenvironmental setting correlated to the Rio Doce Formation. The sequence begins with a facies association characteristic of river channels, which is followed by facies associations of delta front individualized by several load structures and fluid-escape features. Such system is capped by pyrite-rich black shales (Urucutuca Formation), which represent the distal pro-delta facies. The litho-geochemistry study performed in the volcanic (below the DPES) and in the sedimentary rocks (above DPES) showed high enrichment in rare-earth elements and a typical signature of acidic volcanic provenance. This characteristic, combined with petrographic results, allowed the interpretation of a fluvial-deltaic system associated with an explosive volcanic source area. Structural data (from both field and seismic interpretation) show that the current geomorphological configuration of the cliffs in southern Bahia may have been controlled by reactivated faults of the rift.

Keywords: Barreiras Formation, Rio Doce Formation, Acid Volcanism.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Localização da área de estudo e da base de dados utilizada.....	19
Figura 2	Cálculo da amplitude RMS no horizonte da Discordância Pré-Eoceno Superior.....	24
Figura 3	Cálculo do volume de coerência no volume sísmico.....	26
Figura 4	Cálculo datécnica VA.....	27
Figura 5	Sismo-classes calculadas.....	28
Figura 6	Mapa geológico-estrutural da área de estudo.....	30
Figura 7	Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo.....	33
Figura 8	Carta estratigráfica do Mucuri.....	34
Figura 9	Fácies sedimentares identificadas entre o norte do Espírito Santo e o sul da Bahia.....	44
Figura 10	Legendas usadas na descrição dos perfis litológicos.....	46
Figura 11	Perfil litológico. Afloramento em São Mateus (ES) .....	48
Figura 12	Perfil litológico. Afloramento em Pedro Canário (ES).....	49
Figura 13	Perfil litológico. Afloramento em Mucuri (BA)- ponto 13.....	50
Figura 14	Perfil litológico. Afloramento em Mucuri (BA) - ponto 13.....	51
Figura 15	Perfil litológico. Afloramento em Prado (BA) - ponto 15.....	52
Figura 16	Fotomicrografias dos arenitos estudados.....	55
Figura 17	Mapa estrutural regional das bacias de Cumuruxatiba, Mucuri e norte da Bacia do Espírito Santo e sua relação com o Complexo Vulcânico Abrolhos.....	57
Figura 18	Localização dos sismos e reativações estruturais na cidade de São Mateus-ES.....	58
Figura 19	Características estruturais da região sul da Bahia.....	59
Figura 20	Exsudações de óleo nas falésias de Prado (BA), em arenitos da Formação Rio Doce.....	60
Figura 21	Arenito da Formação Rio Doce.....	61
Figura 22	Características estruturais das falésias de Mucuri-BA63.....	62
Quadro 1	Unidades litoestratigráficas identificadas nos poços estudados.....	63
Figura 23	Correlação proposta para os poços de superfície estudados.....	66

Figura 24	Mapa de localização dos dados sísmicos utilizados nessa pesquisa.....	70
Figura 25	Sismograma sintético do poço 3-ICA-3-BA.....	71
Figura 26	Refletores mapeados no dado sísmico 3D.....	72
Figura 27	Mapa estrutural sísmico do embasamento cristalino pré-cambriano.....	74
Figura 28	Mapa estrutural sísmico do Topo do Sal.....	75
Figura 29	Mapa estrutural sísmico do Topo do Albiano.....	76
Figura 30	Mapa estrutural sísmico da Discordância do Eoceno Inferior.....	77
Figura 31	Mapa estrutural sísmico da DPES.....	78
Figura 32	Mapa estrutural sísmico de Superfície de inundação Oligo-Miocênica.....	79
Figura 33	Seção sísmica 2D na porção emersa da Bacia do Mucuri.....	81
Figura 34	Sismograma sintético do poço 9-PSG-1-ES.....	82
Figura 35	Seção sísmica 2D (0196) na porção emersa da Bacia do Espírito Santo.....	83
Figura 36	Seção sísmica 2D (0106). Bacia do Espírito Santo.....	84
	Visualização 3D das linhas sísmicas 0106 e 0196 com o poço 9-PSG-1-ES projetado sobre a linha 0196.....	85
Figura 37		85
Figura 38	Modelos de emplacement.....	87
Figura 39	Configuração do modelo físico: caixa de acrílico colocada sob aquecimento (chapa elétrica) à temperatura de 100°C.....	90
Figura 40	Resultado de experimentos físicos realizados pelo CENPES para simular geometrias associadas a intrusões ígneas e sua relação com feições observadas em dados sísmicos.....	91
Figura 41	Resultado de experimentos físicos realizados pelo CENPES para simular geometrias associadas a intrusões ígneas e sua relação com feições observadas em dados sísmicos.....	92
Figura 42	Diagrama esquemático mostrando as principais sismofácies de soleiras identificadas.....	93
Figura 43	Soleiras em formato de pires.....	94
Figura 44	Distribuição das soleiras mapeadas no volume sísmico 3D de	

	Caravelas (BA).....	95
Figura 45	Histograma de distribuição das áreas das soleiras tipo 1, 2 e 3.....	96
Figura 46	Exemplos esquemáticos da variação da velocidade da onda compressiva (vp) e as diferentes fácies vulcânicas associadas.....	97
Figura 47	Histogramas de velocidade de várias fácies vulcânicas da Bacia de Faroe-Shetland (Noruega).....	97
Figura 48	Detalhe da seção vulcânica no poço 3-ICA-3-BA.....	99
Figura 49	Modelo geológico esquemático elaborado a partir do volume sísmico 3D.....	101
Figura 50	Linha 78 extraída a partir do cubo de amplitude RMS.....	103
Figura 51	Ilustração esquemática de terminologias informais usadas para caracterização de cones de escape.....	105
Figura 52	Linha 98 do volume sísmico 3D disposto na Bacia de Mucuri.....	106
Figura 53	Modelo de cone de escape na região de Caravelas (BA).....	108
Figura 54	Timeslice a partir do cubo de coerência. Extraído em 550 ms, ou seja, próximo à DPES.....	109
Figura 55	Relação da intersecção de falhas NW-SE (direcionais) e NE-SW (normais) com as soleiras mapeadas.....	111
Figura 56	Sismo-classes geradas a partir da forma do traço. Timeslice em 550 ms (próximo à base das vulcânicas da Formação Abrolhos).....	112
Figura 57	Mapas de isópacas mostrando mudança da linha de charneira de aproximadamente N-S para NE-SW ao longo do tempo.....	114
Figura 58	Linha sísmica 2D, 0121, Bacia de Mucuri, Caravelas-BA.....	115
Figura 59	Classificação genética de depósitos vulcânicos.....	117
Figura 60	Fotomicrografias de rochas da gruta de São Mateus. Amostras acima e abaixo da Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES).....	118
Figura 61	Variação linear negativa entre SiO <sub>2</sub> e LOI.....	120
Tabela 1	Comparativo entre padrões de ETR observados neste trabalho e nos púmices da região de Whakamaru, Nova Zelândia (Brown, 1994). Observe que a razão La/Sm é muito mais elevada nas rochas aqui estudadas.....	121

Figura 62	Distribuição dos ETR de três afloramentos na cidade de São Mateus.....	122
Figura 63	Mapa de localização dos eventos magmáticos reconhecidos na área de estudo.....	125
Figura 64	Perfil litológico de afloramento em São Mateus.....	128
Figura 65	Laminação cruzada por corrente no topo de ciclos prográdantes (fácies Ag2).....	129
Figura 66	Poço 9-PSG-1-ES perfurado no município de Conceição da Barra, ES.....	130
Figura 67	Representação esquemática da relação deposicional da área estudada com a neotectônica.....	131
Figura 68	Empilhamento esquemático dos depósitos estudados.....	134
Figura 69	Correlação entre o poço 9-PSG-1-ES e o empilhamento esquemático proposto.....	135
Figura 70	Modelo esquemático da configuração da Formação Rio Doce na área estudada.....	140

## SUMÁRIO

	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	15
1	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	18
1.1	<b>Hipótese</b> .....	18
1.2	<b>Objetivos</b> .....	18
1.3	<b>Áreas de trabalho</b> .....	18
1.4	<b>Descrição sedimentológica e estrutural dos afloramentos</b> .....	20
1.5	<b>Dados geofísicos e de poços</b> .....	20
1.6	<b>Amarração sísmica-poço</b> .....	21
1.7	<b>Interpretação sísmica</b> .....	22
1.8	<b>Atributos sísmicos</b> .....	22
1.8.1	<u>Amplitude RMS</u> .....	23
1.8.2	<u>Cubo de Coerência</u> .....	25
1.8.3	<u>Técnica de Volume de Amplitudes (técnica VA)</u> .....	27
1.8.4	<u>Sismo-Classes</u> .....	27
1.9	<b>Caracterização petrográfica</b> .....	29
1.10	<b>Litogeoquímica</b> .....	29
2	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO</b> .....	30
2.1	<b>Formação Rio Doce</b> .....	35
2.2	<b>Formação Abrolhos</b> .....	36
2.3	<b>Formação Barreiras</b> .....	38
3	<b>ANÁLISE DOS DADOS DE SUPERFÍCIE</b> .....	41
3.1	<b>Formação Rio Doce – Porção Emersa</b> .....	41
3.1.1	<u>Fácies identificadas</u> .....	41
3.1.2	<u>Associação de fácies</u> .....	45
3.2	<b>Características Petrográficas</b> .....	52
3.3	<b>Análise estrutural dos depósitos estudados</b> .....	56
4	<b>ANÁLISE DOS DADOS DE SUBSUPERFÍCIE</b> .....	63
4.1	<b>Caracterização do Registro Sedimentar com Base nos Poços</b> .....	63
4.2	<b>Complexo Vulcano-Sedimentar Abrolhos</b> .....	67
4.2.1	<u>Superfícies mapeadas</u> .....	69
4.3	<b>Mecanismos de emplacement de rochas ígneas</b> .....	85

4.4	<b>Hierarquia dos eventos magmáticos na área estudada.....</b>	92
4.4.1	<u>Características das feições intrusivas.....</u>	92
4.4.2	<u>Características das feições extrusivas.....</u>	96
4.4.3	<u>Cones de escapes de fluidos e gases.....</u>	103
4.5	<b>Análise Estrutural com Base em Dados Sísmicos</b>	109
5	<b>MODELO GEOLÓGICO EVOLUTIVO.....</b>	116
5.1	<b>Características diagnósticas das rochas sedimentares vulcanogênicas.....</b>	116
5.2	<b>Análises Litogeoquímicas dos elementos terras raras (ETR).....</b>	119
5.3	<b>Relação entre o magmatismo e o tectonismo regional.....</b>	123
5.4	<b>Relação com o ambiente sedimentar – caracterização paleoambiental.....</b>	126
	<b>CONCLUSÕES.....</b>	137
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	142
	<b>ANEXO A – Tabela de elementos analisados.....</b>	159
	<b>ANEXO B – Característica das soleiras mapeadas.....</b>	160

## INTRODUÇÃO

De acordo com diversos autores, as principais unidades litológicas da região norte do estado do Espírito Santo estão associadas à Formação Barreiras (Suguoio *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1997). No entanto, várias questões, relacionadas à identificação dessas rochas ainda persistem.

Classicamente, os trabalhos realizados em tal pacote sedimentar têm atribuído uma origem predominantemente continental à Formação Barreiras (Bigarella, 1975; Lima, 2002), embora tenham sido reconhecidos depósitos marinhos no Pará (Arai, 1997) e na Bahia (Arai & Novais, 2006). No trecho compreendido entre o norte do estado do Espírito Santo e o sul da Bahia tais depósitos têm sido pouco estudados e uma grande variedade de processos sedimentares e tectônicos permanece sem resposta.

Tradicionalmente, os problemas enfrentados no estudo desta unidade envolvem dissonâncias em termos de idade (Arai, 2006; Arai & Novais, 2006), de suas características tectônicas (Lima, 2002; Novais, 2005; Fornaciari & Bricalli, 2009) e da nomenclatura estratigráfica (Grupo ou Formação Barreiras) (Ferraz & Valadão, 2005; Morais *et al.*, 2006).

No Estado do Espírito Santo estas rochas são rotineiramente classificadas como depósitos de associações litológicas características de ambientes fluviais (Amador & Dias, 1978; Amador, 1982; Santos *et al.*, 2006; Morais, 2007). No entanto, existem estudos que apontam uma incompatibilidade com a origem continental e revelam associações fossilíferas características de ambiente marinho (Arai, 1997; Arai & Novais, 2006).

Ampliando a discussão acerca desta unidade litoestratigráfica, Klein (1999) reconheceu eventos vulcânicos recentes (de idade Neógena), com características de derrames no sul da Bahia, rochas estas também associadas aos sedimentos da Formação Barreiras. Recentemente, Motoki *et al.* (2007) e Novais *et al.* (2008) descreveram corpos tabulares com características de rochas ignimbríticas aflorantes na cidade de São Mateus. Essas rochas são ricas em cristais fragmentados e são registros paleógeno-neógenos de depósitos de *surges* piroclásticos. Segundo esses mesmos autores, e de acordo com Martin *et al.* (1997), estes depósitos foram descritos no passado como registros sedimentares pertencentes à Formação



Barreiras. Vieira *et al.* (2014) redefiniram a área de ocorrência da Formação Barreiras no norte do estado do Espírito Santo e cartografaram as rochas piroclásticas pioneiramente descritas por Motoki *et al.* (2007) e Novais *et al.* (2008).

Na Bacia de Mucuri, Gomes & Suita (2010) distinguiram rochas de composição riódacíticas em poços. Tais autores associaram estes litotipos ao topo da Formação Abrolhos e sugeriram a ocorrência de vulcanismo bimodal na referida formação.

Além disso, estudos recentes revelaram que esta unidade foi afetada por esforços neotectônicos (Mello, 1997; Mello *et al.*, 2005; Novais, 2005; Lima *et al.*, 2006; Fornaciari, 2009; Bricalli & Mello, 2014; Hatushika *et al.*, 2007; Miranda *et al.*, 2008). No norte do estado do Espírito Santo o rearranjo neotectônico teria influenciado o relevo, a distribuição da rede de drenagem (Novais, 2005; Lopes & Lana, 2011; Fornaciari, 2009; Fornaciari & Bricalli, 2009), como também a migração de hidrocarbonetos.

Portanto, percebe-se que há ainda muitas lacunas relacionadas aos depósitos costeiros tradicionalmente nomeados de Formação Barreiras, especialmente no Norte do estado do Espírito Santo e sul da Bahia.

Este trabalho objetiva contribuir no entendimento da distribuição destes depósitos, sobretudo nas áreas onde foram descritas rochas vulcânicas em terrenos antes mapeados como rochas sedimentares da Formação Barreiras. Dessa maneira, pretende-se aprofundar o conhecimento sobre a evolução tectono-estratigráfica cenozoica da porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri, região de relevantes recursos minerais, em especial o petróleo.

Esta tese foi dividida em 5 capítulos resumidos abaixo:

No Capítulo 1 são discutidos as hipóteses, objetivos e metodologias utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho.

No Capítulo 2 é apresentado o contexto geológico no qual se encontra a área estudada.

No Capítulo 3 trata-se da análise dos dados de superfície que foi o estudo sedimentológico e estrutural dos afloramentos, além da descrição de lâminas petrográficas.

No Capítulo 4 é apresentada o estudo dos dados de subsuperfície, representada por dados sísmicos 2D e 3D, além de poços perfurados na região.

No Capítulo 5 é, então, sugerido o modelo geológico evolutivo da área estudada com base nos dados analisados.

## 1 MATERIAIS E MÉTODOS

### 1.1 Hipótese

Considerando que as bacias do Espírito Santo e Mucuri foram afetadas por eventos magmáticos em praticamente toda a sua história evolutiva, o que possivelmente as caracterizariam como bacias vulcânicas (*sensu* Planke *et al.*, 2005), e os recentes trabalhos acerca de vulcanismos ácidos, de natureza piroclástica aflorantes na Bacia do Espírito Santo (Motoki *et al.* 2007; Novais *et al.* 2008), buscou-se responder às seguintes suposições: haveria um complexo vulcano-sedimentar de idade Paleógena-Neógena na porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri? Qual a relação de tais eventos magmáticos com os depósitos sedimentares presentes nessa região?

A base de dados usada para investigar tal hipótese foi fundamentada em elementos sedimentológicos, petrográficos, geoquímicos e geofísicos.

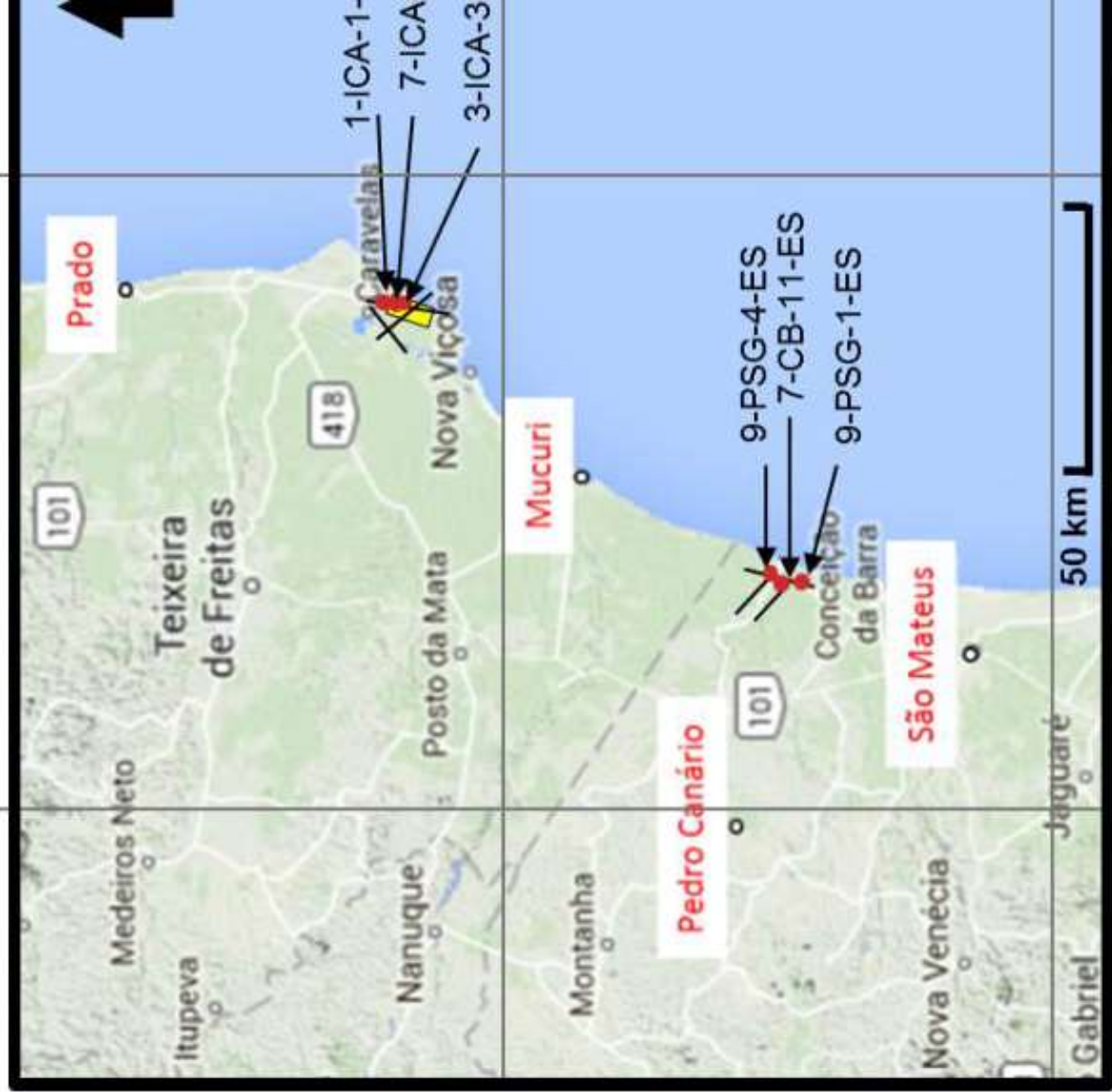
### 1.2 Objetivos

Os objetivos principais dessa pesquisa foram:

- 1) compreender a distribuição faciológica das rochas da porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri;
- 2) avaliar o impacto do magmatismo Abrolhos, bem como da deformação neotectônica sobre a sedimentação cenozoica de tais bacias.

### 1.3 Áreas de trabalho

A área estudada está localizada entre os municípios de São Mateus (ES), Conceição da Barra (ES), Pedro Canário (ES), Mucuri (BA), Caravelas (BA) e Prado (BA). Tal região está posicionada entre os paralelos 17°00' e 19°00' de latitude sul e os meridianos 40°00' e 39°30' de longitude oeste (Figura 1), no litoral centro-leste do Brasil.



Mapas em vermelho são aquelas onde foram descritos afloramentos; os traços pretos são as linhas 2D; o retângulo amarelo é o cubo sísmico 3D e os pontos vermelhos são os poços.

#### 1.4 Descrição sedimentológica e estrutural dos afloramentos

Foram utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa dados provenientes de afloramentos dispostos ao longo de cortes de estrada e no interior dos municípios de São Mateus (ES), Conceição da Barra (ES), Pedro Canário (ES), Mucuri (BA) e Prado (BA) (Figura 1).

Esta etapa visou promover uma descrição sedimentológica detalhada dos afloramentos com o objetivo de identificar os processos envolvidos na sedimentação e definir o padrão do empilhamento estratigráfico.

O procedimento padrão foi a confecção de perfis sedimentológicos para cada afloramento seguida da classificação das diferentes fácies sedimentares descritas. A partir da definição das fácies buscou-se uma associação de fácies para caracterização dos paleoambientes de sedimentação (Della Fávera, 2001; Catuneanu, 2006).

Foram consultados mapas geológicos dos estados do Espírito Santo (1:400.000; Vieira *et al.*, 2014) e da Bahia (1:1000.000; Dalton *et al.*, 2003), como também imagens topográficas de radar (*Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*). O objetivo desta etapa foi selecionar as áreas mais favoráveis para reconhecimento de estruturas rúpteis afetando coberturas cenozoicas na região entre o norte do estado do Espírito Santo e Sul da Bahia. Foram então medidos a direção e o mergulho das estruturas reconhecidas, as quais foram posteriormente agrupadas e associadas a um determinado campo de tensão dominante.

#### 1.5 Dados geofísicos e de poços

Os dados sísmicos utilizados são referentes a um volume sísmico 3D (Caravelas-BA) e um conjunto de seis linhas sísmicas 2D (três no município de Conceição da Barra-ES e três em Caravelas-BA). Foram utilizados também seis poços para se efetuar a amarração com a linha sísmica, além de dados magnetométricos, gravimétricos e perfis compostos dos poços. Todos os dados são de natureza pública e foram cedidos pela Agência Nacional do Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP) (Figura 1).

O volume sísmico 3D foi adquirido pela Petrobras entre dezembro de 1988 e janeiro de 1989 na Bacia do Mucuri, perfazendo uma área de 26,43 km<sup>2</sup>. O

espaçamento entre as linhas e os traços é de 25 m, compondo um total de 162 linhas e 261 traços. Trata-se de um dado de fase zero migrado em tempo, o qual exhibe frequência dominante de aproximadamente 20 Hz ao nível das intrusões. A velocidade intervalar calculada para as rochas ígneas a partir do perfil do sônico dos poços foi de cerca de 5000 m/s, que está de acordo com os valores médios encontrados em outras bacias para este tipo de rocha (p. ex. Skogly, 1998). Dessa maneira, a resolução sísmica do dado, ou seja, a menor espessura sísmicamente possível de se distinguir é de 62 m, segundo as relações:  $V=Fl$ ;  $E=l/4$ , onde  $V$  é a velocidade intervalar em m/s,  $F$  é a frequência em Hz;  $E$  é a espessura em unidades de distância (neste caso é a resolução sísmica em metros) e  $l$  é o comprimento de onda (Sheriff & Geldart, 1995; Rosa, 2010). Como nos poços a espessura média das rochas vulcânicas da Formação Abrolhos é de 200 m, o topo e a base deste evento são possíveis de se identificar. No entanto, intercalações vulcano-sedimentares da ordem de 20 metros presentes no dado obtido não são resolvidas pela sísmica.

### 1.6 Amarração sísmica-poço

Seguindo o fluxo de trabalho da interpretação sísmica, primeiramente utilizaram-se os marcadores geológicos dos poços (em profundidade) situados na região para amarrar os dados sísmicos (em tempo). Os marcadores geológicos, os quais auxiliam na identificação das interfaces regionais, foram determinados através das informações provenientes dos perfis-compostos dos poços cedidos pela ANP. No entanto, há de se notar que como a sísmica e os perfis dos poços possuem resoluções diferentes, nem sempre tais marcadores geológicos irão se ajustar com os marcadores sísmicos.

A partir desta etapa de correlação sísmica-poço foi possível estabelecer relações entre os eventos geológicos objetivos dessa pesquisa com a sísmica e criar uma relação tempo-profundidade.

Para amarração das rochas ígneas, em geral, como estas possuem um alto valor de impedância (resultado de elevada densidade e velocidade), há um aumento da refletividade quando estas estão sotopostas a rochas sedimentares, ou seja, de menor impedância acústica. Portanto, nestas situações ocorrerá um forte contraste positivo de impedância na interface destas camadas, que, no dado aqui apresentado é evidenciado pela passagem de refletores brancos para pretos bem definidos.

## 1.7 Interpretação sísmica

A interpretação dos dados sísmicos auxiliou na definição do arcabouço estratigráfico-estrutural da área estudada. A mesma foi feita baseada no mapeamento de refletores representativos de grandes marcos estratigráficos e estruturais.

As feições avaliadas como possíveis intrusões ígneas foram identificadas segundo os seguintes critérios: (1) refletores de alta amplitude, (2) refletores atravessando um ou mais eventos e (3) refletores com terminações abruptas.

## 1.8 Atributos sísmicos

Os atributos sísmicos são, em última análise, qualquer informação computada a partir do dado sísmico (Sheriff, 2002) com o objetivo de enfatizar e/ou realçar características geológicas do mesmo, ou que não são diretamente percebidas no dado convencional. Dessa maneira, o cálculo de atributos em volumes sísmicos 3D possibilita ao intérprete maior entendimento do dado analisado e conseqüentemente, quando utilizado de maneira adequada, fornece maior robustez à construção de modelos geológicos.

A escolha do atributo correto para uma determinada análise depende em grande parte da grandeza física que se deseja modelar e do impacto dessa na análise estrutural ou estratigráfica de uma bacia sedimentar. Na maioria das vezes a relação existente entre atributos sísmicos e as propriedades da rocha modelada são empíricas (Hart & Chen, 2004), o que, geralmente, demanda certa capacidade interpretativa. É imprescindível, portanto, o intérprete ter em mente esta premissa.

Foram calculados alguns atributos sísmicos para tentar tanto delimitar, quanto melhor elucidar a natureza do evento ígneo mapeado. Os atributos foram calculados levando-se em conta a amplitude, o mergulho dos horizontes e a descontinuidade entre os traços adjacentes (Chopra & Marfurt, 2007). Todas as operações foram realizadas utilizando o software DecisionSpace®. A metodologia de aplicação e os atributos sísmicos gerados estão listados abaixo:

### 1.8.1 Amplitude RMS

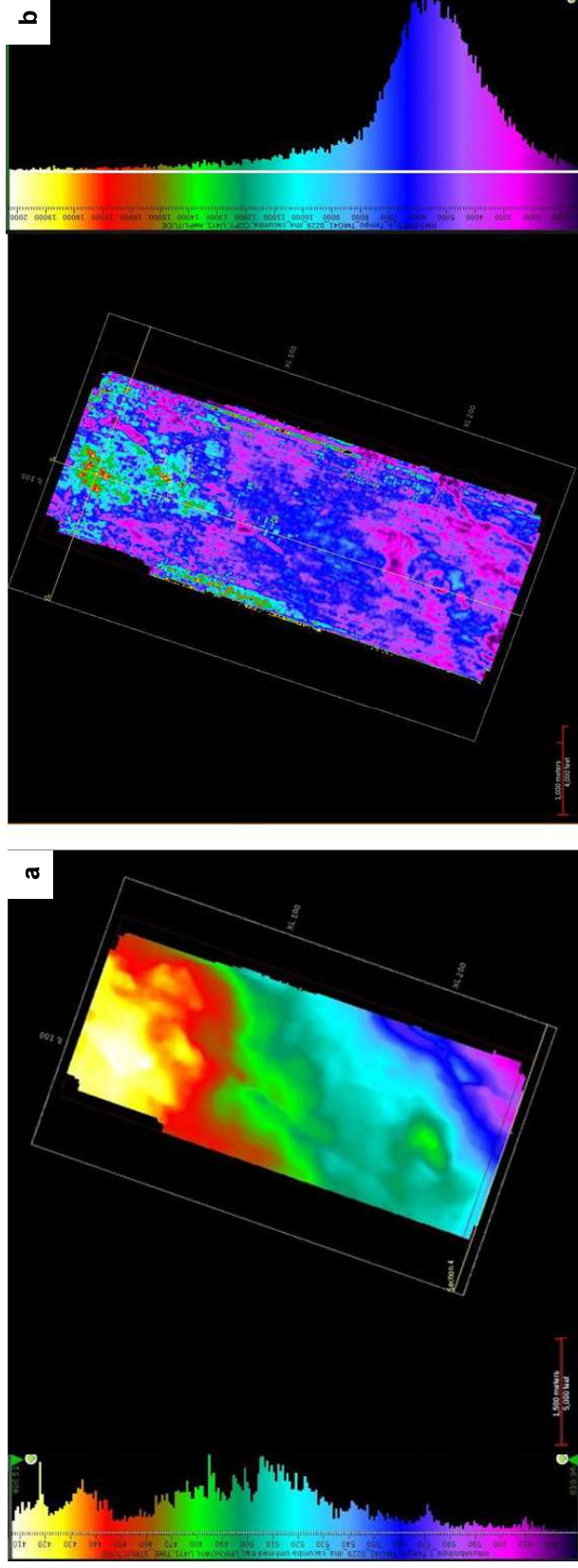
O cálculo da amplitude RMS (*Root Mean square*) é feito a partir da raiz quadrada da média das amplitudes elevadas ao quadrado das amostras presentes dentro da janela de análise.

$$RMS = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n a_i^2}}{n}$$

Devido ao fato das amplitudes (tanto negativas, quanto positivas) serem elevadas ao quadrado antes de se tirar a média, a amplitude RMS resultante é muito sensível a altos valores de amplitude e se assemelha à energia da reflexão. Dessa maneira tal atributo é uma excelente ferramenta na identificação de anomalias de amplitude no dado sísmico (Figura 2).



Figura 2 — Cálculo da amplitude RMS no horizonte da Discordância Pré-Eoceno Superior



Legenda: a) Mapa estrutural em tempo da Discordância Pré-Eoceno Superior; as cores quentes indicam altos estruturais; b) Amplitude RMS calculada a partir do mapa estrutural da Discordância Pré-Eoceno Superior; as cores quentes indicam locais onde há grande concentração de energia.

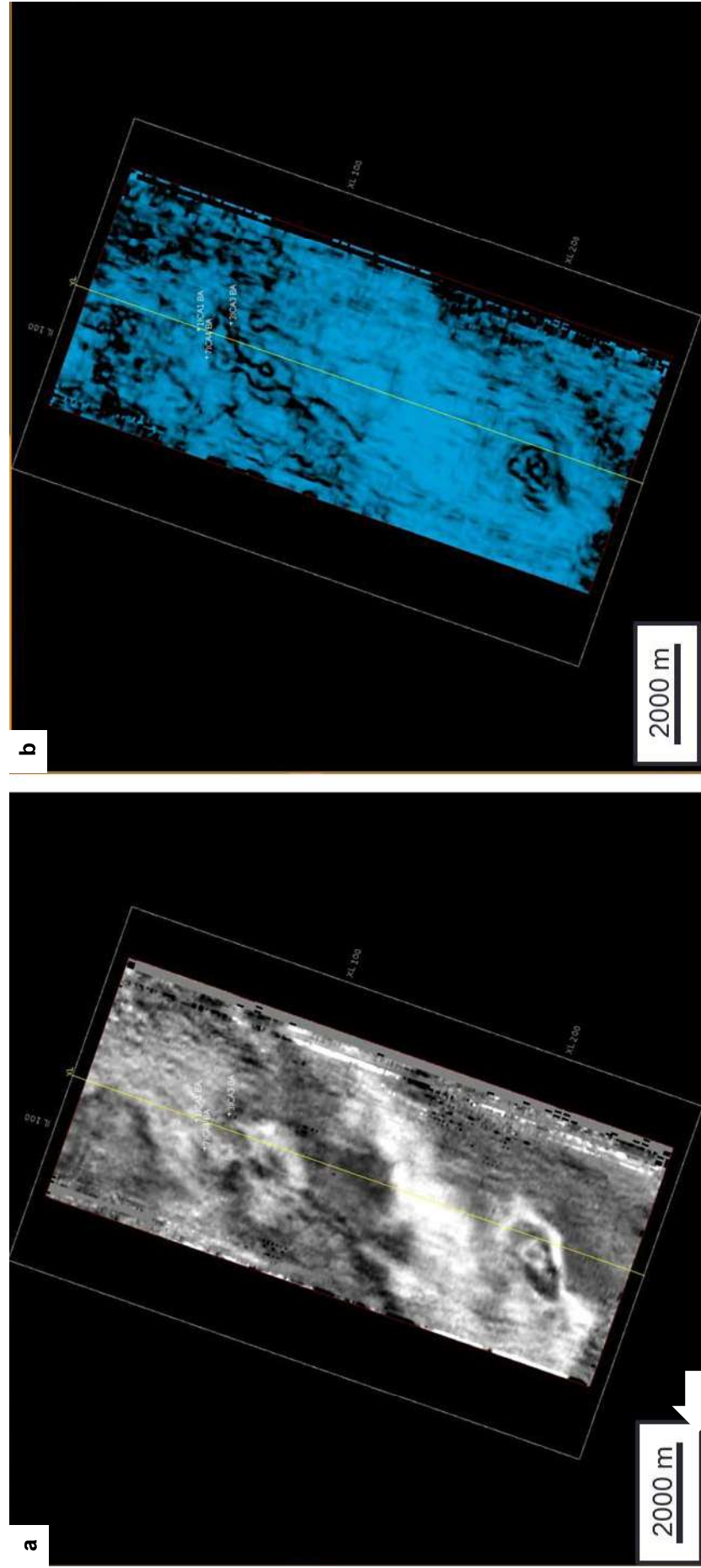
Fonte: O Autor, 2016.

### 1.8.2 Cubo de Coerência

Este cálculo é feito baseado numa robusta correlação de todos os traços do cubo sísmico dentro de uma janela de análise. Como resultado é gerado um outro volume sísmico (cubo de coerência), no qual são representadas as similaridades e dissimilaridades entre os traços sísmicos. Falhas, canais, diápiros e outras descontinuidades sísmicas são evidenciadas com este método.

Na Figura 3 é mostrado um exemplo desta aplicação a partir de um *timeslice* em 550 ms. É possível observar que este atributo melhorou a visualização de feições dômicas e falhas no dado.

Figura 3 — Cálculo do volume de coerência no volume sísmico.



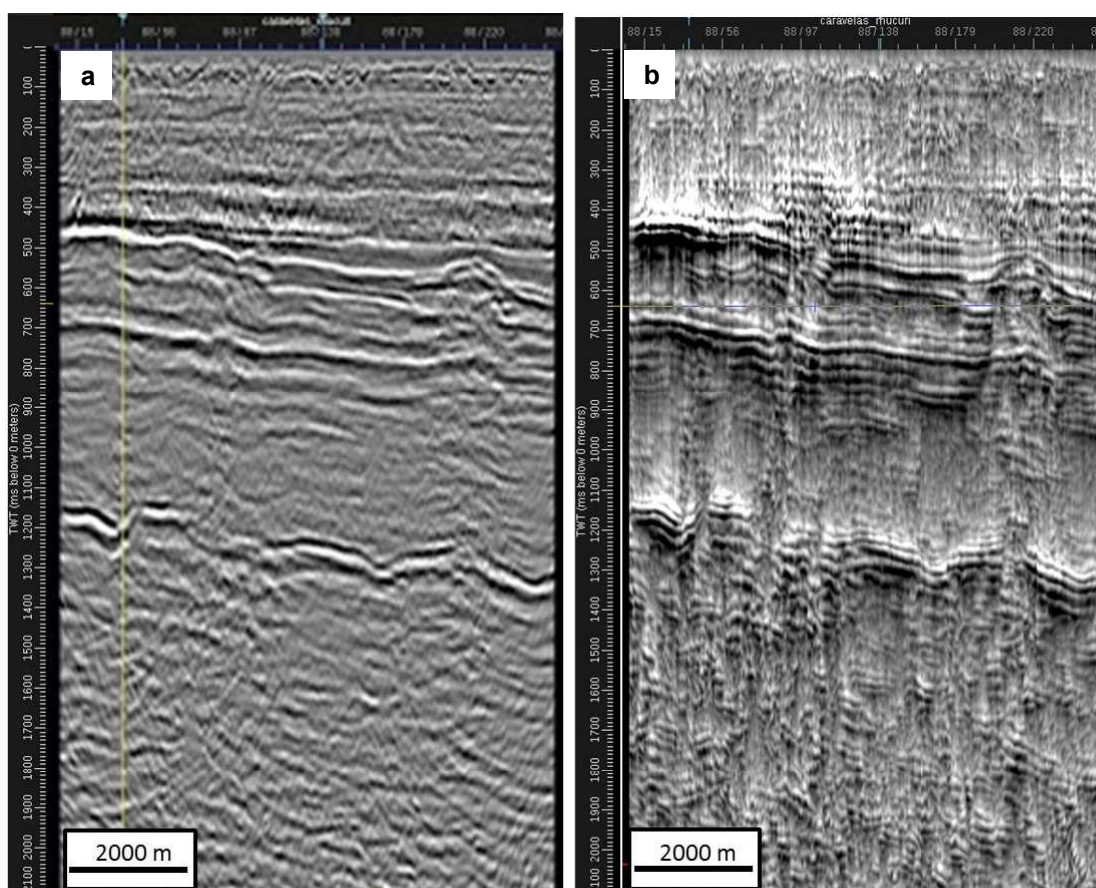
Legenda: a) *timeslice* em 550 ms no volume de amplitude; regiões em preto significam contrastes positivos de impedância e em branco, contrastes negativos; b) *timeslice* em 550 ms extraído do cubo de coerência; as regiões em preto indicam as descontinuidades sísmicas.

Fonte: O Autor, 2016.

### 1.8.3 Técnica de Volume de Amplitudes (técnica VA)

Este atributo é obtido através de uma rotação de fase no dado (para  $90^\circ$ ), acentuando características geológicas do mesmo (Bulhões, 1999; Bulhões & Amorim, 2005). Esta técnica realça as características estruturais e estratigráficas do dado; dessa forma, os refletores contínuos representam linhas de tempo reais, ao passo que os descontínuos denotam alguma perturbação (Figura 4).

Figura 4 – Cálculo da técnica VA



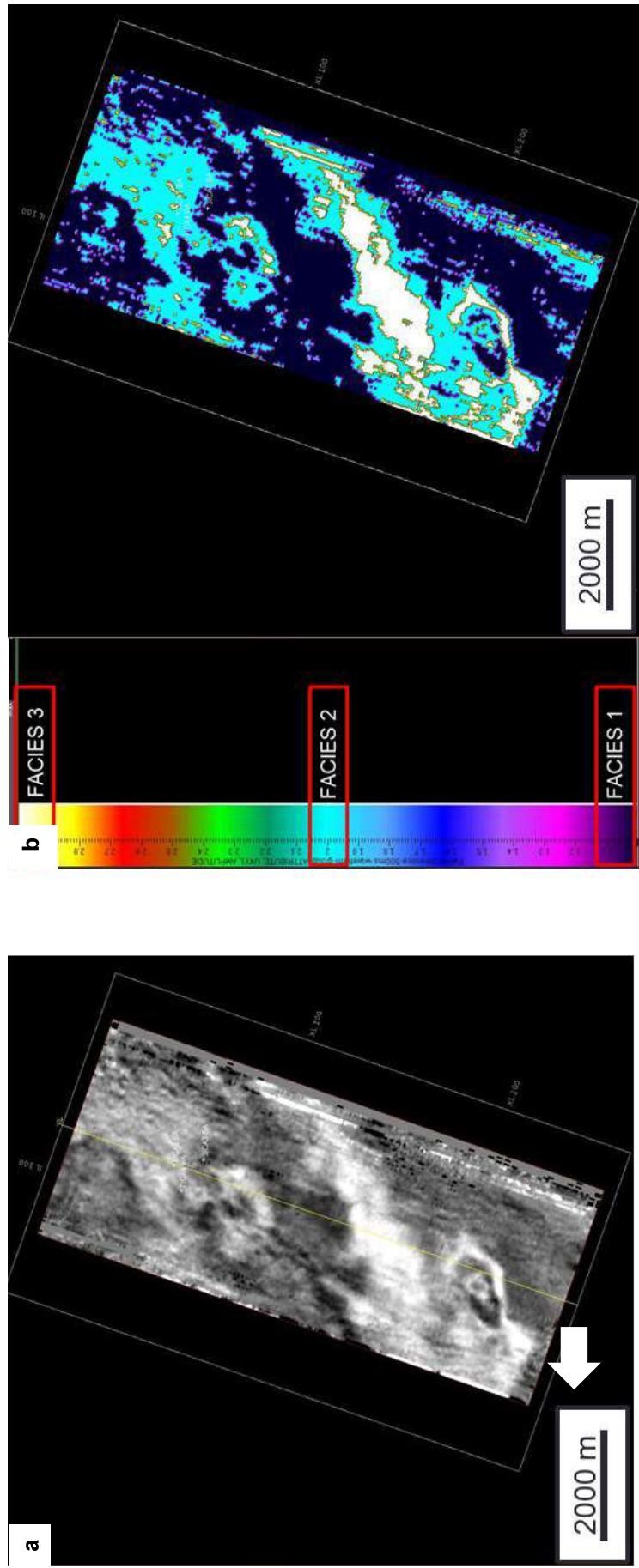
Legenda: a) Seção sísmica no volume de amplitude; b) A mesma seção a partir do volume calculado com a técnica VA.

Fonte: O Autor, 2016.

### 1.8.4 Sismo-Classes

Foi efetuada uma classificação sísmica automática, não supervisionada, baseada na forma do traço sísmico. Nesta análise o algoritmo efetua uma varredura em todo o volume sísmico e então identifica o melhor agrupamento natural entre os traços sísmicos, classificando-os em n-classes (Figura 5).

Figura 5 – Sismo-classes calculadas



Legenda: a) *timeslice* em 550 ms no volume de amplitude; regiões em preto indicam contrastes positivos de impedância e em branco, contrastes negativos;  
 b) sismo classes a partir de um *timeslice* em 550 ms; o algoritmo procura grupo de traços sísmicos com características similares. Para esta análise programou-se o algoritmo para procurar 3 classes, representadas no mapa pelas cores branca, azul e roxa.

Fonte: O Autor, 2016.

## 1.9 Caracterização petrográfica

A confecção das laminas delgadas das amostras coletadas em afloramentos foi realizada no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (LGPA/UERJ). Devido às intensas alterações intempéricas das amostras, aplicou-se a técnica de consolidação por meio de resina. Em seguida as amostras foram impregnadas com resina epóxi azul para identificação dos poros.

As seções delgadas foram analisadas qualitativamente sob microscópio com luz polarizada e refletida e fotografadas. Foram utilizadas a classificação granulométrica de Wentworth (1922) e a textural de Folk (1980).

## 1.10 Litogeoquímica

Foi realizada análise litogeoquímica em 10 amostras de argilitos de afloramentos representativos entre as cidades de São Mateus (ES) e Mucuri (BA). Tais dados foram utilizados na caracterização das rochas da área estudada, como também na inferência da possível área-fonte dos sedimentos.

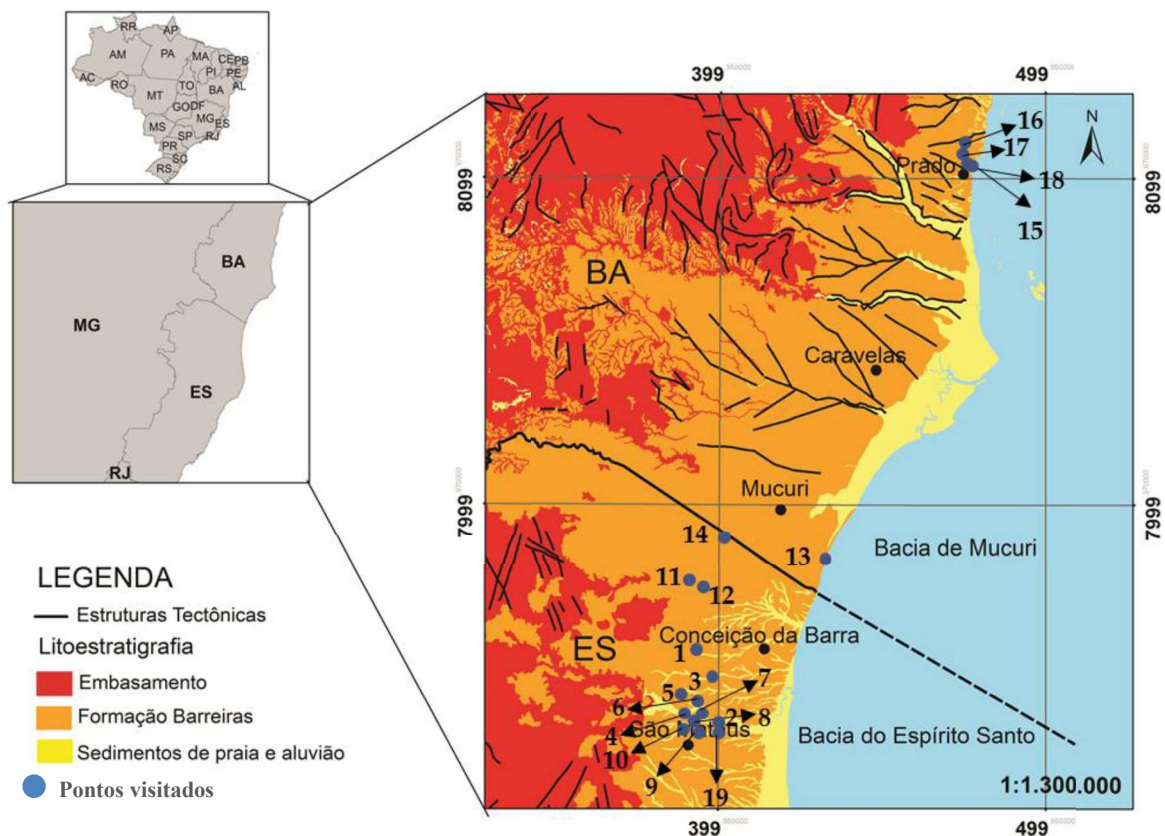
As amostras foram inicialmente maceradas e preparadas para análise no LGPA-UERJ e em seguida enviadas à empresa SGS Geosol Laboratórios LTDA, em Vespasiano (MG), para determinação de 48 elementos por fusão com metaborato de lítio. Nesta fase utilizou-se uma amostra repetida como controle de qualidade.

Os elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) e parte dos elementos traços incompatíveis móveis (Ba e Sr) foram detectados pelo método *Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry* (ICP-AES). Os elementos terras raras (ETR) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e os elementos incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), além de U, Th, Hf, Ta, Pb e Rb (elemento traço incompatível móvel) foram analisados pelo método *Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (ICP-MS) (ANEXO I). Para construção dos diagramas de ETR, os mesmos foram normalizados em relação ao condrito, segundo Nakamura (1974).

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área estudada encontra-se numa região fronteira entre as bacias de Espírito Santo e Mucuri (Figura 6). Tais bacias podem ser classificadas como do tipo margem passiva (Dickinson, 1974; Ingersoll, 1988; Allen & Allen, 1990), originadas a partir da separação continental entre as placas Sul-Americana e Africana. A Bacia do Mucuri está limitada a norte pela interseção com a linha de costa e o embasamento raso, a oeste pelo embasamento cristalino; a sul a Bacia do Espírito Santo limita-se com a Bacia de Campos através do Alto de Vitória. A fronteira leste destas bacias se dá pelo limite crosta continental/crosta oceânica. O Banco de Abrolhos, localizado a leste entre as duas bacias confere a estas uma fisiografia particular com batimetrias rasas, sendo responsável por um alargamento da plataforma superior a 200 km (Figura 1). Totalizam uma área de aproximada de 56300 km<sup>2</sup>, dos quais 41500 km<sup>2</sup> referem-se à Bacia do Espírito Santo e 14800 km<sup>2</sup> à Bacia do Mucuri (França *et al.*, 2007a, b).

Figura 6 – Mapa geológico-estrutural da área de estudo



Fonte: LEITE *et al.*, 2004. Modificado pelo autor, 2016.

O embasamento cristalino destas bacias é constituído por rochas metamórficas da Faixa Araçuaí, que circunda o sudeste do Cráton São Francisco (França *et al.*, 2007a e França *et al.*, 2007b). Tratam-se de rochas retrabalhadas durante o Ciclo Brasileiro que exibem paragênese mineral de alto grau metamórfico, representadas por granitoides, gnaisses, migmatitos e granulitos, com o predomínio de biotita e/ou hornblenda-granada gnaisses, corpos graníticos, e minoritariamente por rochas calcossilicáticas, anfibolitos e mármore (Almeida, 1977; Heilbron *et al.*, 2004).

Estruturalmente é caracterizada por grábens e semi-grábens limitados por falhas normais NNE-SSW com rejeitos que podem chegar até 3 km (Asmus *et al.*, 1971). Tais estruturas foram originadas durante o rifteamento do Gondwana (Almeida *et al.*, 1996), reativadas, de forma decrescente, até o Cenozóico (Asmus *et al.*, 1971) e teriam acomodado a deformação provocada pelo Magmatismo Abrolhos (Ferreira *et al.*, 2014). São descritas também estruturas NNW-SSE, de rejeito direcional. Estas são provavelmente relacionadas ao que é denominado por diferentes autores na Bacia do Espírito Santo, como Alinhamento Vitória-Ecoporanga (Machado Filho *et al.*, 1983; Silva *et al.*, 1987), Zona de Cisalhamento Colatina (Chang *et al.*, 1992) ou Faixa Colatina (Novais *et al.*, 2004; Novais, 2005). De acordo com Mohriak (2001), estas estruturas são correlatas a zonas de fraqueza oceânicas (falhas transformantes), as quais foram reativadas durante o Neocretáceo-Eopaleógeno em decorrência de movimentos de reajuste da placa Sul-Americana após o rifteamento do Gondwana. Tais estruturas continuaram sendo reativadas até o Neógeno (Asmus *et al.*, 1971; Novais *et al.*, 2004; Novais, 2005; Hatushika, 2005; Mello *et al.*, 2005; Miranda, 2009) e teriam funcionado como rotas de migração de hidrocarbonetos e controlado a colocação de corpos ígneos e depocentros sedimentares (Novais, 2005).

Com a contínua evolução do conhecimento acerca da tectônica das bacias sedimentares do Atlântico Sul foi possível estabelecer as principais fases relacionadas ao rifteamento e as feições formadas durante o processo. Assim, as unidades que preenchem as bacias do Espírito Santo e Mucuri podem ser agrupadas em três supersequências denominadas de rifte, pós-rifte e drifte (Cainelli & Mohriak, 1999; França *et al.* 2007a e 2007b).

Tais bacias inicialmente foram preenchidas por depósitos siliciclásticos (conglomerados, arenitos, folhelhos) nos momentos iniciais da fase rifte (Formação



Cricaré) e são limitados, no topo, pela Discordância Alagoas (Meso-Aptiano). Sobrepostos, ocorrem sedimentos da fase pós-rifte (Formação Mariricu) formados por intercalações de arenitos e folhelhos, com calcáreos subordinados (Membro Mucuri) e evaporitos no topo (Membro Itaúnas). O início da fase drifte é marcada pela deposição de arenitos associados com carbonatos de águas rasas (Grupo Barra Nova), sequência esta que é limitada no topo do Albiano pela Discordância Pré-Urucutuca. Sucedem-se, então, espessos intervalos de pelitos intercalados com lentes de carbonatos e de fluxos gravitacionais siliciclásticos (Formação Urucutuca). A história deposicional da bacia foi completada com a deposição de sedimentos paleógenos-neógenos das formações Caravelas (carbonatos de água rasa), Rio Doce e Barreiras (siliciclásticos flúvio-aluviais) (Figuras 7-8) (França *et al.*, 2007a e França *et al.*, 2007b).

A colocação das rochas magmáticas do Eoceno (Complexo Vulcânico Abrolhos) configura um significativo evento tectônico nas bacias do Espírito Santo e do Mucuri, sobretudo durante a sedimentação no Paleógeno-Neógeno. É importante notar que, de certa forma, eventos vulcânicos de diversas idades estão presentes em praticamente toda sucessão estratigráfica dessas bacias.





## 2.1 Formação Rio Doce

A Formação Rio Doce foi primeiramente reconhecida a partir de poços pioneiros perfurados na porção terrestre da Bacia do Espírito Santo pela Petrobras no fim da década de 1950 (Biassusi *et al.*, 1990; Mendonça *et al.*, 2004) e formalmente caracterizada por Asmus *et al.* (1971). Com base em registros fossilíferos, estes autores situaram a Formação Rio Doce entre o Paleoceno e o Eomioceno.

De acordo com Asmus *et al.* (1971), a Formação Rio Doce é distinguida litologicamente por arenitos grossos a conglomeráticos, intercalados subordinadamente a folhelhos e siltitos. Três membros foram sugeridos por estes autores, da base para o topo: Piranha, composto predominantemente por arenitos grossos; Pirapitanga, formado por intercalações de arenitos e calcáreos; e Piraúna, representado por arenitos e folhelhos intercalados, ocorrendo calcáreos ocasionalmente. Mais tarde, Ojeda (1977) rejeitou tal subdivisão através de critérios sismoestratigráficos, por não reconhecer modificações litológicas significativas na sequência. França *et al.* (2007a e 2007b), com base em dados de poços, sísmicos e paleontológicos, consideraram os depósitos da Formação Rio Doce em subsuperfície nas sequências E40-E50, E60-E70, E80-N10, N20-N30, N40 (Bacia do Espírito Santo), E30-E50, E60-E70, E80-N40 (Bacia de Mucuri) e N50 representada pela seção aflorante pliocênica das mesmas.

De acordo com as cartas estratigráficas das bacias do Espírito Santo e do Mucuri (Figuras 7-8), os depósitos da Formação Rio Doce possuem ampla ocorrência, estando dispostos desde a área emersa até a região oceânica, sendo estas rochas registradas normalmente em subsuperfície.

Em superfície, a mesma foi descrita pela primeira vez por Piazza & Araujo (1972) em afloramentos ao longo do Rio São Mateus e correlacionadas aos depósitos descritos em poços por Asmus *et al.* (1971). Morais (2007), em trabalho faciológico realizado nos depósitos cenozoicos da Bacia do Espírito Santo reconheceu diversos afloramentos da Formação Rio Doce ao longo da BR101, associando-os a depósitos fluviais entrelaçados.

## 2.2 Formação Abrolhos

A margem continental leste brasileira, em especial a porção setentrional das bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba, foi palco de importantes eventos magmáticos que afetaram seu arcabouço tectono-estratigráfico em dois momentos distintos, no Cretáceo e no Cenozoico. O primeiro (Formação Cabiúnas), com picos no Neocomiano, está associado à ruptura do Supercontinente Gondwana (Vieira *et al.*, 1994; Almeida *et al.*, 1996; Thomaz-Filho *et al.*, 2008), e o segundo (Formação Abrolhos) com grande incidência no Eoceno, relaciona-se ao magmatismo intraplaca resultante da ação de plumas mantélicas abaixo da litosfera (Vieira *et al.*, 1994; Thomaz-Filho & Rodrigues, 1999; Thomaz-Filho *et al.*, 2008; Arena, 2008) ou, de acordo com Ernesto *et al.*, (2002), como resultado de reativações estruturais em regiões anormalmente aquecidas do manto.

Para Conceição *et al.* (1996), a gênese da Formação Abrolhos não se explicaria apenas pela atividade de uma pluma ascendente, mas envolveria outros processos tectônicos como a reativação de zonas de fratura na crosta oceânica e, também, da zona de cisalhamento dextral de idade proterozoica do sudeste brasileiro. Portanto, sobre este último episódio vulcânico, no qual se concentra esse trabalho, é lícito afirmar que o mesmo representa o mais importante período ígneo das bacias da margem leste, considerando a extensão das áreas comprometidas e a espessura total dos depósitos (Asmus *et al.*, 1971).

Mesmo que a existência dessas rochas seja conhecida desde o século XIX (Hartt, 1870), a correta extensão da Formação Abrolhos (como definida por Oliveira & Leonardos, 1943), tanto areal quanto temporalmente, ainda não foi totalmente estabelecida. O Complexo Vulcânico de Abrolhos possui uma geometria ligeiramente circular atingindo uma área de 25000 km<sup>2</sup>, o qual afetou drasticamente a fisiografia das bacias do Espírito Santo e Mucuri. Sobre esta se desenvolveu o Banco Carbonático de Abrolhos, o qual atinge cerca de 240 km de largura (Asmus *et al.*, 1971).

A primeira tentativa de posicionamento cronoestratigráfico de tais depósitos foi feita por Hartt (1870), o qual sugeriu, com base na análise de restos vegetais, que estes fossem do Neocretáceo. Mais tarde, como relatado por Asmus *et al.* (1971), a hipótese de o vulcanismo ter se iniciado ainda no Cretáceo foi atestada por evidências paleontológicas obtidas no Poço 2-SB-1-BA perfurado na ilha de Santa

Bárbara, no Banco de Abrolhos. Foram descritos nesse poço fósseis do Neocretáceo em camadas sedimentares contemporâneas aos derrames. A idade K-Ar dessa unidade foi determinada entre 37 e 64 Ma (Mizusaki *et al.*, 1994; Conceição *et al.*, 1994). Entretanto, há evidências de idades mais recentes (28 Ma - Almeida *et al.*, 1996), e até mais antigas ( $69,4 \pm 1,3$  Ma; Novais, informação oral). Há ainda a possibilidade deste evento ígneo ter se desenrolado em dois momentos distintos, o principal entre 64 e 53 Ma (Cordani, 1970) e outro de menor magnitude desenvolvido entre 47 e 42 Ma (Sobreira & Szatmari, 2003). Portanto, admite-se esse intervalo datado (Mizusaki *et al.*, 1994; Conceição *et al.*, 1994) como idades mínimas para esta unidade, devendo-se intensificar esforços através da técnica Ar/Ar para melhor resolução dos eventos.

A determinação geográfica e genética dessas rochas em termos tectônicos e geoquímicos é fundamental para a análise geológica das bacias da margem leste, em especial quando se considera a influência de eventos vulcânicos na geração, migração, e acumulação de petróleo (Thomaz-Filho *et al.*, 2008). Tal episódio magmático foi também responsável por grande instabilidade tectônica no Cenozoico e influenciou os processos neotectônicos desta região. De acordo com França & Ragagnin (1996), as consequências tectônicas causadas em razão da intrusão dessas rochas ígneas no Paleoceno-Eoceno foram decisivas na estruturação dessas bacias, em especial na Bacia do Mucuri. Segundo estes autores, os esforços compressivos associados à formação do Complexo Vulcânico Abrolhos criaram grandes feições estruturais, tal como o anticlinal de Parcel das Paredes, além de uma grande erosão na parte proximal, a qual deu origem ao Canyon de Mucuri.

A Formação Abrolhos (Oliveira & Leonardos, 1943) é constituída por uma sucessão vulcano-sedimentar complexa (Asmus *et al.*, 1971) a qual encerra rochas ígneas básicas sob a forma de cones vulcânicos (Thomaz-Filho *et al.*, 2008) de composição toleítica a alcalina (Almeida *et al.*, 1996; Arena, 2008; Thomaz-Filho *et al.*, 2008), vulcanoclásticas e sedimentares. Mizusaki *et al.* (1994) subdividiram a Formação Abrolhos em três litofácies vulcânicas distintas, de acordo com a proximidade em relação aos condutos alimentadores: fácies de cone, proximal e distal.

Sua ocorrência principal se dá na porção submersa destas bacias (Almeida *et al.*, 1996), onde se destaca o Banco de Abrolhos (Membro Santa Bárbara) (Asmus *et al.*, 1971), embora tenham sido relatados recentemente depósitos vulcânicos de

natureza ácida na porção emersa das bacias do Espírito Santo (Novais *et al.*, 2008) e de Mucuri (Gomes & Suita, 2010).

### 2.3 Formação Barreiras

Segundo a maioria dos autores o termo Barreiras tem sido utilizado para se referir às rochas clásticas de idade cenozoica, de cores vivas, geralmente friáveis, de ocorrência quase ininterrupta ao longo da costa, desde o Rio de Janeiro até o Amapá (Suguio & Nogueira, 1999).

A Formação Barreiras é constituída, predominantemente, de arenitos quartzosos, caulíníticos (por alteração de feldspatos), ora maciços, ora com estratificações, intercalados a lamitos. Os depósitos são bastante ferruginizados, apresentando cores variegadas (avermelhado ao alaranjado).

Os tabuleiros litorâneos (Morais, 2007) e as falésias (Arai, 2006) são feições geomorfológicas típicas da Formação Barreiras e têm sido referenciadas como unidades frequentemente deformadas, principalmente no NE do Brasil (Lima, 2000; Furrier *et al.*, 2006; Nogueira *et al.*, 2006).

As primeiras tentativas de organização litoestratigráfica desta unidade referem-se aos trabalhos de Moraes Rêgo (1930 *apud* Moraes, 2007) e Oliveira & Leonardos (1943), os quais a denominaram de “Série das Barreiras”. A partir de então, um longo debate foi estabelecido sobre sua nomenclatura e hierarquia estratigráfica.

Kegel (1957), em estudo realizado no Rio Grande do Norte, classificou esta unidade na categoria de formação. Posteriormente outros autores hierarquizaram tais depósitos como grupo (Bigarella e Andrade, 1964; Mabesooome *et al.*, 1972; Amador & Dias, 1978), termo que ficou consagrado na literatura por várias décadas. A partir de Mabesooome *et al.* (1991), estes depósitos foram novamente redefinidos na categoria de formação. Suguio & Nogueira (1999) sugerem a classificação da mesma na categoria de formação, por não reconhecerem, para sua subdivisão, unidades litoestratigráficas correlacionáveis consistentes ao longo de sua ampla área de ocorrência. Entretanto, Arai (2006), a partir de análises das variações eustáticas do Mioceno, sugeriram o posicionamento hierárquico desta unidade como grupo. Arai (2006) reconheceu uma expressiva discordância regional do Tortoniano, a qual individualiza o Barreiras em duas unidades litoestratigráficas. Desta maneira,

este autor denominou como Sistema Pirabas/Barreiras Inferior, aquele depositado durante a subida eustática ocorrida no intervalo Aquitaniano-Serravaliano (Eomioceno a Mesomioceno) e Barreiras Superior a unidade depositada no Plioceno. Ferraz e Valadão (2005), por critérios geomorfológicos, também sugerem a denominação Grupo Barreiras. Nas bacias do Espírito Santo e de Mucuri estes depósitos são hierarquizados como Formação Barreiras (França *et al.*, 2007a, b).

Ainda existem muitas questões acerca da origem tectono-sedimentar desses depósitos sedimentares. Considerando toda a extensão destas rochas ao longo do litoral brasileiro, inúmeras classificações foram sugeridas (Mabesoone *et al.*, 1991; Ferraz & Valadão, 2005), e frequentemente ocorre um excesso de denominações estratigráficas informais (Bezerra *et al.*, 2006). Provavelmente, a principal causa destes problemas seja o mapeamento sistemático de depósitos siliciclásticos ao longo do litoral brasileiro (englobados na Formação Barreiras) e correlações estratigráficas focadas nas características litológicas e não em processos deposicionais no tempo geológico.

Suguiu & Nogueira (1999) ressaltam a importância de trabalhos sob a ótica da estratigrafia de seqüências para reconstrução paleogeográfica desta unidade. As primeiras tentativas de trabalhos dessa natureza aplicados à Formação Barreiras foram feitas no norte do Brasil, por Rossetti (1988 *apud* Araújo *et al.*, 2005). Segundo aquela autora, as rochas associadas à Formação Barreiras no nordeste do Pará são relacionadas a leques aluviais, com influência de processos de maré nas porções mais distais. Tal conclusão contrariava a ideia de uma origem continental para esta formação. A origem marinha para estes depósitos também foi apontada em outros trabalhos, como por exemplo, Arai & Novais (2006).

Lima *et al.* (2007) mostraram, através de datações absolutas de Luminescência Óticamente Estimulada (LOE) e Termoluminescência (TL), inconsistências nas correlações estratigráficas para essa unidade realizadas na região central da Bacia Potiguar (RN). Tais correlações estavam baseadas apenas nas características litológicas dos depósitos.

No estado do Espírito Santo, Morais *et al.* (2005) e Morais (2007) caracterizaram associações faciológicas de ambiente fluvial entrelaçado para os depósitos da Formação Barreiras com participação de sedimentos depositados por fluxos de detritos e fácies típicas de planícies de inundação. Os depósitos da Formação Barreiras começam a ocupar maior extensão areal a norte da cidade de



Vitória. Ao Sul desta cidade, a sua ocorrência é descontínua, como porções mais isoladas, principalmente onde as rochas do embasamento afloram próximo ao litoral (Morais, 2007).

A distribuição temporal da Formação Barreiras é em grande parte inferida através de interpretações geomorfológicas e paleoclimáticas (Bezerra *et al.*, 2006) e envolve um intervalo de tempo entre o Mioceno e o Plioceno-Pleistoceno. Entretanto, já foi admitida desde os fins do Mesozoico até o início do Quaternário (Matoso & Robertson, 1959 *apud* Moraes, 2007). Atualmente, a partir de estudos palinológicos (Arai, 2006; Arai & Novais, 2006) e geocronológicos (Lima, 2008), tem sido assumida para a mesma uma idade Miocênica, constituindo os dados de maior confiabilidade disponíveis. No entanto, Bezerra *et al.* (2006), alertam que tais idades devem ser consideradas com parcimônia quando se considera todo o pacote, devido à sua grande distribuição e variação espacial.

### 3 ANÁLISE DOS DADOS DE SUPERFÍCIE

#### 3.1 Formação Rio Doce – Porção Emersa

Os depósitos da Formação Rio Doce estão dispostos tanto em subsuperfície quanto em afloramentos, embora a mesma não estivesse representada nos mapas geológicos desta região até pouco tempo (p.ex. Martin *et. al.*, 1997). Recentemente, no entanto, em novo mapeamento realizado pela CPRM, tal unidade foi cartografada ao longo do Rio São Mateus, na cidade homônima (Vieira *et al.*, 2014)

Com o objetivo de caracterizar sedimentológica e estratigraficamente tal unidade, foram visitados dezenas de afloramentos no trecho compreendido entre o Norte do Espírito Santo e o Sul da Bahia, mais especificamente nos municípios de São Mateus (ES), Pedro Canário (ES), Mucuri (BA) e Prado (BA) (Figura 6). Nestas cidades, os depósitos da Formação Rio Doce são representados por arenitos grossos a conglomeráticos, de coloração acinzentada a avermelhada, intercalados a lamitos brancos a acinzentados. Nos arenitos, os grãos de quartzo, de granulometria arenosa, são predominantemente subangulares a angulares; os grãos com tamanho maior do que 2 mm são frequentemente arredondados. Os grãos de feldspato alcalino possuem cor macroscópica branca, com tamanho médio de 5 mm e estão intensamente caulinizados.

##### 3.1.1 Fácies identificadas

Devido às diferentes condições ambientais, ou à posição geomorfológica na qual os depósitos sedimentares se formam, diferentes fácies sedimentares são geradas. Com o objetivo de facilitar o entendimento deposicional da região estudada, bem como sua reconstrução paleoambiental, foram individualizadas sete fácies ao longo do trecho compreendido entre São Mateus (ES) e Prado (BA).

Para tal, consideraram-se as principais características litológicas de um determinado grupo de rochas, tais como: cor, granulometria, geometria deposicional, presença de fósseis e paleocorrentes, conforme descrito por Della Fávera (2001).

Abaixo segue a descrição de todas as fácies identificadas e na Figura 9 estão representadas as principais características das mesmas:

- *Fácies Ag1* – Arenito grosso a conglomerático variegado (amarelo, alaranjado, cinza). Na maioria das vezes não há organização granulométrica e estratificações visíveis, mas podem ocorrer marcas de ondulações induzidas por corrente (*ripple marks*). O arenito é composto macroscopicamente por quartzo, feldspatos angulares a subangulares e biotita. O quartzo tem tamanho típico entre 5 mm a 10 mm. Os grãos com tamanho maior do que 1 cm são arredondados, podendo ocorrer intraclastos lamosos. O feldspato alcalino tem cor macroscópica branca, chegando a ter, em alguns pontos, tamanho de até 5 mm. Ocorrem níveis ferruginizados na forma de percolação ou concreções. Apresentam base erosiva e por vezes ciclos de gradação normal.

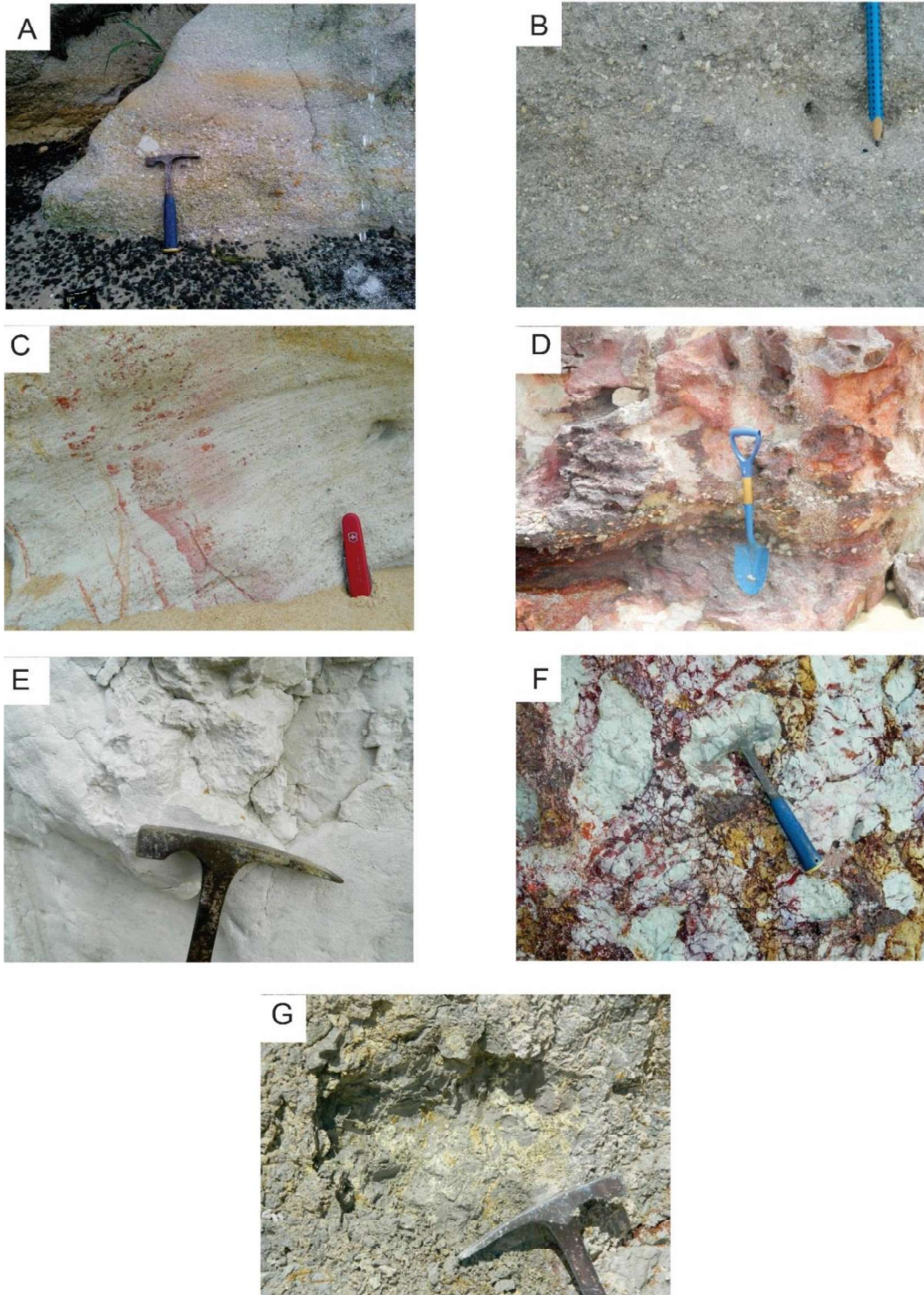
a) *Fácies Ag2* – Compõe esta fácies arenitos de granulometria média a grossa com grânulos e seixos de quartzo, além de feldspatos extremamente caulinizados. São descritas geometrias externas sigmoidais, estruturas de carga e de escape de fluidos. Foram identificadas estruturas de fluxo de grãos. Por vezes, são encontrados intraclastos lamosos maiores que 5 cm, de coloração branca a acinzentada. São observados também bioturbações verticais (*Skolithos*).

b) *Fácies Ag3* – Arenito de cor branca, com grãos de quartzo de granulometria variando de areia grossa a grânulos, estratificações cruzadas tabulares e paleocorrentes bidirecionais indicando paleofluxos deposicionais com mergulhos para NW (azimute médio 350°) e SE (azimute médio 160°). Por vezes é possível identificar estratos heterolíticos com acamadamento lenticular.

c) *Fácies Cg* – Inserem-se nesta fácies rochas conglomeráticas, sustentadas por grãos, de coloração vermelho-alaranjada. O imbricamento dos grãos é incipiente e ocorrem estratificações cruzadas mal desenvolvidas. Os seixos são predominantemente oblatos, embora ocorram também grãos esféricos a subesféricos.

- d) *Fácies Lb1* – Estão incluídas nesta fácies lamitos de coloração branca a acinzentada, de aspecto maciço e espessura variável. O topo dessa fácies, em algumas localidades, encontra-se deformado por diversas estruturas de carga e evidências de fluidização, tais como: estrutura em chamas e em forma de prato (*dish*).
- e) *Fácies Lb2* – Lamitos de coloração branca a acinzentada com estruturas de brecha, nas quais no limite destas ocorre percolação de óxidos de ferro.
- f) *Fácies Fh* – Esta fácies é representada por folhelhos cinza escuros, pretos, amarelos a vermelhos com laminação fina, plano-paralela. Pirita e sulfetos ocorrem disseminados na rocha.

Figura 9 - Fácies sedimentares identificadas entre o norte do Espírito Santo e o sul da Bahia.



Legenda: A) fácies Ag1; arenito conglomerático cinza com gradação normal. B) Fácies Ag2; arenito branco com feições de granocrescência ascendente. C) Fácies Ag3; arenito branco com estratificação cruzada. D) Fácies Cg; conglomerado vermelho com grãos oblatos imbricados. E) Fácies Lb1; lamito branco maciço. F) Fácies Lb2; lamito branco com

estruturas de brecha e percolação de óxido de ferro. G) Fácies Fh; folhelho preto com pirita e concreções de enxofre.

Fonte: O Autor, 2016.

### 3.1.2 Associação de fácies

Catuneanu (2006) define associação de fácies como grupos de fácies geneticamente relacionados, os quais guardam algum significado ambiental. Uma fácies pode ocorrer em diversos ambientes diferentes e ser produzida por um mesmo processo sedimentar (Della Fávera, 2001). Tal análise tem papel fundamental na definição das sucessões estratigráficas, tratando-se, portanto, de uma etapa crucial para o entendimento e reconstrução de paleoambientes deposicionais.

Com o objetivo de compreender o contexto paleoambiental onde os sedimentos aflorantes foram depositados definiu-se uma série de associações faciológicas para a área estudada. Na figura 10 estão reunidas as legendas referentes aos perfis litológicos das associações definidas, os quais estão dispostos ao longo das figuras 11 a 15.

Figura 10 – Legendas usadas na descrição dos perfis litológicos.



Fonte: O Autor, 2016.

### 3.1.2.1 Associação de Fácies Canal Fluvial (CF) – Ag1

Composta por depósitos pouco espessos (5m em média) de arenitos grossos a muito grossos (fácies Ag1). Possui base frequentemente erosiva e apresenta padrão textural de granodecrescência ascendente (Figura 11), com estratificações cruzadas planares, as quais são bem distinguíveis. Em algumas localidades há concentração de grânulos e seixos de quartzo na base dos ciclos. Por

vezes podem ocorrer cunhas conglomeráticas interestratificadas nos arenitos (Figura 11).

### 3.1.2.2 Associação de Fácies Frente Deltaica (FD): Ag2, Lb1, Fh

Esta associação de fácies é representada por depósitos arenosos de forma externa lobada (fácies Ag2) (Figura 12-13). Ocorrem na região de Pedro Canário sobrepondo lamitos brancos maciços (fácies Lb1), ou folhelhos pretos a amarelados (Fácies Fh), em Prado (BA) onde são notórias estruturas deformacionais por carga e fluidização entre as duas fácies citadas (Figura 12).

Os arenitos são marcados por ciclos de granocrescência ascendente, embora tenham sido observados também ciclos de gradação normal, o que pode estar relacionado à variabilidade de descarga sedimentar do rio (Battacharya & MacEachern, 2009).

### 3.1.2.3 Associação de fácies Canal de Maré (CM) → Fácies: Ag2, Ag3, Cg

Esta associação faciológica foi observada principalmente nos depósitos presentes nas falésias da praia de Costa Dourada (Mucuri-BA) (Figura 14). Em geral os arenitos possuem granulometria grossa e textura maciça, sendo também observáveis, em alguns pontos, arenitos com estratificação cruzada tabular e paleocorrentes bidirecionais com direções de paleofluxo com mergulhos para NW e SE (Fácies Ag3). Em Costa Dourada foi possível notar lentes arenosas com notável concentração de quartzo de granulometria areia grossa, sugerindo estrutura sedimentar de canal. Tais estruturas sedimentares são de pequeno a médio porte (decimétricas variando entre 20 cm a 40 cm).

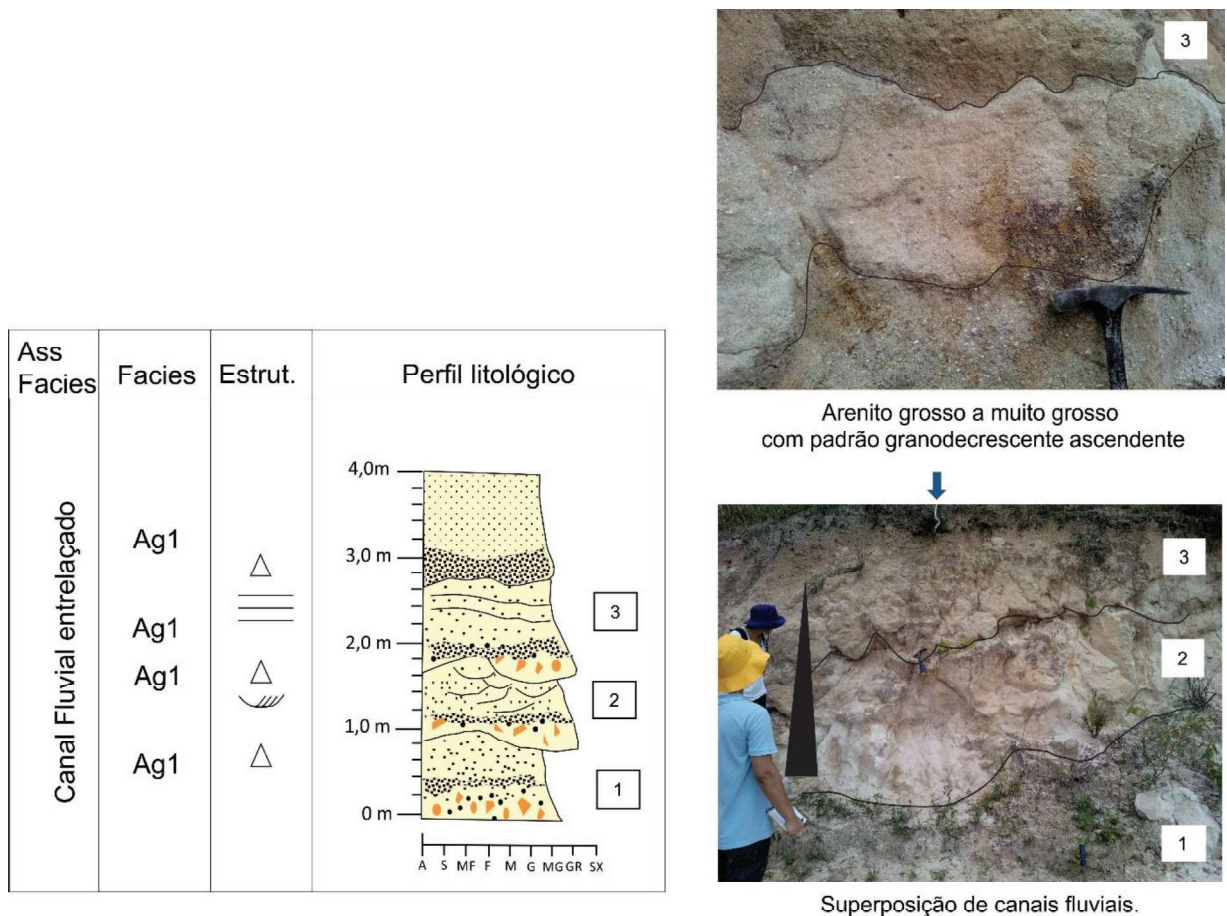
A presença de estruturas heterolíticas de argila (do tipo flaser), acompanhando as estratificações cruzadas, indicam atuação de processos deposicionais influenciados pela variação da maré, onde a deposição das lentes argilosas ocorreria durante as fases de oscilação das ondas (Reinson 1992; Della Fávera, 2001).



### 3.1.2.4 Associação de fácies Pró-delta (PD) – Lb1, Lb2, Fh

Associação caracterizada por intercalações de lamitos (fácies Lb1 e Lb2) e folhelhos (fácies Fh). As sucessões possuem espessuras que variam de 2 a 5 metros. Em geral possuem topo irregular e ocorrem com frequência estruturas de carga e de fluidização (escape d'água) (Figuras 12-15).

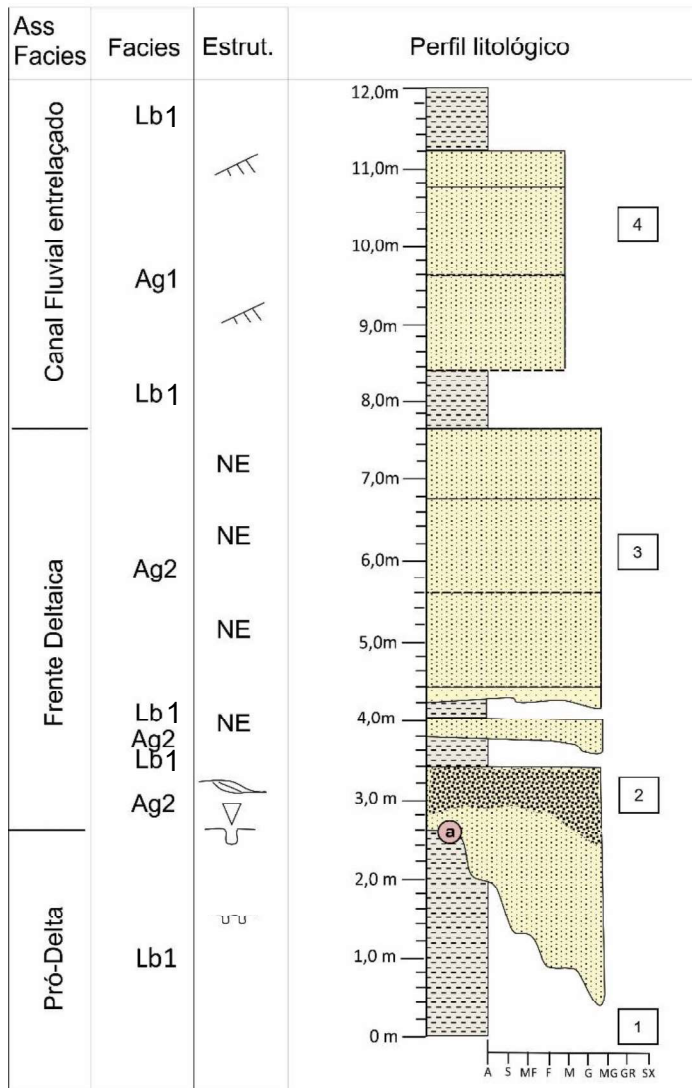
Figura 11 – Perfil litológico. Afloramento em São Mateus (ES) (figura 6, ponto 6).



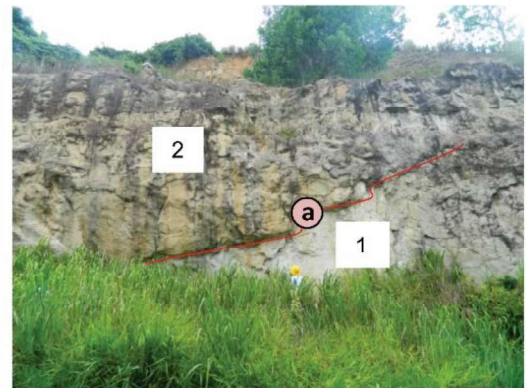
Legenda: Estão discriminadas as fácies, associações de fácies e as estruturas descritas. A numeração indica a localização das fotos no perfil.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 12 – Perfil litológico. Afloramento em Pedro Canário (ES) (Km 18 da BR-101 – figura 6, ponto 11).



Estruturas de escape de fluido



a) Contato irregular. Estrutura de carga.

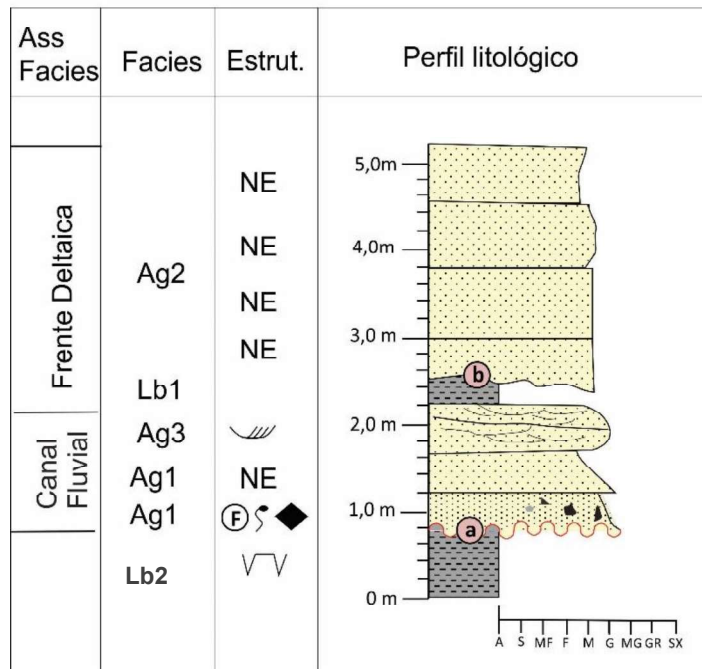


Visão geral do afloramento.

Legenda: Estão discriminadas as fácies, associações de fácies e as estruturas descritas. A numeração indica a localização das fotos no perfil.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 13 – Perfil litológico. Afloramento em Mucuri (BA) (figura 6, ponto 13).



b) Contato irregular (marca de carga) entre arenito da fácies Ag2 e lamito branco (fácies Lb1.)

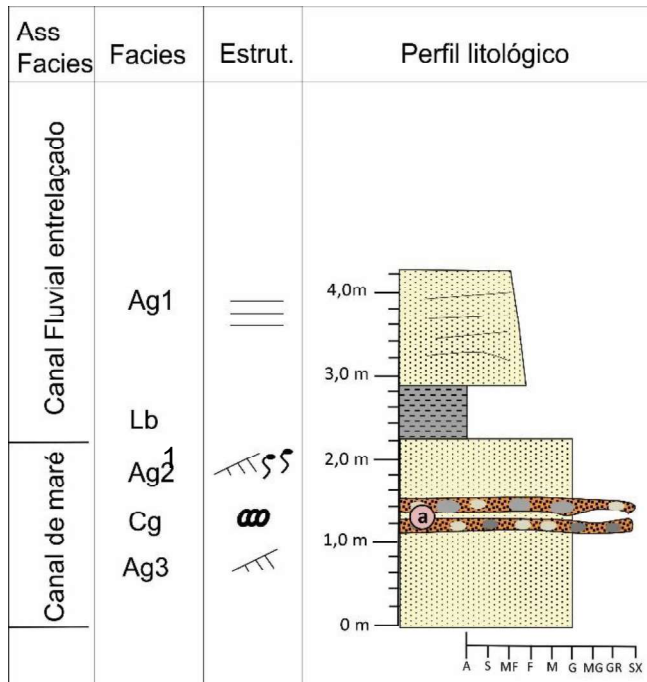


a) Contato erosivo entre as fácies Ag1 e Lb2.

Legenda: Estão discriminadas as fácies, associações de fácies e as estruturas descritas. A numeração indica a localização das fotos no perfil.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 14 – Perfil litológico. Afloramento em Mucuri (BA) (figura 6, ponto 13).

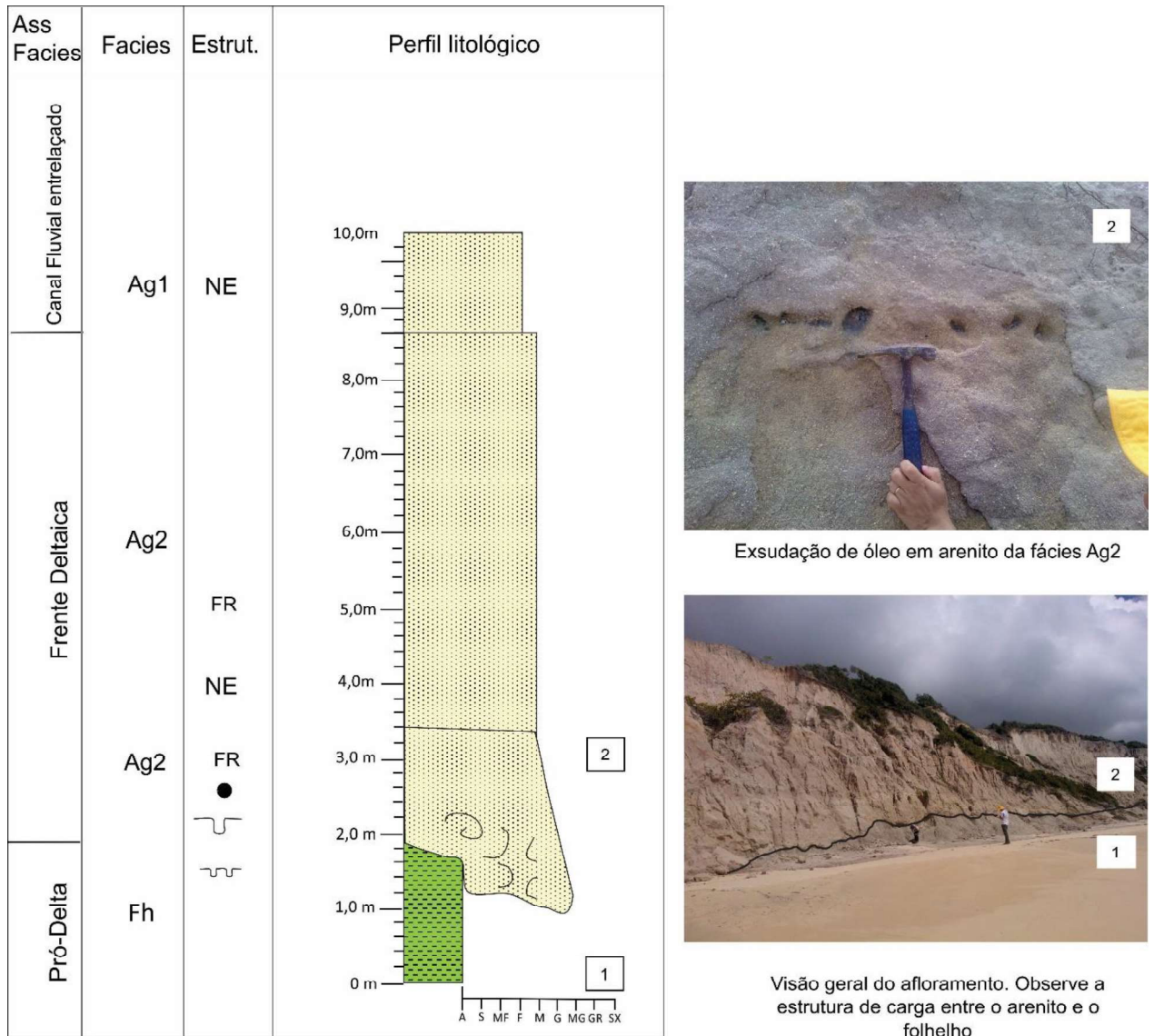


a) Seixos oblatos imbricados;

Legenda: Estão discriminadas as fácies, associações de fácies e as estruturas descritas. A numeração indica a localização das fotos no perfil.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 15 - Perfil litológico. Afloramento em Prado (BA) (figura 6, ponto 15).



Legenda: Estão discriminadas as fácies, associações de fácies e as estruturas descritas. A numeração indica a localização das fotos no perfil.

Fonte: O Autor, 2016.

### 3.2 Características Petrográficas

Os arenitos estudados neste trabalho referem-se aos afloramentos descritos nas cidades de São Mateus (ES) e de Mucuri (Praia de Costa Dourada – BA). As rochas apresentam granulometria variando de muito fina a muito grossa, sendo as mesmas mal a muito mal selecionadas. A forma dos grãos é em geral irregular, com vértices de baixo ângulo, ou seja, de forma pontiaguda. Foi possível notar que os fragmentos menores tendem a ser mais angulosos do que os maiores. Os grãos

apresentam contorno triangular sendo, portanto, classificado como subangular a subarredondado. Normalmente, os grãos do arcabouço encontram-se imersos numa matriz argilosa de coloração verde a castanho. Não se observam imbricação dos grãos, principalmente na região de Costa Dourada (Figura 16A).

O quartzo é o mineral dominante nos arenitos descritos. Em geral os grãos possuem extinção reta a fracamente ondulante, sendo estes principalmente monocristalinos, subédricos com seções hexagonais. Apresenta-se fragmentados, mas com continuidade ótica e de forma angulosa, possivelmente representando uma fase alfa (Figura 16A, setas amarelas). A forma angulosa pode estar associada à fragmentação de quartzo por fenômenos explosivos, comum em rochas piroclásticas (Motoki *et al.*, 2007), ou devido à elevada dissolução que acometeu essas rochas (Figura 16B). É possível observá-los, raramente, com perfil quadrado ou losangular, indicando sua forma original de cristal de fase beta (hábito cristalográfico comumente observado em rochas vulcânicas), e extinção abrupta. Há também grãos de quartzos subarredondados com extinção levemente ondulante, os quais apresentam por vezes inclusões de zircão (Figura 16C).

Os feldspatos estão largamente dissolvidos devido ao forte intemperismo químico e são escassos nas lâminas analisadas. Foram identificados K-feldspatos (microclina) e plagioclásios (Figura 16D).

Ocorrem também minerais pesados como zircão. Este mineral apresenta-se distribuído na maioria das lâminas como grão detrítico (16E) e na forma de inclusões em grãos de quartzo (figura 16C). Possuem dimensões em torno de 0,25 mm e apresentam forma arredondada a angular.

Dentre os minerais acessórios observou-se principalmente a muscovita e, em algumas poucas amostras, contêm cristais de ortopiroxênio (Figura 16F).

A muscovita possui hábito tabular e sofreram fortemente os efeitos da caolinização e sericitização durante processos telodiagenéticos.

Os ortopiroxênios possuem vértices e arestas arredondadas (Figura 16F, setas verdes), sugerindo algum movimento rotativo dos grãos e a conseqüente fricção mútua no transporte sedimentar.

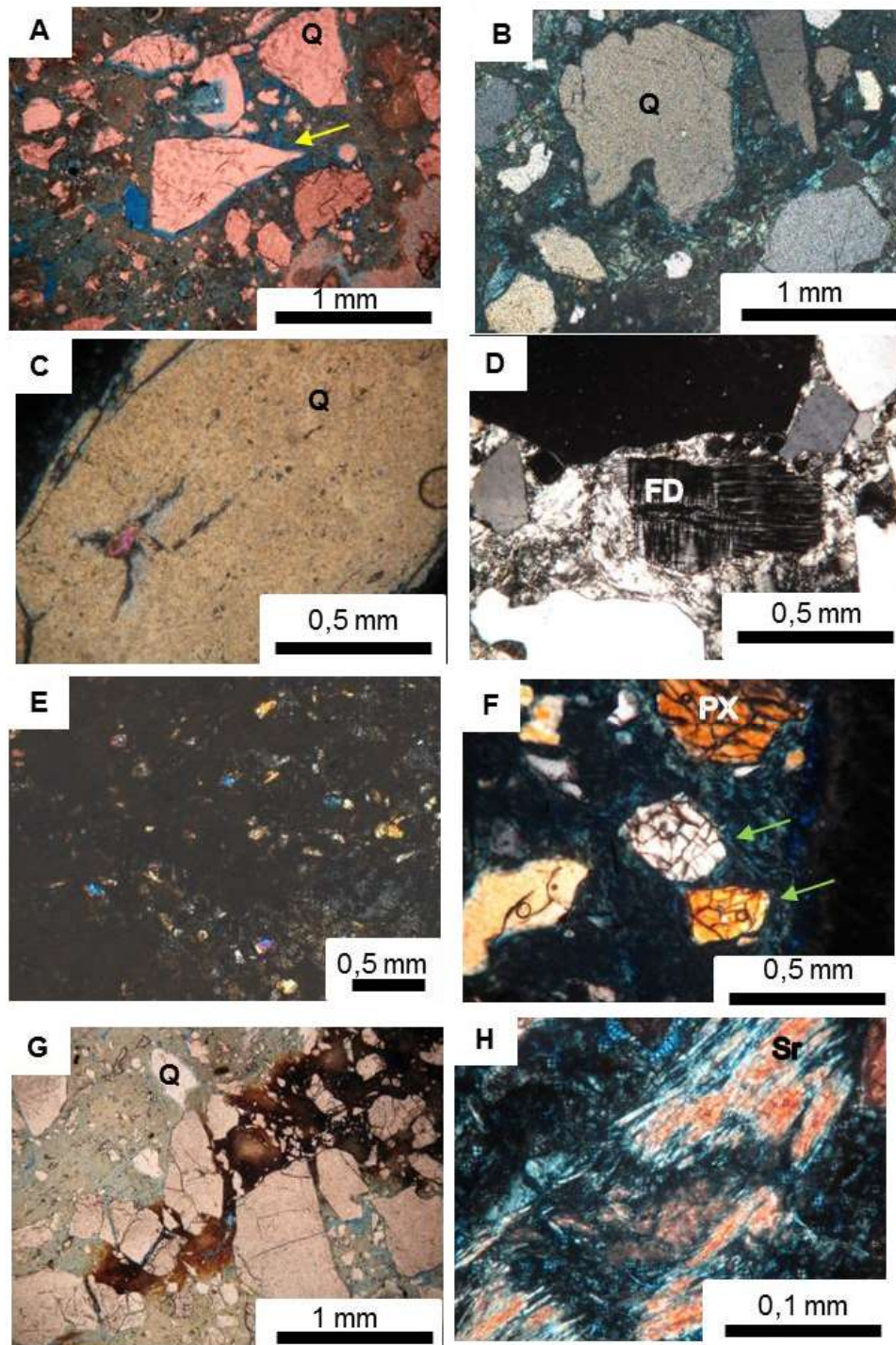
Observou-se que em todas as lâminas amostradas as rochas possuem elevada dissolução telodiagenética, bem como intensa presença de oxidação (figura 16G), associadas a alterações intempéricas.

A oxidação hematítica-goetítica, varia em coloração de castanho (associada a goetita) a vermelho (associada a hematita) e ocorre substituindo a matriz argilosa. Em algumas lâminas, está de tal forma disseminada que formam verdadeiros cimentos.

A matriz dos arenitos é constituída por argilominerais, principalmente por caulinita, com presença secundária de muscovita fina, ou sericita. As caolinitas possuem cor cinza com nicóis cruzados e textura levemente granular. Por outro lado, as sericitas formam agregados muito finos dispostos em bandas tabulares, de alta birrefringência (16H).

Foi possível observar que os arenitos estudados possuem elevado conteúdo intergranular, raras feições mesodiagenéticas e efeitos de compactação mecânica pouco efetivos. Estas características foram observadas principalmente nos arenitos da região de Costa Dourada (Figura 16A), onde os contatos entre os grãos são, em grande parte, nulos, pontuais ou flutuantes sugerindo um ambiente diagenético raso ou de pouco soterramento. Aparentemente o grau de compactação foi maior nos arenitos da região de São Mateus (Figura 16B).

Figura 16 – Fotomicrografias dos arenitos estudados.



Legenda: Aspectos petrográficos gerais dos arenitos estudados. A) Textura do arenito de Costa Dourada (BA) com fragmentos de quartzo e distribuição granulométrica pobremente a muito pobremente selecionada (ponto 13) (nicol descruzado); B) Textura do arenito de São Mateus mostrado quartzo com borda dissolvida (ponto 5) (nicol cruzado); C) Zircão em grão de quartzo (ponto 13) (nicol cruzado); D) Grão de K-feldspato caolinizado (ponto 6) (nicol cruzado); E) Grãos de zircão (birrefringência alta) (ponto 6) (nicol cruzado); F) Raros fragmentos de ortopiroxênios (ponto 13) (nicol cruzado);



G) oxidação de matriz argilosa (Ponto 13) (nicol descruzado). H) Matriz de sericita parcialmente preservada Ponto (nicol cruzado). A cor azul é a resina utilizada para consolidação. Q - quartzo; FD - Feldspato; Px - ortopiroxênio; Sr - sericita.

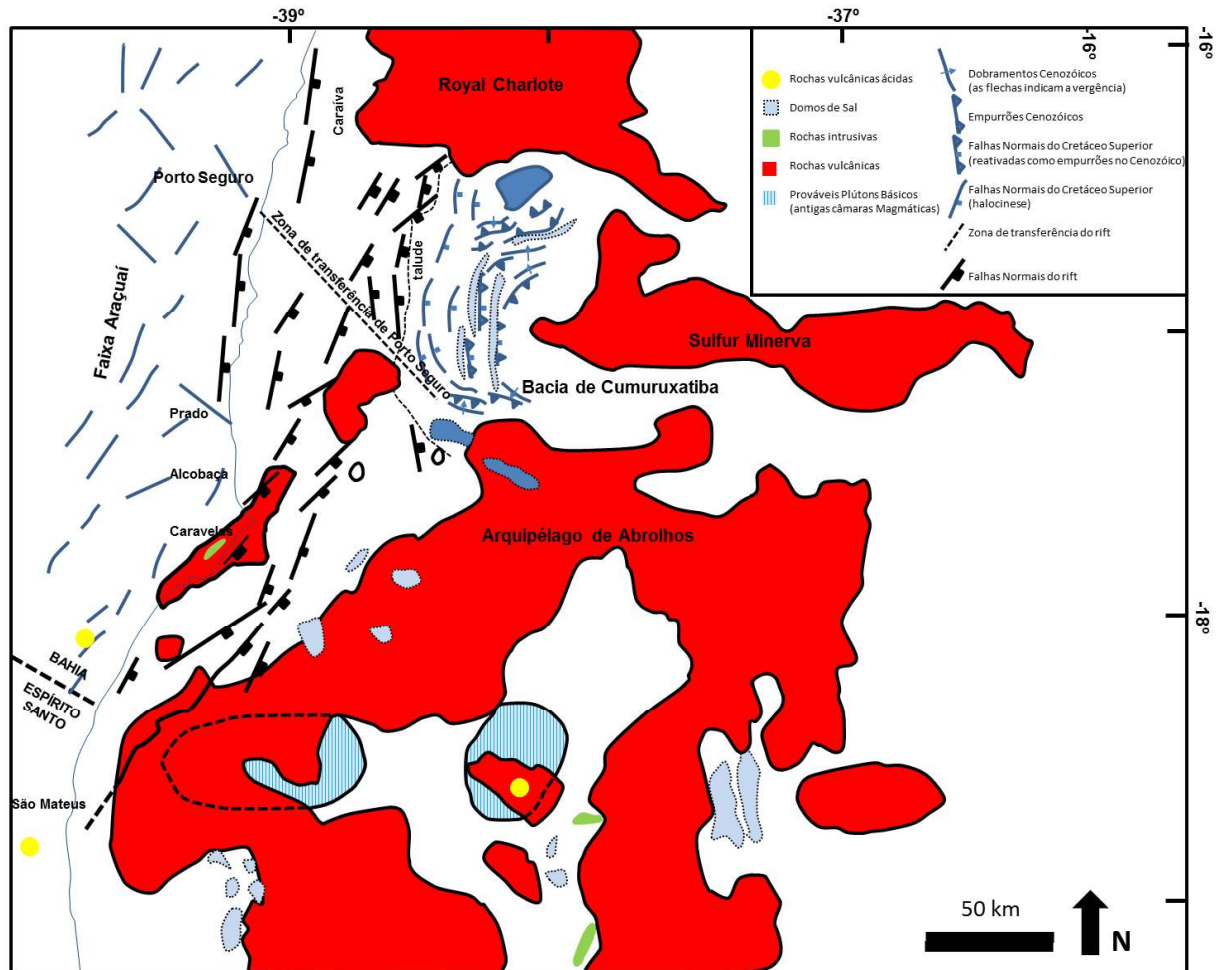
Fonte: O Autor, 2016.

### 3.3 Análise estrutural dos depósitos estudados

São conhecidas na Bacia do Espírito Santo compressões de direção N10W que abriram fraturas NNW-SSE por onde ascenderam diques máficos, tais como aqueles que afloram na Pedreira Brasil-Itália, em Vitória (Novais, 2005). Há, no entanto, outro evento compressivo com direção NNE/SSW (Novais, 2005; Ferreira *et al.*; 2014), o qual também seria responsável pelo último evento estrutural registrado na bacia (Vieira *et al.*, 2014). Tal estruturação é coerente com a direção das falhas normais do Rifte do Gondwana (Almeida *et al.*, 1996), as quais teriam sido reativadas durante o Cenozoico e acomodado a deformação provocada pelo Magmatismo Abrolhos (Ferreira *et al.*, 2014).

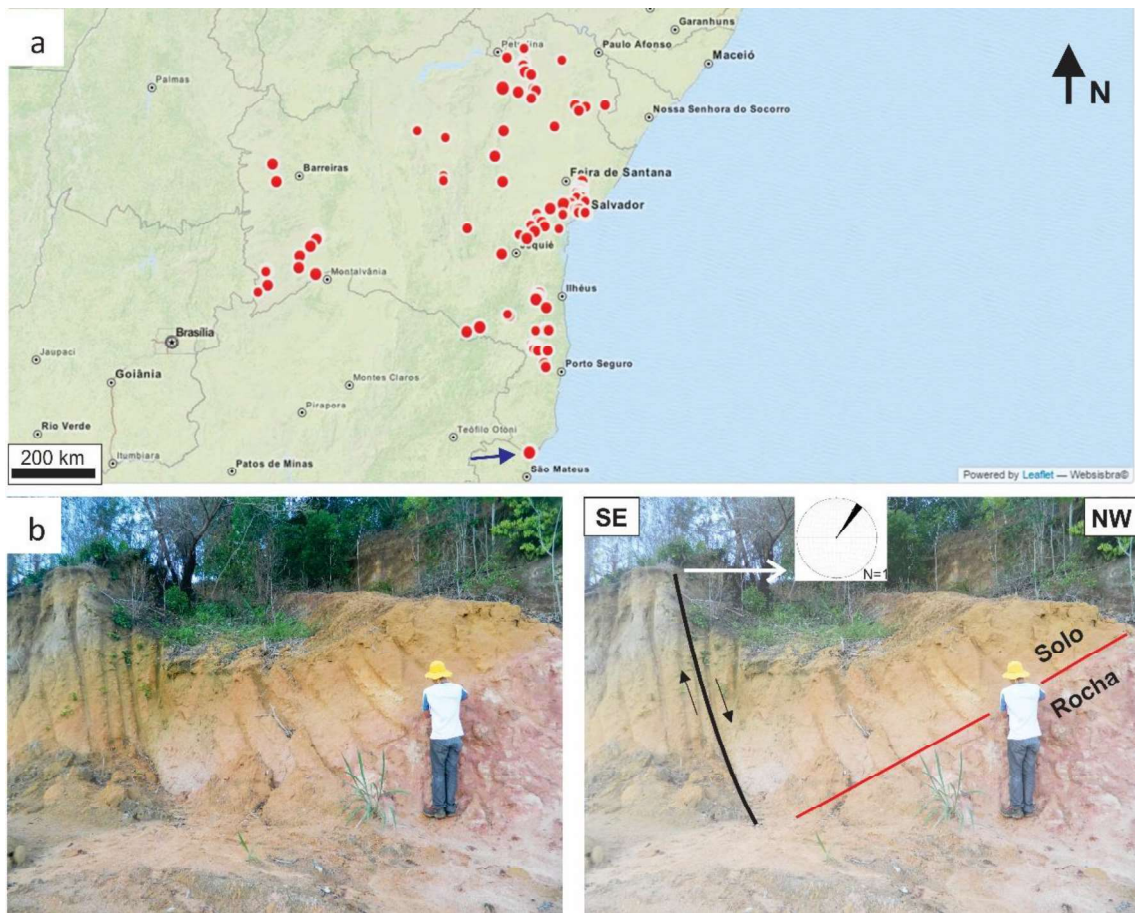
Os depósitos paleogênicos-neogênicos aqui estudados são afetados por conjuntos de falhas de direções NE-SW, NW-SE e E-W. O primeiro está associado a reativações de falhas do rifte e os dois últimos a processos transcorrentes posteriores, decorrentes da abertura do Atlântico (Figura 17). Tais feições são em grande parte mapeáveis tanto em escala de afloramento, quanto em sísmica. Segundo Novais *et al.* (2008), estas direções com variações NW-SE, ocorrem por toda extensão da bacia e teriam agido como agente controlador não só do arranjo da rede de drenagem, como também foram responsáveis por induzir a formação de depocentros de sedimentos flúvio-lacustres e a colocação de corpos vulcânicos mesozoico. De acordo com os mesmos autores, tal padrão de falhas está relacionado a zonas de transferência da fase rifte, reativadas diacronicamente até o Recente. Afloramentos na localidade de Guriri (São Mateus, ES) corroboram tal afirmação, onde ocorrem falhas normais de direção N30E atingindo o solo, o qual responde gravitacionalmente com desenvolvimento de *roll over* (Figura 18). Dados sísmográficos (IGC-USP) coletados entre os estados do Espírito Santo e da Bahia mostram atividade sísmica recente nesta região e apoiam a hipótese de um relevo tectônico fortemente controlado por descontinuidades estruturais (Figura 18).

Figura 17 – Mapa estrutural regional das bacias de Cumuruxatiba, Mucuri e norte da Bacia do Espírito Santo e sua relação com o Complexo Vulcânico Abrolhos.



Fonte: Integração dos mapas de SOBREIRA e FRANÇA (2006), GOMES & SUITA (2010) e FERREIRA *et al.* (2014)

Figura 18 – Localização dos sismos e reativações estruturais na cidade de São Mateus-ES.



Legenda: a) Localização de epicentros de sismos entre os estados do Espírito Santo e Bahia (Fonte: Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG-USP). A seta azul indica posição aproximada de um sismo ocorrido próximo à cidade de São Mateus. b) Falha normal atingindo o solo com desenvolvimento de roll over em afloramento na cidade de São Mateus-ES. Sugere-se uma associação entre a neotectônica atuante na região compreendida entre o norte do Espírito Santo e Sul da Bahia e o modelamento estrutural recente desta mesma região.

Fonte: O Autor, 2016.

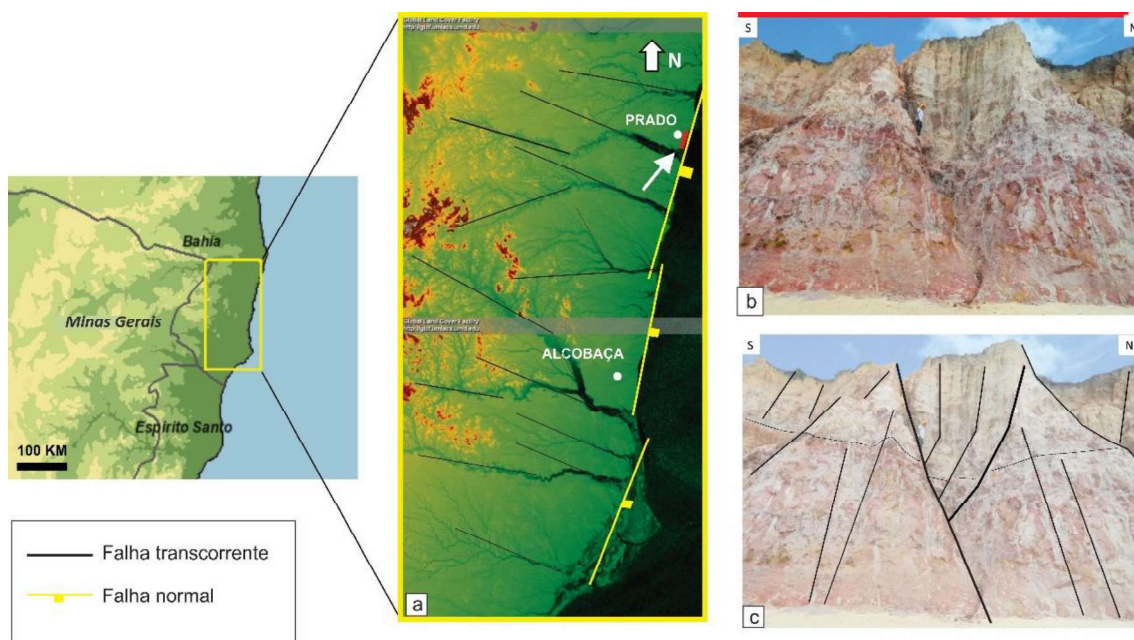
Bricalli & Mello (2014) sugerem que a mais significativa feição estrutural da Bacia do Espírito Santo está relacionada a um conjunto de fraturas de direção NNW e NW, denominados por diferentes autores como Alinhamento Vitória-Ecoporanga (Machado Filho *et al.*, 1983; Silva *et al.*, 1987), Zona de Cisalhamento Colatina (Chang *et al.*, 1992) ou Faixa Colatina (Novais *et al.*, 2004; Novais, 2005). Tal faixa teria sido reativada durante o Neógeno, como tem sido sugerido recentemente por diversos autores (Novais *et al.*, 2004; Novais, 2005; Hatushika, 2005, Mello *et al.*,

2005; Miranda, 2009). Hatushika (2005) aponta ainda a ocorrência de três padrões estruturais na Bacia do Espírito Santo: transcorrência sinistral E-W de idade supostamente neogênica; transcorrência dextral E-W, a qual foi relacionada a uma idade pleistocênica-holocênica; e distensão NW-SE, atribuída a uma idade holocênica, que teria gerado falhas normais NE-SW a ENE-WNW.

Apesar do alto grau de alteração intempérica da maioria dos afloramentos na área estudada, foi possível identificar descontinuidades estruturais (falhas e juntas) bem marcadas. De modo geral, foram reconhecidas as seguintes direções de falhas: N10W, N20W, N40W, N60W, N80E, N-S e E-W, as quais estão de acordo com os trabalhos acima citados.

Na região de Prado (BA) foram observadas feições estruturais em flor negativa sugerindo a presença de falhas de rejeito direcionais de direção NW-SE (Figura 19). Nesta mesma localidade foram também descritas exsudações de óleo em arenitos da Formação Rio Doce, encaixadas em fraturas abertas NW-SE (Figura 20). Novais (2015) sugere para a Bacia do Espírito Santo um modelo preferencialmente transcorrente, que controlaria a distribuição das acumulações de óleo, em um padrão escalonado com eixos predominantes N-S e NNW-SSE formadas entre o Albiano e Cenomaniano. As feições reconhecidas em Prado (BA) deixam claro que tais estruturas tiveram, de fato, papel fundamental para migração de hidrocarbonetos nestas bacias.

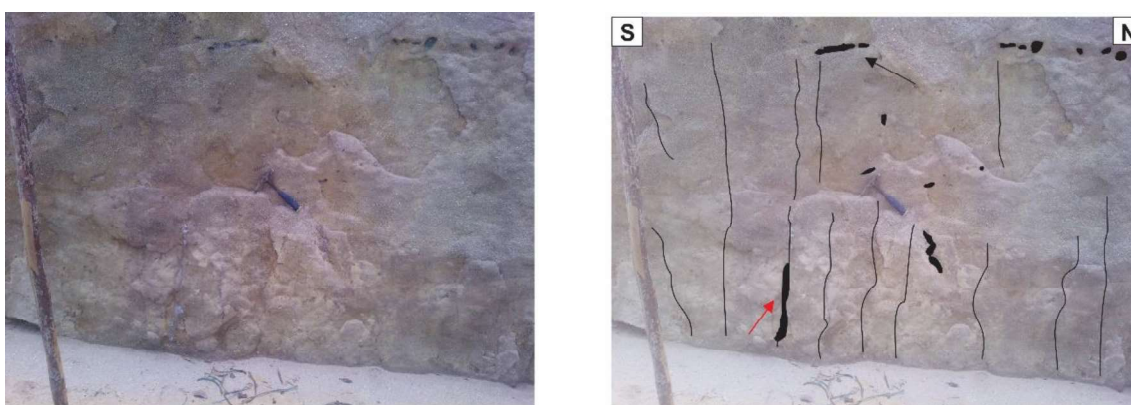
Figura 19 – Características estruturais da região sul da Bahia.



Legenda: a) Imagem topográfica de radar (*Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*; fonte: <http://glcf.umd.edu/data/glsdem/>). As cores quentes indicam altos topográficos. Observe que as drenagens foram capturadas pela estruturação NW-SE. A seta branca indica posição das falésias de Prado-BA; b) Detalhe da Falésia de Prado-BA; c) Estruturas em flor negativa de direção média N70W em falésia da região de Prado-BA.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 20 – Exsudações de óleo nas falésias de Prado (BA), em arenitos da Formação Rio Doce.



Legenda: A seta vermelha indica exsudação encaixada em fraturas abertas de direção média E-W; setas pretas apontam exsudações seguindo o acamamento sedimentar.

Fonte: O Autor, 2016.

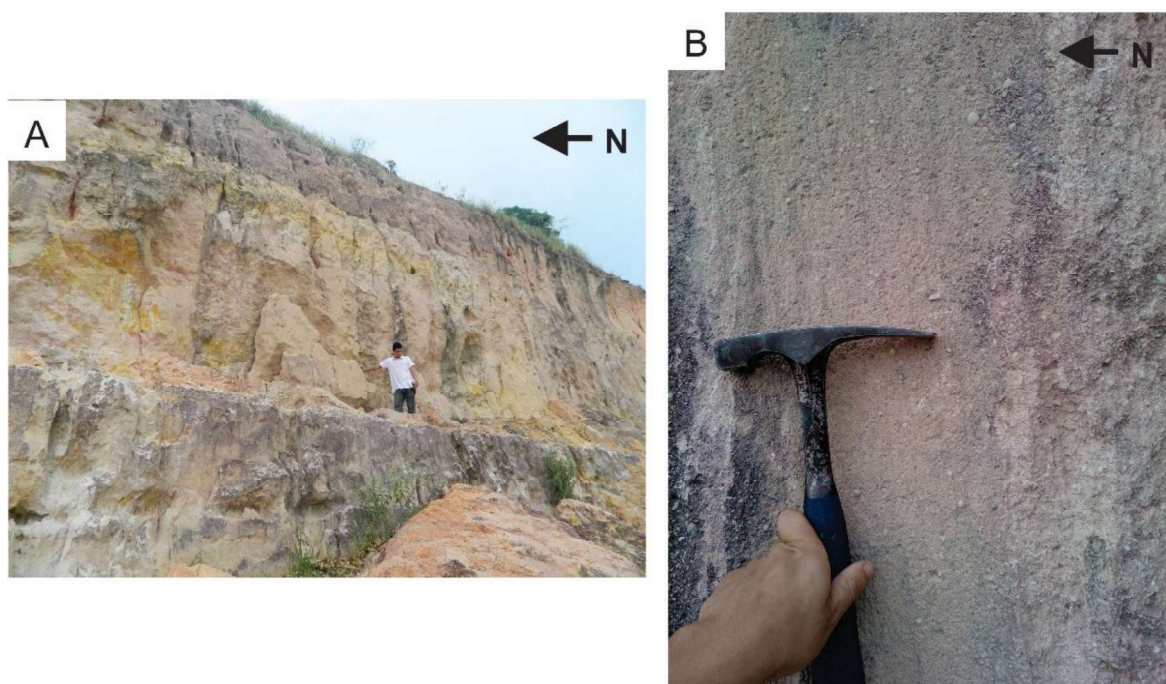
Apesar do intenso neotectonismo que afetou esta unidade, tradicionalmente tem sido proposto que o desenvolvimento geomorfológico das falésias e tabuleiros da costa do Brasil estaria relacionado, principalmente, à erosão e ao retrabalhamento destas rochas em decorrência de oscilações eustáticas (Guimarães & Martin, 1978; Dominguez *et al.*, 1981; Vieira, 1981; Suguio *et al.*, 1985; Albino, 1999; Arai, 2006), em especial a penúltima transgressão marinha (Bittencourt *et al.*, 1979), há 120.000 anos.

Valadão & Dominguez (1999a, b) ressaltam, no entanto, que a área continental adjacente ao litoral brasileiro foi intensamente submetida a fenômenos neotectônicos de soerguimento, flexura e nucleação de grabens, os quais resultaram em denudação do relevo. De acordo com os mesmos autores, tal evento neotectônico de soerguimento teria se iniciado no Mesomioceno, no interior continental, afetado a faixa atlântica durante o Plioceno e se prolongado até o Neógeno. Tal rearranjo neotectônico resultou no reajuste da rede de drenagem

(Mello, 1997; Valadão & Dominguez, 1999b; Lima, 2002; Mello *et al.*, 2005; Novais, 2005).

Entretanto, no caso das rochas aqui estudadas, afloramentos de arenitos (fácies Ag2) dispostos próximos à BR101 (no limite entre os estados do ES e da BA) apresentam falhas de direção N-S e rejeito normal, preservando notáveis estrias verticais (*slickensides*) (Figura 21). Estes afloramentos estão localizados próximos à região de Costa Dourada (Mucuri, BA) e tanto as escarpas das falésias, quanto o afloramento em questão possuem a mesma orientação estrutural (aproximadamente N-S). Tal característica sugere que as falésias presentes no trecho estudado (entre o norte da Bacia do Espírito Santo e o sul da Bahia) são decorrentes da reativação de falhas normais (Figura 22), possivelmente herdadas da fase rifte, associadas à estruturas transcorrentes. O controle tectônico sobre o relevo e morfologia da linha de costa foi também sugerido por Bezerra *et al.* (2001), no Nordeste do Brasil.

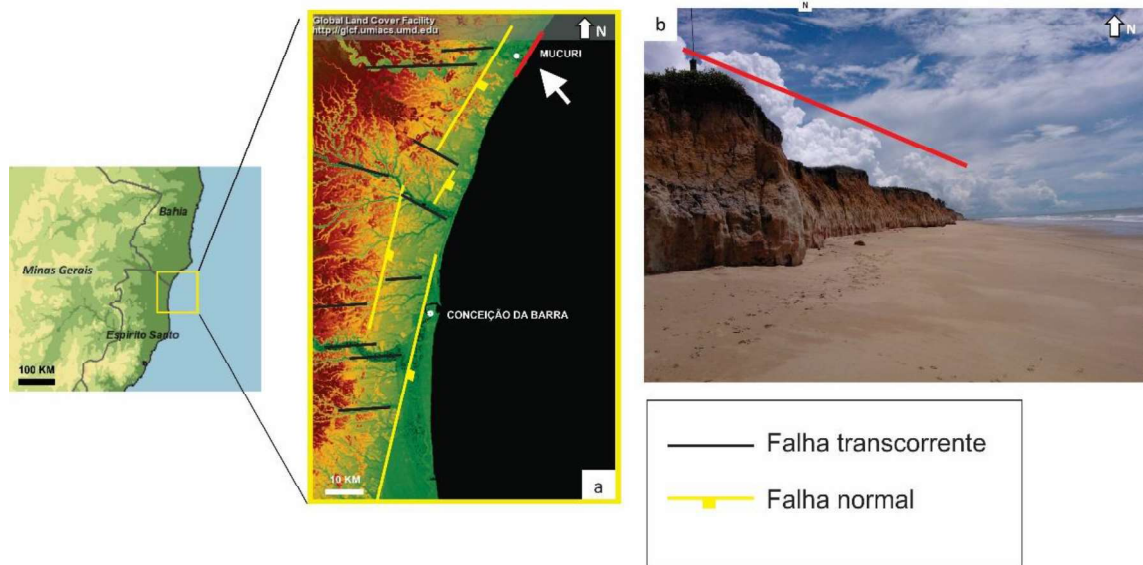
Figura 21 – Arenito da Formação Rio Doce.



Legenda: A) Visão geral do arenito falhado; B) no detalhe é possível perceber estrias de atrito (*slickensides*) verticais

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 22 – Características estruturais das falésias de Mucuri-BA



Legenda: a) Imagem topográfica de radar (*Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*; fonte: <http://glcf.umd.edu/data/glsdem/>). As cores quentes indicam altos topográficos. Linha vermelha indica prováveis lineamentos estruturais NNE-SSW; A seta branca mostra a posição das falésias de Mucuri-BA.; b) Falésias de Mucuri-BA.

Fonte: O Autor, 2016.

Portanto, a geomorfologia caracteristicamente escarpada dos depósitos na área deste estudo são condizentes com um relevo essencialmente tectônico, associado a períodos de reativação neotectônica. Muito embora os efeitos das últimas transgressões marinhas (Bittencourt et al., 1979) sobre a denudação dos depósitos neocenozóicos costeiros tenha que ser considerada, o fator tectônico também parece ter tido papel fundamental no delineamento da linha de costa.

## 4 ANÁLISE DOS DADOS DE SUBSUPERFÍCIE

### 4.1 Caracterização do Registro Sedimentar com Base nos Poços

Para caracterização do registro sedimentar em subsuperfície foram estudados seis poços distribuídos na área de estudo (Figura 1). Para tal baseou-se nos perfis dos poços e nos resultados dos trabalhos pioneiros feitos na região (Asmus *et al.* 1971; Ojeda, 1977; Rodrigues, 1980). O quadro abaixo (Tabela 1) resume as unidades litoestratigráficas descritas. A correlação proposta para os poços encontra-se na Figura 23.

Quadro 1 – Unidades litoestratigráficas identificadas nos poços estudados

GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO	IDADES
Espírito Santo	Rio Doce		Eoceno-Plioceno
	Caravelas		Eoceno-Plioceno
	Abrolhos		Paleoceno-Eoceno
	Urucutuca		Cenomaniano-Tortoniano
Barra Nova	São Mateus		Albiano
	Regência		Albiano
Nativo	Mariricu	Itaunas	Neoaptiano
		Mucuri	Mesoaptiano-Neoaptiano

Fonte: FRANÇA *et al.*, 2007a e 2007b

Os poços iniciam-se ao nível da Formação Rio Doce e atingem o embasamento cristalino, o qual está relacionado às rochas infracrustais da Faixa Araçuaí, notadamente migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitoides diversos (França *et al.* 2007a, b). O embasamento na região perfurada pelos poços no norte da Bacia do Espírito Santo está mais raso, quando comparado aos poços perfurados em Caravelas, no contexto da Bacia do Mucuri (Sul da Bahia). De fato, este não foi atingido nas porções mais distais, devido à grande coluna sedimentar da seção *offshore* das mesmas (França *et al.* 2007a, b)

Acima do embasamento ocorrem os sedimentos referentes à fase Pós-Rifte (Grupo Nativo), unidade sedimentar mais profunda perfurada. Tais sedimentos,



arenitos arcóseos e finas camadas de folhelhos pertencentes à Formação Mariricu (Membro Mucuri), alcançam espessuras de 50 a 100 m nas bacias do Mucuri e Espírito Santo, respectivamente.

Sucedede-se a sequência evaporítica (Membro Itaúnas), a qual é representada por espessas camadas de halita (100 m) e anidrita (50 m) nos poços localizadas no Norte da Bacia do Espírito Santo. Esta sequência nos poços localizados no sul da Bahia (Bacia do Mucuri) registrou apenas a presença de anidrita, a qual varia de 30 a 50 m de espessura.

Sobre a sequência evaporítica iniciam-se os depósitos referentes ao Grupo Barra Nova, na qual os carbonatos da Formação Regência (calcilutitos e calcarenitos) intercalam-se com arenitos da Formação São Mateus. Um espesso pacote arenoso, associado a esta última formação, predomina em ambas as bacias.

Imediatamente acima ocorrem os depósitos do Grupo Espírito Santo, começando, da base para o topo, com litotipos da Formação Urucutuca representados por uma intercalação de folhelhos, arenitos e finas camadas de carbonatos. Tal pacote é sucedido, finalmente, pelos arenitos da Formação Rio Doce. Os carbonatos da Formação Caravelas só foram definidos em poços da Bacia do Mucuri, onde nos furos 1-ICA-1-BA e 3-ICA-3-BA ocorrem intercalados às areias da Formação Rio Doce (Figura 23).

Rochas ígneas intrusivas e extrusivas do Complexo Vulcânico Abrolhos estão presentes tanto na porção emersa quanto na parte submarina destas bacias. No entanto, os poços estudados nesta pesquisa amostraram tais rochas apenas na Bacia do Mucuri. Tais poços revelam a ocorrência de um espesso pacote vulcânico com topo a 650 m de profundidade e espessura total de cerca de 200 m. A descrição de amostras de calha realizada neste intervalo revela a intercalação de espessos pacotes ígneos com rochas siliciclásticas, de granulometria variando desde lamosa a arenosa, as quais são provavelmente associadas à Formação Rio Doce

A Figura 23 mostra a correlação proposta para os poços estudados. Foi utilizada como datum a anomalia positiva do perfil de raios gama posicionada no Neocretáceo e relacionada a uma superfície de inundação máxima de 3ª ordem. Esta superfície foi horizontalizada para melhor visualização das sequências deposicionais. As sequências identificadas nos poços foram correlacionadas àquelas descritas por França *et al.* (2007a e b).

A sequência mais profunda (sequência K40 *sensu* França *et al.*, 2007a, b) representa parte da seção pós-rifte, descontada a camada de sal, e possui espessura relativamente homogênea ao longo da porção emersa das duas bacias, sendo ligeiramente menos espessa na Bacia do Espírito Santo (poço 9-PSG-4-ES).

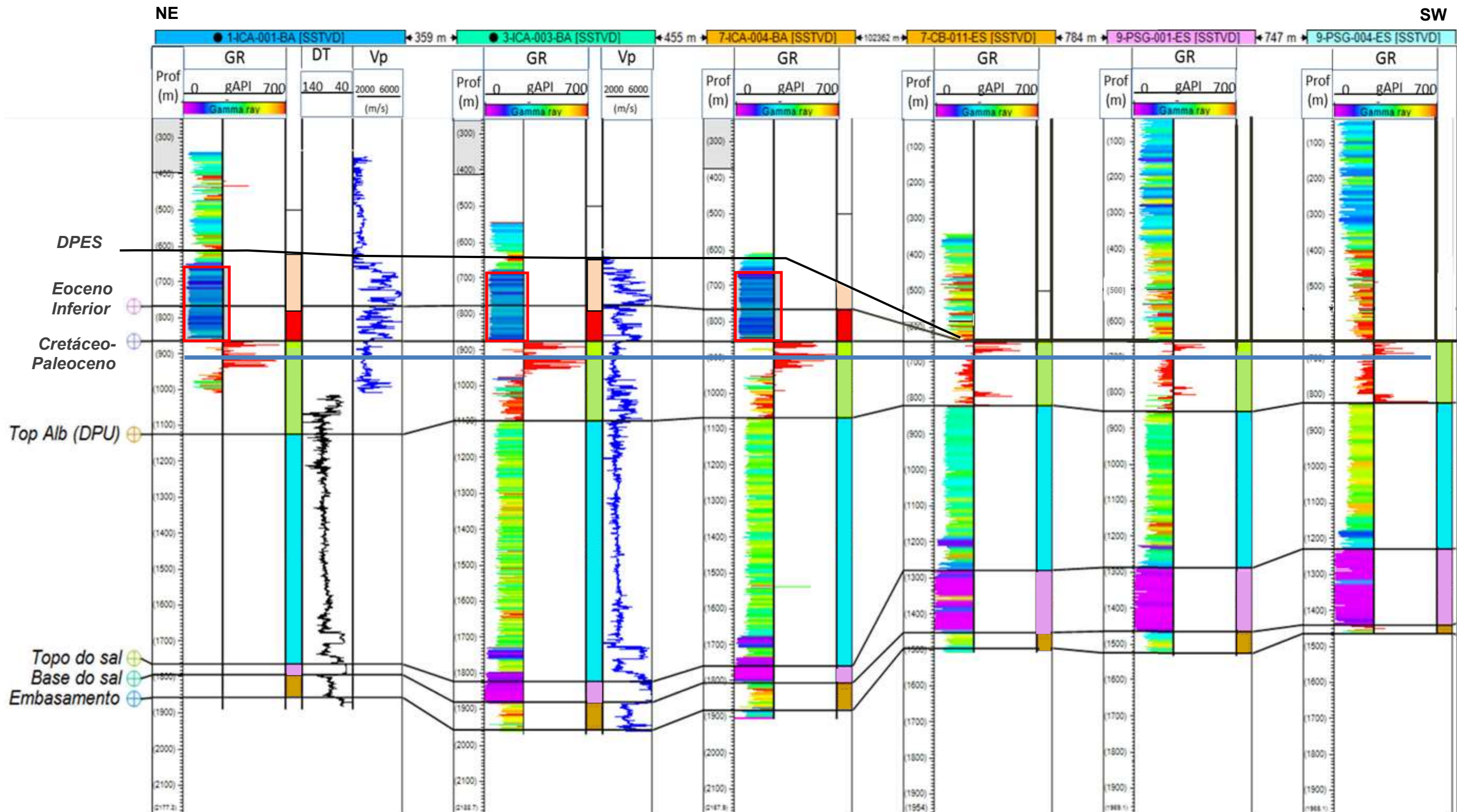
A camada de sal (sequência K50 *sensu* França *et al.*, 2007a, b) é limitada na base pela discordância Base dos Evaporitos, a qual, por sua vez, é notadamente mais espessa nos poços da Bacia do Espírito Santo, do que na Bacia do Mucuri.

Sobreposto à camada de sal se desenvolvem arenitos proximais da Formação São Mateus, associados a carbonatos plataformais da Formação Regência, os quais são limitados no topo pela Discordância Pré-Urucutuca (DPU) (sequências K62 a K70 *sensu* França *et al.*, 2007a; e K64-K70 *sensu* França *et al.*, 2007b).

A sequência neocretácica (sequências: K82-K86, K88, K90-K100, K110-K130 *sensu* França *et al.*, 2007a; sequências: K64-K70, K80, K90-K130 *sensu* França *et al.*, 2007b), imediatamente superior, limita-se na base pela DPU e no topo pela discordância do Paleoceno, a qual está amalgamada às discordâncias Pré-Eoceno Superior e do Eoceno inferior nos poços localizados nas regiões mais proximais à SW. A NE a Discordância do Eoceno Inferior foi atribuída à acentuada quebra no perfil sônico dos poços 1-ICA-3-BA e 3-ICA-3-B, a qual está intercalada aos corpos ígneos da Formação Abrolhos, marcando as primeiras manifestações deste evento magmático nas bacias de Espírito Santo e Mucuri (sequências E10-E30 *sensu* França *et al.*, 2007a, b).

Sobre a Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES), um evento erosivo de grande magnitude que penneplanizou principalmente a porção proximal da bacia do Espírito Santo (França *et al.*, 2007a), ocorrem depósitos flúvio-deltaicos (Formação Rio Doce), os quais progradam para NE sobre as rochas vulcânicas da Formação Abrolhos e carbonatos da Formação Caravelas.

Figura 23 – Correlação proposta para os poços de superfície estudados.



Legenda: Os poços 1-ICA-1-BA, 3-ICA-3-BA e 7-ICA-4-BA estão localizados na Bacia do Mucuri, enquanto os poços 7-CB-11-ES, 9-PSG-1-ES e 9-PSG-4-ES localizam-se na Bacia do Espírito Santo. A anomalia positiva identificada nos perfis de raios gama dos poços, associada a uma superfície de inundação máxima no Neocretáceo, foi utilizada como Datum e horizontalizada. O perfil de gama não foi feito em todo o Poço 1-ICA-1-BA. Para correlação das seções mais profundas deste poço utilizou-se o perfil sônico (DT). O perfil de velocidade da onda compressiva (Vp) foi utilizado para melhor posicionamento das vulcânicas da Formação Abrolhos e da Discordância do Eoceno Inferior (DEI). As seqüências identificadas foram correlacionadas às descritas por França *et al.* (2007a e b).



Fonte: O Autor, 2016.

## 4.2 Complexo Vulcano-Sedimentar Abrolhos

A ocorrência de rochas piroclásticas nas bacias do Espírito Santo e Mucuri é reportada desde o trabalho de Asmus *et al.* (1971). A presença de rochas ígneas na porção emersa da bacia foi apontada por Novais *et al.* (2008), os quais foram pioneiros em demonstrar evidências da ocorrência de rochas ignibríticas na região de São Mateus, no norte do Espírito Santo. Estudos detalhados desse evento vulcânico podem ser encontrados nos trabalhos de Motoki *et al.* (2007) e Vieira *et al.* (2014).

Nesta seção será descrita a caracterização do Complexo Vulcano-Sedimentar Abrolhos na região estudada a partir da interpretação de linhas sísmicas 2D e 3D. O resultado de tal interpretação foi confrontado com os mais recentes estudos relacionados aos padrões de *emplacement*<sup>1</sup> de rochas ígneas em bacias sedimentares.

A correta identificação e classificação da hierarquia de complexos ígneos intrusivos é uma atividade importante e estratégica na análise de bacias sedimentares. O impacto de rochas ígneas na história deposicional de uma bacia sedimentar envolve, entre outros aspectos: soerguimentos tectônicos e estruturação da bacia, criando armadilhas para acúmulo de hidrocarbonetos (Thomaz-Filho *et al.*, 2008); elevação da geotermia e geração não convencional de petróleo (Rodrigues, 2005; Thomaz-Filho *et al.*, 2008); recristalização das rochas encaixantes por metamorfismo de contato; geração de complexos hidrotermais (Planke *et al.*, 2005), que em última análise podem influenciar na composição da água de formação e, conseqüentemente, na evolução diagenética de rochas-reservatório. Portanto, é importante destacar que o *emplacement* de rochas ígneas em bacias sedimentares pode ter também uma influência benéfica na evolução de sistemas petrolíferos (Holford *et al.*, 2013).

---

<sup>1</sup> O termo *emplacement* é utilizado nesta tese com o sentido de colocação e alojamento de rochas ígneas em uma rocha encaixante. Preferiu-se a palavra no original em inglês por não haver no vernáculo um vocábulo que, de forma adequada, traduza a ideia de movimento contida em tal termo.

Há na literatura diversos modelos que descrevem a maneira como ocorre o *emplacement* de rochas ígneas no arcabouço estratigráfico de bacias sedimentares (Bradley, 1965; Johnson & Pollard, 1973; Thomson & Hutton, 2003; Thomson, 2007; Hansen, 2006). De forma geral, tais modelos buscam elucidar a geometria das soleiras e os padrões de fluxo de lava, bem como a existência de diques alimentadores relacionados às extrusões vulcânicas.

No entanto, a individualização e interpretação da assinatura sísmica de rochas intrusivas nem sempre é uma tarefa simples, pois estas possuem pouca continuidade lateral e frequentemente se ramificam em um ou mais eventos. Esta dificuldade é ampliada principalmente em áreas exploratórias onde se dispõe de poucos poços perfurados para calibrar a interpretação. Em contextos geológicos complexos, tal como em domos salinos ou aqueles relacionados a intrusões ígneas e extrusões magmáticas, como é o caso da Formação Abrolhos na Bacia do Mucuri, as velocidades sísmicas podem variar muito, lateral e verticalmente, e impactar a visualização de horizontes abaixo dessas estruturas (Sheriff, 2002; Lecomte *et al.*, 2009), tornando-se um fator limitante no processo de análise da bacia.

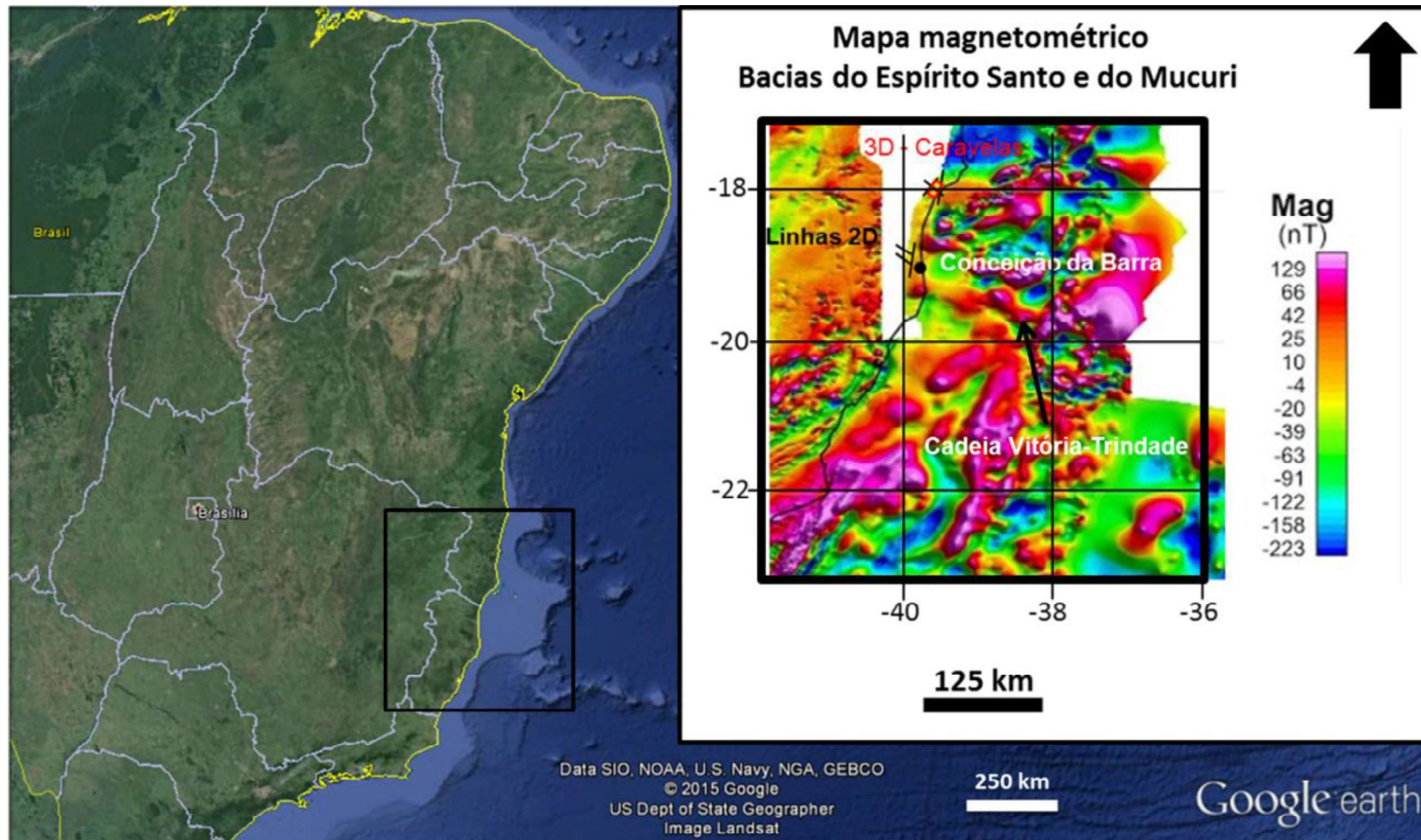
A metodologia padrão para interpretação destas feições na sísmica, mesmo em volumes tridimensionais, como no caso deste trabalho, é comumente baseada na identificação e mapeamento de grandes marcos estratigráficos e estruturais, os quais são representados como superfícies bidimensionais. Tal procedimento apresenta relativo sucesso em áreas de contexto geológico simples, ou onde os depósitos a serem mapeados estão além da resolução sísmica e, portanto, não é possível identificar sua geometria (Sheriff, 1992). Não menos importante é o fato dos componentes sísmicos serem mapeados manualmente, o que aumenta as incertezas no modelo final desenvolvido, podendo estar influenciado pela visão do intérprete. No entanto, tais problemas podem ser contornados, ou minimamente atenuados através de etapas de processamento pré-estaqueamento que visem aumentar a razão sinal/ruído, tornando as reflexões primárias mais bem definidas. Outra forma de lidar com as incertezas da análise do sinal sísmico é integrando, quando possível, dados geológicos ao processo. Comumente o intérprete utiliza uma série de técnicas que o auxilia no processo de interpretação, como por exemplo: análise de fácies sísmicas, aplicação de algoritmos de agrupamento e redes neurais (Coléou *et al.*, 2003; Roy *et al.*, 2013) e análise combinada de diferentes atributos sísmicos (Chopra & Marfurt, 2005 e 2007).

Trabalhos recentes desenvolvidos no NE do Atlântico vêm tentando contornar tais dificuldades através de uma nova abordagem, envolvendo a interpretação de estruturas diagnósticas destas intrusões, como as soleiras em “forma de pires” (*saucer-shaped sills*) (Hansen *et al.*, 2004; Hansen & Cartwright 2006), ou ainda invocando modelos similares às intrusões de lacólitos (Johnson & Pollard, 1973), principalmente quando se considera os padrões geomorfológicos e de ramificação similares destas rochas.

#### 4.2.1 Superfícies mapeadas

Os dados sísmicos disponibilizados para esta pesquisa referem-se a um conjunto de seis linhas sísmicas 2D, três na Bacia do Espírito Santo (localizadas no município de Conceição da Barra, ES) e três na Bacia do Mucuri (localizadas no município de Caravelas, BA); além de um volume sísmico 3D na região de Caravelas (Figura 24).

Figura 24 – Mapa de localização dos dados sísmicos utilizados nessa pesquisa.



Legenda: As cores quentes no mapa magnetométrico destaca os altos magnéticos associados às rochas magmáticas do Complexo Vulcânico de Abrolhos. As linhas 2D da bacia do Espírito Santo (traços pretos) estão localizadas no município de Conceição da Barra (círculo preto). Mais a norte estão os dados sísmicos da área de Caravelas, BA (Bacia de Mucuri), 3 linhas 2D (traços pretos) e um cubo sísmico 3D (retângulo vermelho).

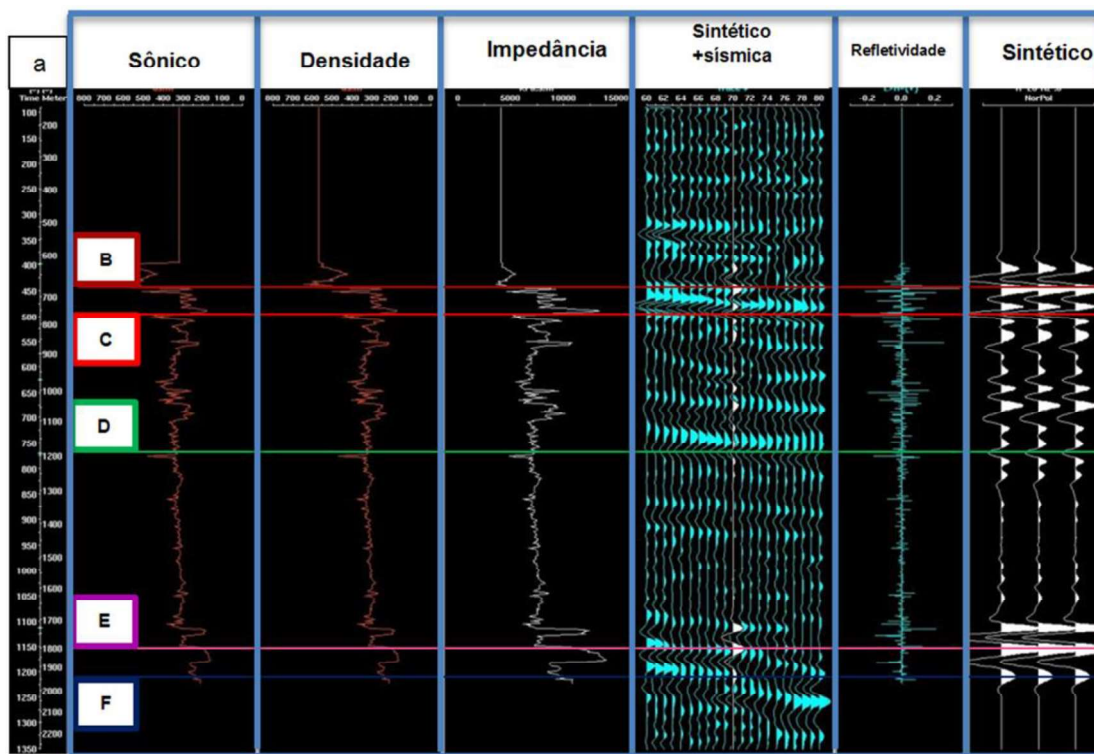
Fonte: Google Earth (2016); O Autor, 2016.

Com o objetivo de se definir o arcabouço cronoestratigráfico da área estudada, foram mapeados uma série de refletores, os quais representam o topo de grandes e importantes eventos deposicionais. Tais horizontes foram então correlacionados àquelas superfícies previamente estabelecidas em trabalhos científicos disponíveis na literatura (França *et. al.*, 2007a, b).

#### 4.2.1.1 Superfícies mapeadas no volume 3D

A Figura 25 mostra o sismograma sintético com a amarração do poço 3-ICA-3-BA. Nas Figuras 26a e 26b estão os principais refletores mapeados no volume 3D disposto na Bacia de Mucuri, especificamente na área de Caravelas, BA.

Figura 25 – Sismograma sintético do poço 3-ICA-3-BA

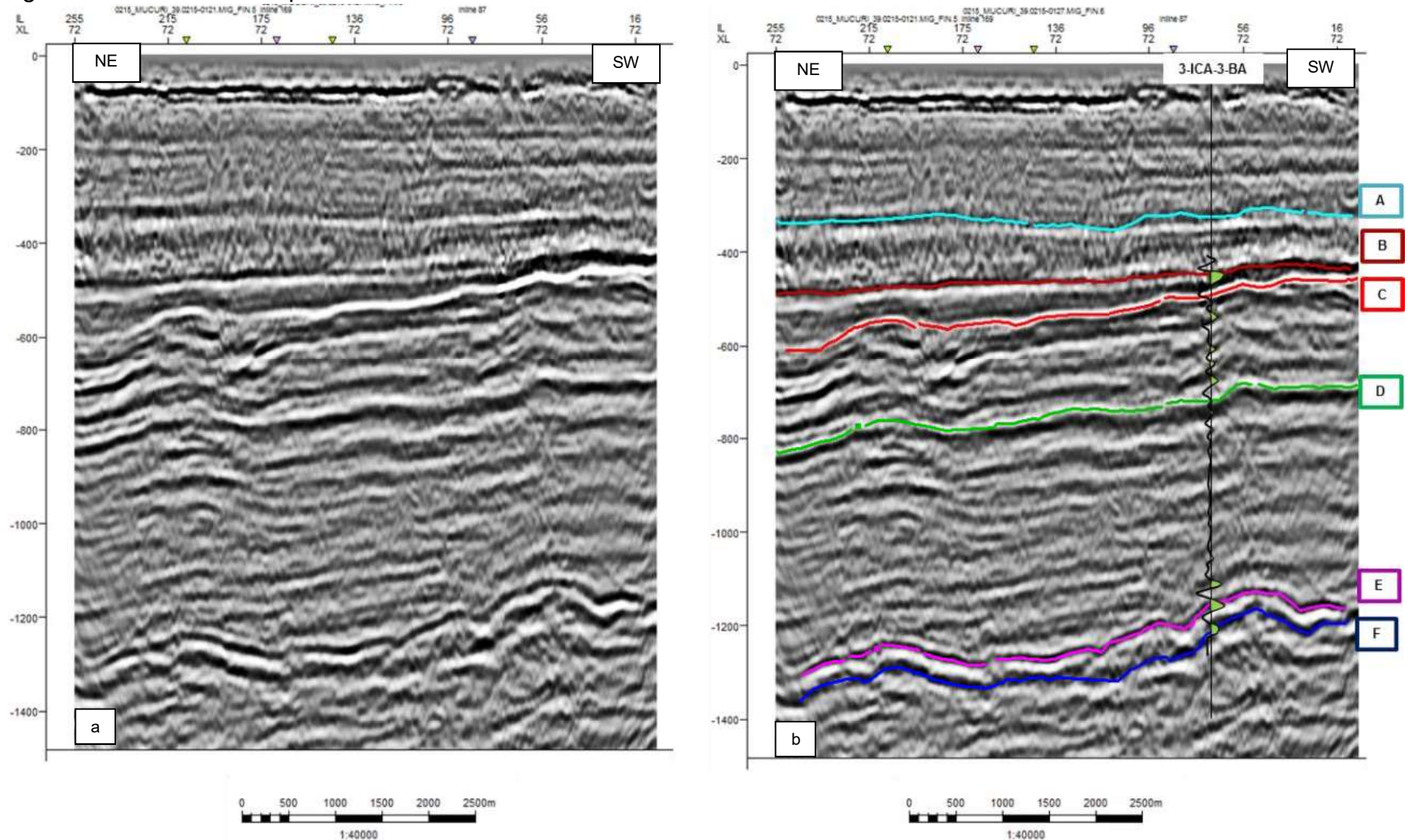


Legenda: B: Discordância Pré-Eoceno Superior; C: Discordância do Eoceno Inferior; D: Discordância Pré-Urucutuca; E: Topo do Sal; F: Embasamento

Fonte: O Autor, 2016.



Figura 26 – Refletores mapeados no dado sísmico 3D



Legenda: a) seção sem interpretação; b) seção com interpretação. A: Superfície de inundação Oligo-Miocênica; B: Discordância Pré-Eoceno Superior; C: Discordância do Eoceno Inferior; D: Discordância Pré-Urucutuca; E: Topo do Sal; F: Embasamento

Fonte: O Autor, 2016.

O embasamento cristalino, em grande parte da área estudada, foi identificado através de sismofácies com padrão caótico e baixa refletividade (Figura 27).

O horizonte sísmico mapeado como topo do sal (Figura 28) é representado por um forte contraste positivo de impedância, o qual engloba a combinação de uma espessa camada de anidrita em contato direto com carbonatos da Formação Regência.

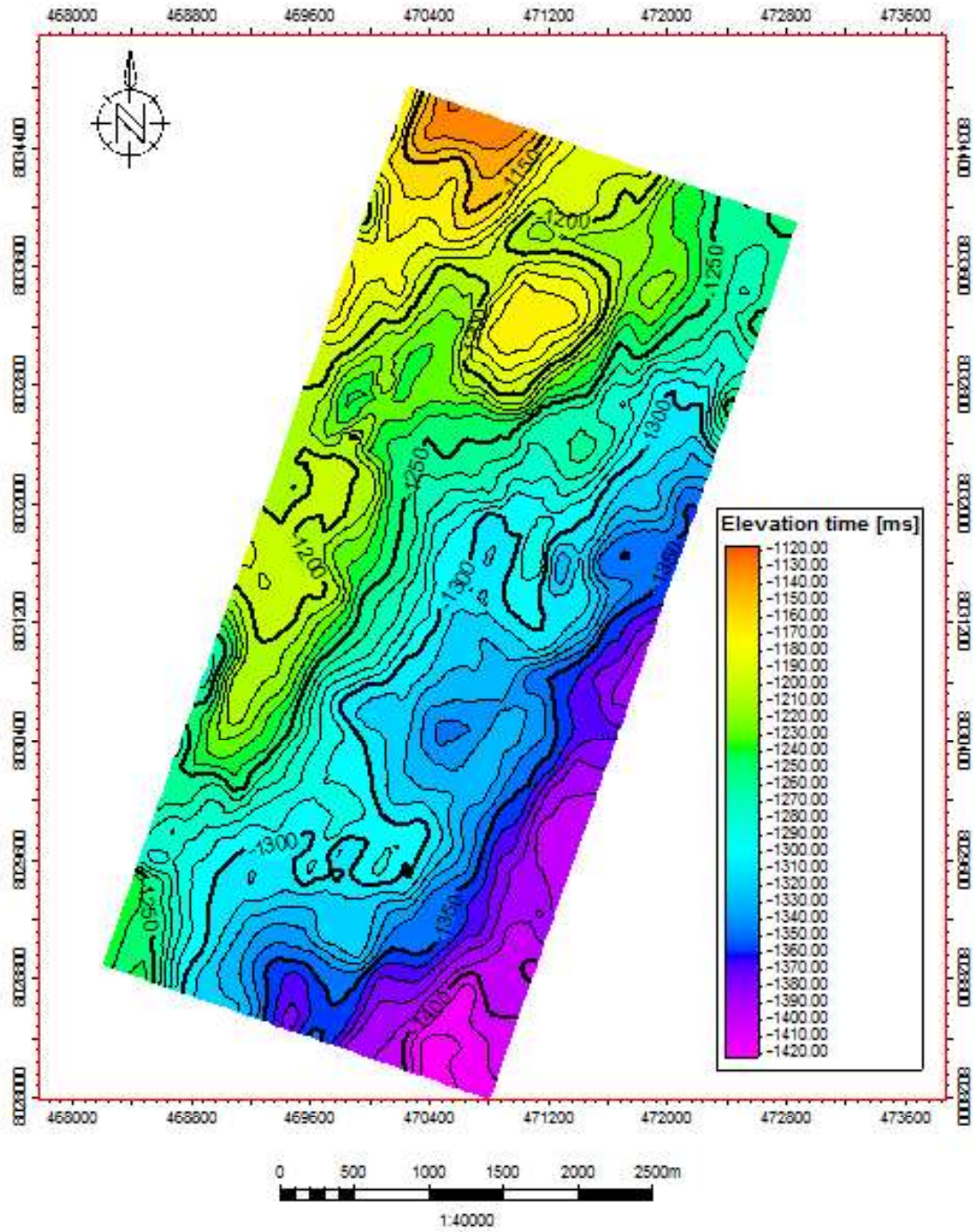
A discordância Pré-Urucutuca (correspondente ao topo do Albiano) (Figura 29) ocorre na área como um forte pico branco devido ao forte contraste negativo de impedância entre carbonatos da Formação Regência (acima) e os arenitos da Formação São Mateus logo abaixo.

O horizonte C (Figura 26c) representa um refletor intercalado aos basaltos da Formação Abrolhos, amarrado a 775 m no poço 3-ICA-3-BA e a 720 m no poço 1-ICA-1-BA. Caracteristicamente, é um refletor de alta amplitude e contraste de impedância negativo, rastreável em toda a área do volume sísmico. Tal superfície está relacionada a uma importante discordância na área, a Discordância do Eoceno Inferior (Figura 30).

O horizonte B (Figura 26b) refere-se à Discordância Pré-Eoceno Superior e ao topo das rochas vulcânicas (Figura 31) caracterizado por forte contraste positivo de impedância.

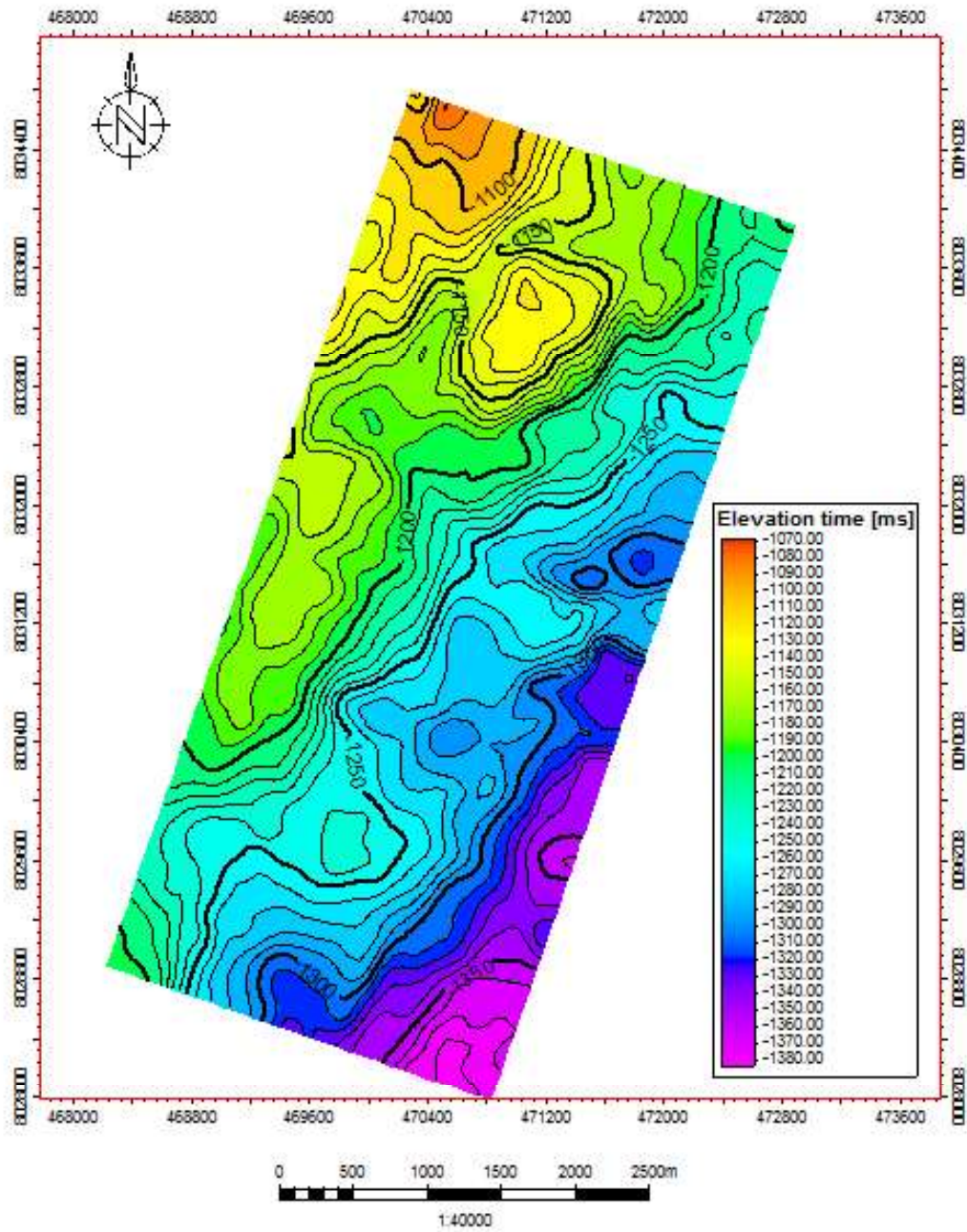
O horizonte A (Figura 26b) foi mapeado apenas com base nas informações litológicas dos poços (1-ICA-1-BA e 3-ICA-3-BA), visto que os mesmos não possuem dados de perfis neste intervalo. Entretanto, pelas características sísmicas (forte contraste positivo de impedância e alta continuidade do refletor) tal evento representa, provavelmente, uma superfície de inundação no Oligo-Mioceno (Figura 32).

Figura 27 – Mapa estrutural sísmico do embasamento cristalino pré-cambriano.



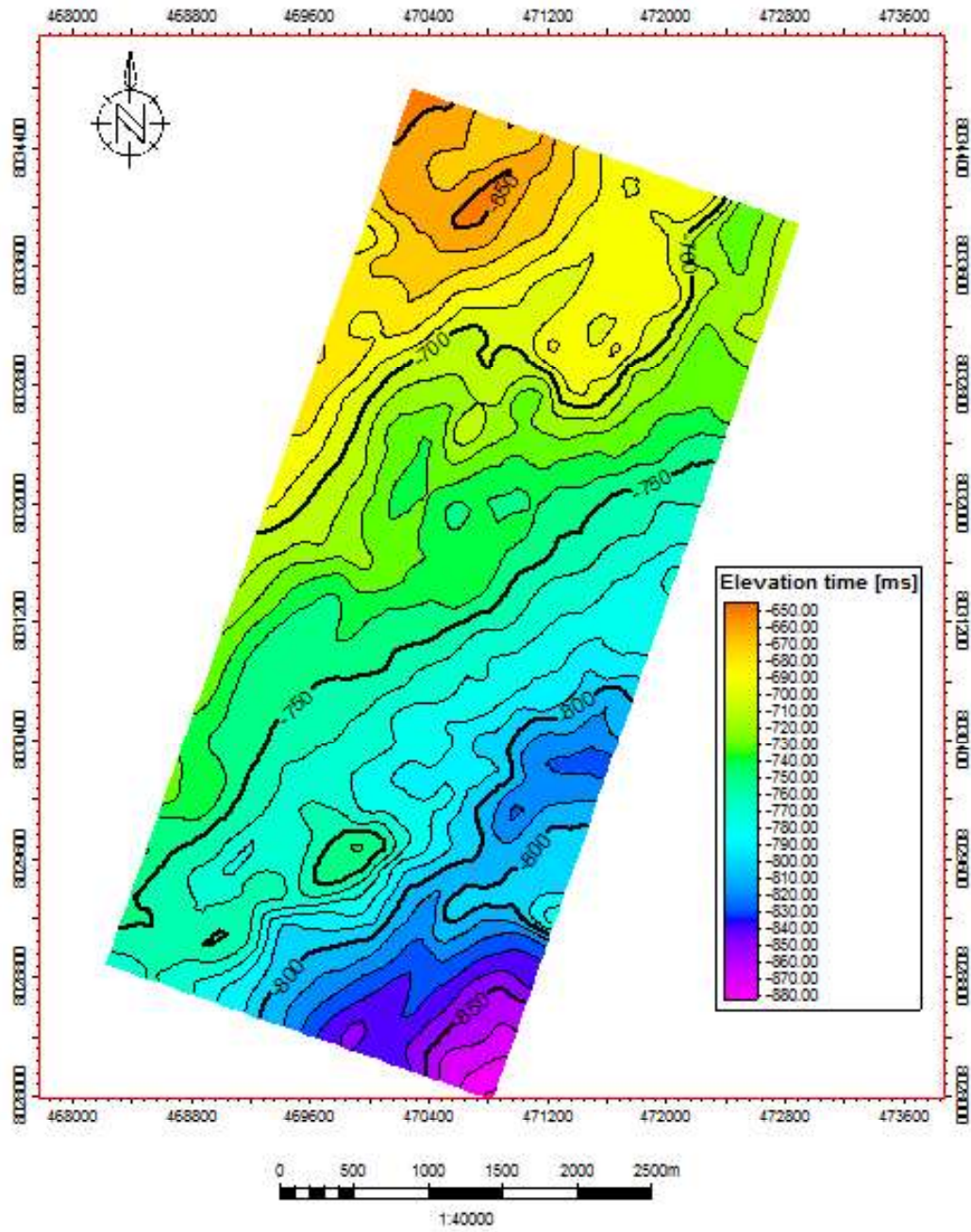
Fonte: O Autor, 2016.

Figura 28 – Mapa estrutural sísmico do Topo do Sal.



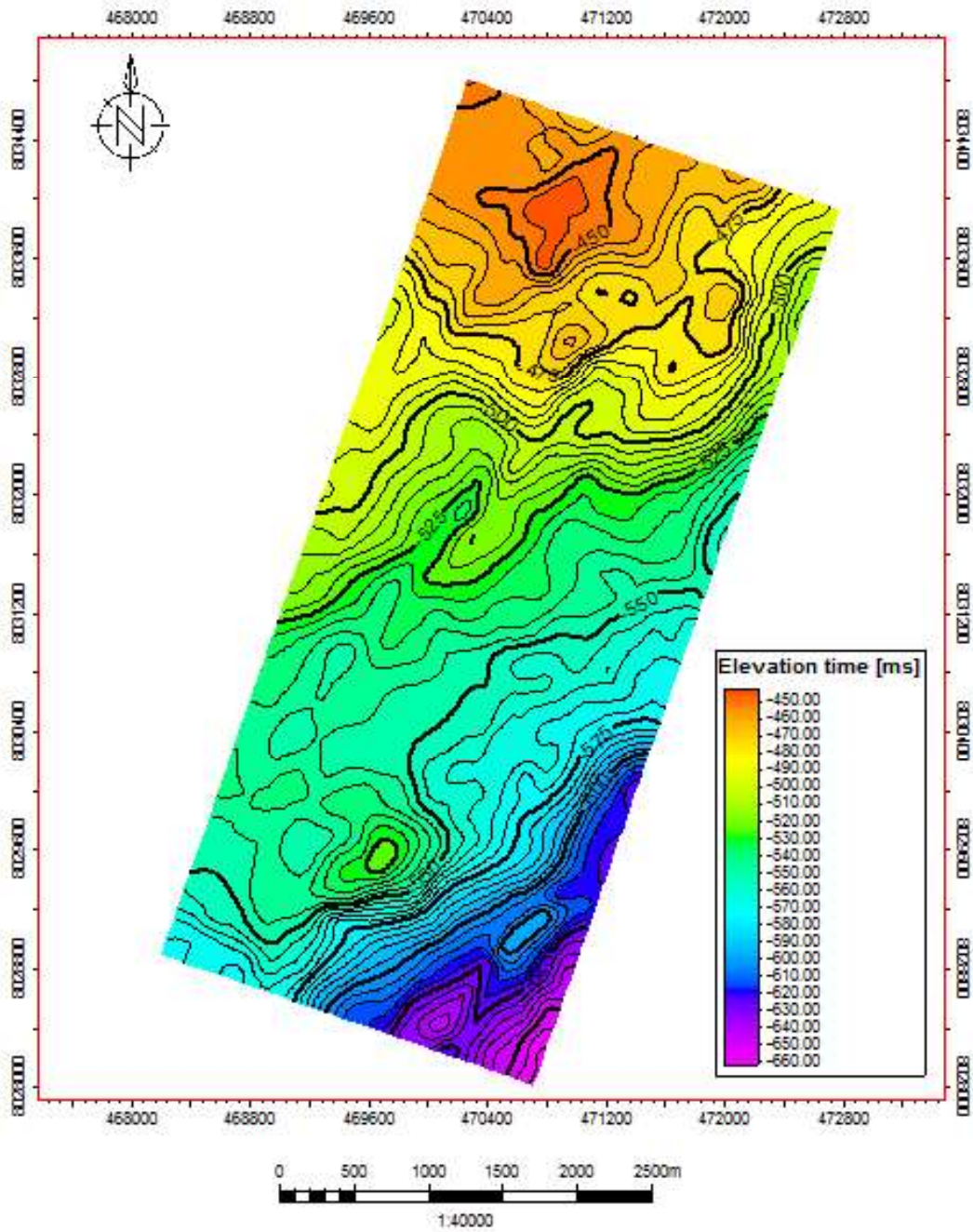
Fonte: O Autor, 2016.

Figura 29 – Mapa estrutural sísmico do Topo do Albiano



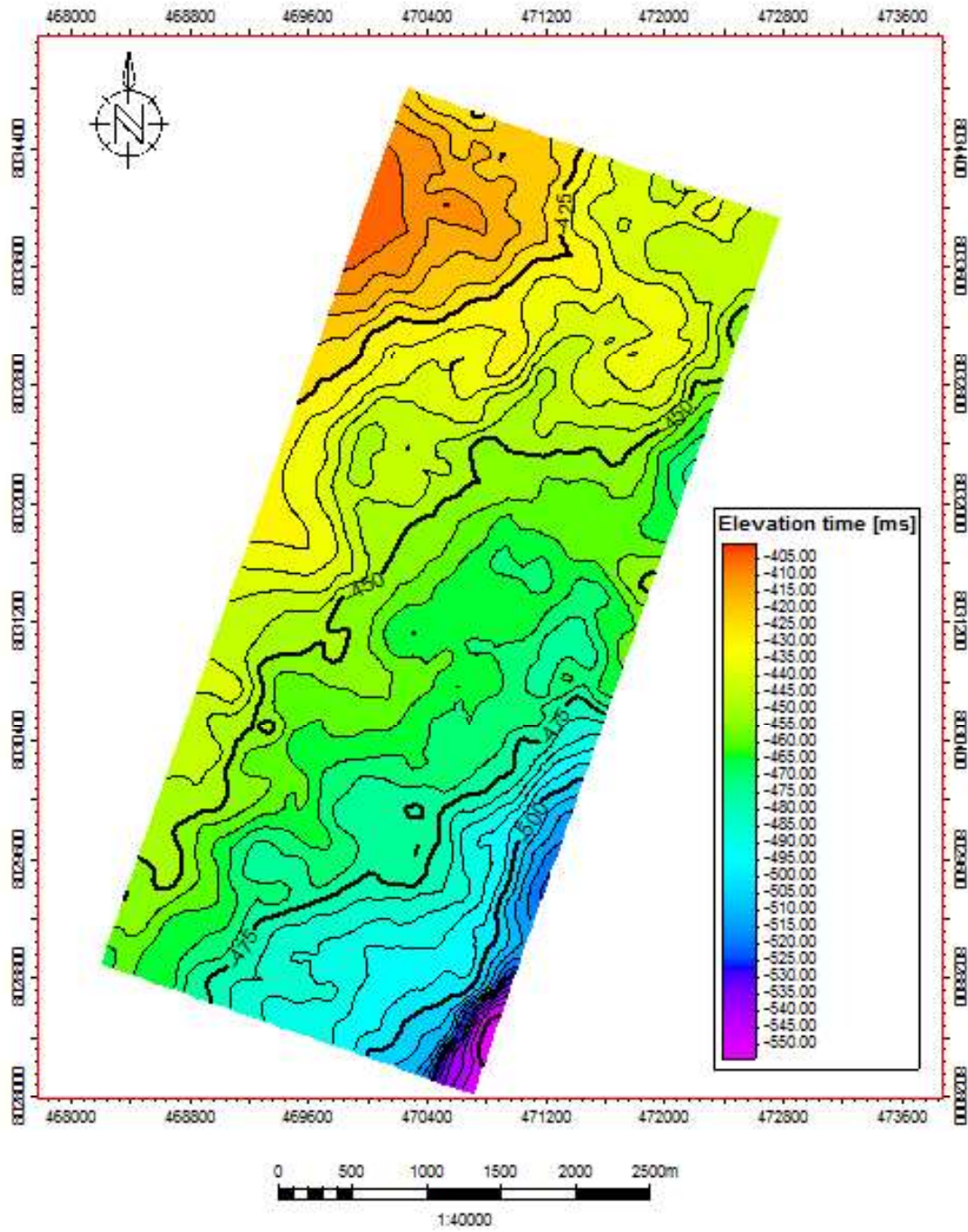
Fonte: O Autor, 2016.

Figura 30 – Mapa estrutural sísmico da Discordância do Eoceno Inferior.



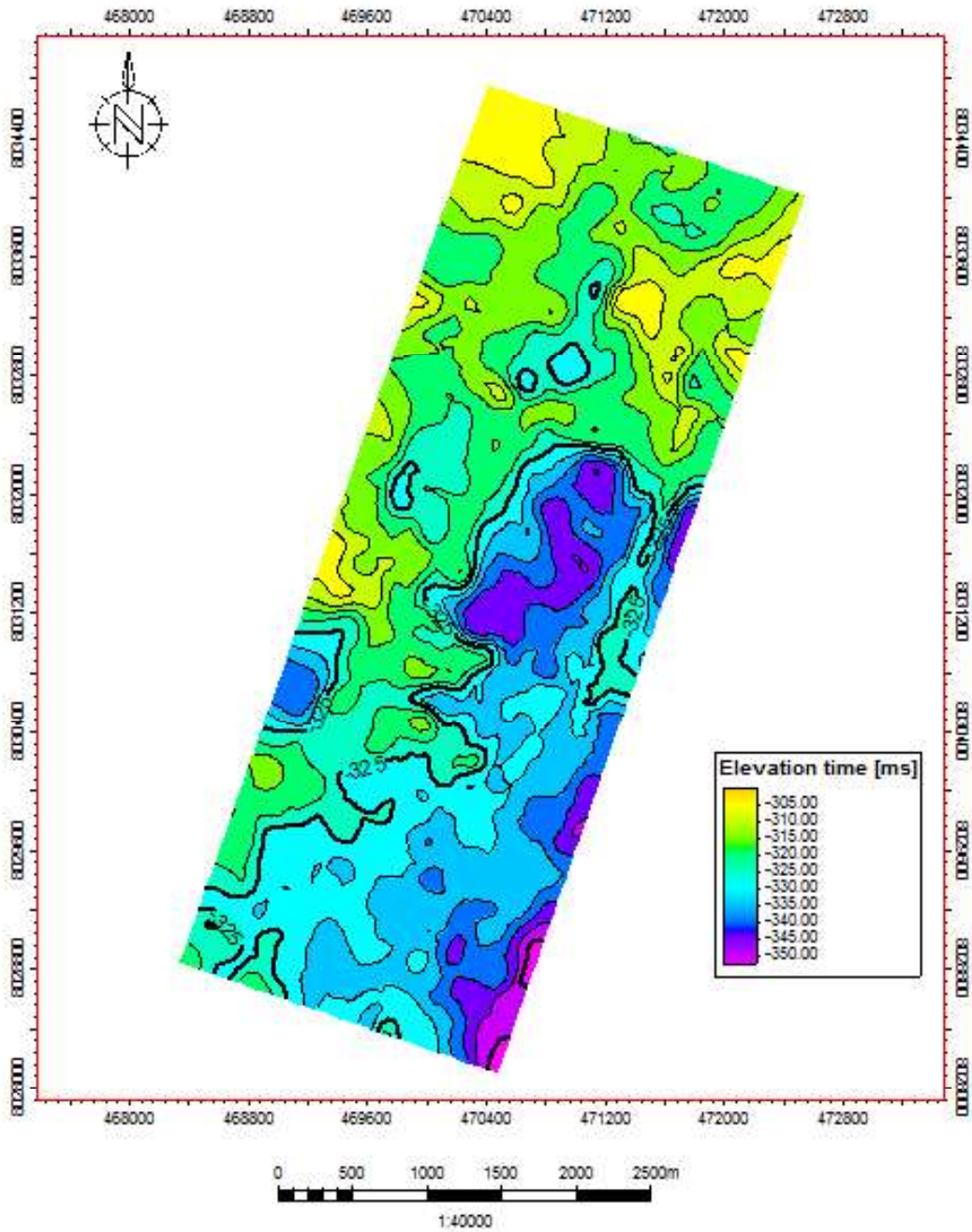
Fonte: O autor, 2016.

Figura 31 – Mapa estrutural sísmico da DPES



Fonte: O Autor, 2016.

Figura 32 – Mapa estrutural sísmico de Superfície de inundação Oligo-Miocênica



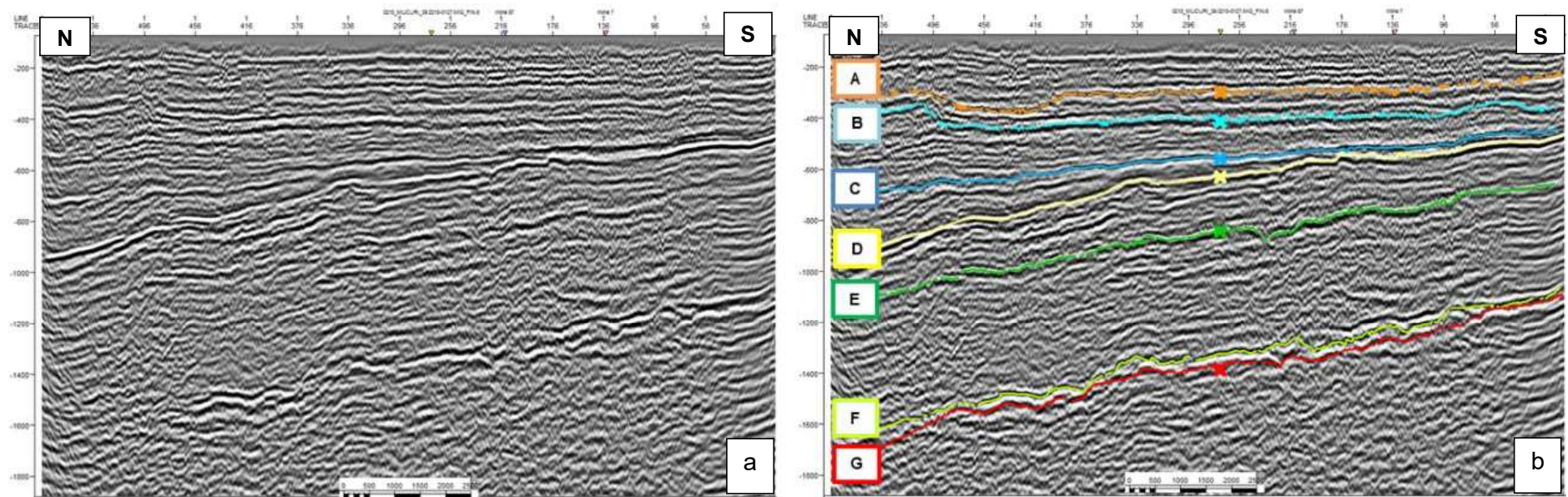
Fonte: O Autor, 2016.



#### 4.2.1.2 Superfícies mapeadas no dado sísmico 2D

Na região de Caravelas, os refletores interpretados a partir das linhas sísmicas 2D foram os mesmos mapeados no volume 3D. No entanto, a razão sinal/ruído nestas linhas é maior, principalmente quando se avalia os refletores acima da DPES. Desta maneira foi possível interpretar um refletor associado à discordância do Oligoceno (Figura 33b, horizonte A).

Figura 33 – Seção sísmica 2D na porção emersa da Bacia do Mucuri.

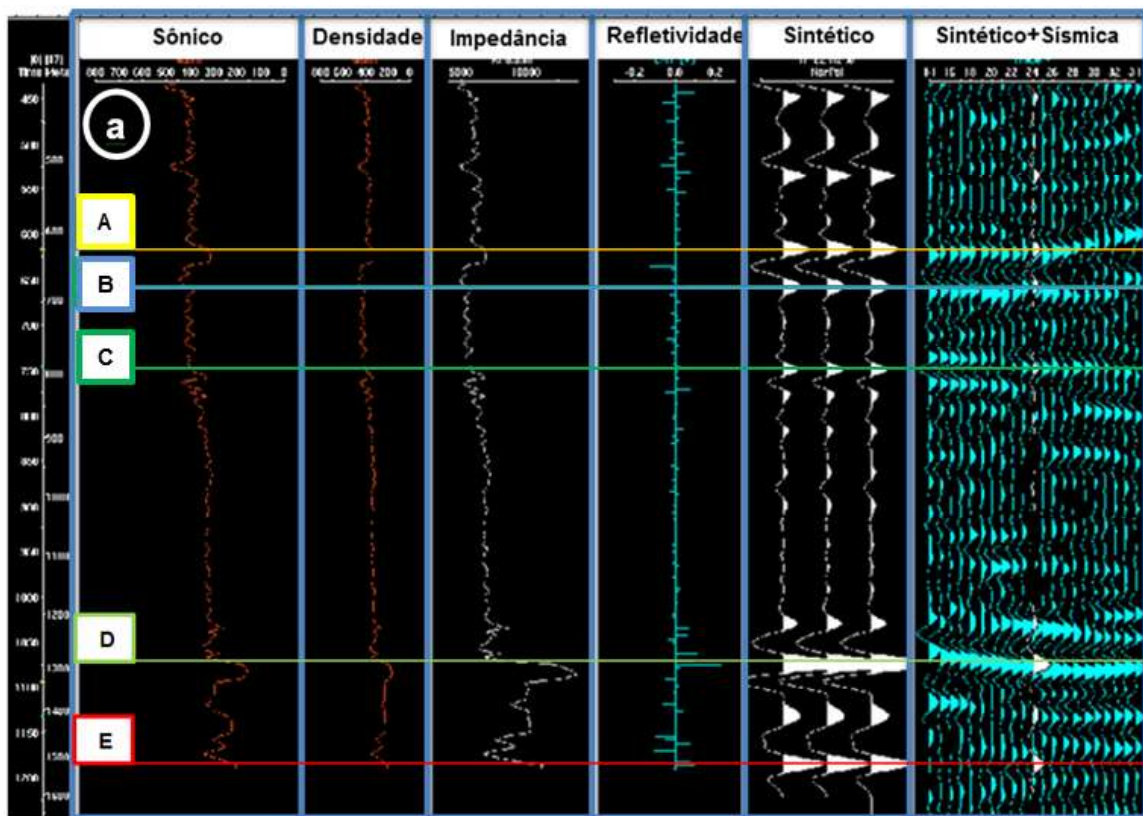


Legenda: A) Discordância do Oligoceno; B) Topo da Formação caravelas; C) Discordância Pré-Eoceno Superior; D) Discordância do Eoceno Inferior; E) Topo da Formação Regênciã; F) Topo do Sal; G) Embasamento.

Fonte: O Autor, 2016.

Na área de Conceição da Barra, onde estão localizadas as linhas 2D para o estudo da Bacia do Espírito Santo, foi utilizado para amarração sísmica/poço o furo 9-PSG-1-ES (Figura 34). O mesmo encontra-se projetado sobre a linha 0196, o que dificultou a amarração e posterior interpretação dos refletores sísmicos (Figuras 34-35). Os horizontes interpretados nesta localidade foram os mesmos daqueles mapeados a norte, na região de Caravelas, no entanto, nesta localidade a Discordância do Paleoceno encontra-se amalgamada à Discordância Pré-Eoceno Superior, como visto na correlação dos poços (figura 23).

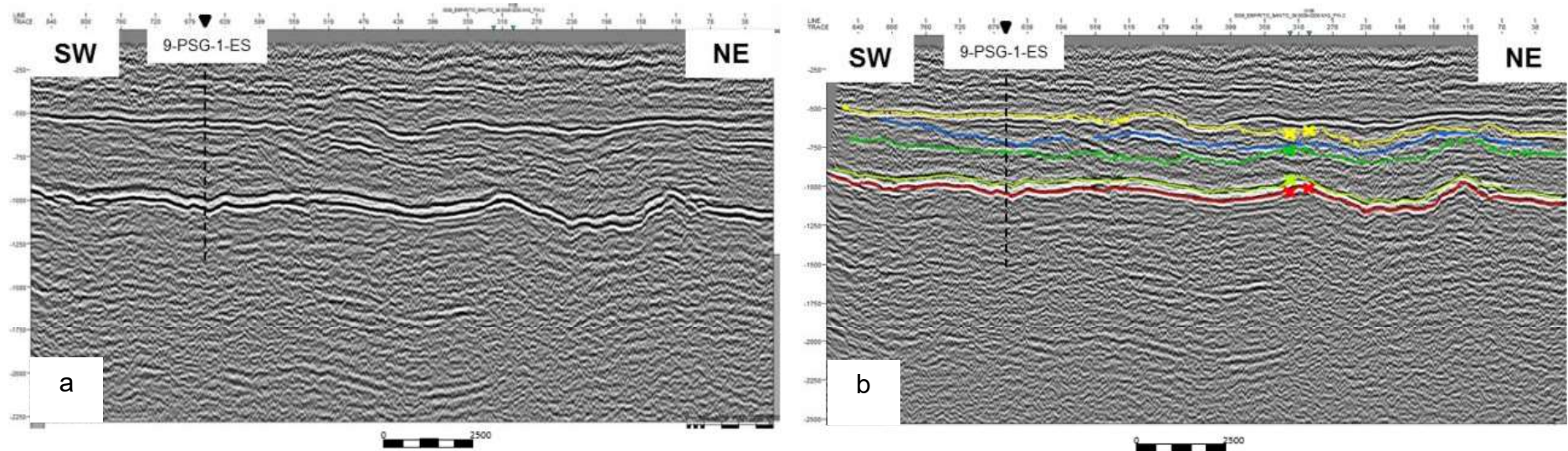
Figura 34 – Sismograma sintético do poço 9-PSG-1-ES.



Legenda: A: Discordância Pré-Eoceno Superior/Paleoceno; B: Superfície de Inundação do Neocretáceo; C: Discordância Pré-Urucutuca; D: Topo do Sal; F: Embasamento

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 35 – Seção sísmica 2D (0196) na porção emergida da Bacia do Espírito Santo.

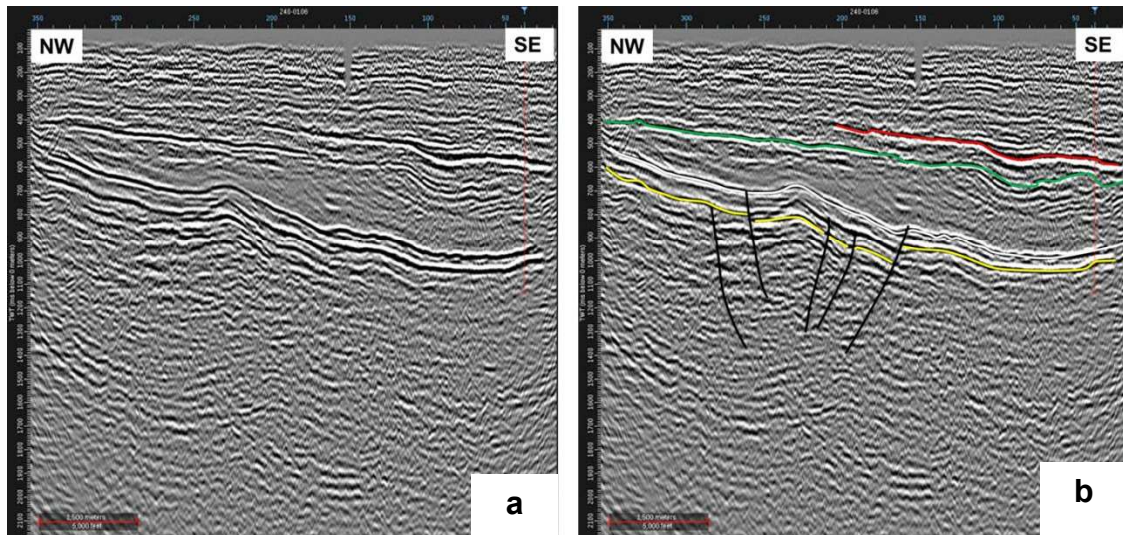


Legenda: Discordância Pré-Eoceno Superior/topo do Cretáceo (amarelo); B: Superfície de inundação do Neocretáceo (azul); C: Discordância Pré-Urucutuca (verde escuro); Topo do Sal (verde claro); Embasamento (vermelho). Poço 9-PSG-1-ES projetado 16 m.

Fonte: O Autor, 2016.

Embora os poços da Bacia do Espírito Santo aqui estudados não tenham perfurado rochas ígneas, a interpretação das linhas sísmicas revelou padrões de reflexão coerentes com intrusões de soleiras. Na Figura 36, ocorre um refletor de alta amplitude e pouca continuidade lateral acima da DPES.

Figura 36 – Seção sísmica 2D (0106). Bacia do Espírito Santo.

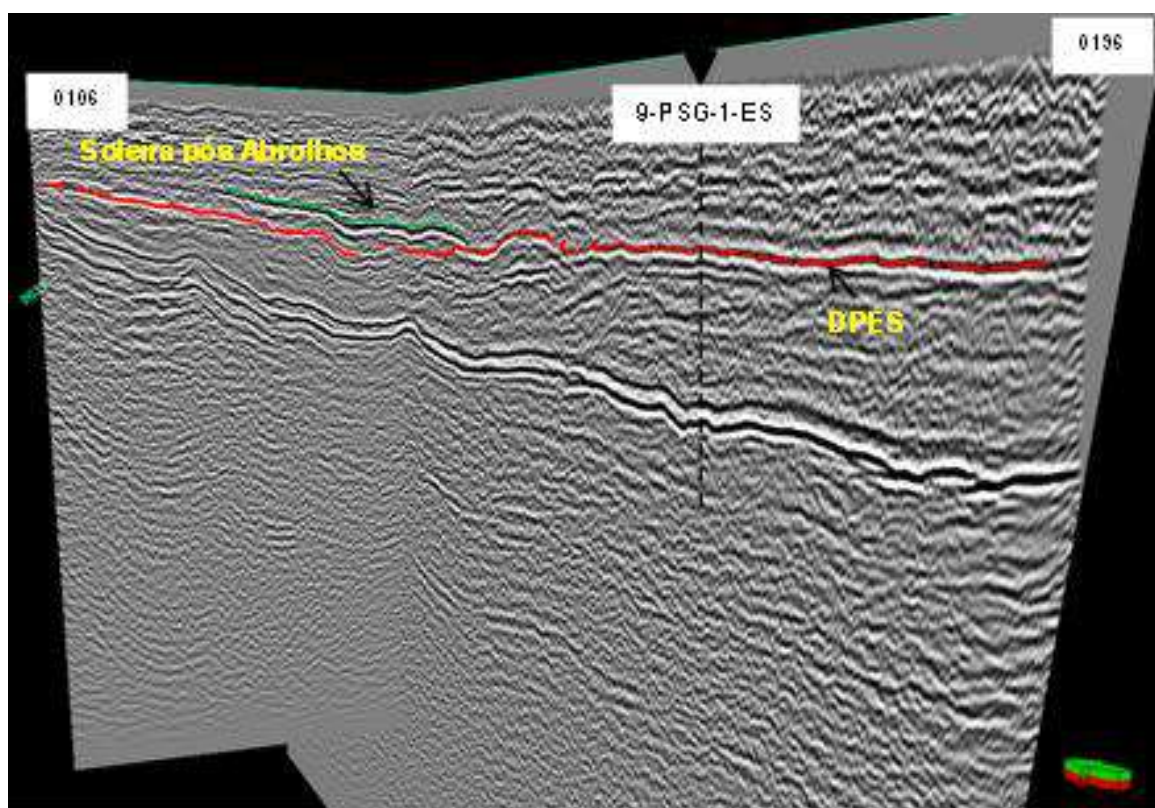


Legenda: a) seção não interpretada; b) seção interpretada. Os refletores mostrados são da base para o topo: embasamento (amarelo), topo do sal (cinza), DPES (verde), soleira (vermelho). Os traços pretos são falhas normais da seção rifte.

Fonte: O Autor, 2016.

Quando vista em conjunto com a linha 0196 tal reflexão desenvolve uma geometria na forma de um pires alongado na direção NW (Figura 37). Como discutido acima, na região de Mucuri o topo da Formação Abrolhos foi amarrado entre dois derrames vulcânicos. Tais feições sugerem que eventos magmáticos pós-Neoeoceno podem ter ocorrido nas bacias do Espírito Santo e Mucuri. Almeida *et al.* (1996) citam uma rocha vulcânica amostrada pelo poço 1-BAS-15, na Bacia de Cumuruxatiba, nas proximidades da Cadeia de Royal Charlotte. Segundo aqueles autores, tal rocha forneceu idade K/Ar de  $28 \pm 0,4$  Ma. Este fato, aliado à interpretação sísmica aqui adotada, reforça a possibilidade da ocorrência de vulcanismo oligocênico nesta bacia.

Figura 37 – Visualização 3D das linhas sísmicas 0106 e 0196 com o poço 9-PSG-1-ES projetado sobre a linha 0196.



Fonte: O Autor, 2016.

#### 4.3 Mecanismos de *emplacement* de rochas ígneas

Os mecanismos envolvidos no *emplacement* de rochas ígneas em bacias sedimentares já foram estudados por diversos autores, tanto em afloramentos (Du Toit, 1920; Bradley, 1965; Johnson & Pollard, 1973; Chevalier & Woodford, 1999), quanto, mais recentemente, em dados sísmicos de reflexão (Thomson & Hutton, 2004; Planke, 2005; Hansen & Cartwright, 2006; Porto, 2013). O grande desafio destes trabalhos é a definição da geometria e hierarquização dos corpos intrusivos, bem como a identificação de possíveis diques alimentadores associados a eles. A maioria dos autores assume que, além dos fatores associados à sobrecarga sedimentar e aos aspectos reológicos da encaixante e de possíveis discontinuidades estruturais que possam estar presentes, os principais controladores das intrusões magmáticas seriam a pressão e a densidade do magma em comparação ao campo de tensão regional (Neumann *et al.*, 2003).

As soleiras podem possuir de 1 a 350 km de extensão e cobrir áreas de dezenas ou centenas de quilômetros (Hansen, 2004). Entretanto, mesmo em

trabalhos realizados em afloramentos, tais como em soleiras da Bacia de Karoo, na África do Sul (Du Toit, 1920), a construção de tais modelos é de grande dificuldade, dado a complexidade dos processos envolvidos em uma intrusão.

Há na literatura diversos modelos que descrevem os mecanismos envolvidos na intrusão de corpos ígneos. Na Figura 38 estão sintetizados quatro modelos, realizados a partir de dados de afloramentos, os quais tentam explicar a formação de soleiras “em pires” em bacias sedimentares.

Bradley (1965) sugere que a intrusão de soleiras ocorreria em locais onde a pressão do magma se iguala à da litosfera, ou seja, ao longo de uma superfície isobárica. Neste modelo é previsto que o controle de propagação do magma intrudido é dado pela paleo-topografia na época da intrusão. Desta forma ocorreria fluxo de magma tanto ascendente, em baixos estruturais, quanto descendente, sob altos estruturais. De acordo com Bradley (1965), esse mecanismo de intrusão resultaria numa forma “espelhada” da topografia. Este modelo sofreu inúmeras críticas devidas às incertezas acerca da intrusão espelhada em relação à topografia. Thomson & Hutton (2004) demonstraram, a partir de dados sísmicos, que refletores associados a intrusões cronocorrelatas à sequência basáltica superior (assumidos como a paleosuperfície à época das intrusões) não acompanham a topografia dos derrames. O modelo de Bradley (1965) também assume que o dique alimentador estaria deslocado do centro da soleira e ocorreria intrusão descendente do magma. Trabalhos recentes feitos a partir de interpretação sísmica 3D mostram que o magma flui de forma ascendente a partir do centro das soleiras (Thomson & Hutton, 2004; Hansen & Cartwright, 2004).

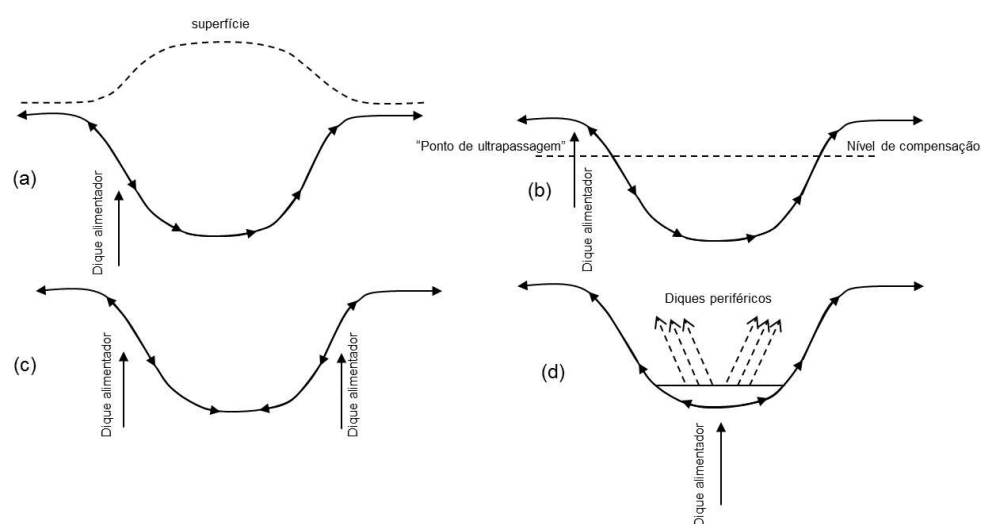
Burguer *et al.* (1981 *apud* Thomson & Schofield, 2008) publicaram um modelo inspirado no modelo de Pollard & Johnson (1973), originalmente proposto para os lacólitos das montanhas Henry, Utah (EUA). Nesta abordagem há um dique central alimentador que acarreta soerguimento e fraturamento periférico radial, nos quais há novas intrusões.

Francis (1982) propôs que, para o desenvolvimento dos Vales de Whin e Midland (Inglaterra), o dique alimentador, também descentralizado em relação à soleira, ultrapassaria o nível de compensação (ou o nível de flutuabilidade neutra). De acordo com Francis (1982), como o magma é mais denso que a encaixante, o mesmo fluiria gravitacionalmente para o interior da bacia. Ao se acumular, a pressão do mesmo o forçaria a intrudir lateralmente e na direção oposta ao dique alimentador

até um ponto em que ultrapassaria níveis estratigráficos superiores, formando uma estrutura em pires. Este modelo também está em desacordo com as observações feitas por Thomson & Hutton, (2004) e Hansen & Cartwright (2004). Nesta proposta, assim como a de Bradley (1965), o nível de flutuabilidade neutra controlaria o *emplacement* das soleiras. No entanto tem sido demonstrado em dados sísmicos que as soleiras podem se alimentar em múltiplos níveis (Thomson & Hutton, 2004)

Chevalier & Woodford (1999), em trabalho realizado nas soleiras da Bacia de Karoo (África do Sul) sugeriram, através de análises morfotectônicas, que tais soleiras se desenvolveram a partir da intrusão de diques anelares, os quais em determinada profundidade se reorientariam formando uma feição achatada no centro e inclinada nas bordas. Este processo provocaria o soerguimento da encaixante através de um processo inflacionário do magma, permitindo que, por sua vez, o mesmo flua para as partes mais profundas formando a estrutura tipo pires. Este estudo também assume fluxo descendente de magma, incompatível com as recentes pesquisas feitas com dados sísmicos (Thomson & Hutton, 2004; Hansen & Cartwright, 2004).

Figura 38 – Modelos de *emplacement*.



Legenda: (a) BRADLEY (1965) - Conceito de compensação; (b) FRANCIS (1982) - Magma ultrapassa o nível de compensação; (c) CHEVALIER & WOODFORD (1999) - Dois diques alimentadores – *ring dyke*; (d) BURGER *et al* (1981) – baseado no modelo de lacólitos de POLLARD E JOHNSON (1973).

Fonte: THOMSON & SCHOFIELD, 2008. Modificado pelo autor, 2016.



Outros trabalhos realizados na Bacia de Karoo (Svensen *et al.*, 2012; Svensen *et al.*, 2015a) sugerem que o alojamento das soleiras teria acontecido em 0,47 m.a entre  $183.0 \pm 0.5$  e  $182.3 \pm 0.6$  Ma. Svensen *et al.* (2015a) baseado na compilação de informações litológicas de mais de 30 poços, constataram que as soleiras com espessuras inferiores a 30 m são as mais abundantes, estando as mais espessas (90-150 m) relacionadas à combinação de diferentes processos de *emplacement* e à litologia da rocha encaixante. Tais intrusões teriam ainda contribuído para a formação de *shale gas* na bacia de Karoo. Svensen *et al.* (2007) e Svensen *et al.* (2015b) advogam ainda que o metamorfismo de contato gerado pelas soleiras intrudidas nos folhelhos e a consequente desgaseificação de metano que fora ventilado para a atmosfera, provocou importantes perturbações climáticas no Eojurássico (Toarciano).

Nos últimos dez anos uma série de outros estudos vem buscando contornar os desafios inerentes a trabalhos realizados em afloramentos, a partir da visualização destas feições em volumes sísmicos 3D, principalmente na Margem NW Europeia (Hansen *et al.*, 2004; Thomson & Hutton, 2004; Planke *et al.*, 2005; Hansen, 2006; Hansen & Cartwright, 2006; Thomson, 2007). Os modelos publicados invocam os mecanismos de *emplacement* de lacólitos preconizado por Johnson & Pollard (1973), de acordo com os quais, o processo intrusivo envolveria um espalhamento inicial, seguido de faturamento nas extremidades do lacólito, afetando camadas sobrejacentes, com posteriores intrusões de diques.

Thomson & Hutton (2004) em trabalho realizado no complexo de soleiras do Atlântico Norte propuseram um modelo compatível com a proposta de Burguer *et al.* (1981 *apud* Thomson & Schofield, 2008), no qual sugerem padrões de ramificação a partir do dique alimentador e injeção lateral de magma na rocha encaixante abaixo do vulcão. Segundo os autores, o crescimento lateral da soleira e intrusões periféricas de diques resultaria no desenvolvimento de feições inclinadas (*en echelon*), as quais com o desenvolvimento do processo intrusivo levaria o magma para longe da fonte que lhe deu origem.

Hansen *et al.* (2004), Hansen (2006) e Hansen & Cartwright (2006) estudaram naquela região os dobramentos associados a estas intrusões (*forced folds*). Estas feições estariam diretamente ligadas aos mecanismos de *emplacement* de soleiras logo abaixo desses dobramentos. Segundo os mesmos autores, este processo conduziria a um faturamento das camadas sobrejacentes e, como consequência, a

formação de um novo tipo de trapa estrutural. Os autores demonstraram que cada complexo intrusivo é relacionado a um dique alimentador, análogo ao modelo intrusivo de lacólitos de Johnson & Pollard (1973).

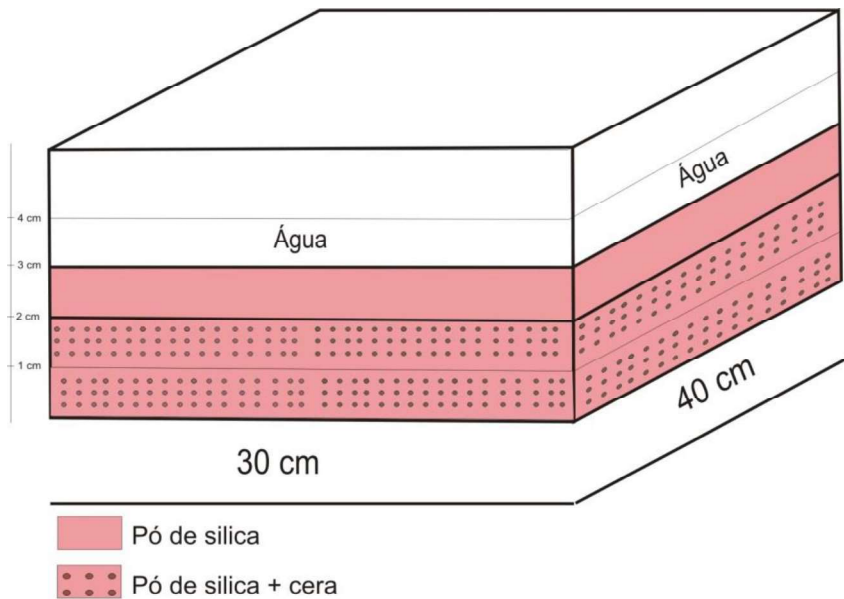
Hansen & Cartwright (2006) demonstraram que as soleiras podem formar uma rede complexa de intrusões ligadas umas às outras por terminações inclinadas capaz de transportar magma por distâncias superiores a 10 km, desde níveis crustais rasos até a superfície sem a necessidade de diques alimentadores. Thomson & Schofield (2008) apresentaram um detalhado modelo do padrão de fluxo de magma em um sistema de tubos de soleiras na bacia de Faeroe Shetland, destacando sua relação com a atividade vulcânica contemporânea a estas intrusões. Os autores identificaram, através de uma série de técnicas de visualização 3D, uma rede de fluxo ramificada hierarquizada em dois padrões: radial ou bilateral simétrico.

No âmbito das bacias brasileiras o primeiro trabalho abordando o estudo de mecanismos intrusivos de rochas magmáticas sob a ótica de seus padrões geométricos e de seu posicionamento foi realizado por Zalán *et al.* (1985). Mais recentemente Porto (2013) e Porto & Pereira (2014) estudaram as soleiras da Bacia do Parnaíba classificando-as em três tipos (A, B e C). Neste trabalho os autores discutiram os tipos de conexão entre as soleiras e avaliou o grau de influência das mesmas no reservatório e em termos de geração não-convencional de hidrocarbonetos.

Com o objetivo de simular e avaliar a formação de corpos ígneos e seus efeitos nas rochas encaixantes foi realizado um experimento no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES-PETROBRAS). Testaram-se, a partir da interação entre cera de abelha fundida (magma) e pó de sílica (encaixante), diversos mecanismos intrusivos (Pequeno *et al.*, 2015). Os resultados de tal experimento revelaram várias feições análogas às estruturas formadas por corpos ígneos em bacias sedimentares.

O modelo consistiu no aquecimento de uma caixa de acrílico (30 cm por 40 cm) sobre a qual se depositou uma primeira camada composta por uma mistura de cera de abelha e pó de sílica; sobreposta a esta camada, colocou-se um novo pacote de pó de sílica a fim de simular a encaixante. Finalmente, uma última camada de água com o objetivo de se verificar o comportamento de uma erupção subaquática (magmato-freática), conforme enfatizado na Figura 39. Os resultados são mostrados abaixo.

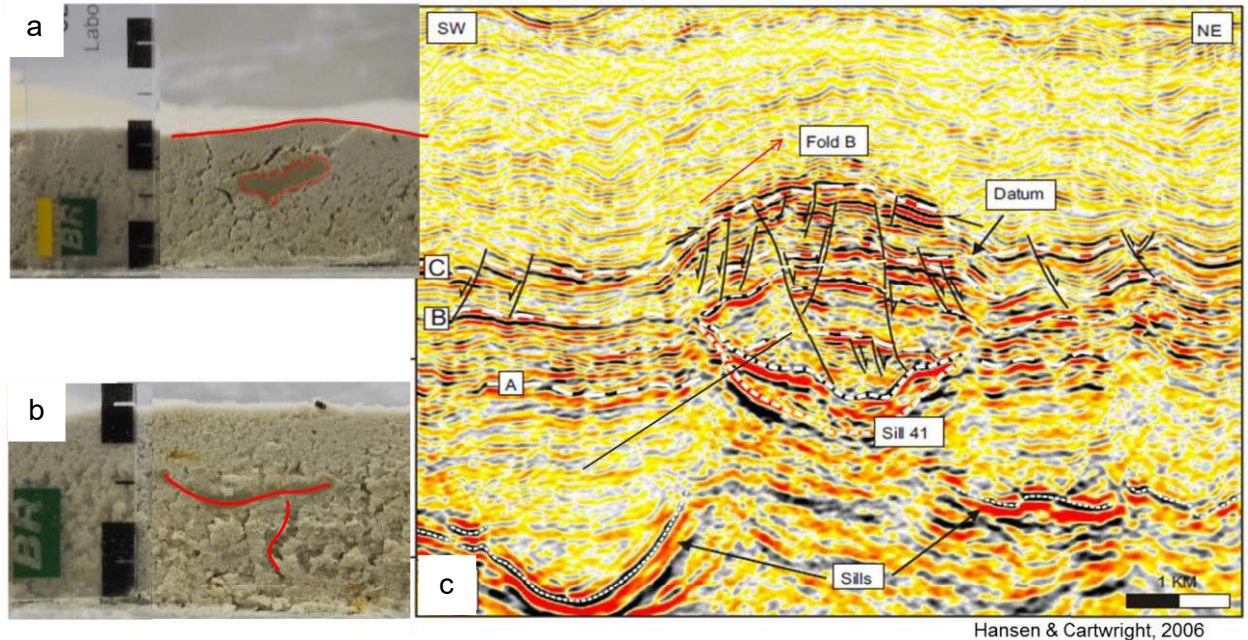
Figura 39 – Configuração do modelo físico: caixa de acrílico colocada sob aquecimento (chapa elétrica) à temperatura de 100°C



Fonte: PEQUENO *et al.*, 2015

Na Figura 40a é possível observar que o alojamento da cera na encaixante causou dois processos bem marcados no experimento: 1) faturamento acima da intrusão e 2) domeamento na superfície superior da camada do pó de sílica. Tais feições são muito similares às dobras forçadas descritas por Hansen *et al.* (2004), Hansen (2006) e Hansen & Cartwright (2006) na Bacia de Faeroe-Shetland (localizada entre as ilhas de Faeroe e Shetland, Dinamarca e Escócia, respectivamente), que associam estes fraturamentos a intrusão de soleiras (Figura 40c). Na Figura 40b observa-se uma intrusão vertical (dique alimentador) e o subsequente desenvolvimento de uma estrutura em forma de pires.

Figura 40 – Resultado de experimentos físicos realizados pelo CENPES para simular geometrias associadas a intrusões ígneas e sua relação com feições observadas em dados sísmicos.

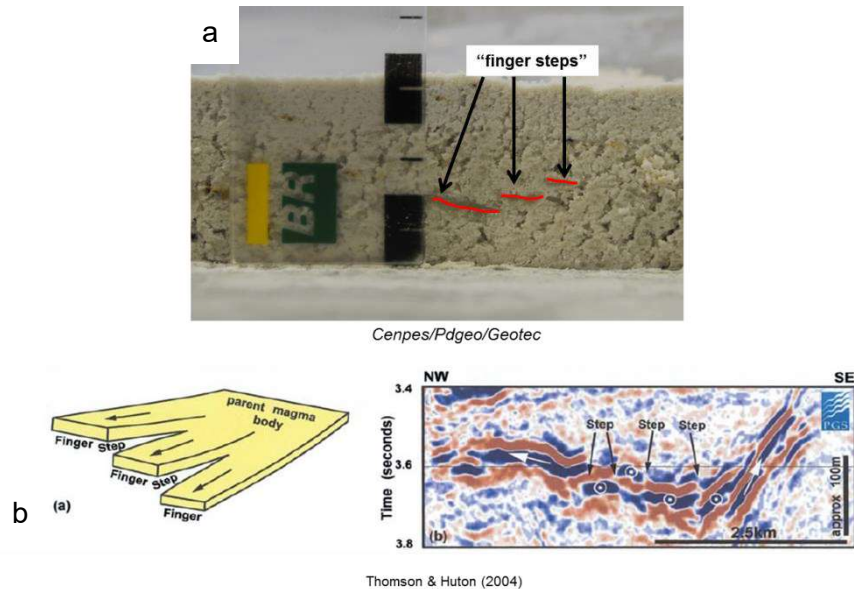


Legenda: a) Alojamento da cera na encaixante e desenvolvimento de fraturas e soerguimento da superfície; b) formação de diques verticais a subverticais e desenvolvimento de uma estrutura em forma de pires; c) dobra forçada e fraturamentos provocados pela intrusão de soleiras em forma de pires na bacia de Faeroe Shetland).

Fonte: a e b) PEQUENO *et al.* (2015); c) HANSEN & CARTWRIGHT (2006)

Também foi observado o padrão de ramificação (*fingers steps*) da intrusão a partir de um corpo parental, conforme proposto em dados sísmicos da Bacia de Faroe Shetland por Thomson & Hutton (2004). Na Figura 41 pode-se notar a grande similaridade entre os padrões produzidos no experimento realizado em laboratório com aquele observado em dados sísmicos de bacias do Mar do Norte.

Figura 41 – Resultado de experimentos físicos realizados pelo CENPES para simular geometrias associadas a intrusões ígneas e sua relação com feições observadas em dados sísmicos



Legenda: a) ramificação da intrusão observado no experimento; b) modelo de fluxo ramificado. Mar do Norte.

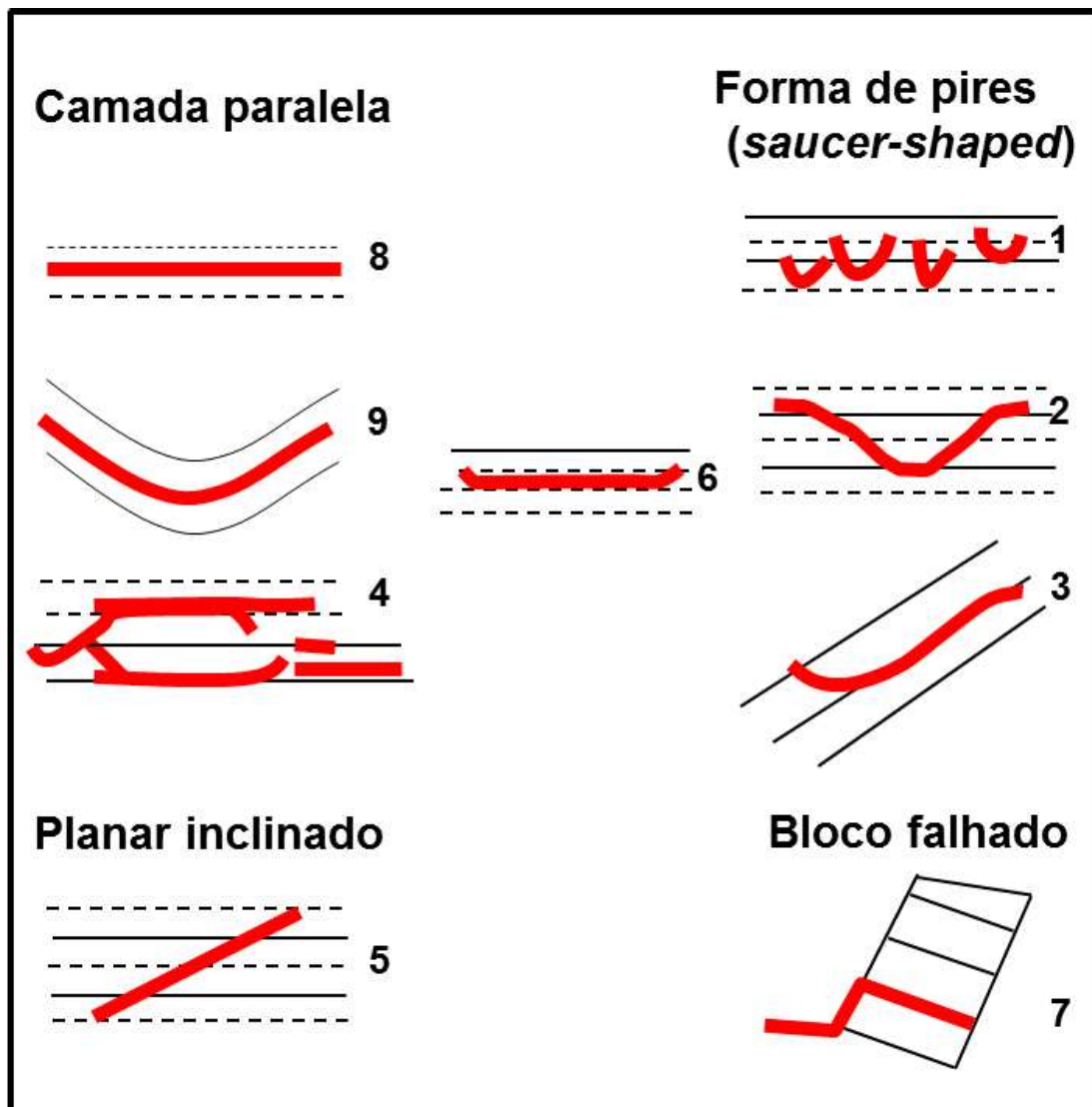
Fonte: a) PEQUENO *et al.* (2015); b) THOMSON & HUTTON (2004).

#### 4.4 Hierarquia dos eventos magmáticos na área estudada

##### 4.4.1 Características das feições intrusivas

Neste trabalho, refletores de alta amplitude com terminações abruptas e/ou transgredindo um ou mais eventos (Planke *et al.*, 2005) foram interpretados como possíveis intrusões ígneas (Figura 42). Estes critérios foram combinados com o mapeamento estrutural da área e com a análise dos atributos sísmicos, a fim de viabilizar uma análise mais precisa.

Figura 42 – Diagrama esquemático mostrando as principais sismofácies de soleiras identificadas.



Legenda: 1 – intrusões rasas associadas a geometrias em forma de pires estreitas; 2- geometria em forma de pires irregular e mais alongada, sendo reconhecida mais comumente em profundidades maiores; 3-geometria em forma de pires escalonada (*climbing saucer-shaped*): caracterizada por segmentos transgressivos e em forma de pires; 4-camada paralela irregular: dominada por intrusões plano-paralelas conectadas por segmentos transgressivos locais; 5-planar inclinado: associada a reflexões segmentadas, levemente irregulares, as quais atravessam um ou mais refletores; 6-forma de pires suave: composta por um segmento predominantemente paralelo à encaixante com pequenos segmentos transgressivos na borda; 7-bloco falhado: eventos de alta amplitude dentro de blocos falhados, no qual as soleiras tendem a seguir falhas e/ou zonas de discontinuidades estratigráficas; 8-geometria levemente paralela: soleiras profundas, concordantes à encaixante e com elevados valores de amplitude; 9-paralela à fisiografia da bacia: similar a unidade 8, mas com

geometria em pires caracterizada pela fisiografia da bacia em grandes profundidades.

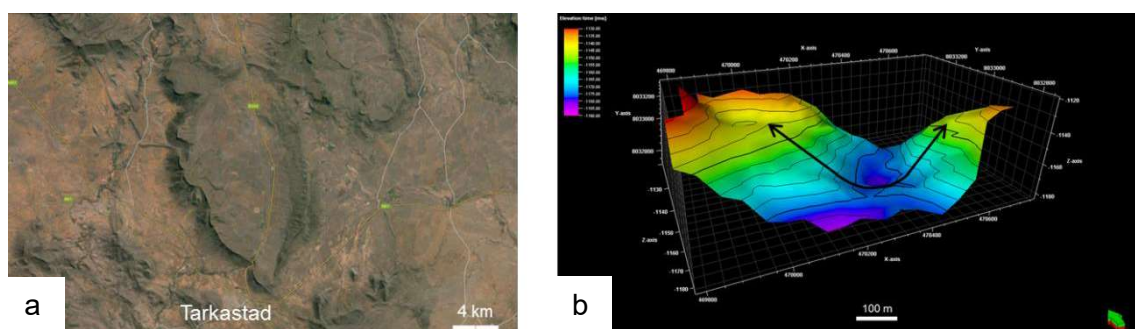
Fonte: PLANKE *et al.* (2005), modificado pelo autor, 2016.

De maneira geral, as intrusões ígneas associadas aos derrames basálticos eocênicos da Fm. Abrolhos são mais bem visualizadas em regiões mais rasas e ocorrem basicamente de duas maneiras na área estudada: na forma de diques subverticais a verticais, de difícil imageamento sísmico e caracterizada por feições sísmicas difusas; e como complexo de soleiras pouco contínuas lateralmente.

Na área da Bacia de Mucuri, onde foi disponibilizado um volume sísmico 3D, foram interpretadas 26 soleiras. A maioria possui formato alongado em planta nas direções NE-SW, NW-SE e minoritariamente E-W. Quando visualizadas em três dimensões possuem a geometria de um pires, com um segmento plano concordante à camada intrudida e bordas inclinadas (Figura 43), conforme descrito nas soleiras da Bacia de Karoo, na África do Sul (Chevalier & Woodford, 1999; Svensen *et al.*, 2007), na Bacia de Campos (Oreiro *et al.*, 2008) e na Bacia do Parnaíba (Porto, 2013).

As mesmas foram classificadas em três tipos de acordo com a sua posição no arcabouço estratigráfico, quais sejam: tipo 1 (próximo ao topo do sal); tipo 2 (próximo ao topo do Albiano) e tipo 3 (próximo à DPES). Com o objetivo de facilitar o catálogo e classificação das soleiras, a área foi dividida em 3 setores: SW, C e NE (Anexo II). A Figura 44 mostra a disposição das mesmas na área de Caravelas.

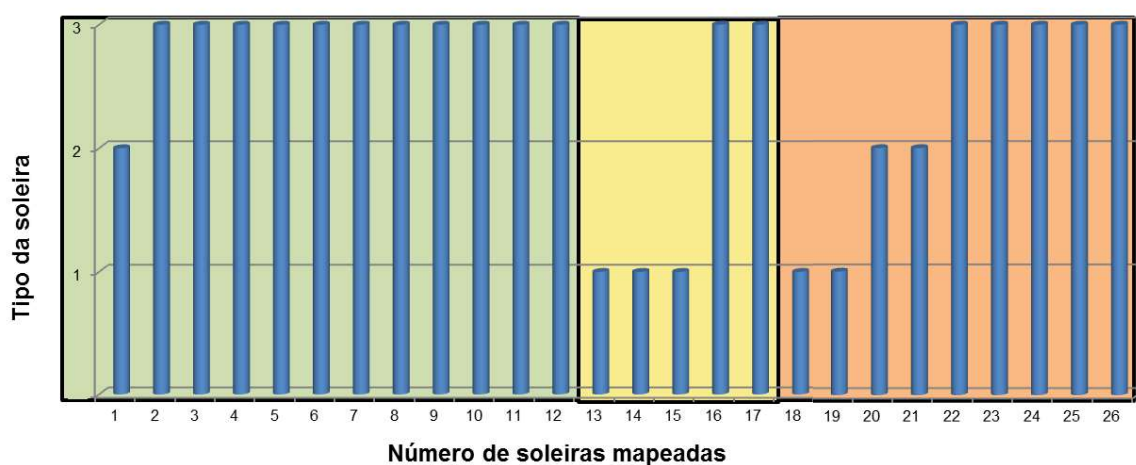
Figura 43 – Soleiras em formato de pires



Legenda: a) imagem de satélite de uma soleira na região de Tarkastad (Bacia de Karoo, África do Sul). Observe que a mesma possui o centro plano e as bordas escarpadas formando uma geometria tipo pires; b) soleira tipo 1 mapeada na Bacia de Mucuri. Forma de pires com borda inclinada similar às soleiras da Bacia de Karoo.

Fonte: a) CHEVALIER & WOODFORD (1999); SVENSEN *et al.* (2015b); b) O Autor, 2016.

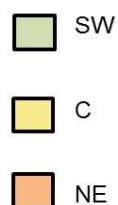
Figura 44 – Distribuição das soleiras mapeadas no volume sísmico 3D de Caravelas (BA).



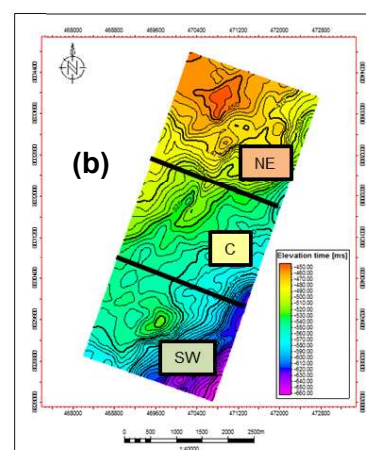
(a)

#### Legenda

Legenda: (a) Tipos de soleiras mapeadas: tipo 1, próxima ao topo do sal; tipo 2, próxima ao topo do Albiano; tipo 3, próxima à DPES; (b) setores SW, C e NE em relação ao mapa de topo estrutural da DPES



Fonte: O Autor, 2016.



As soleiras do tipo 1 são as que possuem maiores área e alongação (Figura 45). Provavelmente aproveitaram a zona de descolamento abaixo do sal para se espalhar por distâncias quilométricas, uma vez que o mesmo funciona como um selo parcial ajudando o magma a se alastrar (Pequeno, 2009). A interpretação sísmica sugere que onde a camada do sal é mais fina ou está afetada por falhas, as soleiras aproveitam tais descontinuidades para intrudir.

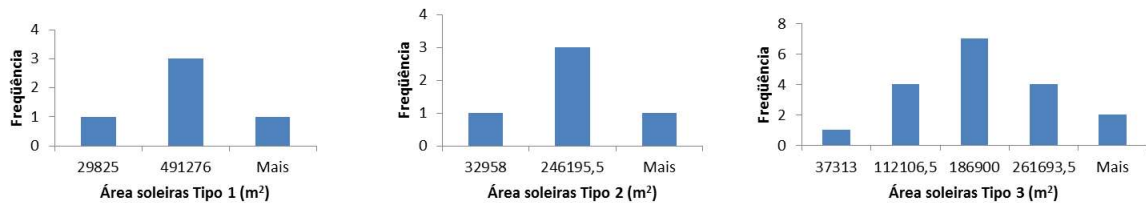
As soleiras do tipo 2 intrudem preferencialmente nos folhelhos da Formação Urucutuca e são estatisticamente menores em área do que aquelas do tipo 1 (Figura 45). Quando tal unidade é obliterada por falhas, o magma aproveita a descontinuidade estrutural e transgride a estratigrafia, novamente na forma de diques e/ou complexos de soleiras.

Por sua vez as soleiras do tipo 3 são arealmente menores e formam frequentemente geometrias em forma de pires estreitos, embora sejam mais complexas do que aquelas onde o *emplacement* ocorreu em profundidades maiores



(tipos 1 e 2). As soleiras do tipo 3 estão intimamente associadas aos extravasamentos vulcânicos eocênicos amostrados pelos poços 1-ICA-1-BA e 3-ICA-3-BA. Parece haver uma relação entre a área das soleiras e a sobrecarga sedimentar, ou seja, quanto menor a coluna sedimentar, maior a complexidade das soleiras.

Figura 45 – Histograma de distribuição das áreas das soleiras tipo 1, 2 e 3.



Fonte: O Autor, 2016..

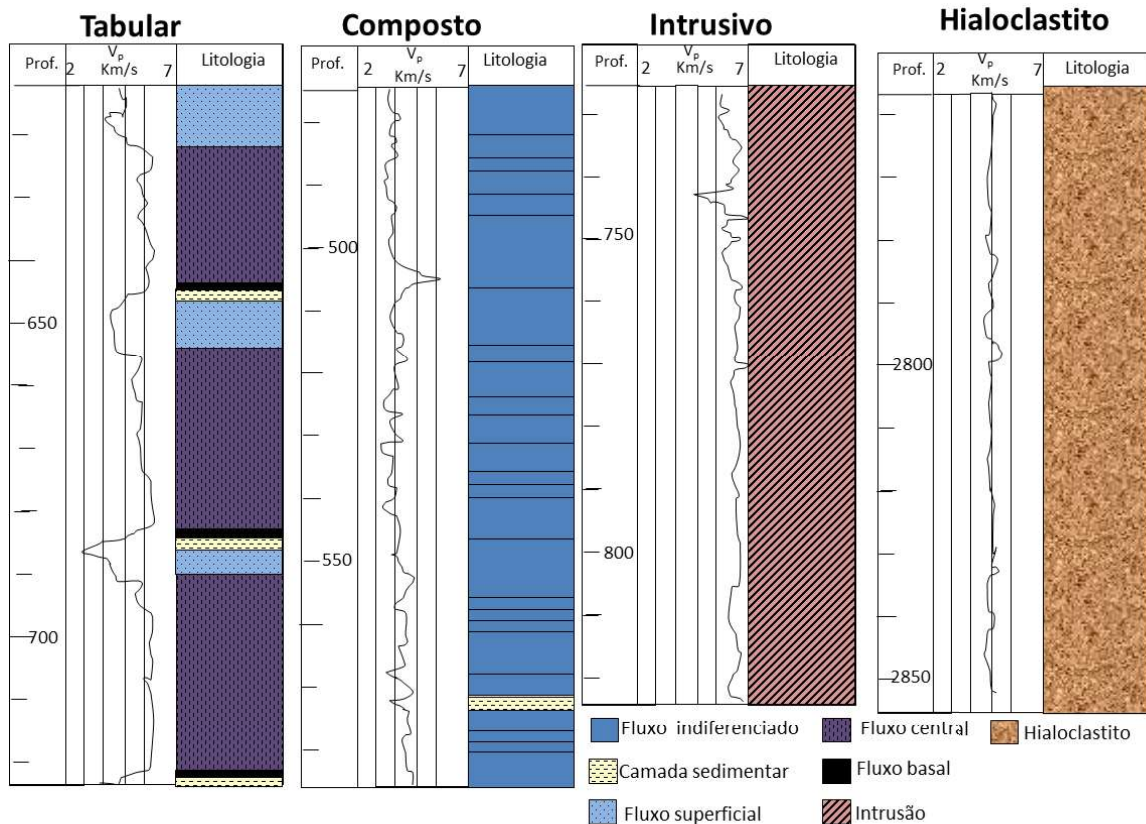
#### 4.4.2 Características das feições extrusivas

As rochas efusivas foram divididas em dois ciclos eruptivos e estão relacionados a diques alimentadores de direção dominante NE-SW. Geralmente o topo desta sequência é de fácil identificação devido às acentuadas diferenças das propriedades elásticas existentes entre esta e a encaixante (neste caso, sedimento siliciclástico). Normalmente o topo de unidades ígneas sotopostas a pacotes sedimentares são identificadas por pronunciados contrastes de impedância (no dado aqui estudado tal interface é marcada por um pico positivo representado pela cor preta).

No entanto, de acordo com as descrições de calha cedidas pela ANP, não se trata de um único pacote ígneo e sim de uma sucessão vulcano-sedimentar, embora na representação esquemática dos poços isto não esteja evidente.

Nelson *et al.* (2009) descreveram uma série de fácies vulcânicas baseadas na geometria interna e externa de pacotes vulcânicos (Figura 46). As fácies de fluxos tabulares possuem frequentemente mais de 50 m de espessura e se estendem lateralmente por centenas de quilômetros. Por outro lado, os fluxos compostos são caracterizados por formarem lobos anastomosados. As fácies intrusivas compreendem diques e soleiras e as fácies de hialoclastitos consistem de rochas formadas por fragmentos de vidro gerados pelo rápido arrefecimento do magma.

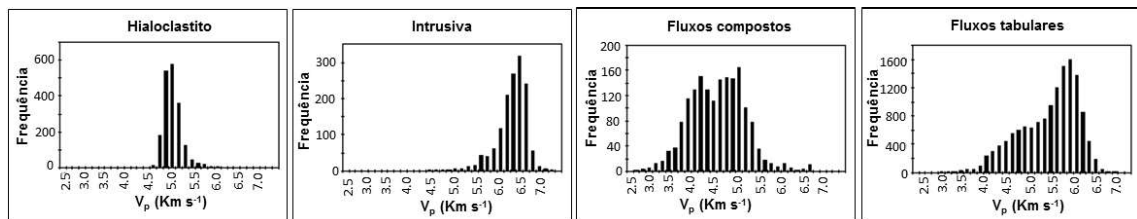
Figura 46 – Exemplos esquemáticos da variação da velocidade da onda compressiva ( $v_p$ ) e as diferentes fácies vulcânicas associadas.



Fonte: NELSON *et al.* 2009, modificado pelo autor, 2016.

Nelson *et al.* (2009) observaram ainda que as diferentes fácies vulcânicas da Província Ígnea Paleógena do Atlântico Norte, na Bacia de Faroe-Shetland (Noruega), possuíam histogramas característicos de velocidade, os quais revelam particularidades do significado genético de rochas vulcânicas (Figura 47).

Figura 47 – Histogramas de velocidade de várias fácies vulcânicas da Bacia de Faroe-Shetland (Noruega)



Fonte: NELSON *et al.* 2009, modificado pelo autor, 2016.

No que se refere aos derrames compostos e tabulares é possível observar que os fluxos ígneos tabulares possuem uma ampla distribuição assimétrica de velocidades, com valores modais altos, enquanto que fluxos compostos possuem distribuição simétrica de velocidades, com picos em velocidades menores. Isto pode estar relacionado à maior quantidade de gases e, conseqüente, desenvolvimento de vesículas em fácies vulcânicas compostas, o que diminui a velocidade da onda compressiva (vp). A distribuição das velocidades dos hialoclastitos, por sua vez, é mais estreita, quando comparada aos fluxos compostos e tabulares, com picos em torno de 5 km/s; e as rochas intrusivas possuem distribuição pequena com picos elevados de velocidade (em torno de 6,5 km/s).

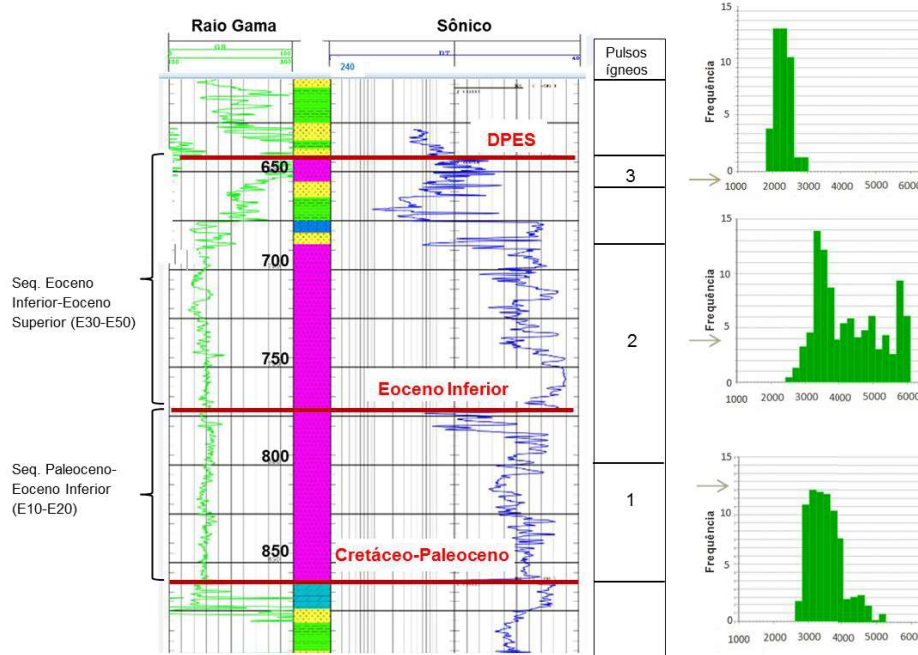
A curva do perfil sônico do poço 3-ICA-3-BA (Figura 48) sugere possíveis intercalações no pacote ígneo, principalmente a 775 m, onde ocorre uma quebra acentuada. Observa-se que tanto a assinatura do perfil sônico, quanto assinatura dos histogramas de velocidade deste poço, apresentam comportamentos distintos, acima e abaixo deste patamar. Ocorre ainda outro corpo ígneo mais raso, em 650 m. Os histogramas de velocidade nestes três pacotes, ou seja, acima e abaixo da quebra de 775 m, como também aquele pacote a 650 m, revelam assinaturas distintas. Tal característica pode estar associada a diferentes pulsos ígneos registrados neste poço.

As formas dos histogramas de velocidade dos pulsos 1 e 3 guardam alguma semelhança com as fácies vulcânicas de hialoclastitos definidos por Nelson *et al.* (2009; Figura 47), enquanto o histograma de velocidade do pulso 2 se assemelha aos fluxos compostos. Apesar dos histogramas dos pulsos 1 e 3 possuírem formas bastante semelhantes, os valores de velocidade são muito diferentes. A queda no patamar de velocidades do pulso 3 poderia estar relacionada: à presença de intercalações com rochas sedimentares, a grandes pacotes de rochas vulcanoclásticas, ou ainda, a superfícies erosivas que teriam alterado as rochas originais.

A descrição de amostras de calha do poço 3-ICA-3-BA (Figura 48), associadas ao pulso 1, revela a intercalação de basaltos com folhelhos e calcilitos, o que sugere um ambiente subaquoso na época de extravasamento das rochas magmáticas neste período, o que estaria de acordo com o histograma de velocidades característico de hialoclastitos. Por outro lado, a descrição das amostras associadas ao pulso 2 mostra intercalação de basaltos, arenitos e, minoritariamente,

calcarenitos. Tal associação litológica indica um ambiente continental na época de formação do pulso 2, e estaria condizente com a formação de fluxos compostos, evidenciado no histograma de velocidades associado a este pulso.

Figura 48 – Detalhe da seção vulcânica no poço 3-ICA-3-BA.



Legenda: Estão marcadas as sequências Paleoceno-Eoceno Inferior (E10-E20 *sensu* França et al., 2007b) (delimitada na base pela discordância do Paleoceno e no topo pela Discordância do Eoceno Inferior) e Eoceno Inferior-Eoceno Superior (E30-E50 *sensu* França et al., 2007b) (limitada na base pela Discordância Eoceno Inferior e no topo pela Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES). A Discordância do Eoceno Inferior foi marcada onde ocorre o aumento da vagarosidade em 775 m. A partir do comportamento do perfil sônico e das diferentes distribuições de velocidade dos histogramas de velocidade de cada pacote, foi possível individualizar 3 pulsos ígneos, dois deles acima da Discordância do Eoceno Inferior.

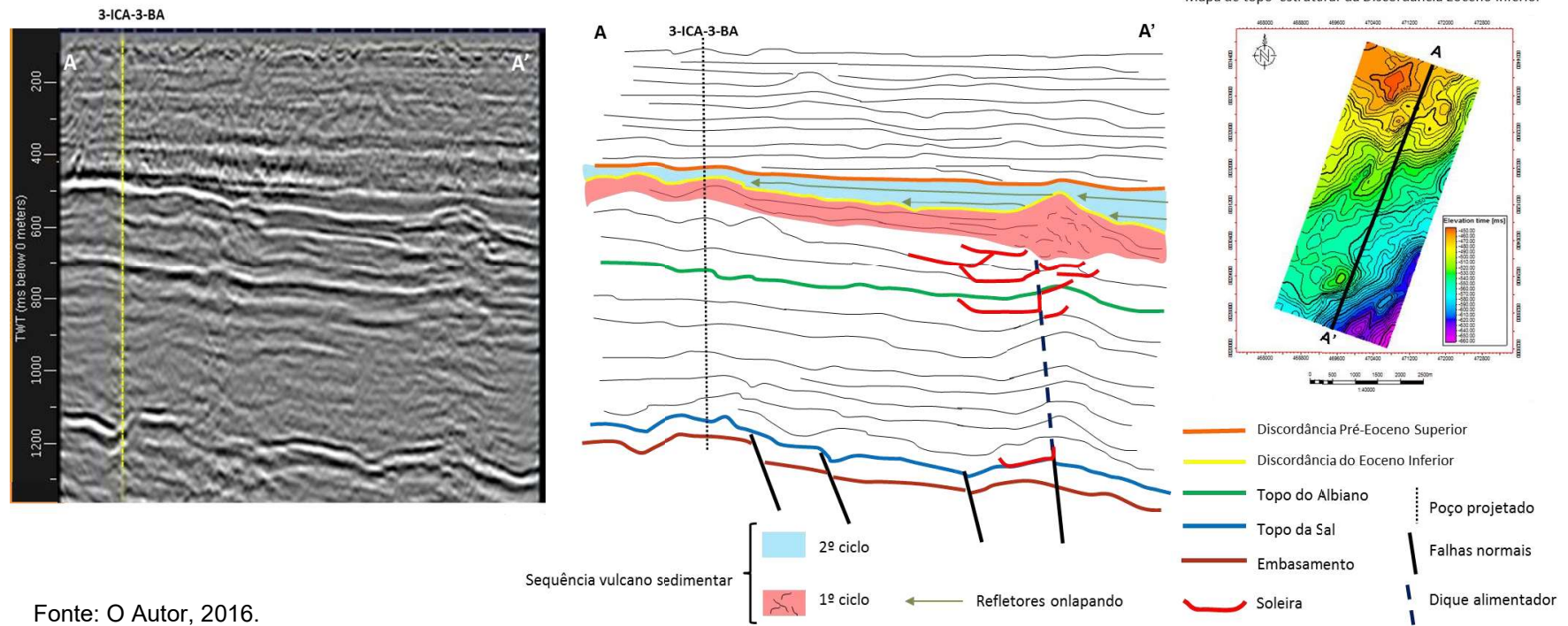
Fonte: O Autor, 2016.

Ainda de acordo com Nelson *et al.* (2009), depósitos vulcânicos do tipo hialoclastito têm grande importância paleoambiental, pois seu reconhecimento pode ajudar na determinação de antigas linhas de costa, evidenciando transições entre fluxos de lava subaéreo para depósitos vulcanoclasticos subaquosos (hialoclastos).

A intercalação litológica entre os pulsos 1 e 2 gerou um refletor de forte contraste negativo de impedância e com continuidade em toda área do volume. Na área estudada este evento está intercalado no referido pacote ígneo associado à

Formação Abrolhos, conforme observa-se no modelo do sismograma sintético feito a partir do Poço 3-ICA-3-BA (Figura 25). O padrão das terminações dos refletores acima deste horizonte, em *onlap* (Figura 49), sugere ainda que este evento seja uma discordância de grande magnitude, provavelmente associada à Discordância do Eoceno Inferior. De acordo com França *et al.* (2007b), esta discordância marca o topo da sequência E10-E20, na qual estão inseridas as primeiras manifestações vulcânicas da Formação Abrolhos. Ainda segundo França *et al.* (op. cit.) esta sequência está limitada apenas à porção marinha desta bacia. No entanto, infere-se aqui que a mesma possua depósitos correlatos também na porção emersa da Bacia de Mucuri.

Figura 49 – Modelo geológico esquemático elaborado a partir do volume sísmico 3D.

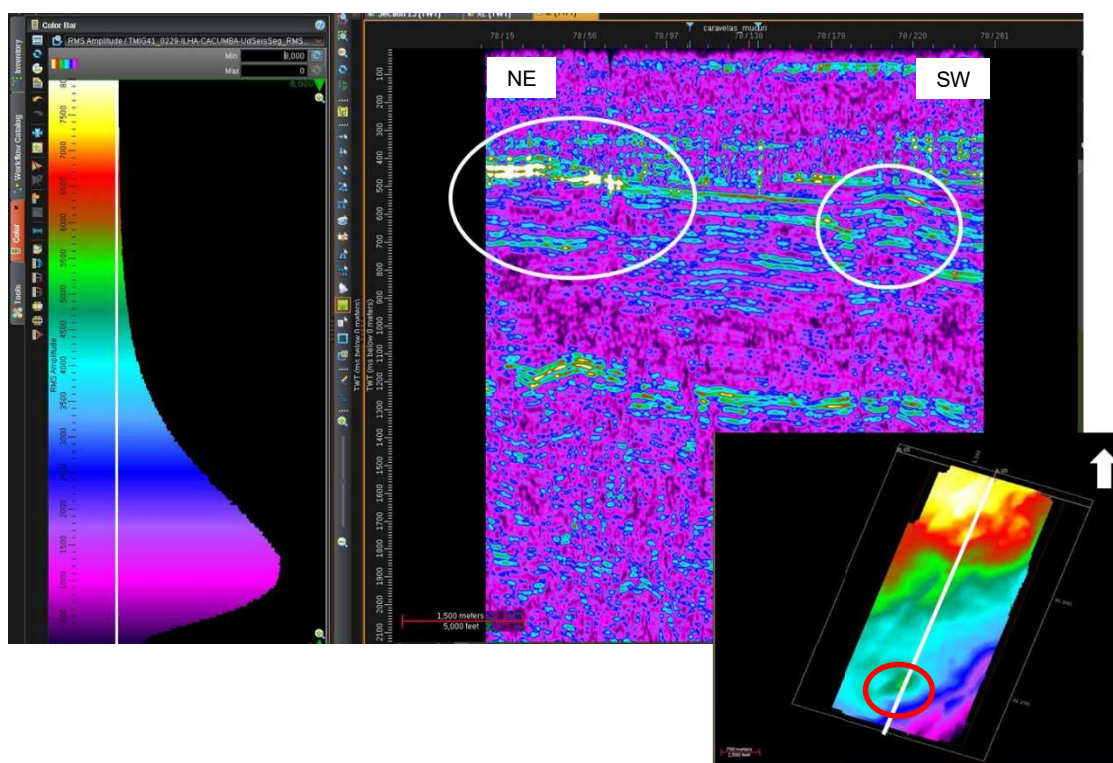


Fonte: O Autor, 2016.

Limitadas pela Discordância do Eoceno Inferior ocorrem feições monticulares bem definidas nas seções sísmicas que foram interpretadas como possíveis cones vulcânicos, sendo notável, no dado de amplitude, uma fácies com padrão caótico no interior do *mound* (Figura 49). Este evento representa possivelmente o fim do primeiro ciclo vulcano-sedimentar, após o qual teria havido exposição e provável alteração subaérea dos depósitos. Esta interpretação é reforçada pelo forte contraste negativo de impedância no meio do pacote ígneo, o qual foi amarrado na região do poço 3-ICA-3-BA onde há um acentuado aumento no perfil sônico (Figuras 25 e 48), como também pelos histogramas de velocidade que mostram comportamentos diferentes acima e abaixo da Discordância do Eoceno Inferior.

Tal evento também é bem delimitado em área. O formato circular observado na área SW da Figura 50 (círculo vermelho) está provavelmente relacionado às intrusões que ocorreram nesta região no Eoceno. O resultado do cálculo da amplitude RMS no cubo sísmico enfatiza tais características deste pacote. Na Figura 50 nota-se que este atributo amplificou prováveis intrusões associadas ao mesmo evento, após o qual sucede-se um novo derrame, que compõe o 2º ciclo Vulcano-sedimentar e é limitado pela Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES) (Figuras 48-49). Esta discordância limita o topo do vulcanismo Abrolhos e, de acordo com França *et al.* (2007a e 2007b) é correlacionada a um importante evento eustático ocorrido há 40 Ma, de grande importância na peneplanização destas bacias, sobretudo nas áreas proximais, tendo atingido inclusive o embasamento.

Figura 50 – Linha 78 extraída a partir do cubo de amplitude RMS.



Legenda: Os círculos brancos indicam o topo da Formação Abrolhos com amplitudes mais elevadas.  
O círculo vermelho indica a localização do *mound* vulcânico a SW. No interior deste as altas amplitudes pouco contínuas foram interpretadas como intrusões.

Fonte: O Autor, 2016.

#### 4.4.3 Cones de escapes de fluidos e gases<sup>2</sup>

São recorrentemente citadas na literatura feições de escapes de gás em regiões com vulcanismo ativo. Kholodov (2001), em estudo realizado na região do Mar Cáspio, verificou que tais feições estão relacionadas a reativações estruturais. Segundo Shakirov *et al.* (2004), a mistura água/gás/sedimentos é empurrada até a superfície quando as condições de pressão e temperatura são elevadas o suficiente. Oreiro (2006) descreve um cone de pequenas dimensões na área de Cabo Frio, de

<sup>2</sup> Sugere-se aqui a expressão Cone de Escape no sentido de Complexo Hidrotérmal de *Vent* (*Hydrothermal Vent Complex*), como proposto por Planke *et al.* (2005). De acordo com estes autores, tais complexos desenvolvem uma geometria do tipo conduto formado por faturamento, erupção e transporte de fluidos hidrotermais e sedimentos.

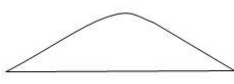
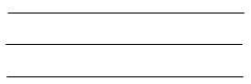


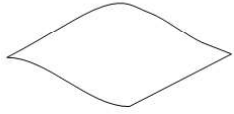
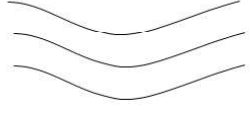
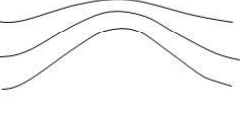
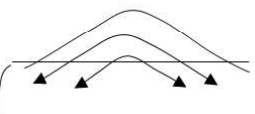


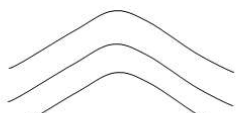



idade neógena, associada à geração de gás, desenvolvendo um vulcão de lama. Estas feições são estrategicamente importantes, pois sua presença pode ser sugestiva de que o sistema petrolífero na área está ativo (Oreiro, 2006).

O uso sistemático da sísmica para interpretação de feições ígneas revelou que a percolação de fluidos hidrotermais pode estar associada à intrusão de soleiras, desenvolvendo uma geometria de escape similar a um cone. Joppen & White (1990) foram pioneiros em sugerir tal relação a partir de estudos realizados em seções 2D. Mais tarde tais estruturas puderam ser mapeadas e melhor visualizadas com o advento da sísmica 3D (Svensen *et al.*, 2004; Planke *et al.*, 2005; Hansen, 2006).

Svensen *et al.* (2004) sugeriram que os cones de escape estariam relacionados à remobilização de sedimentos produzidos por fluidos hidrotermais associados às intrusões de soleiras, formando-se como consequência direta de eventos intrusivos que geraram a erupção explosiva de gases, líquidos e sedimentos. Planke *et al.* (2005), em estudo feito nas bacias de Vøring e Møre (Noruega) reconheceram evidências de estruturas subverticais associadas a fluxos hidrotermais de mais de 2000 complexos de cones de escape, os quais podem estar relacionados a dissolução diagenética dos reservatórios. Hansen (2006) compilou dados sobre a geometria de tais cones de escape de várias bacias da margem atlântica do noroeste europeu e mostrou que estas estruturas variam entre 0,5-3,5 km de largura, podendo atingir entre 50-640 m de altura; foram definidas por esta autora três formas morfológicas principais: cratera, domo e em formato ocular (*eye-shaped*) (Figura 51).

Figura 51 – Ilustração esquemática de terminologias informais usadas para caracterização de cones de escape.

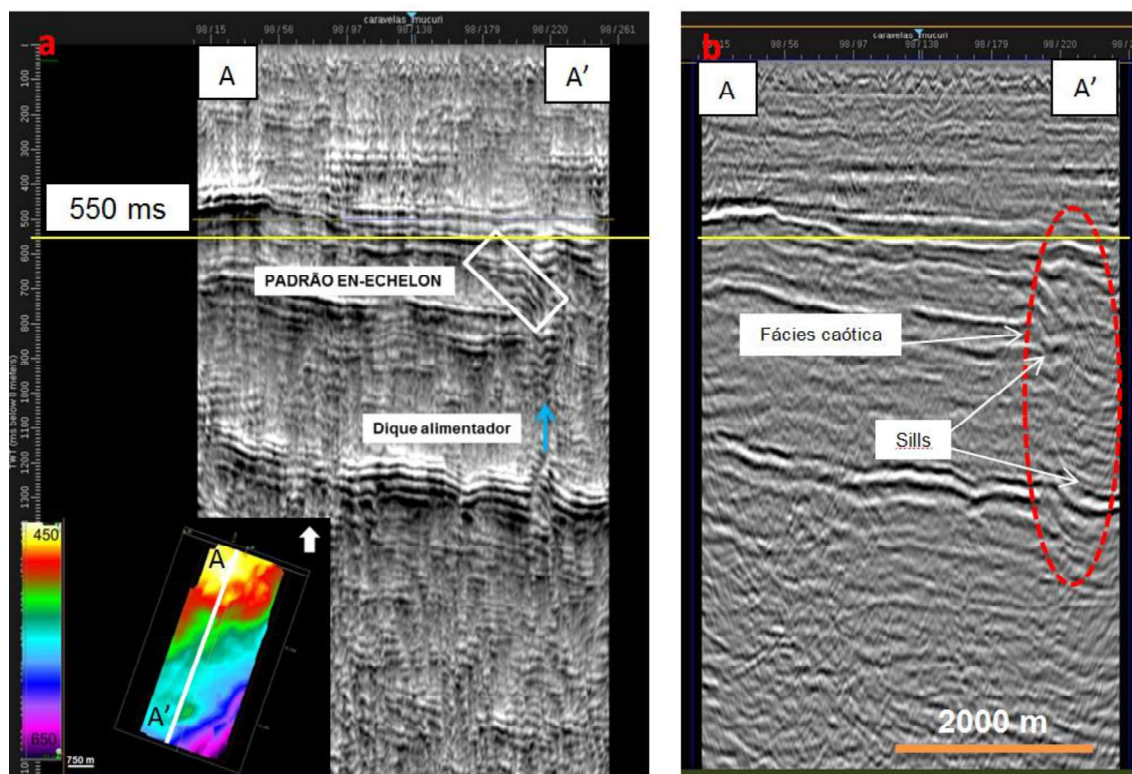
Estilos geométricos	Padrão da base	Padrão de soterramento	Geometria interna
Formato dômico	Plano-paralelo concordante	<i>Onlapping</i>	Caótico
			
Formato ocular	Côncavo	Divergente	<i>Downlapping</i>
			
Cratera	Truncado	Concordante	Estrutura anelar
			

Fonte: HANSEN (2006), modificado pelo autor, 2016.

Tais estruturas se formam no leito marinho, as quais podem ou não estar associados a edifícios vulcânicos e a vulcanismo propriamente dito. Estas feições são re-utilizadas para migração vertical de intrusões magmáticas e, portanto, poderiam ser sugestivas para o reconhecimento indireto de diques (Planke *et al.*, 2005).

No entanto, tais estruturas são muito sutis nos dados sísmicos, pois são caracterizadas por zonas de baixa amplitude, difusas e fácies caótica, causando um efeito de “sombra”, ou arrefecimento do dado sísmico (Oreiro, 2006). Na Figura 52a é possível observar a partir da Técnica de Volume de Amplitudes (TECVA; Bulhões, 1999; Bulhões & Amorim, 2005) um incremento de resolução da região de sismofácies caótica. A grande descontinuidade sísmica subvulcânica observada foi interpretada como resultado de intrusões verticais de fluidos e gases e/ou diques alimentadores magmáticos. São observadas também feições radiais no padrão *en echelon*, que segundo Thomson & Hutton (2007) seriam ocasionadas por intrusões de soleiras que se ramificariam a partir de um corpo principal. As feições mais profundas são de difícil interpretação e podem ser confundidas com a camada de anidrita, também de forte contraste de impedância acústica.

Figura 52 – Linha 98 do volume sísmico 3D disposto na Bacia de Mucuri.



Legenda: a) seção processada com a técnica VA (Bulhões, 1999; Bulhões & Amorim, 2005). Uma grande descontinuidade é acentuada e interpretada como um dique alimentador do vulcanismo sobrejacente; Soleiras no padrão *en echelon* (Thomson & Hutton, 2007). b) a mesma seção no dado de amplitude. A região onde ocorre o dique é caracterizada por sismofácies caótica.

Fonte: O Autor, 2016.

Na Figura 53b é possível observar feições difusas similares aos complexos de cones de escapes de fluidos, descritos por Planke *et al.* (2005) e Hansen (2006) em bacias da Noruega. A paleo-superfície destas estruturas está diretamente relacionada aos refletores do magmatismo da Formação Abrolhos. A geometria em forma de um cone é possivelmente gerada a partir da intrusão de gases e fluidos, os quais provocam colapso na área afetada e geração de fragmentos (Figura 53). Neste caso, estas interrupções na continuidade dos refletores observados a partir das amplitudes convencionais (Figuras 53a-53b) foram deduzidas como sendo condutos de gases (Figura 53c), sedimentos e/ou diques alimentadores dos depósitos vulcânicos registrados no Cenozoico da região.

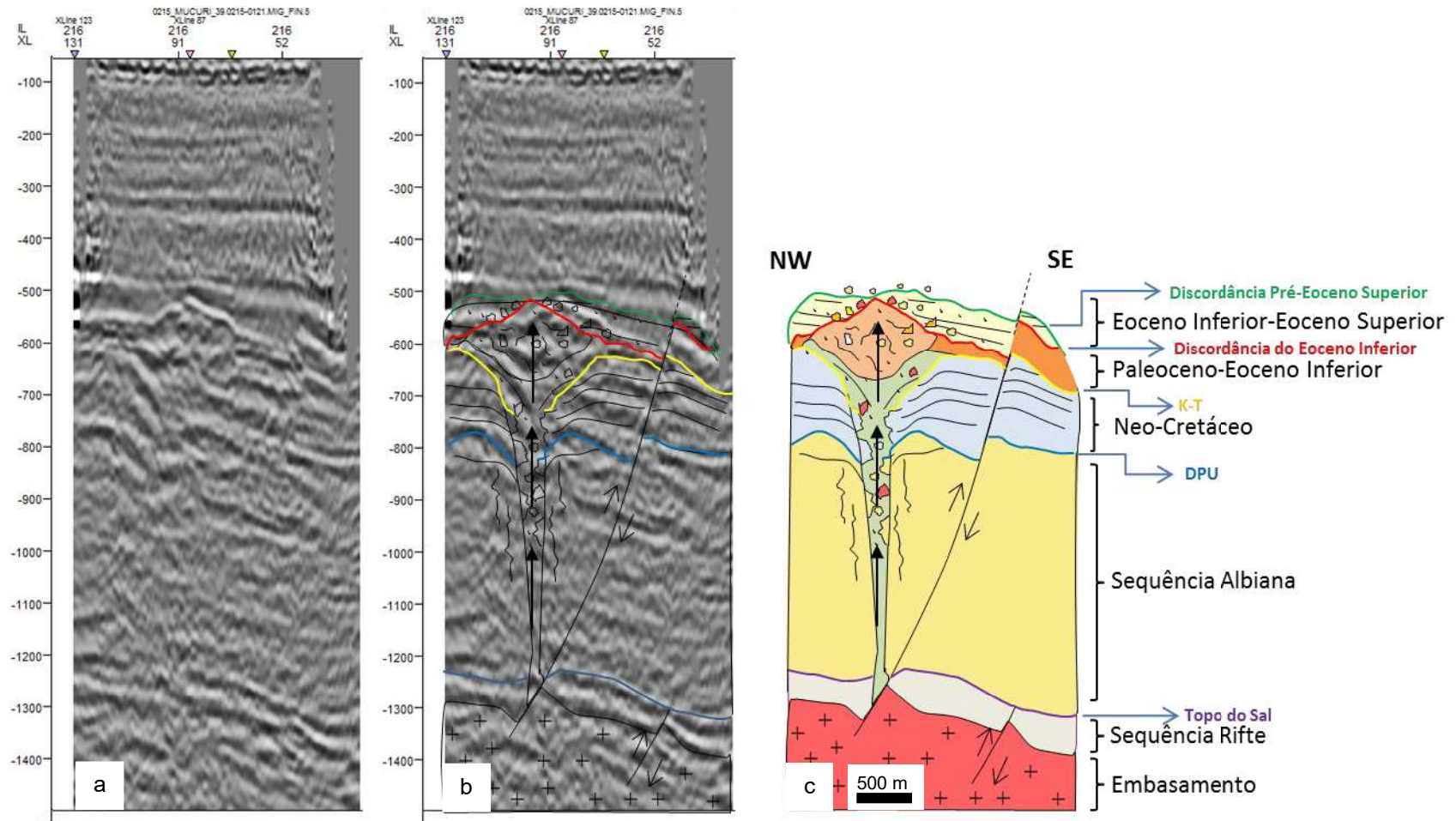
Portanto, por uma limitação de resolução sísmica e baixa razão sinal/ruído dos dados disponibilizados par este estudo, feições sísmicas verticais de

característica difusa foram interpretadas como diques magmáticos, ou relacionados a cones de escapes de fluidos e gases.

Como são feições associadas a escapes de gases e fluidos, deve-se salientar a importância do reconhecimento dessas estruturas na sísmica, pois as mesmas podem representar risco de *kick*, ou seja, de um fluxo anômalo da formação devido a um diferencial de pressão, no caso de perfuração das mesmas.

Embora seja de difícil determinação, a partir dos dados disponíveis para esta pesquisa, infere-se, também, a possibilidade da relação entre os cones de escape e os indícios de gás constatados pelos poços 1-ICA-1-BA e 3-ICA-3-BA.

Figura 53 – Modelo de cone de escape na região de Caravelas (BA)



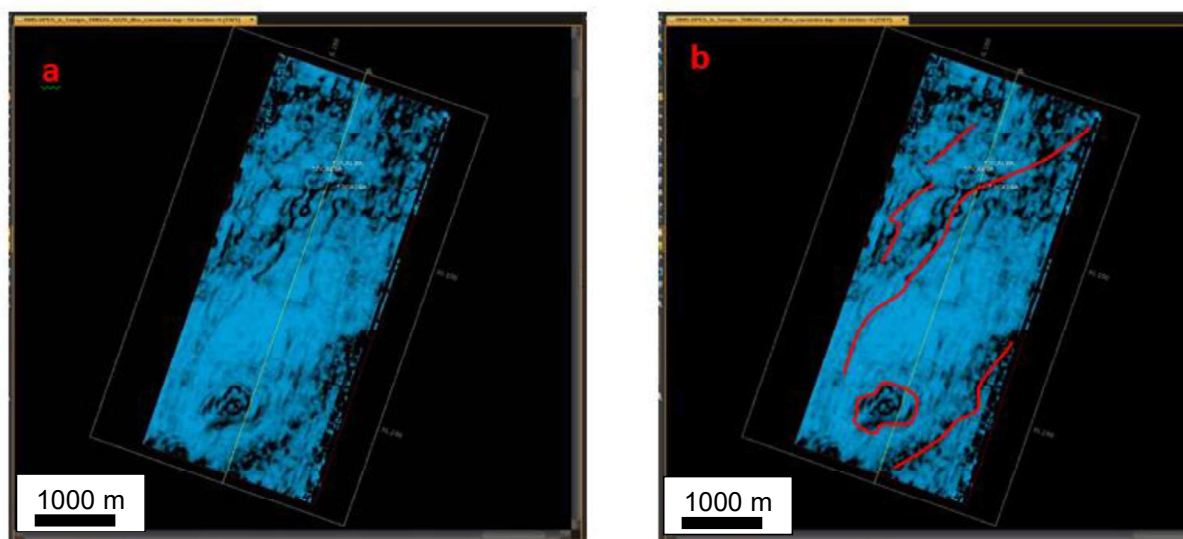
Legenda: a) linha sísmica do volume 3D da região de Caravelas mostrando feições difusas oculares abaixo do mound da Formação Abrolhos; b) interpretação do cone de escape; c) modelo de cone de escape interpretado a partir da referida linha sísmica.

Fonte: O Autor, 2016.

#### 4.5 Análise Estrutural com Base em Dados Sísmicos

A partir da interpretação sísmica foi observado um conjunto de falhas normais de direção predominante NNE-SSW, as quais afetaram principalmente o embasamento e foram posteriormente reativadas pelo menos até o Eoceno Superior. Este padrão estrutural foi identificado tanto nos mapas extraídos a partir do cubo de coerência (Figura 54), quanto nos mapas de isópacas (Figura 55).

Figura 54 – Timeslice a partir do cubo de coerência. Extraído em 550 ms, ou seja, próximo à DPES.



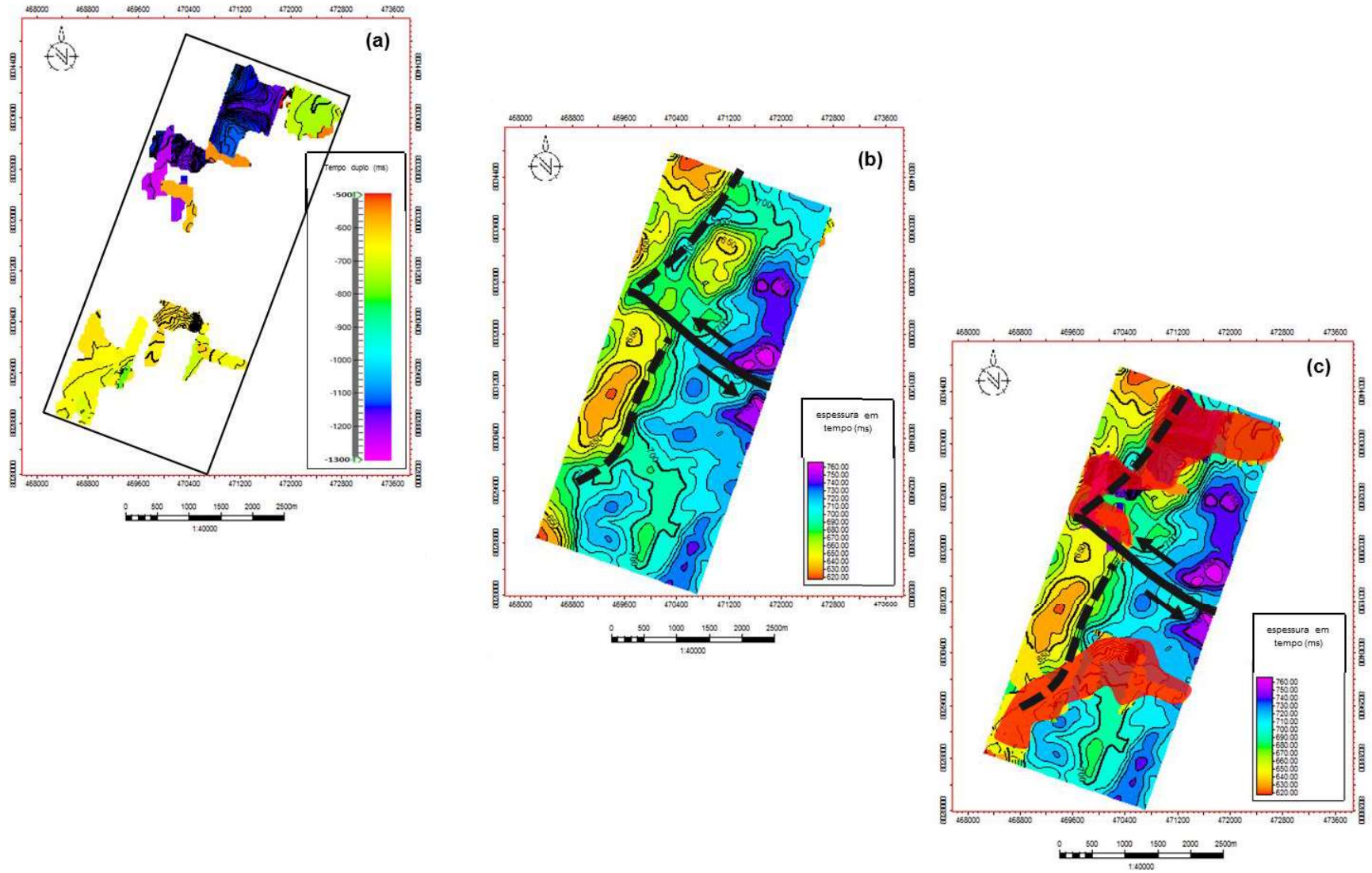
Legenda: As discontinuidades sísmicas são assinaladas na cor preta. (a) mapa não interpretado. (b) conjunto de falhas NE-SW; na área SW a feição circular assinalada foi interpretada como consequência de uma intrusão.

Fonte: O Autor, 2016.

Falhas direcionais NW-SE e subordinadamente E-W com transcorrência sinistral puderam ser inferidas a partir de mapas de isópacas calculados entre a Discordância do Eoceno inferior e o topo do sal (Figura 55). Tal interpretação revelou uma íntima relação entre processos estruturais e feições ígneas intrusivas. Oreiro (2006) e Oreiro *et al.* (2008), em mapeamento sísmico das rochas ígneas do Santoniano da Bacia de Campos, mostraram que aquelas intrusões estariam relacionadas à Zona de Deformação Cruzeiro do Sul, à qual pertence o Alto de Cabo Frio e que possui direção média NW-SE. Os mesmos autores observaram que os volumes mais expressivos de rochas magmáticas ocorrem próximos a áreas de

intersecção entre zonas de falhamentos NW-SE (falhas de rejeito direcional) e NE-SW (falhas normais). Este arranjo sugere que tal magmatismo não estaria associado à atuação de plumas mantélicas e teriam sido gerados por alívio de pressão a partir da reativação de falhas de rejeito direcional NW-SE. O mesmo padrão foi também observado na Bacia de Mucuri, como é possível observar na Figura 55c, onde há concentração de corpos intrusivos nos arredores da intersecção estrutural entre falhas normais NE-SW e falhas direcionais NW-SE. Tal paralelismo sugere um forte controle tectônico sobre o magmatismo pós-cretáceo nas bacias aqui estudadas.

Figura 55 – Relação da intersecção de falhas NW-SE (direcionais) e NE-SW (normais) com as soleiras mapeadas.



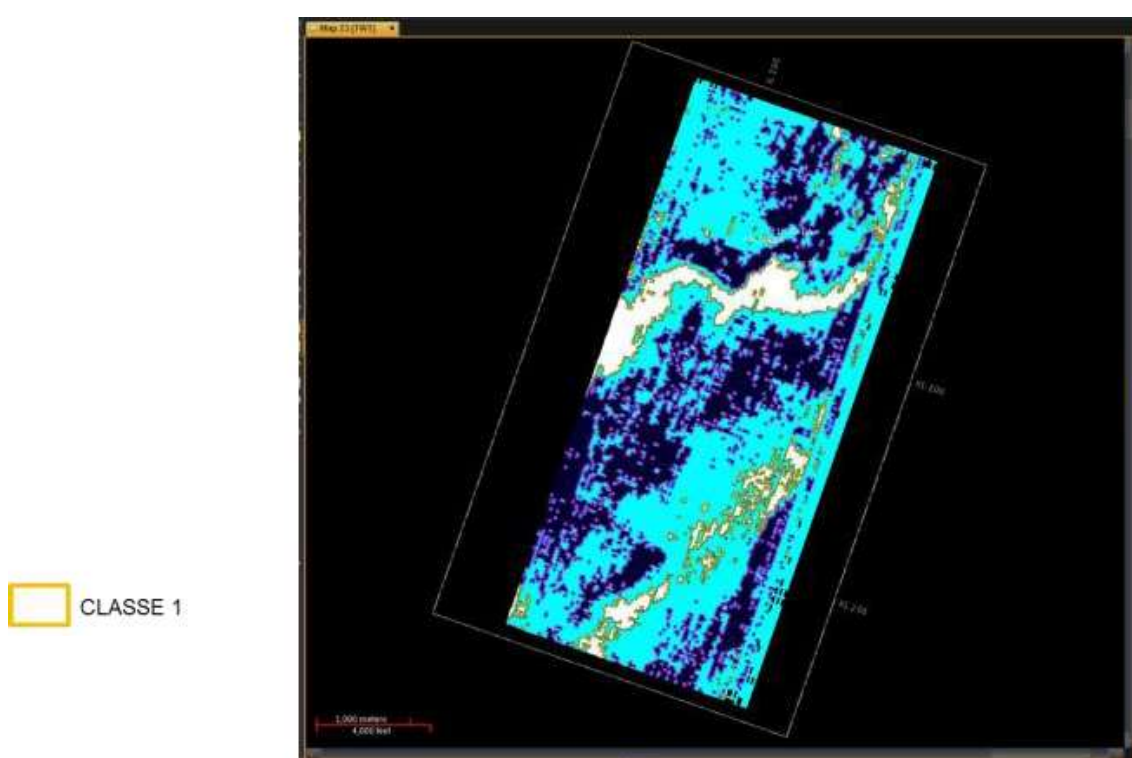
Legenda: (a) distribuição das soleiras; (b) mapa de espessura entre a Discordância do Eoceno Inferior e o topo do sal; (c) sobreposição dos mapas (a) e (b); em vermelho está representada a área das soleiras.

Fonte: O Autor, 2016.



Embora não seja de fácil determinação infere-se, na região de Mucuri, a existência de diques alimentadores de direção aproximada NNE-SSW, a qual coincide com as estruturas mapeadas na área. No mapa de sismo-classes gerado a partir do volume 3D nota-se que a distribuição da classe 1 está coerente com a interpretação estrutural da área (Figura 56). A classe 1 representa aproximadamente a orientação e distribuição das soleiras de tipo 3 na área de Caravelas.

Figura 56 – Sismo-classes geradas a partir da forma do traço. Timeslice em 550 ms (próximo à base das vulcânicas da Formação Abrolhos).



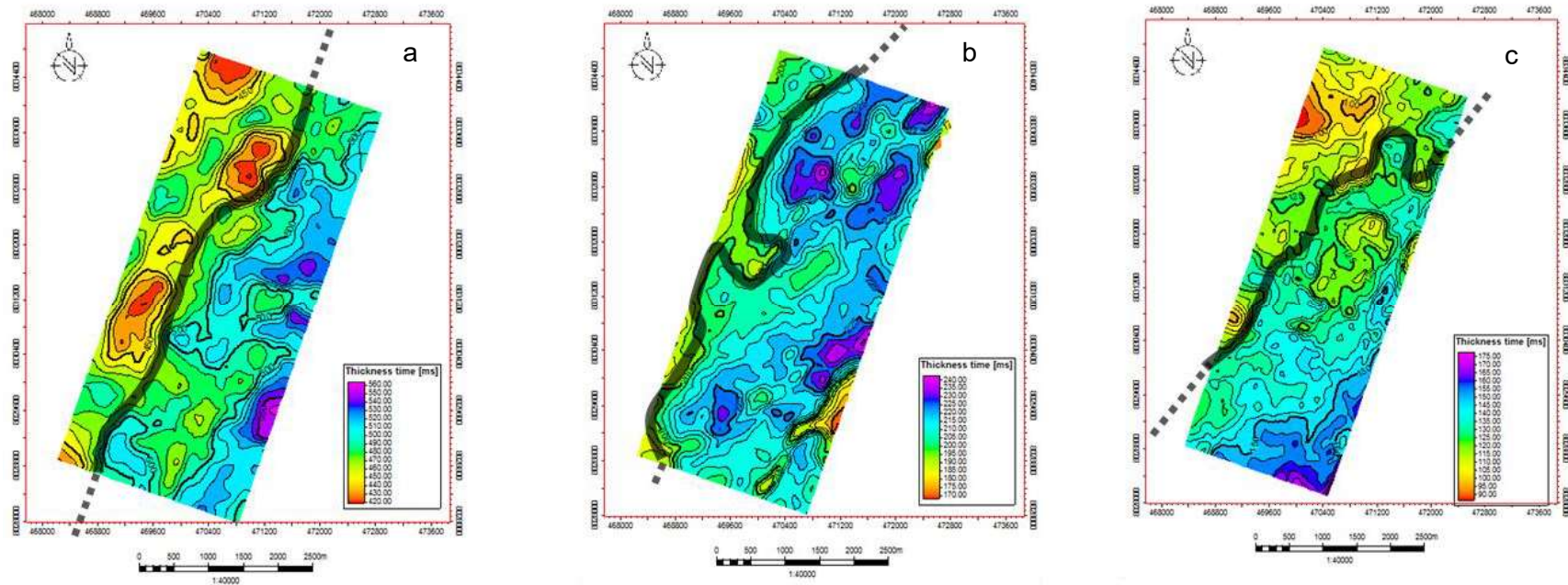
Legenda: O algoritmo procura grupo de traços sísmicos com características similares (amplitude, frequência, fase) e os agrupa em  $n$ -classes. Foram geradas 3 classes não-supervisionadas para este volume. Ou seja, o algoritmo agrupou os traços em três classes sem nenhum viés interpretativo. A Classe 1 está coerente com os *trends* estruturais NE-SW e outro a aproximadamente E-W.

Fonte: O Autor, 2016.

Como foi observado nas análises de campo, as falhas reconhecidas em afloramentos teriam tido a função de entrecortar a linha de costa, o que pode ter influenciado a formação de embaiamentos. A Figura 57 mostra a evolução de uma linha de charneira ao longo do tempo, a partir de mapas de isópacas feitos através

do volume sísmico 3D. O mapa de espessura calculado entre o topo do Albiano e o topo do sal (Figura 57a) e entre a Discordância do Eoceno Inferior e o Albiano (Figura 57b) ressaltou uma linha de charneira aproximadamente N-S, sugerindo que as estruturas herdadas do rifte exerceram grande controle deposicional até pelo menos o Mesoeoceno. No entanto, analisando os mapas de isópacas acima da Discordância do Eoceno Inferior é possível inferir uma mudança na linha de charneira, a qual migra para NE (Figura 57c), o que reforça a importância desta discordância na geomorfologia da área estudada.

Figura 57 – Mapas de isópacas mostrando mudança da linha de charneira de aproximadamente N-S para NE-SW ao <sup>114</sup> longo do tempo.

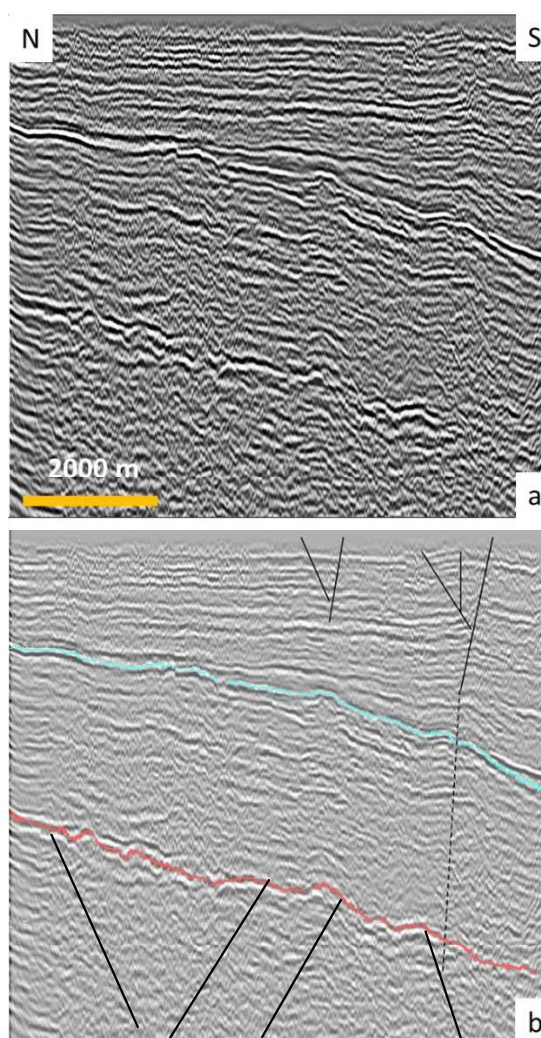


Legenda: (a) isópaca entre o topo do Albiano e o topo do Sal; (b) isópaca entre a Discordância do Eoceno Inferior e o Albiano; (c) isópaca entre o topo da Formação caravelas e a DPES.

Fonte: O Autor, 2016.

Portanto, os mapas de isópacas sugerem a presença de um relevo escarpado desde o embasamento. Embora seja baixa a razão sinal/ruído da linha 2D, 0121, localizada em Caravelas-BA (Figura 58), a mesma sugere que falhas de direção E-W foram continuamente reativadas até o recente. De fato, como visto no Capítulo 3, estas estruturas são reconhecidas em afloramentos da área de estudo e demonstram que a tectônica neogênica exerceu grande influência na configuração geomorfológica dos depósitos do Norte do Espírito Santo e Sul da Bahia, bem como no alojamento de rochas ígneas e na migração de hidrocarbonetos.

Figura 58– Linha sísmica 2D, 0121, Bacia de Mucuri, Caravelas-BA



Legenda: a) linha não interpretada; b) horizonte azul: Discordância do Eoceno Inferior. Horizonte vermelho: embasamento. Linhas contínuas pretas: falhas. Linha preta tracejada: continuidade da falha inferida até o embasamento.

Fonte: O Autor, 2016.

## 5 MODELO GEOLÓGICO EVOLUTIVO

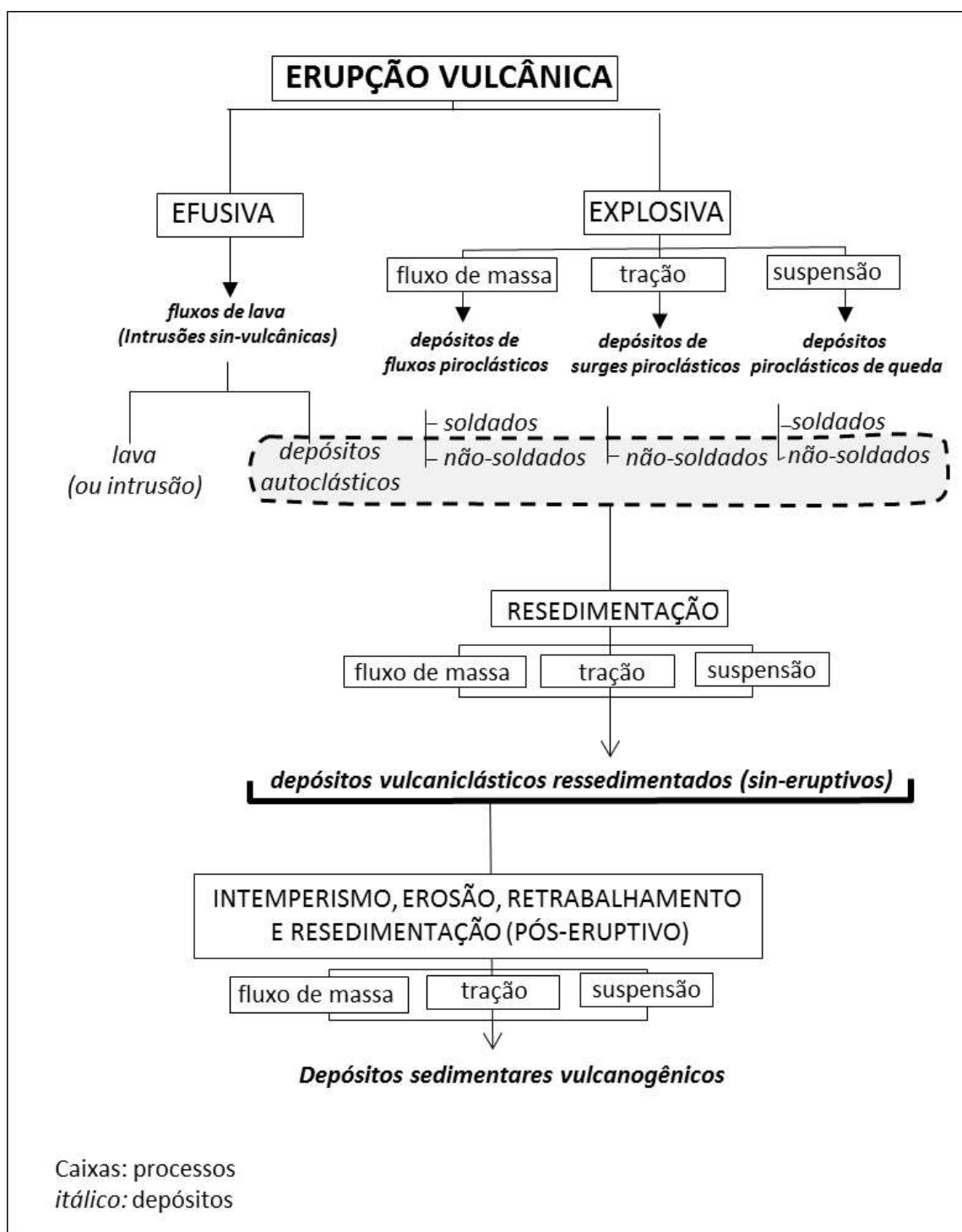
### 5.1 Características diagnósticas das rochas sedimentares vulcanogênicas

A Província Vulcânica de São Mateus-ES (PVSM; Novais *et al.*, 2008) é caracterizada por erupções piroclásticas subaquáticas (Motoki *et al.*, 2007). Rochas deste evento, originadas de erupções freatomagmáticas, ocorrem abaixo da Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES), intercaladas com arenitos grossos em afloramentos da Formação Rio Doce na Bacia do Espírito Santo, com espessura entre 1 e 2 m. A descoberta desta província vulcânica é ainda recente e as rochas piroclásticas são conhecidas atualmente somente em torno da cidade de São Mateus-ES (Motoki *et al.*, 2007; Novais *et al.*, 2008; Vieira *et al.*, 2014) e a partir de poços na Bacia de Mucuri (Gomes & Suita, 2010).

Comumente, sequências sedimentares associadas às regiões tectonicamente ativas exibem rochas que se formaram a partir da combinação de processos vulcânicos primários e sedimentares. Depósitos vulcanoclásticos primários são todos os fragmentos gerados a partir de processos vulcânicos. Portanto, clastos formados e, inicialmente, depositados por processos vulcânicos primários, ao serem erodidos, retrabalhados, ressedimentados e incorporados em novas sequências sedimentares, são chamados de vulcanogênicos (McPhie *et al.*, 1993). Tais partículas, geradas do intemperismo e erosão de depósitos vulcânicos primários, são chamadas de fragmentos epiclásticos (McPhie *et al.*, 1993).

Assim, segundo McPhie *et al.* (1993), os depósitos vulcanoclásticos podem ser classificados com base em processos genéticos, transportadores e deposicionais, em rochas: vulcanoclásticas autoclásticas, vulcanoclásticas piroclásticas e vulcanoclásticas vulcanogênicas (Figura 59). Dessa forma, de acordo com os mesmos autores e com Németh & Martin (2007), as rochas sedimentares vulcanogênicas são agregados vulcanoclásticos, formadas pela mistura de fragmentos vulcânicos e não-vulcânicos, os quais possuem indícios de feições texturais, estruturais e composicionais dos processos ígneos que lhe deram origem. As rochas vulcanoclásticas vulcanogênicas, portanto, diferem das vulcanoclásticas autoclásticas e piroclásticas por não possuírem fragmentos primários sin-vulcânicos.

Figura 59 – Classificação genética de depósitos vulcânicos.



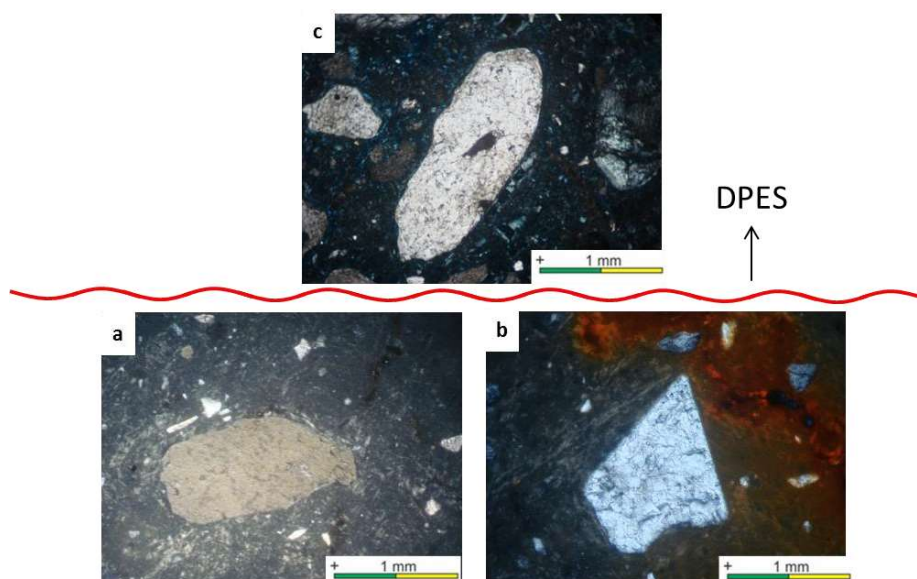
Fonte: McPhie et al. (1993), modificado pelo autor, 2016.

Foram reconhecidas na cidade de São Mateus-ES, acima da DPES, rochas sedimentares vulcanogênicas, as quais possuem evidências de fragmentos vulcaniclásticos epiclásticos, provavelmente relacionados ao evento piroclástico da PVSM, definido por Novais *et al.* (2008). Estas rochas são também

estratigraficamente correlatas aos arenitos da Formação Rio Doce, cuja fonte teria sido tais edifícios vulcânicos, além das rochas pré-cambrianas do embasamento cristalino.

As rochas sedimentares vulcanogênicas aqui reconhecidas são caracterizadas pela existência de fragmentos subangulares a angulares de quartzo. Em São Mateus, onde aflora rocha ignimbrítica sotoposta a arenitos supostamente epiclásticos, é notável a diferença petrográfica entre os dois litotipos. Na rocha ignimbrítica abaixo da discordância ocorrem fragmentos angulares de cristobalita (um polimorfo de quartzo de alta temperatura, comum em ambientes de atividade vulcânica ácida) (Figura 60b), e texturas de fluxo ígneo na mesma rocha (Figura 60a). Acima desta superfície ocorrem os mesmos cristais de cristobalita subangulares, no entanto com maior grau de arredondamento.

Figura 60 – Fotomicrografias de rochas da gruta de São Mateus. Amostras acima e abaixo da Discordância Pré-Eoceno Superior (DPES).



Legenda: a) Ignimbrito com estrutura de fluxo ao redor do grão de quartzo; b) cristobalita bipiramidal angular; c) cristobalita bipiramidal subangular

Fonte: O Autor, 2016.

Estas características texturais, aliadas às descrições de campo, indicam que estas rochas se depositaram próximo à área-fonte e que os fragmentos de minerais acima da DPES podem ter sua gênese ligada a atividades explosivas (tal como

erupção vulcânica explosiva), os quais foram retrabalhados na sequência posterior, configurando um depósito sedimentar vulcanogênico. No poço 3-ICA-3-BA foi possível observar que o evento magmático ali amostrado pode ser dividido em 3 diferentes pulsos ígneos, com base em suas características petrofísicas (Figura 48). Como visto, o pulso 3, no final da sequência Eoceno Inferior-Eoceno Superior (E40-E50), estaria relacionado provavelmente à presença de intercalações com rochas sedimentares, como também a grandes pacotes de rochas vulcanoclásticas. O que reforça a hipótese da ocorrência de vulcanismo ácido nas bacias do Espírito Santo e Mucuri nos momentos finais do magmatismo Abrolhos.

## 5.2 Análises Litogeoquímicas dos elementos terras raras (ETR)

Análises litogeoquímicas realizadas em algumas amostras acima da DPES revelaram também uma assinatura coerente com uma área fonte vulcânica félsica. Foram analisadas amostras de granulometria fina e coloração cinzenta ( fácies Lb1 e Lb2), as quais são associadas neste estudo a uma deposição pró-deltaica.

Apesar de ainda não existir consenso sobre a mobilidade de ETR por causa do intemperismo (McLennan, 1989), alguns trabalhos sugerem que isto possa ocorrer (Duddy, 1980; Cullers *et al.* 1987), sobretudo quando há uma razão fluido/rocha elevada, como durante processos de espilitização, metassomatismo de alta temperatura, metamorfismo hidratado de baixa temperatura, ou intemperismo (Figueiredo, 1985).

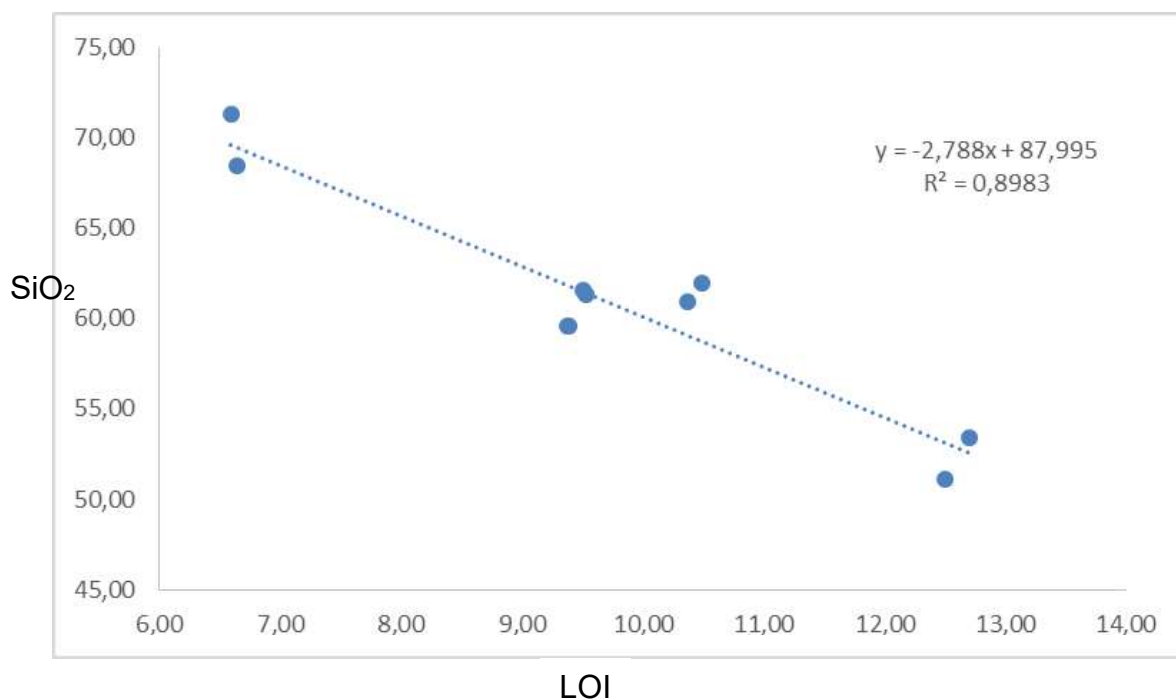
Estudo feito por Nesbitt (1979) avaliou o efeito do intemperismo no Granodiorito de Torrongo, sudeste da Austrália. Foram analisados a rocha sã, o granodiorito alterado e material argiloso residual. Nesbitt (1979) mostrou que os ETR são mobilizados durante o intemperismo, mas não são transportados em solução por longas distâncias. A importância deste trabalho no estudo de rochas sedimentares é que o mesmo suporta a possibilidade de transporte por processos mecânicos de ETR de rochas ígneas sob forte atuação intempérica, para o ambiente sedimentar.

Algumas amostras analisadas encontravam-se bastante alteradas e notou-se haver uma variação coerente de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  com o índice de perda ao fogo (LOI – *Loss of Ignition*) (Figura 61), que pode estar relacionada à quantidade de argilominerais na matriz das rochas. A maioria dos elementos maiores, especialmente Si, Fe, Mg, Ca, e K, são relativamente móveis durante a alteração



(Silva, 2007). Deste modo, os óxidos desses elementos não devem representar os valores originais das áreas-fonte vulcânicas.

Figura 61 – Variação linear negativa entre SiO<sub>2</sub> e LOI



Fonte: O Autor, 2016.

Por outro lado, os padrões de ETR das rochas aqui estudadas, que são imóveis ou fracamente móveis em condições hidrotermais (Silva, 2007), têm anomalias de Eu e razões La/Sm, Gd/Lu muito similares a tufos riolíticos de outras regiões como, por exemplo, da região de Whakamaru, Nova Zelândia (Brown, 1994) (Tabela 2). Esta observação foi feita também por Vieira *et al.* (2014) que, através de análises litogeoquímicas, apontou uma composição riolítica para as vulcânicas aflorantes em São Mateus (ES).

A distribuição do Eu pode ser afetada durante processos ígneos, principalmente relacionados à cristalização de plagioclásio (McLennan, 1989). Nos plagioclásios, uma quantidade substancial de Eu<sup>2+</sup> pode substituir Ca<sup>2+</sup>, no lugar de Sr<sup>2+</sup>, levando a um considerável enriquecimento deste elemento quando comparado a outros ETR (McLennan, 1989). Assim, líquidos que se formaram onde o plagioclásio era uma fase residual estável, ou já havia sido cristalizado, serão significativamente depletados em Eu (McLennan, 1989). As anomalias de Eu podem ser quantificadas comparando a concentração medida (Eu) com uma concentração

esperada ( $Eu^*$ ) obtida da interpolação entre valores normalizados de Sm e Gd. Assim, a razão  $Eu/Eu^*$  é a medida da anomalia de Eu, sendo os valores maiores que 1.0 anomalias positivas e os menores, anomalias negativas (McLennan, 1989). Dessa forma, as assinaturas dos ETR medidos apresentam comportamento similar ao de rochas vulcânicas ácidas descritas na literatura (Brown, 1994), onde observa-se acentuada anomalia negativa de Eu (Tabela 2) e elevada concentração em ETR leves (Tabela 2 e Figura 62). Tal enriquecimento é devido aos processos de fusão parcial e de cristalização fracionada, os quais levam a um enriquecimento relativo das terras raras leves (TRL), particularmente nas mais félsicas (Figueiredo, 1985).

Tabela 1 – Comparação entre padrões de ETR observados neste trabalho e nos púmices da região de Whakamaru, Nova Zelândia (Brown, 1994). Observe que a razão La/Sm é muito mais elevada nas rochas aqui estudadas

<b>Amostras</b>	<b>La/Sm</b>	<b>Gd/Lu</b>	<b>Eu/Eu*</b>
<b>Este trabalho</b>	8,68	2,39	0,36
<b>Wakamura</b>	1,77	1,54	0,79

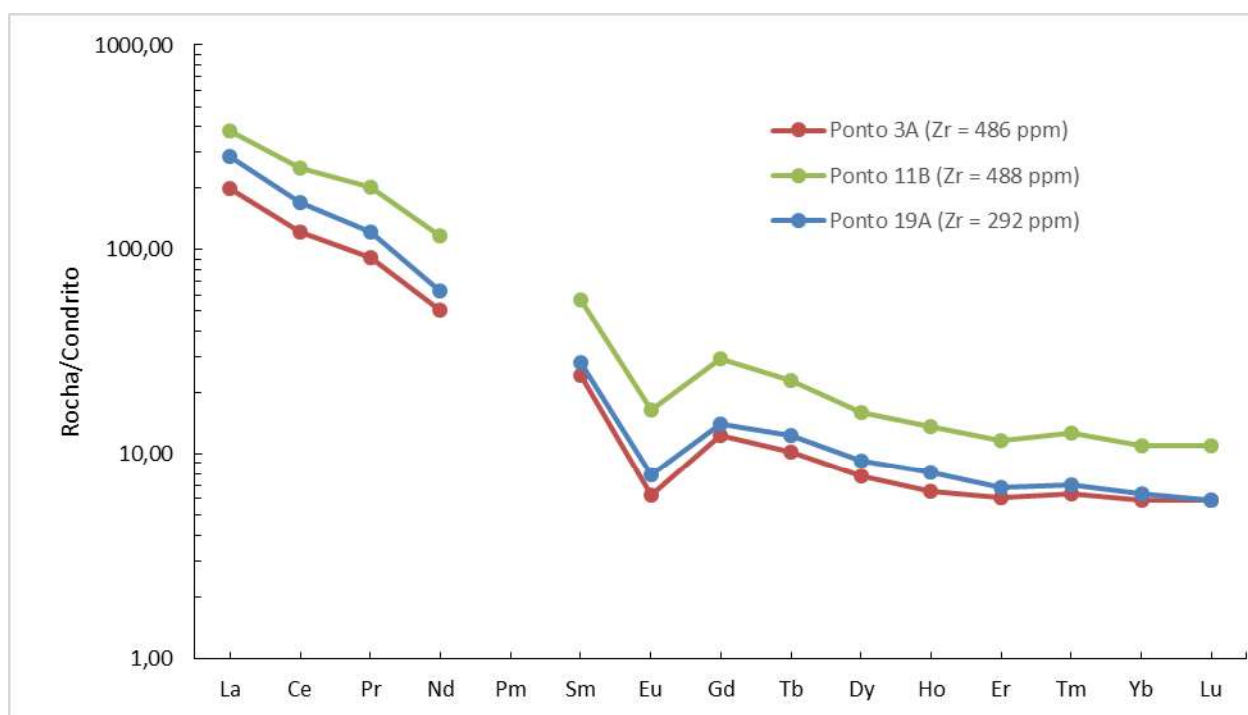
Fonte: BROWN (1994); o autor (2016).

Os padrões de ETR no diagrama normalizado ao condrito (Figura 62) são muito semelhantes (p.ex.: anomalias negativas de Eu e razões La/Ybn similares para amostras com distintos valores de Zr). Isto indica que o transporte e a possível incorporação de fragmentos originados de outras áreas-fonte não modificaram substancialmente os padrões das áreas-fonte vulcânicas, que são semelhantes àqueles de tufos riolíticos de outras áreas do mundo (Tabela 2).

Tomando-se, de modo simplificado, o Zr como um índice de diferenciação, e considerando que variações de teores deste elemento possam ser, ao menos em parte, atribuídas a contribuições de diferentes áreas-fonte, nota-se que: (1) amostras com teores semelhantes de Zr (amostras 3A e 11B – Figura 62) têm teores bem distintos de ETR, enquanto que (2) amostras com teores diferentes de Zr (amostras 3A e 19A – Figura 62) têm teores semelhantes de ETR. Isso indica que a área-fonte vulcânica não deve estar associada a um único vulcão, mas sim a grupos de vulcões distintos que extravasaram tufos piroclásticos com diferentes composições químicas.

Portanto, as rochas epiclásticas estudadas sofreram algum grau de transporte, como indicam os dados texturais do estudo petrográfico, podendo haver uma área de proveniência muito próxima. No entanto, uma origem vulcânica explosiva para tais sedimentos parece clara. A geoquímica e a petrografia são condizentes com materiais explosivos provenientes de câmaras subvulcânicas, com magmas em adiantado estado de evolução (p.ex.: muitos fragmentos de quartzo e teores elevados de sílica das amostras com menores teores de LOI). O vulcanismo intermediário a ácido, de natureza explosiva é característico de estratovulcões poligenéticos (ou seja, que intercalam efusão de lava e material piroclástico; Polo, 2014). As lavas dacíticas e riolíticas têm elevados teores de voláteis (Giggenbach, 1996; Bégué *et al.*, 2015), alta viscosidade (Fink, 1980; Griffiths, 2000) e temperaturas em torno de 700°C (Friedman *et al.*, 1963; Shaw, 1965).

Figura 62 – Distribuição dos ETR de três afloramentos na cidade de São Mateus.



Legenda: O enriquecimento diferenciado de ETR com concentração similar de Zr (amostras 3A e 11B), e com diferentes concentrações de Zr, mas com assinatura dos ETR similares (amostras 3A e 19A) sugerem a existência de grupos distintos de vulcões na área. O elemento Promécio (Pm) não ocorre na natureza devido à rápida desintegração de seus isótopos (Figueiredo, 1985).

Fonte: O Autor, 2016.

Assim, a partir dos resultados aqui apresentados e considerando a distância entre São Mateus e Mucuri, onde foram descritas rochas de composição riodacíticas em testemunhos no topo da Formação Abrolhos (Gomes & Suita, 2010), infere-se a existência de mais de um conduto vulcânico. De fato, há evidências para tal. Na Fazenda Boa Vista ao longo do Rio São Mateus, Motoki *et al.* (2007) apresentaram um afloramento sugestivo de conduto vulcânico. Um fluxo piroclástico subaquático de vulcanismo félsico poderia percorrer esta distância na forma de unidades de fluxo com espessura de poucos metros (Yamazaki *et al.*, 1973; Yamada, 1973; 1984; Stix, 1991).

Dessa forma os fragmentos epiclásticos das rochas sedimentares vulcanogênicas aqui descritas poderiam ser originados da erupção de São Mateus; no entanto, também é possível que os mesmos tenham sido originados de outra erupção magmática ainda não reconhecida. A partir da interpretação sísmica de linhas 2D e 3D aqui realizadas, na região de Caravelas-BA pode-se mapear feições monticulares associadas a cones de escapes de fluidos e gases e/ou edifícios vulcânicos relacionados aos refletores da Formação Abrolhos, os quais podem ter contribuído também na gênese de tais fragmentos. Portanto, a extensão do magmatismo Abrolhos na porção emersa pode ser maior do que a entendida atualmente. Espera-se que trabalhos detalhados de mapeamento entre o sul da Bahia e São Mateus possam elucidar estas questões.

### 5.3 Relação entre o magmatismo e o tectonismo regional

Na região da divisa entre os Estados de Espírito Santo, Bahia e Minas Gerais, ocorreram eventos vulcânicos considerados como do final do Cretáceo ao início do Cenozóico: a Província Vulcânica de São Mateus-ES (PVSM; Novais *et al.*, 2008), de natureza riolítica piroclástica (Motoki *et al.*, 2007); o Complexo Vulcânico de Abrolhos-BA, de natureza toleítica a alcalina (Mohriak, 2005; Arena, 2008); a Província Vulcânica do Médio Jequitinhonha-MG, composto por rochas piroclásticas riolíticas (Raposo *et al.*, 2008); além dos Montes Submarinos de Almirante Saldanha e de São Tomé (Motoki *et al.*, 2012). Esses últimos estão alinhados em direção NW-SE, paralelamente ao movimento absoluto da Placa Sul-Americana (O'Conner & Roex, 1992; Steinberger, 2000; Figura 63).

Os vulcanismos do Médio Jequitinhonha e de São Mateus são de natureza eruptiva, piroclástica (Raposo *et al.*, 2008; Motoki *et al.*, 2007). Por outro lado, o Complexo Vulcânico de Abrolhos é caracterizado por intercalação vulcano-sedimentar, sendo as vulcânicas de composição toleítica a alcalina (Arena, 2008). Considerando-se as rochas vulcânicas recentemente reconhecidas na área de São Mateus (Novais *et al.*, 2008), a área deste complexo vulcânico pode ser muito mais extensa do que a diagnosticada nos mapas geológicos desta região.

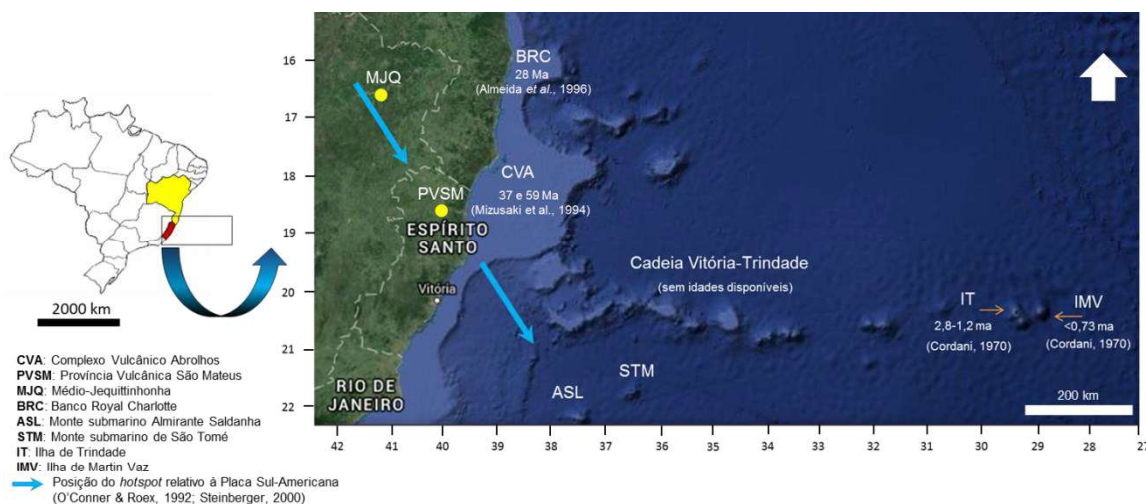
Outro fator a se considerar é a origem desse vulcanismo na Bacia do Espírito Santo. Há na literatura diversos modelos que associam tais manifestações vulcânicas à passagem da Placa Sul-Americana sobre um *hotspot* associado à Pluma de Trindade. A discussão sobre a origem de *hotspots* mantélicos e a atuação dos mesmos na gênese de províncias vulcânicas em bacia sedimentares é um tema controverso e não é o foco da pesquisa aqui realizada. Recomenda-se, entretanto, alguns trabalhos que tratam deste tema: Thomaz-Filho & Rodrigues (1999), Ernesto *et al.* (2002), Thomaz-Filho *et al.* (2005), Zalán & Oliveira (2005), Thomaz-Filho *et al.* (2008), Arena (2008).

Geraldes *et al.* (2013), a partir da compilação de informações geocronológicas de diversas bacias ao longo da costa leste brasileira, sugeriram que a evolução assimétrica entre as plataformas Sul Americana e Africana estaria ligada a diferentes processos geológicos durante a abertura do Atlântico Sul, incluindo-se, também, atuação de uma pluma mantélica. No entanto, Courtillot *et al.* (2003) propuseram cinco critérios para identificação da atuação de possíveis plumas mantélicas, quais sejam: 1) fluxo de fluabilidade (*buoyancy flux*) maior que  $10^3 \text{Kg s}^{-1}$ ; 2) razão  $^4\text{He}/^3\text{He}$  maior que 10 vezes a razão atmosférica; 3) baixas anomalias da velocidade da onda cisalhante ( $V_s$ ) abaixo dos *hotspots*; 4) existência de uma cadeia de montanhas linear, com variação lateral de idades a partir do *hotspot* atual; e 5) existência de uma grande província ígnea (*large igneous province* – LIP).

De acordo com os mesmos autores, a Cadeia Vitória-Trindade não possui nenhum destes requisitos e, portanto, não seria produto da passagem da Placa Sul Americana sobre um *hotspot*. O único critério que sugeriria a hipótese da gênese da Cadeia Vitória-Trindade estar ligada a um *hotspot* seria o fato de a mesma ser caracterizada por uma cadeia linear de montes vulcânicos. No entanto, os dados geocronológicos disponíveis até o momento não são suficientes para afirmação de

uma variação lateral de idades até onde presume-se estar o *hotspot* atual (Figura 63).

Figura 63 – Mapa de localização dos eventos magmáticos reconhecidos na área de estudo. Observe a diferença discordante dos eventos associados ao vetor de movimento da placa Sul-americana (seta azul) e da Cadeia Vitória-Trindade.



Fonte: MOTOKI *et al.* (2012). Modificado pelo autor, 2016.

Riccomini *et al.* (2004), ao estudarem o Rift Continental do Sudeste Brasileiro, concluíram que o magmatismo eocênico das bacias de Resende, Volta Redonda e Itaboraí, como também as feições hidrotermais e o aumento da geoterma associados a este evento magmático, estariam relacionados à reativação tectônica de estruturas WNW-ESE e ENE-WSW.

Alves *et al.* (2005) propuseram que o magmatismo Abrolhos seria decorrente da reativação da Zona de Fraturas Vitória-Trindade, relacionado à passagem da Placa Sul-Americana sobre a Pluma Mantélica de Trindade.

Oreiro (2006), por sua vez, sugeriu, com base em interpretação de dados sísmicos, que o principal controle do magmatismo nas bacias marginais do SE brasileiro e nas áreas continentais adjacentes está relacionado à reativação de falhamentos profundos de direção NW-SE e, principalmente, na intersecção com zonas de falhas, também reativadas, de direção NE-SW.

Como visto na interpretação sísmica parece haver, de fato, uma estrita relação entre intrusões de soleiras e zonas onde ocorre intersecção de falhas normais do rifte (NE-SW) e falhas de rejeitos direcionais (NW-SE). Dessa forma, apesar dos dados ainda limitados, considera-se aqui a hipótese de que as

manifestações magmáticas, recentemente reconhecidas na porção emersa das bacias do Espírito Santo e Mucuri, estejam ligadas a mecanismos de fusão por decompressão adiabática devido à reativação estrutural, como sugerido, pelos autores acima (p. ex: Riccomini *et al.*, 2004; Oreiro, 2006) para outras regiões da costa leste brasileira.

Nota-se ainda que a Cadeia Vitória-Trindade possui direção E-W, discordante em relação ao vetor do movimento absoluto da Placa Sul-Americana (Skolotnev *et al.*, 2010; Figura 63). Dessa maneira, considera-se que os vulcanismos de natureza ácida recentemente reconhecidos nas bacias do Espírito Santo (Novais *et al.*, 2008) e Mucuri (Gomes & Suita, 2010) podem não estar diretamente relacionados ao evento magmático que forma a Cadeia Vitória-Trindade.

#### **5.4 Relação com o ambiente sedimentar – caracterização paleoambiental**

Historicamente, os depósitos costeiros presentes entre o Sul da Bahia e o norte do Estado do Espírito Santo são associados ao Cenozóico das bacias de Espírito Santo e Mucuri, especialmente à Formação Barreiras (Amador & Dias, 1978; Amador, 1982; Suguio *et al.*, 1982; Martin *et al.*, 1997; Lima *et al.*, 2007). Rotineiramente são interpretados como de origem continental (Bigarella, 1975; Lima, 2002; Morais, 2007), embora haja trabalhos que apontam uma possível contribuição marinha na sedimentação dessas rochas (Rossetti *et al.*, 1990; Truckenbrodt *et al.*, 1994; Arai, 2006). Rossetti & Dominguez (2011) destacam que a razão dos conflitos de gênese e evolução propostos para esta unidade deve-se à sua natureza afossilífera, que dificulta o posicionamento temporal e paleoambiental, como também à carência de trabalhos faciológicos de detalhe para a mesma.

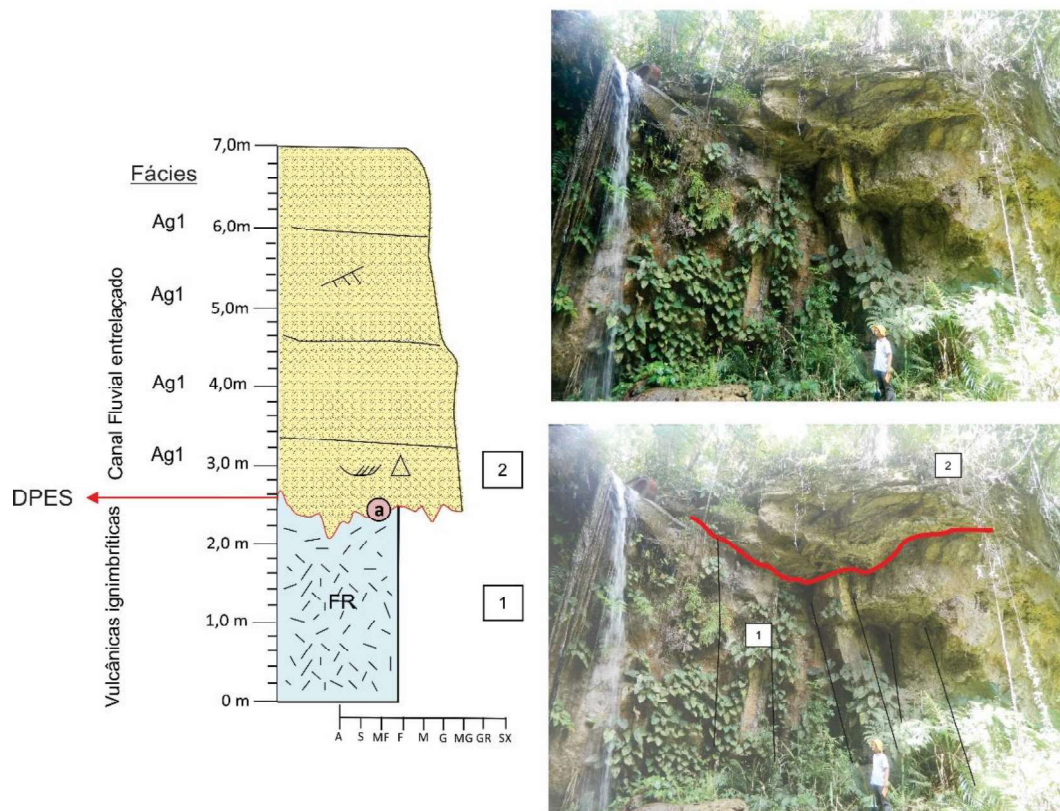
Apesar dos estudos disponíveis acerca da idade (Arai, 2006; Arai & Novais, 2006) e sobre reconstruções paleoambientais da Formação Barreiras, muitas questões ainda permanecem em aberto, sobretudo na região de estudo desta tese. Embora sedimentos correlatos à Formação Rio Doce tenham sido reconhecidos pela primeira vez em superfície por Piazza & Araújo (1972) apenas recentemente (Vieira *et al.*, 2013) foi representada no mapa do estado do Espírito Santo em afloramentos nas margens do Rio São Mateus, antes mapeados como sendo da Formação Barreiras (Martin *et al.*, 1997). De acordo com Morais (2007), as rochas observadas em campo apresentam elevada evolução diagenética, incompatível com as rochas

relacionadas à Formação Barreiras. Ainda de acordo com esta autora, tais depósitos estariam ligados a sistemas continentais, especialmente fluviais entrelaçados.

A associação faciológica de canal fluvial (CF) é a mais significativa do caráter continental dos depósitos estudados. A presença de estratos bioturbados (*Skolithos*) denotam as condições de alta energia presentes no ambiente de deposição destas rochas. O perfil mais característico da associação CF está presente em afloramentos próximo à cidade de São Mateus, ao longo do rio homônimo. A base desse pacote é marcada por rochas vulcânicas ignimbríticas (Novais *et al.*, 2008; Vieira, 2014), as quais foram associadas recentemente, na Bacia de Mucuri, ao topo da Formação Abrolhos (Gomes & Suita, 2010). O limite entre estas duas unidades é marcado por uma superfície irregular, côncava e de caráter erosivo, a qual individualiza dois sistemas tectonicamente bem distintos. Abaixo desta é possível observar fraturas E-W que podem ser juntas de resfriamento ou estruturas geradas em um período tectonicamente mais ativo. É importante notar que as mesmas não possuem continuidade nas rochas acima da discordância, que teria peneplanizado a região. Tal característica sugere um evento erosivo de importância geológica significativa (Figura 64).



Figura 64 – Perfil litológico de afloramento em São Mateus.



Legenda: Estão discriminadas as fácies, associações de fácies e as estruturas descritas. A numeração indica a localização das fotos no perfil. Gruta próxima às margens do Rio São Mateus na cidade homônima. O afloramento expõe contato irregular erosivo entre arenitos fluviais da Formação Rio Doce e rochas vulcânicas ignimbríticas (Novais *et al.*, 2007; Vieira, 2014), relacionadas o topo da Formação Abrolhos (Gomes & Suita, 2010). a) Contato erosivo entre as vulcânicas ignimbríticas e os arenitos da fácies Ag1. Legenda de símbolos na Figura 10.

Fonte: O Autor, 2016.

Na região de Pedro Canário-ES estão dispostos ao longo da BR-101 expressivos afloramentos ainda não completamente entendidos no que diz respeito à sua gênese. Martin *et al.* (1997), em mapeamento 1:200.000, consideraram estes depósitos como pacotes associados à Formação Barreiras. Recentemente, Morais (2007) desenvolveu um trabalho no qual as referidas sucessões arenosas foram interpretadas como arenitos fluviais da Formação Rio Doce. De acordo com esta autora, tais depósitos teriam uma associação faciológica característica de ambientes fluviais entrelaçados. No entanto, Vieira (2014), a partir de análises litogeoquímicas

e petrológicas, considerou esta exposição como uma sequência vulcano-sedimentar, tendo na base rochas do Grupo Espírito Santo, relacionadas à Formação Abrolhos, sobreposta por fácies vulcanoclásticas e sedimentares.

Nesta pesquisa, em nova análise faciológica, foi possível observar que, na região acima citada, os pacotes apresentam espessamento dos estratos a partir do contato com a fácies lamosa (associação FD; Figura 12), a qual está notadamente deformada apresentando feições sugestivas de carga e escape de fluido que, aliadas à presença de estruturas sedimentares características de fluxos unidirecionais (p.ex geometrias sigmoidais e laminação cruzada por corrente – Figura 65), sugerem a progradação de um sistema deltaico dominado por rio.

Figura 65 – Laminação cruzada por corrente no topo de ciclos progradantes (fácies Ag2).



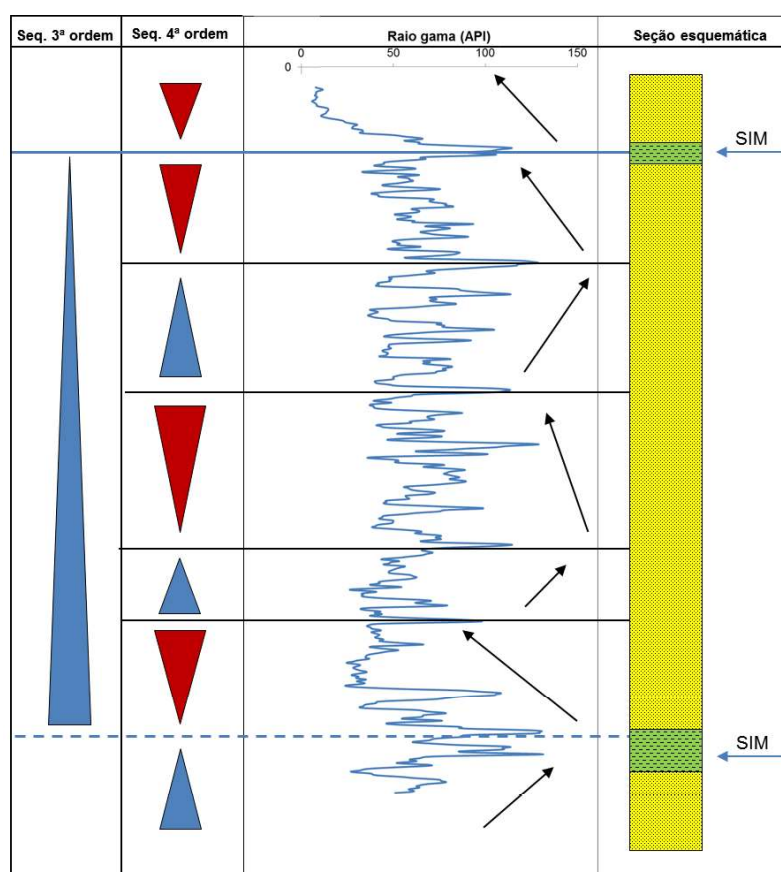
Fonte: O Autor, 2016.

Apesar de não terem sido observados nestes afloramentos, nem nas lâminas descritas, as feições diagnósticas de fluxos ignimbríticos propostas por Vieira (2014), uma área-fonte vulcânica não é descartada. Os dados petrológicos e litogeoquímicos de tal afloramento apresentam mineralogia compatível com uma área-fonte vulcânica ácida, pela presença de polimorfos de quartzo de alta

temperatura (cristobalita) (Figura 60), enquanto os dados litogeoquímicos corroboram a hipótese de uma fonte de composição ácida.

O caráter plano-paralelo dos refletores sísmicos acima da DPES sugere a atuação de processos agradacionais, ou seja, de um equilíbrio entre a taxa de criação de espaço deposicional e o aporte sedimentar (Van Wagoner *et al.*, 1990) e reforça a ideia do desenvolvimento de deltas em sequências de 4ª ordem, num contexto transgressivo de maior ordem (3ª ordem; Figura 66). Tal evidência pode ser observada a partir dos resultados da análise de campo e dos dados sísmicos, os quais revelam reativações estruturais em toda a área estudada. Isto sugere a possibilidade de soerguimentos sucessivos reativando áreas-fonte (Figura 67) e/ou efetivamente vulcanismo sin-deposicional pós-DPES, como sugerido a partir da interpretação sísmica.

Figura 66 – Poço 9-PSG-1-ES, perfurado no município de Conceição da Barra, ES.

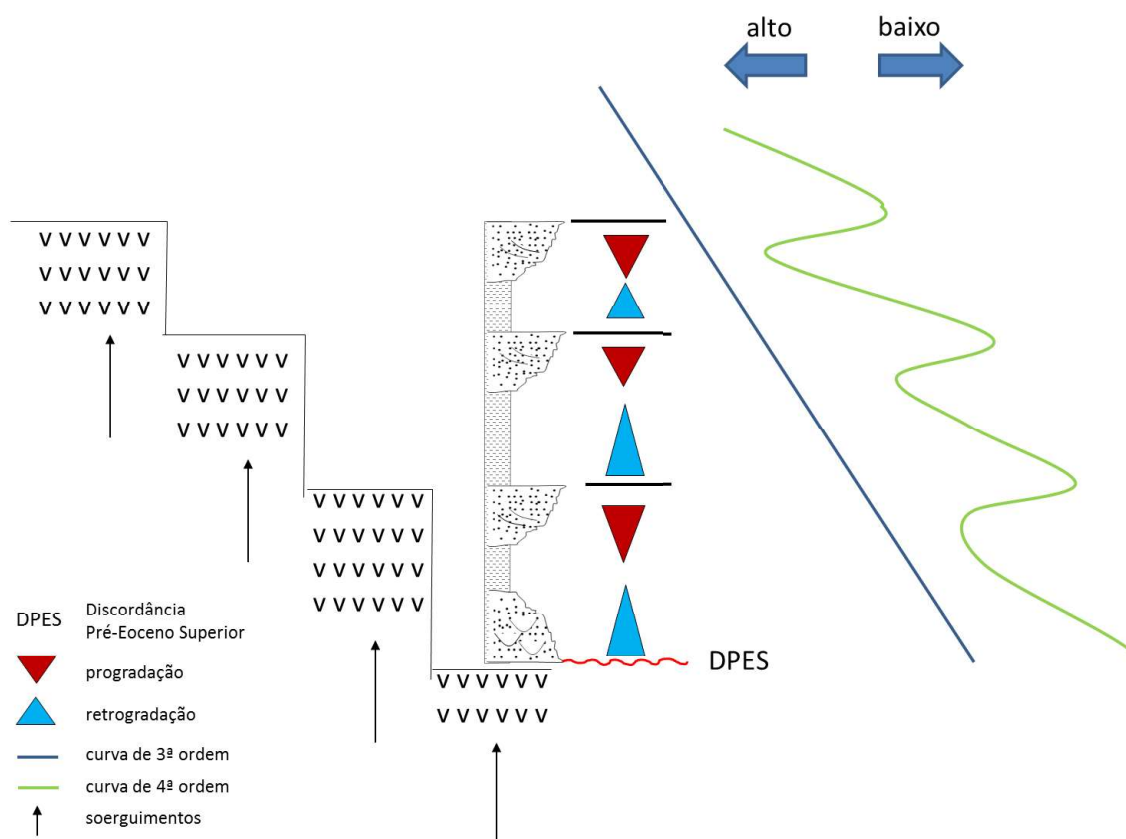


Legenda: As setas azuis indicam a posição das superfícies de inundações máximas (SIM). As setas pretas indicam as tendências, em escala de 4ª ordem, de afogamento (à direita) e de

raseamento (à esquerda). Os triângulos azuis representam ciclos retrogradacionais e os triângulos vermelhos, ciclos progradacionais.

Fonte: O Autor, 2016.

Figura 67 – Representação esquemática da relação deposicional da área estudada com a neotectônica.



Fonte: O Autor, 2016.

Para estudo de sistemas flúvio-deltaicos, a divisão das sequências a partir de superfícies de inundação máxima (SIM) parece ser mais adequada. A Sequência Genética (Galloway, 1989), diferentemente da Sequência Depositional (Mitchum *et al.*, 1977), que divide as sequências a partir de discordâncias erosivas e suas concordâncias correlativas em direção ao centro da bacia, utiliza a SIM como parâmetro para limitar as sequências. De acordo com Galloway (1989), isto se dá pelo fato da mesma ter maior continuidade regional e serem mais fáceis de reconhecer tanto em escala de poço e de afloramento, quanto em dados sísmicos.

A presença de rochas com estratificações cruzadas bidirecionais e estruturas heterolíticas ( fácies Ag3) na associação canal de maré (CM), nas falésias de Costa Dourada, denotam o maior controle de processos de maré sobre esta

unidade na área estudada. Tais feições foram também observadas no litoral da Bahia por Rossetti & Dominguez (2011), o que reforça a interpretação dos depósitos presentes na referida localidade comporem os ambientes deposicionais mais distais deste sistema flúvio-deltaico, caracterizados pela atuação combinada de processos costeiros e continentais.

A ocorrência de fácies conglomeráticas com grãos oblatos e imbricados (fácies Cg) da associação CM representa o início da transgressão marinha que recobre os arenitos flúvio-deltaicos das associações CF-FD-PL, culminando com o afogamento do sistema (ou a Superfície de Inundação Máxima – SIM), o qual está representado pelos folhelhos negros (associação de fácies pró-delta – PD) presentes na praia do Torrão, em Prado (BA).

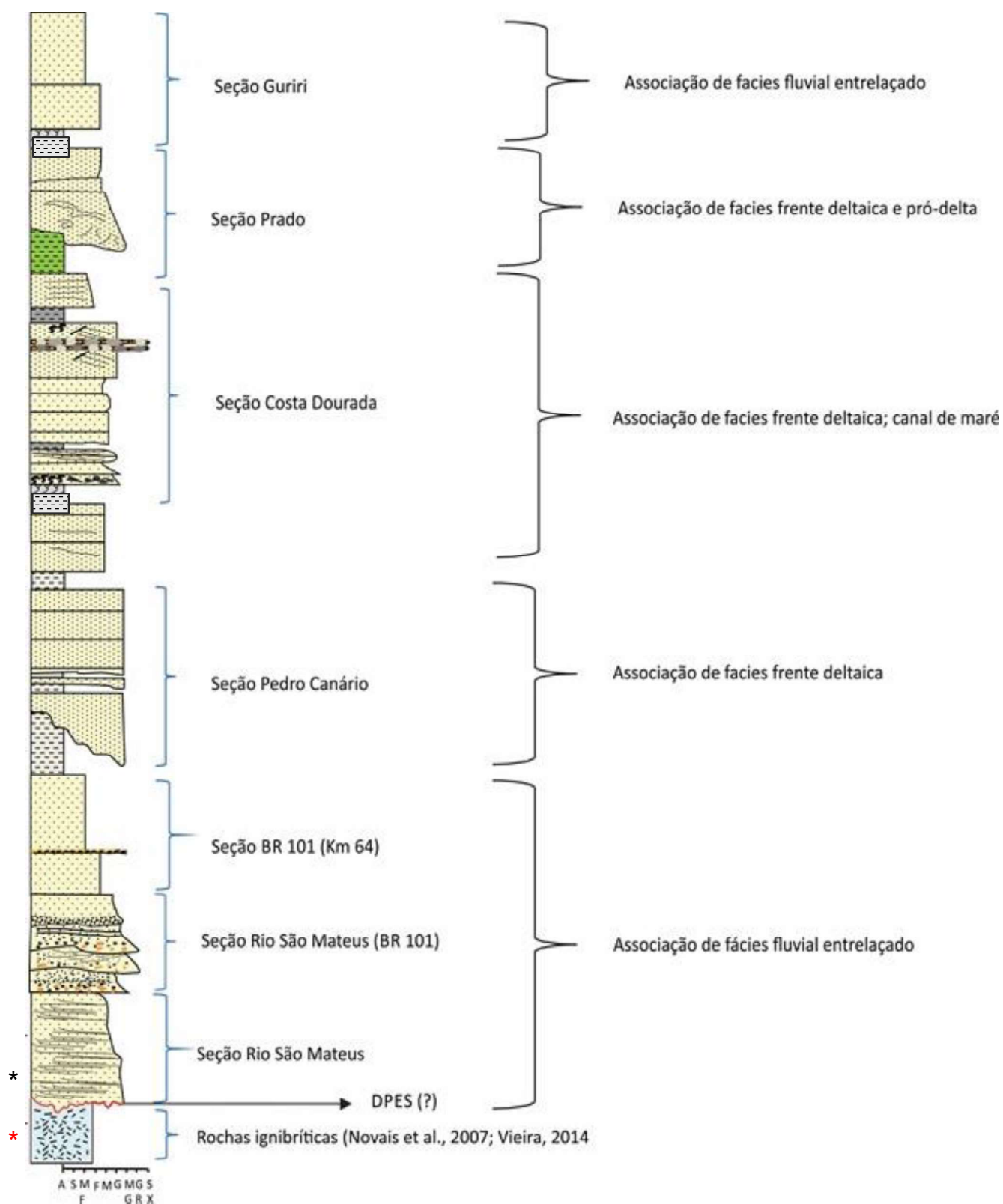
A partir de análise de petrografia orgânica feita naqueles folhelhos, foi possível observar a presença de matéria orgânica amorfa (fitoplancton) dispersa bem preservada (bastante fluorescente), grãos de esporos e indícios de microfósseis de dinoflagelados. Estas particularidades, aliadas às observações de campo, sugerem um ambiente provavelmente de origem marinha, relativamente profundo, anóxico e de baixa energia, o que pode associá-los aos depósitos marinhos da Formação Urucutuca. Estas rochas podem ainda ser correspondentes às formações Sabiá, no Recôncavo e Pirabas, na Plataforma Bragantina (Petri, 1972). Tais folhelhos podem ainda estar correlacionados estratigraficamente às rochas estudadas por Arai & Novais (2006) em Comandatuba (BA). Estes autores, através de análises palinológicas, demonstraram haver uma rica associação contendo esporos, grãos de pólen, palinoforaminíferos e cistos de dinoflagelados, os quais conferem a estes folhelhos uma idade miocênica. Ainda que sejam admitidas idades mais jovens para estas rochas (e.g Plioceno, na região do Vale do Rio Doce-MG, segundo Mello, 1997) o posicionamento das mesmas no Mioceno está de acordo com estudos anteriores, por exemplo, realizado no estado do Pará (Arai *et al.*, 1988) e no Rio Grande do Norte (Lima, 2007), que revelaram idade similar. Sobre estes folhelhos desenvolve-se nova progadação flúvio-deltaica representada por associações faciologicas de frente deltaica (FD) distais, como aquelas descritas em Prado-BA e de associações de canal fluvial (CF) descritos na região de Guriri-ES.

Portanto, levando-se em conta os resultados do estudo aqui realizado, o empilhamento estratigráfico feito a partir de afloramentos dispostos entre o norte do Espírito Santo (São Mateus, Guriri e Pedro Canário) e o sul da Bahia (Mucuri e

Prado) revelou uma configuração paleoambiental predominantemente flúvio-deltaica, associada a um complexo ígneo intrusivo/extrusivo de composição ácida. A seção esquemática da Figura 68 é resultado da compilação de perfis sedimentológicos elaborados na etapa de campo.

A sequência se iniciou com sistemas fluviais entrelaçados, os quais compõem as fácies mais proximais deste sistema, sucedido a seguir por uma associação faciológica característica de frentes deltaicas com retrabalhamento por maré em algumas porções mais distais. Tal sistema é colmatado pelas fácies marinhas (fácies Fh) observadas na região de Prado que suplanta a taxa de influxo sedimentar. O topo da sequência é composto por depósitos fluviais caracterizados por um aumento relativo na proporção de arenitos finos a médios.

Figura 68 – Empilhamento esquemático dos depósitos estudados.

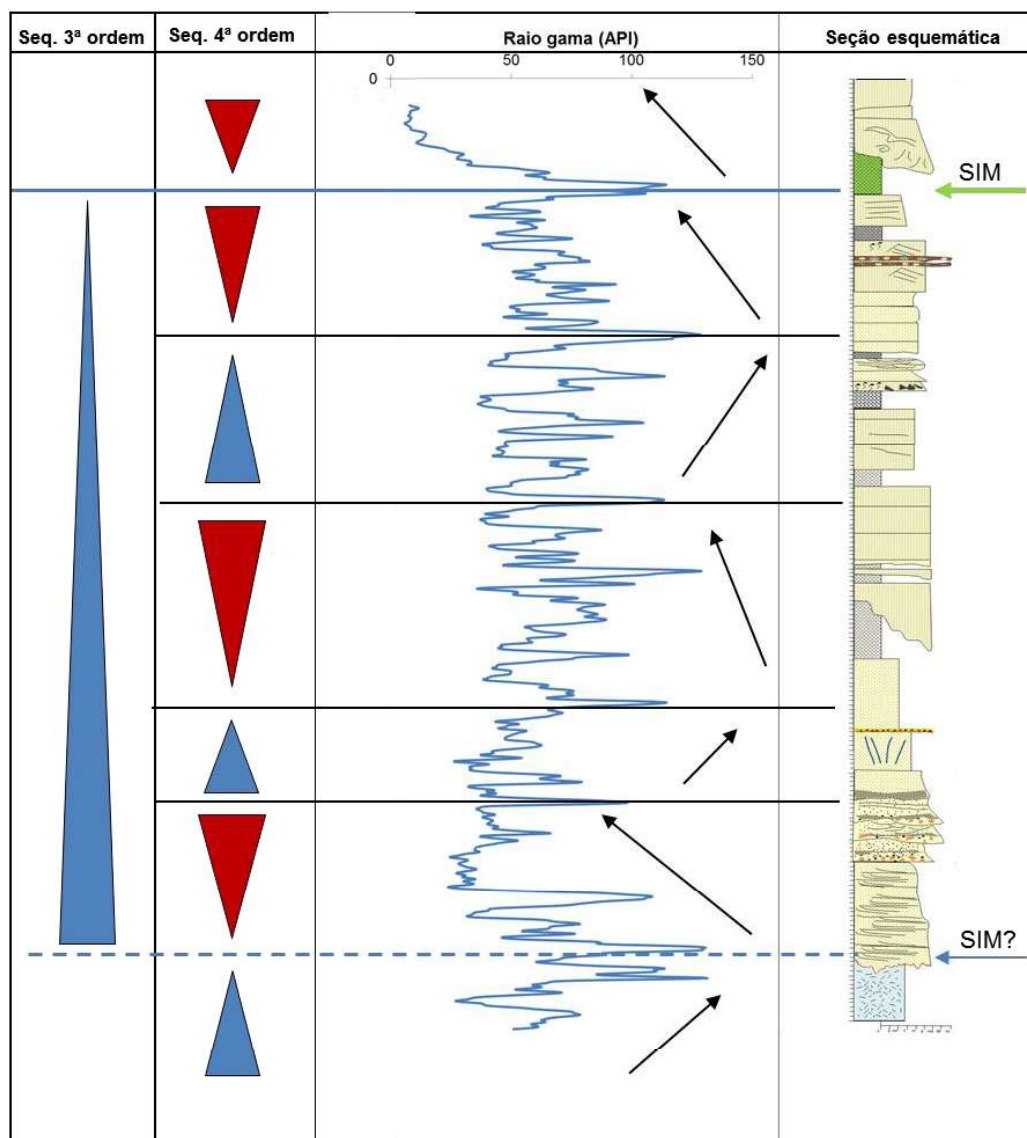


Legenda: (\*) cristobalitas angulares; (\*) cristobalitas arredonda.

Fonte: O Autor, 2016.

A seção esquemática desenvolvida para a área estudada pode ser correlacionada com o poço 9-PSG-1-ES (Figura 69). Este poço perfurou um folhelho com espessura de 5 m em nível estratigráfico compatível com o folhelho descrito em Prado-BA.

Figura 69 – Correlação entre o poço 9-PSG-1-ES e o empilhamento esquemático proposto



Legenda: A seta azul indica a posição provável da superfície de inundação máxima (SIM) correlacionada àquela a 165 m no poço 9-PSG-1-ES. A seta verde indica o nível estratigráfico no qual os folhelhos presentes na região de Prado (BA) estariam correlacionados ao poço 9-PSG-1-ES. As setas pretas indicam as tendências, em escala de 4ª ordem, de afogamento (à direita) e de raseamento (à esquerda). Os triângulos azuis representam ciclos retrogradacionais e os triângulos vermelhos, ciclos progradacionais.

Fonte: O Autor, 2016.



Dessa forma, considerando que a Formação Rio Doce teria uma distribuição temporal compreendida do Eoceno até o final do Mioceno (Arai, 2006; Arai & Novais, 2006), e que os depósitos aqui estudados são recobertos por uma sequência marinha miocênica, é lícito afirmar que as rochas clásticas dispostas na região estudada possuem esta idade mínima. Estas associações faciológicas são compatíveis com aquelas realizadas a partir de dados de poços e relacionadas à Formação Rio Doce, em trabalhos pioneiros feitos por técnicos da Petrobras (*e.g.* Asmus *et al.*, 1971), as quais estão de acordo com a proposição de Moraes (2007), embora a mesma autora não tenha reconhecido as fácies parálicas aqui descritas.

## CONCLUSÕES

As análises sedimentológicas, petrográficas, geoquímicas e sísmicas aqui realizadas mostraram que o magmatismo cenozóico (Formação Abrolhos) e as sequências do Paleógeno-Neógeno não estariam restritas apenas à parte submersa daquelas bacias, mas teriam também pacotes correlatos na porção emersa das mesmas.

O estudo petrográfico mostrou uma variabilidade dos tipos de quartzo, de origem plutônica e vulcânica e a existência de áreas-fonte distintas na área estudada. Os dados petrográficos revelaram, ainda, minerais compatíveis com uma fonte vulcânica explosiva ácida (e.g. cristais de cristobalita).

O caráter ácido, explosivo de tal vulcanismo foi confirmado pelos dados litogeoquímicos, o qual teria expelido grande quantidade de material piroclástico para o interior da bacia no final da sequência do Eoceno Inferior-Eoceno Superior (sequência E10-E30, na Bacia do Espírito Santo e E10-E20, na Bacia de Mucuri *sensu* França *et al.*, 2007a, b respectivamente). As correlações positivas entre os teores de perda ao fogo e de alguns óxidos indicam que houve mobilidade de alguns elementos. No entanto, a ausência de anomalias negativas de Ce e a coerência nos padrões de elementos terras raras normalizados ao condrito permitem concluir que estes últimos permaneceram imóveis durante possíveis processos de alteração das rochas, mantendo o elevado enriquecimento em elementos terras raras e uma assinatura típica de fontes vulcânicas ácidas. Portanto, a área de proveniência não estaria muito distante devido ao aspecto fragmentado dos grãos e à alta concentração de ETR nas rochas sedimentares estudadas. Estas propriedades sugerem que os sedimentos foram pouco transportados. Desta forma, tais depósitos foram classificados aqui como rochas vulcanogênicas, ou seja, rochas sedimentares siliciclásticas cujos fragmentos são produtos vulcânicos epiclásticos retrabalhados e ressedimentados.

O contato entre o topo das rochas vulcânicas e a sequência flúvio-deltaica acima pôde ser reconhecido tanto em campo quanto em dados sísmicos. Em afloramentos ao longo do Rio São Mateus o mesmo é representado por uma superfície irregular de caráter erosivo, a qual limita fraturas de direções E-W na seção sotoposta. Portanto, por meio dessa relação, sugere-se que esta importante

discordância aflora na região de São Mateus. Os perfis sedimentológicos descritos em afloramentos da região sugerem ainda que tais sedimentos vulcanogênicos foram retrabalhados numa idade mínima pós-Discordância Pré Eoceno Superior (DPES). Estes resultados corroboram as observações feitas por Novais *et al.* (2008) e a possibilidade de ocorrência do vulcanismo Abrolhos para o interior do continente, na porção emersa da bacia do Espírito Santo.

A análise dos dados sísmicos revelou, na região de Caravelas (BA), a ocorrência de feições monticulares (edifícios vulcânicos) representada por uma rocha basáltica de alta amplitude e elevado contraste de impedância acústica, afetados por estruturas WNW-ESE. Estas feições são recobertas por refletores em *onlap* e através da amarração sísmica-poço correlacionou-se o topo de tais *mounds* à Discordância do Eoceno Inferior. Esta discordância, segundo França *et al.* (2007b) marca o topo da sequência E10-E20, na qual foram descritas as primeiras manifestações do vulcanismo Abrolhos na Bacia de Mucuri. No entanto, tais depósitos foram descritos por estes autores, na construção da carta estratigráfica desta bacia, apenas em sua porção submersa. Portanto, de acordo com os dados analisados neste trabalho, sugere-se a ocorrência de rochas vulcânicas referentes à sequência Paleoceno-Eoceno Inferior (E10-E20, *sensu* França *et al.*, 2007b) também na porção emersa da Bacia de Mucuri.

A interpretação sísmica revelou, ainda, a presença de um complexo de soleiras abaixo do refletor que representa o topo dos derrames da Formação Abrolhos. As soleiras puderam ser classificadas em 3 tipos, de acordo com a sua geometria. Em geral elas tendem a ser mais estreitas e fechadas nas porções mais rasas e o grau de complexidade das mesmas aumenta nas localidades onde ocorre intersecção de falhas NE-SW (de rejeito normal) e NW-SE (de rejeito direcional). Tal paralelismo entre magmatismo e zonas de fraquezas estruturais reforça a ideia de que a origem do magmatismo cenozóico nas bacias do Espírito Santo e Mucuri esteja relacionada a reativações estruturais, como proposto em outras bacias da margem continental brasileira (Oreiro, 2006; Riccomini *et al.*, 2004), o que de certa forma ressalta a importância do Lineamento Colatina (Novais, 2005) no controle tectônico sobre o magmatismo e também sobre o modelamento da paisagem geográfica da região

O grande número de intrusões nos folhelhos da Formação Urucutuca teria possibilitado o desenvolvimento de feições similares a cones de escape de fluidos

(*vents sensu* Planke *et al*, 2005) na época do vulcanismo Abrolhos. Tal mecanismo gera explosões hidrotermais e pode ter influenciado na geração de parte dos clastos dos depósitos sedimentares intercalados ao magmatismo. Da mesma forma, como observado na interpretação dos dados sísmicos, bem como a partir da amarração sísmica-poço, há possibilidade da ocorrência de pulsos vulcânicos pós-DPES. Além da hipótese de tal magmatismo ter elevado a geotermia das bacias do Espírito Santo e Mucuri e influenciado nos processos de geração não convencional de hidrocarbonetos, especula-se que a possível degaseificação de folhelhos, a partir de intrusões ígneas, teria liberado para a atmosfera metano e dióxido de carbono, gases esses causadores do efeito estufa e influenciado o clima neste período. Portanto, sugere-se estudos baseados em isótopos a fim de se averiguar efeitos locais de aquecimento (*green house*) para a região de estudo, especialmente no Neoeoceno.

Foram reconhecidas estruturas pretéritas ao Lineamento Colatina, de direções N-S e NE-SW, presumidamente originadas durante a fase rifte, as quais teriam sido reativadas durante o Cenozoico e afetado os sedimentos paleógenos-neógenos aqui descritos. É notável o paralelismo entre a linha das falésias dispostas em Costa Dourada (BA) e as estruturas herdadas do rifte, o que sugere que a formação das escarpas das falésias teria uma origem vinculada à reativação destas falhas e não à variação eustática.

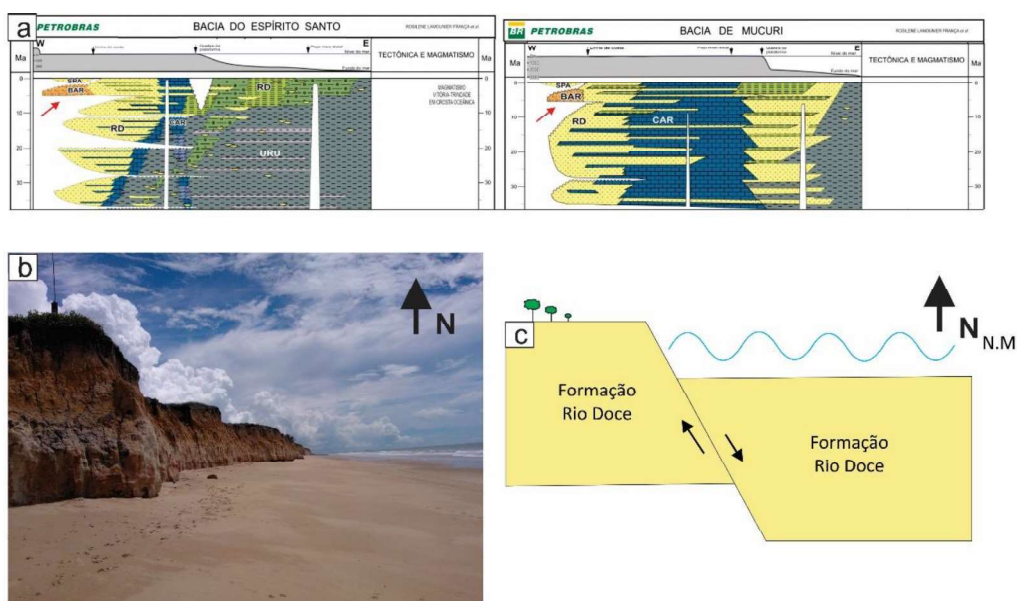
Por muitos anos a classificação litológica para os depósitos cenozoicos destas bacias foi feita com cunho meramente descritivo, onde geralmente designavam-se como Formação Barreiras todos os depósitos rochosos costeiros variegados, registrados exclusivamente na parte emersa destas bacias; e como Formação Rio Doce os depósitos litologicamente similares, porém amostrados em poços. Morais (2007) não observou nenhuma superfície nítida de truncamento no contato entre as formações Barreiras e Rio Doce. Piazza & Araújo (1972), por sua vez, descreveram uma passagem gradual entre as duas unidades, em campo. Apesar de ser estudada por diversos autores sobre vários aspectos, ficou claro neste trabalho, que as inter-relações entre as formações Barreiras, Rio Doce e os sedimentos de praia e aluviões (SPA) ainda demandam mais esclarecimentos e investigações geocronológicas.

Entretanto, se a configuração morfológica atual destas falésias é controlada estruturalmente por falhas normais, é lícito inferir que provavelmente tratam-se em

grande parte de depósitos cogenéticos, afetados por falhamentos normais escalonados para a bacia e não de duas unidades estratigráficas diferentes, como representado nas cartas estratigráficas (Figuras 69). O grande desafio é a dificuldade de se representar falhas ou outras estruturas tectônicas numa carta estratigráfica. Na figura 70a observa-se que a Formação Barreiras é representada lado a lado com a Formação Rio Doce, por não haver critérios cronoestratigráficos, ou mesmo litoestratigráficos relevantes para separar temporalmente estas duas unidades a partir do Eoplioceno (Piazza & Araújo, 1972; Morais, 2007).

Tal análise implicitamente sugere que, provavelmente, muitos dos depósitos mapeados como Formação Barreiras (pelo menos entre o norte do estado do ES e o sul da BA), poderiam ser interpretados como as fácies flúvio-deltaicas mais proximais da Formação Rio Doce. Ou seja, os depósitos cenozoicos aflorantes, os quais são mapeados na Formação Barreiras, podem na verdade estar associados ao bloco alto de rochas da Formação Rio Doce (Figura 70b-70c). Tal interpretação é suportada pela interpretação sísmica, como também pela reconstrução paleoambiental nos afloramentos aqui estudados, que revelou a existência de ambientes parálicos cronicorrelatos aos depósitos miocênicos da Formação Rio Doce. Portanto, apesar do termo “Barreiras” ser consagrado na literatura geológica brasileira, a forma de utilização do mesmo deveria ser repensada, especialmente em áreas sob forte reativação neotectônica.

Figura 70 – Modelo esquemático da configuração da Formação Rio Doce na área estudada



Legenda: a) Cartas estratigráficas das bacias do Espírito Santo e Mucuri (França et al. 2007a e 2007b). É possível observar que a Formação Barreiras e a Formação Rio Doce são cronocorrelatas nas bacias do Espírito Santo e Mucuri (setas vermelhas); b) Falésia de Costa Dourada (Mucuri-BA); c) Modelo esquemático da configuração da Formação Rio Doce na área estudada. Sugere-se aqui que os depósitos classificados como pertencentes à Formação Barreiras possam ser interpretados como parte da Formação Rio Doce. N.M: nível do mar atual.

Fonte: O Autor, 2016.

Foi possível observar que a sequência sedimentar desenvolvida acima da DPES possui características marcantes de um sistema flúvio-deltaico. Os dados sísmicos dispostos nas duas bacias mostram refletores predominantemente plano-paralelos, evidenciando um equilíbrio entre a disponibilidade de aporte sedimentar para a bacia e o espaço deposicional. Ou seja, apesar da contínua criação de espaço, devido principalmente a processos eustáticos, aparentemente a área fonte foi continuamente soerguida durante o Cenozoico. Tal relação ficou clara na análise do poço 9-PSG-1-ES, que mostra a instalação de ciclos progradacionais de 4ª ordem num ciclo transgressivo de 3ª ordem.

Por outro lado, as estruturas com variações NNW-SSE, NW-SE e E-W, de rejeitos direcionais, possuem evidentes sinais de reativação durante todo o Cenozoico e teriam tido a função de entrecortar a linha de costa, o que pode ter influenciado a formação de embaiamentos. As diversas direções medidas de orientação média NW-SE reforçam a hipótese do papel da Zona de Cisalhamento Colatina (Chang *et al.*, 1992) para estruturação cenozoica das Bacias do Espírito Santo e Mucuri, como também o oposto, o menor grau de importância de compressão na direção média NE. Na região de Prado exsudações de óleo ocorrem encaixadas em sistema de fraturas abertas NW-SE no arenito Rio Doce, exposto nas falésias da região, o que revela que esta unidade pode funcionar como condutor de fluidos e reservatório potencial tanto para hidrocarbonetos, quanto para água subterrânea.

## REFERÊNCIAS

- ALBINO, J. Processos de sedimentação atual e morfodinâmica das praias de Bicanga a Povoação, ES. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 1999.
- 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*, v. 26, n. 3, p. 125-138, 1996.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R.L. *Basin Analysis: Principles and Applications*. Oxford, Blackwell, 426 p., 1990
- AMADOR, E. S.; DIAS, G. T. M. Considerações preliminares sobre depósitos do Terciário Superior do norte do Espírito Santo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 50, n. 1, p. 121, 1978.
- AMADOR, E. da S. Depósitos relacionados à unidade inferior do Grupo Barreiras no Estado do Espírito Santo. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*. 1982. p. 1451-1461.
- ARAI, M. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras do nordeste do estado do Pará (Brasil). *Revista Universidade de Guarulhos*, v. 2, p. 98-106, 1997.
- ARAI, Mitsuru. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP. Série Científica*, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.
- ARAI, M.; NOVAIS, L. C. C. Microflora de Comandatuba -BA: novos reforços para a idade miocênica do Grupo Barreiras. *Paleontologia em Destaque: Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, Porto Alegre, ano 21, n. 53, p. 9, 2006.
- ARAÚJO, V. D.; REYES-PERES, Y. A.; LIMA, R. F.; SANTOS, D. A. S.; PELOSI, A. P. M. R.; CÓRDOBA, V. C.; LIMA FILHO, F. P. Análise faciológica e interpretação paleo-ambiental de rochas da Formação Barreiras, litoral oriental do Rio Grande do Norte. In: *CONGRESSO ABEQUA, 10, Guarapari. Resumos Expandidos...* Guarapari, ABEQUA, 2005. (1 CD-ROM).
- ARENA, M.C. Petrologia da sucessão magmática do arquipélago de Abrolhos. 150p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2008.

- 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.
- BÉGUÉ, F., GRAVLEY, D. M., CHAMBEFORT, I., DEERING, C. D., & KENNEDY, B. M. Magmatic volatile distribution as recorded by rhyolitic melt inclusions in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Geological Society, London, Special Publications, 410(1), 71-94, 2015.
- BEZERRA, F. H.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences, v. 14, n. 1, p. 61-75, 2001.
- BEZERRA, F. H. R.; MELLO, C. L.; SUGUIO, K. A Formação Barreiras: recentes avanços e antigas questões. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 6, n. 2, out, 2006.
- BHATTACHARYA, J. P., & MACEACHERN, J. A. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. Journal of Sedimentary Research, 79(4), 184-209, 2009.
- BIASSUSI, A. S., MACIEL, A. A., & CARVALHO, R. S. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. Boletim de Geociências da Petrobras, 4(11), 13-19, 1990.
- BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 47, p. 365-393. Suplemento, 1975.
- BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. D. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). Arquivos do Instituto de Ciências da Terra, 2, 2-14, 1964.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. The marine formations of the coast of the State of Bahia, In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1, São Paulo, 1978, Proceedings, São Paulo, IGCP, Project 61, p.232-253, 1979.
- BRADLEY, J. Intrusion of major dolerite sills. Transactions of The Royal Society of New Zealand-Geology, v. 3, n. 4, p. 27-55, 1965.
- BRICALLI, L. L., & MELLO, C. L. Padrões de lineamentos relacionados a litoestrutura e fraturamento neotectônico (estado do Espírito Santo, SE do Brasil). Revista Brasileira de Geomorfologia, 14(3), 2014.
- BROWN, S. J. Geology and geochemistry of the Whakamaru Group ignimbrites, and associated rhyolite domes, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Tese de doutorado. University of Canterbury. 288p, 1994.



- 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-News magazine of the International Union of Geological Sciences, 22(3), 206-216, 1999.
- CAS, R. A. F., ALLEN, R. L., BULL, S. W., CLIFFORD, B. A., & WRIGHT, J. V. Subaqueous, rhyolitic dome-top tuff cones: a model based on the Devonian Bunga Beds, southeastern Australia and a modern analogue. Bulletin of Volcanology, 52(3), 159-174, 1990.
- CATUNEANU, O. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 pp, 2006.
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., & BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. Tectonophysics, 213(1), 97-138, 1992.
- CHEVALLIER, L., & WOODFORD, A. Morpho-tectonics and mechanism of emplacement of the dolerite rings and sills of the western Karoo, South Africa. South African Journal of Geology, 102(1), 43-54, 1999.
- CHOPRA, S. AND K.J. MARFURT. Seismic attributes—A historical perspective: Geophysics, v. 70, p. 3SO-28SO, 2005.
- CHOPRA, S., & MARFURT, K. J. Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. Society of Exploration Geophysicists. CLEMENTE, E.P.; GONÇALVES, C.E.R.G. SCHAFFER; OLIVEIRA, F.S.; MARCIANO, L.C.; CLEMENTE, A.D. 2012. Geoquímica de solos da Ilha de Trindade, ES. Geociências, Rio Claro, v. 31, n. 1, p. 57-67, 2007.
- COLÉOU, T., POUPON, M., AZBEL, K. Unsupervised seismic facies classification: A review and comparison of techniques and implementation. The Leading Edge, 22(10), 942-953, 2003.
- CONCEIÇÃO, J.C.J.; MIZUSAKI, 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 das bacias sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobras, 1994. Relatório interno.

CONCEIÇÃO J.C.J., MISUZAKI A.M.P., ALVES D.B., SZATMARI P. Controle tectônico do magmatismo do Complexo Vulcânico de Abrolhos, Bacia do Espírito Santo. In: Cong. Bras. Geol., 39, Baln. Camboriu, 1996. Anais... Baln. Camboriu: SBG. v. 5, p. 384-387.

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.

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

CULLERS, R. L., BARRETT, T., CARLSON, R., & ROBINSON, B. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chemical geology*, 63(3), 275-297, 1987.

DALTON DE SOUZA, J.; KOSIN, M.; MELO, R.C.; SANTOS, R.A.; TEIXEIRA, L.R.; SAMPAIO, A.R.; GUIMARÃES, J.T.; VIEIRA BENTO, R.; BORGES, V.P., MARTINS, A.A.M., ARCANJO, J.B., LOUREIRO, H.S.C., ANGELIM, L.A.A. 2003. Mapa Geológico do Estado da Bahia – Escala 1:1.000.000. Salvador: CPRM, 2003, versão 1.1. Programas Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM.

DECKER, R. W., & CHRISTIANSEN, R. L. Explosive eruptions of Kilauea volcano, Hawaii. In: *Studies in Geophysics. Explosive volcanism: inception, evolution and hazards*. National Academy Press, Washington D.C., 122-132, . 1984.

DELLA FÁVERA, J. C. Fundamentos de estratigrafia moderna. EdUERJ. 264p, 2001.

DICKINSON, W. R. Plate tectonics and sedimentation. in Dickinson, W. R., ed. *Tectonics and sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 22*, p.1-28, 1977.

DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequinhonha (BA), DOCE (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, v.11, p.225-237, 1981.

- DUDDY, L. R. Redistribution and fractionation of rare-earth and other elements in a weathering profile. *Chemical Geology*, 30(4), 363-381, 1980.
- DU TOIT, A. L. The Karoo dolerites of South Africa: a study in hypabyssal injection. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 23, 1-42, 1920.
- ERNESTO, M., MARQUES, L. S., PICCIRILLO, E. M., MOLINA, E. C., USSAMI, N., COMIN-CHIARAMONTI, P., & BELLINI, 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), 15-36, 2002.
- FERRAZ, C. M. L., & VALADÃO, R. C. Barreiras: formação ou grupo?(contribuições da análise geomorfológica do litoral sul da Bahia e das "chapadas" do Jequitinhonha). *In: CONGRESSO ABEQUA (Vol. 10)*, 2005.
- 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.
- FIGUEIREDO, M. C. Introdução à geoquímica dos elementos terras raras. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 16, 15-31, 1985.
- FINK, J. Surface folding and viscosity of rhyolite flows. *Geology*, v. 8, n. 5, p. 250-254, 1980.
- FOLK, R. L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's, Austin.
- FORNACIARI, F. A. Resposta da rede de drenagem à movimentação tectônica na Bacia do Rio São José (ES). *Monografia de graduação*. Vitória. 92p, 2009.
- FORNACIARI, F. A.; BRICALLI, L. L. Influência da Faixa Colatina na morfologia da rede de drenagem e no relevo da porção oeste da bacia do Rio São José (ES). *In: XIII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA*, Viçosa, 2009. Trabalho completo.
- FRANÇA, R. L. E RAGAGNIN, G.M. A influência do vulcanismo de abrolhos na sedimentação terciária da Bacia de Mucuri. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39. Salvador, 1996. *Anais de congresso: Sociedade Brasileira de Geologia*. v. 5, p. 265-270.
- 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.
- FRANCIS, E. H. Magma and sediment-I Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain President's anniversary address 1981. *Journal of the Geological Society*, 139(1), 1-20, 1982..
- FRIEDMAN, I., LONG, W., & SMITH, R. L. Viscosity and water content of rhyolite glass. *Journal of Geophysical Research*, 68(24), 6523-6535, 1963.
- FURRIER, M., ARAÚJO, M. E. D., & MENESES, L. F. D. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. *Geologia USP. Série Científica*, 6(2), 61-70, 2006.
- GALLOWAY, W. E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG bulletin*, 73(2), 125-142, 1989.
- GERALDES, M. C., MOTOKI, A., COSTA, A., MOTA, C. E., & MOHRIAK, W. U. Geochronology (Ar/Ar and K–Ar) of the South Atlantic post-break-up magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 369(1), 41-74, 2013.
- GIGGENBACH, W. F. Chemical composition of volcanic gases. In *Monitoring and mitigation of volcano hazards* (pp. 221-256). Springer Berlin Heidelberg, 1996.
- GOMES, N. S & SUITA, M. T. F. Ocorrência de vulcanismo bimodal de idade terciária na Bacia de Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18(2): 233–248, 2010.
- GUIMARÃES, M.M.M.; MARTIN, L. Diferenciação morfoscóptica das areias da região nordeste de Salvador; cronologia da deposição. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30°, Recife, 1978. *Anais. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia*. v.2, p. 897-904.
- HANSEN, D. M. 3D seismic characterisation of igneous sill complexes in sedimentary basins: North-East Atlantic Margin. Tese de doutorado, (Cardiff University), 451 p., 2004.
- 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*, 29(1), 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*, 163(5), 789-800, 2006.
- HANSEN, D. M., & CARTWRIGHT, J. Saucer-shaped sill with lobate morphology revealed by 3D seismic data: implications for resolving a shallow-level sill emplacement mechanism. *Journal of the Geological Society*, 163(3), 509-523, 2006.
- HARTT, C.F. *Geology and Physical Geography of Brazil*. Boston, Fields, Osgood and Co. 620p, 1870.
- HART, B., & CHEN, M. A. Understanding seismic attributes through forward modeling. *The Leading Edge*, 23(9), 834-841, 2004.
- HATUSHIKA, R. S., SILVA, C. G., MELLO C. L. Sismoestratigrafia de alta resolução no lago Juparanã, Linhares (ES - Brasil) como base para estudos sobre a sedimentação e tectônica quaternária. *Revista Brasileira de Geofísica*. vol.25, no.4 São Paulo, Oct./Dec, 2007.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A. C., CAMPOS NETO, M. D. C., SILVA, L. D., TROUW, R. A. J., & JANASI, V. D. A. Província Mantiqueira. *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-235, 2004.
- HOLFORD, S. P., SCHOFIELD, N., JACKSON, C. A. L., MAGEE, C., GREEN, P. F., & DUDDY, I. R. Impacts of Igneous Intrusions on Source and Reservoir Potential in Prospective Sedimentary Basins Along the Western Australian Continental Margin. *In West Australian Basins Symposium 18–21 Agosto, 2013*.
- INGERSOLL, R. V. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1704-1719. JOHNSON, A.M. AND POLLARD, D.D., 1973. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I. Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics*, 18: 261-309, 1988.
- JOPPEN, M., & WHITE, R. S. The structure and subsidence of Rockall Trough from two-ship seismic experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 95(B12), 19821-19837, 1990.
- KEGEL, W. *Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte*. Rio de Janeiro: DGM, 52 p., 1957.
- KHOLODOV, N. V. About the Nature of Mud Volcanoes (in Russian). *Nature (Russian)*, 11, p.47-58, 2001..

- KLEIN, V. C. O Havaí é aqui? *Revista Ciência Hoje*. v. 26 n. 153, p. 65-68, 1999.
- KOKELAAR, P. & BUSBY, C. Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science*, v. 257, p. 196-201, 1992.
- LECOMTE, I., KASCHWICH, T., GJØYSTDAL, H., & IVERSEN, E. Use ray-based modeling methods to plan, analyze, and control subsalt imaging. *Subsalt Imaging workshop*, Cairo, 2009.
- LEITE, C.A.S., SOUZA, J.D., SILVA, S.L. KOSIN, M., SILVA, L.C., BENTO, R. V., SANTOS, VIEIRA, V.S., CAMOZZATO, E., PAES, V.J.C., NETTO, C., JUNQUEIRA, P.A. Folha SE. 24 – Rio Doce. IN: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A. de., (eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. CD-ROM, 2004.
- LIMA, C. C. U. O Neotectonismo na Costa do Sudeste e do Nordeste Brasileiro. *Revista de Ciência & Tecnologia*, v. 15, p. 91-102, 2000.
- LIMA, C. C. U. Caracterização sedimentológica e aspectos neotectônicos do Grupo Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia. 141 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2002.
- LIMA, C. C. U. D., BOAS, G. D. S. V., & BEZERRA, F. H. R. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do Estado da Bahia, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 6(2), 71-80, 2006.
- LIMA, E. N. M., BEZERRA, F. H. R., SOUSA, M. O. L. Problemas no mapeamento da Formação Barreiras através de correlações litológicas: exemplo da Bacia Potiguar-RN. *Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA)*, 2007.
- LIMA, M. G. A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e Tectônicas. (Tese de doutorado). Universidade Federal do Rio grande do Norte (UFRN), Natal-RN. 251p, 2008.
- LOPES, L. C. F. L.; LANA, C. E. 2011. INFLUÊNCIA DOS LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIS DA BACIA RIO CASTELO (ES) SOBRE A OCORRÊNCIA DE CHEIAS. *In: 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET) / VII International Symposium on Tectonics*, 2011, Campinas. *Anais do 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, p. 1-4.

- MABESSOONE, J. M.; CAMPOS E SILVA, A.; BEURLEN, K. Estratigrafia e Origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 2, n. 3, p. 173-178, 1972
- MABESOONE, J. M., DAMASCENO, J. M., OLIVEIRA, L. D. D., OLIVEIRA, M. I. M. Sedimentos cretáceos do litoral leste do Rio Grande do Norte. In: Mabesoone, J.M. (coord.). *Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte*. Estudos Geológicos, Série. B, 10: 73-75, 1991.
- MACDONALD, G.A. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 510 p, 1972.
- MACHADO FILHO, L., RIBEIRO, M., GONZALEZ, S. R., SCHENINI, C. A., SANTOS NETO, A. D., PALMEIRA, R. C. & CASTRO, H. E. F. *Geologia das Folhas Rio de Janeiro (SF 23/24) escala 1: 1.000. 000 mapa e texto explicativo*. RADAM Brasil-MME, Rio de Janeiro, 1:1.000.000, 1983..
- MARTIN, L., SUGUIO, K., DOMINGUEZ., J. M. L., FLEXOR J. M. *Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. CPRM Serv Geol Brasil, 112 p, 1997.
- MELLO, C. L. *Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. 1997. 275 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- MELLO, C. L., RODRIGUES, H. B., & HATUSHIKA R. S. *Reativações Tectônicas Cenozóicas na Faixa de Lineamentos Colatina (ES)*. Anais do X Congresso do SNET/IV IST. CD-ROM, 2005.
- MENDONÇA P.M.M., SPADINI A.R., MILAMI E.J. *Exploração na PETROBRAS: 50 anos de sucesso*. Boletim de Geociências da Petrobras, 12(1):1-55, 2004.
- MCLENNAN, S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1), 169-200, 1989.
- MCPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. *Volcanic Textures*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Univ. Tasmania, Hobart, 196 p, 1993.
- MIRANDA, D. J., MELLO, C. L., BITTENCOURT, B. R., BRICALLI, L. L., GARCINDO, L. B., RIBEIRO, C. S. *Deformação neotectônica na região centro-norte do Espírito Santo e sua influência na organização da rede de drenagem*. In: Congresso brasileiro de geologia, Curitiba, 44, 2008. Resumo expandido, CD ROM.

- MIRANDA, D. J. Tensões e fraturamento neotectônico na área emersa da bacia do Espírito Santo. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 113 p., 2009.
- MITCHUM JR, R. M., VAIL, P. R., & THOMPSON III, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation, 1977.
- MIZUSAKI, A. M.; ALVES, D. B.; CONCEIÇÃO, J. C. J. Eventos magmáticos nas bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba. CONGR. BRAS. GEOL. 38, Baln. Camboriú, 1994. B. Res. Expandidos...Baln. Camboriú: SBG. v. I, p. 566-567.
- MOHRIAK W.U. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the Brazilian and West African margins. *In*: SBGF, International Congress, 7, 2001. Expanded Abstract, p. 1594.
- MOHRIAK, W.U. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: petrografia, datações radiométricas e visualização sísmica das rochas vulcânicas. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 14, p. 133-142, 2005.
- MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; RIBEIRO, C. S. Estudo faciológico de depósitos terciários (formações Barreiras e Rio Doce) aflorantes na porção emersa da Bacia do Espírito Santo e na região emersa adjacente à porção norte da Bacia de Campos. *In*: CONGRESSO ABEQUA, 10, 2005. Guarapari. Resumos Expandidos... Guarapari: ABEQUA.
- MORAIS, R. M. O. D., MELLO, C. L., COSTA, F. D. O., & SANTOS, P. D. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro. *Geologia USP. Série Científica*, 6(2), 19-30, 2006.
- MORAIS, R. M. O. Sistemas fluviais terciários na área emersa da Bacia do Espírito Santo (formações Rio Doce e Barreiras). (Tese de Doutorado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 144 p, 2007.
- MOTOKI, A.; NOVAIS, L.C.C.; SICHEL, S.E.; NEVES, J.L.; AIRES, J.R. Felsic pyroclastic rock originated from subaqueous eruption in the Espírito Santo sedimentary basin: an association with the tectonic-sedimentary model. *Geociências*, Rio Claro, v. 26, n. 2, 151-160, 2007.



- MOTOKI, A.; MOTOKI, K.F.; MELO, D.P. Submarine morphology characterization of the Vitória-Trindade Chain and the adjacent areas, State of Espírito Santo, Brazil, based on the predicted bathymetry of the TOPO version 14.1. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Porto Alegre, v. 13, n. 2, p. 151-170, 2012.
- MOTOKI, A., NOVAIS, L. C. C., MOTOKI, K. F., OLIVEIRA, L. C., FASOLO, R. S., & LIMA, A. B. Satellite-derived gravimetry for Abrolhos continental shelf, states of Espírito Santo and Bahia, Brazil, and its relation to tectonic genesis of sedimentary basins. *Revista Brasileira de Geofísica*, 32(4), 735-751, 2014.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775, 1974.
- 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*, 15(4), 313-324, 2009.
- NÉMETH, K., MARTIN, U. Practical volcanology – lectures notes for understanding volcanic rocks from field based studies. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary*. 221 p, 2007.
- NESBITT, H. W. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, v. 279, p. 206-210, 1979.
- NEUMANN E.R.; PLANKE, S.; MALTHE-SØRENSEN, A. Emplacement mechanisms and magma flows in sheet intrusions in sedimentary basins. In: *Sill Emplacement-NFR Application*, Oslo. VBPR Report, p. 1-10, 2003.
- NOGUEIRA, F. C. C., BEZERRA, F. H. R., & CASTRO, D. L. D. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. *Geologia USP. Série Científica*, 6(2), 51-59, 2006.
- NOVAIS L. C. C., TEIXEIRA, L. B., NEVES, M. T, RODARTE J. B. M, ALMEIDA, J. C. H., & VALERIANO, C. M. Novas ocorrências de diques de diabásio na faixa Colatina – ES: estruturas rúpteis associadas e implicações tectônicas para as bacias de Campos e do Espírito Santo. *B. Geoci. Petrobras*. 12(1):191-194, 2004.
- NOVAIS, L. C. C. Lineamentos Transversais nas Porções Centro e Norte da Bacia do Espírito Santo e na Faixa Proterozóica Adjacente: Influência na Sedimentação e na Compartimentação Estrutural. *Dissertação de mestrado*, Departamento de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2005.
- NOVAIS, L.C.C., ZELENKA, T., SZATMARI, P., MOTOKI, A., AIRES, J.R., TAGLIARI, C.V. Ocorrência de rochas vulcânicas ignimbríticas na porção norte da

- Bacia do Espírito Santo: evolução do modelo tectono-sedimentar. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 16, n. 1, p. 139-156, 2008.
- OARD, M.J. Can welded tuffs form underwater? *Journal of Creation*, v. 16, n. 2, p. 114-117, 2002.
- O'CONNOR, J.M. & ROEX, A.P. South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 113, p. 343-364, 1992.
- OJEDA, H. A. O. Bacia do Espírito Santo: integração geológica regional. Petrobrás, Rio de Janeiro, 1977. Relatório interno.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro: Serviço Informação Agrícola/Ministério da Agricultura, 813 p., 1943.
- 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. Tese de doutorado – Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro. 160 p., 2006.
- OREIRO, S. G., CUPERTINO, J. A., SZATMARI, P., & THOMAZ FILHO, A. Influence of pre-salt alignments in post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings, Santos and Campos basins, SE Brazil: an example of non-plume-related magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 116-131., 2008.
- PEQUENO, M. A. Albian/Maastrichtian tectono-stratigraphic evolution of Central Santos Basin, Offshore Brazil. Tese de doutorado. University of Texas at Austin. 206 p., 2009.
- PEQUENO, M. A.; SZATMARI, P.; SILVA, P. C., S.; NEGRÃO, S. C. B. Laboratório de Modelagem Física de Processos Geológicos Peter Szatmari. Petrobrás, Rio de Janeiro, 2015. Relatório interno.
- PETRI, S. Foraminíferos e o ambiente de deposição dos sedimentos do Mioceno do Recôncavo Baiano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 2, n.1, p. 51-67, 1972.
- PIAZZA H. D. & ARAÚJO M. B. de. Projeto Rio Doce, Geologia da Parte Continental, Relatório nº 1582. Petrobrás RPBA, Salvador, 1972, 63 pp.
- 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: Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series. Geological Society of London*, 2005. p. 833-844.

- POLLARD, D. D., & JOHNSON, A. M. Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II: bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics*, 18(3), 311-354, 1973.
- POLO, L. A. O vulcanismo ácido da Província Magmática Paraná-Etendeka na região de Gramado Xavier, RS: estratigrafia, estruturas, petrogênese e modelo eruptivo. (Tese de doutorado). Universidade de São Paulo. São Paulo. 220 p., 2014.
- PORTO, A. L. Mapeamento sísmico de intrusões ígneas na porção sudeste da Bacia do Parnaíba e suas Implicações para um modelo de sistema Petrolífero não convencional. (monografia de graduação). Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Rio de Janeiro. 89 p., 2013.
- PORTO, A ; PEREIRA, E. Seismic Interpretation of Igneous Intrusions and their implications for an unconventional petroleum system in southeastern Parnaiba Basin, northeastern Brazil.. *In: AGU, 2014, San Francisco. AGU Abstract, 2014. v. V51B.*
- RAPOSO, F.O.; PAES, V.J.C.; SGARBI, C.N.C. Rochas piroclásticas ácidas, fanerozóicas do Médio-Jequitinhonha, nordeste de Minas Gerais. *In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia, 2008. Anais, CD, 1p.*
- REINSON, G. E. Transgressive barrier island and estuarine systems. *Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, 179-194, 1992.*
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do rift continental do sudeste do Brasil. *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, p. 383-405, 2004.*
- RODRIGUES R. A Geoquímica Orgânica na Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Porto Alegre, RS, 225p, 1995.
- ROSA, A. L. R. Análise do sinal sísmico. Rio de Janeiro, Sociedade brasileira de Geofísica, 668 p., 2010.
- ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M.; TRUCKENBRODT, W. A influência marinha nos sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra, Belém, v. 2, p. 17-29, 1990.*
- ROSSETI, D. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. Evidência Marinha na Formação Barreiras do litoral do estado da Bahia. XIII congresso da ABEQUA, 2011. Anais de congresso.
- ROY, A., DOWDELL, B.L., MARFURT, K.J. Characterizing a Mississippian tripolitic chert reservoir using 3D unsupervised seismic facies analysis and well logs: an

example from Osage County, Oklahoma. 82nd Annual International Meeting of the Society of Exploration Geophysicists, 2012. Resumo expandido.

SCHNEIDER, J.L.; FOURQUIN, C.; PAICHELER, J.C. Two examples of subaqueously welded ash-flow tuffs: the Visean of southern Vosges (France) and the Upper Cretaceous of northern Anatolia (Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 49, p. 365-383, 1992.

SHAKIROV, R., OBZHIROV, A., SUESS, E., SALIUK, A., BIEBOW, N. Mud Volcanoes and Gas Vents in the Okhotsk Sea Area. *Geo-Mar Lett*, 24, p. 140-149, 2004.

SHAW, HERBERT R. Comments on viscosity, crystal settling, and convection in granitic magmas. *AMERICAN JOURNAL OF SCIENCE* 263.2: 120-152, 1965.

SHERIFF, R. E. Vertical and Lateral Seismic Resolution and Attenuation: Part 7. *Geophysical Methods. AAPG Special Volumes*. 388-389, 1992.

SHERIFF, R. E., & GELDART, L. P. *Exploration seismology*. Cambridge university press. 1995.

SHERIFF, Robert E. *Encyclopedic dictionary of applied geophysics: SEG. Geophysical References Series*, v. 13, 2002.

SANTOS, P. F., MELLO C. L., MORAIS, R. M. O., RIBEIRO, C. S. Estudo de Depósitos da Formação Barreiras com Base em Reflexão por Ondas de Radar *Geol. USP, Sér. cient.*, Out 2006, vol.6, no.2, p.31-42.

SICHEL, S.E.; MOTOKI, A.; SAVI, D.C.; SOARES, R.S. Subvolcanic vent-filling welded tuff breccia of the Cabo Frio Island, State of Rio de Janeiro, Brazil. *REM-Revista Escola de Minas, Ouro Preto*, v. 61, n. 4, p. 423-432, 2008.

SILVA, J. M. R.; LIMA, M. I.C., VERONESE, V. F., RIBEIRO JUNIOR, R. N., SIGA-JÚNIOR, O. *Geologia. In: Projeto Radambrasil. Folha Rio Doce (SE. 24)*. Rio de Janeiro: IBGE, V.34, 1987.

SKOGLY, O. P. Seismic characterization and emplacement of intrusives in the Vøring Basin. (Dissertação de mestrado), Department of Geology, University of Oslo, 1998.

SKOLOTNEV, S.G.; PEYVE, A.; TRUKO, N.N. New data on the structure of the Vitória-Trindade seamount chain (western Brazil basin, South Atlantic). *Doklady Earth Sciences*, v. 431, n. 2, p. 435-440, 2010.

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.; International Symposium on Tectonics, 3., Búzios, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro, 2003. p. 382-383.

SOBREIRA, J. F. F., & FRANÇA, R. L. Um modelo tectono-magmático para a região do complexo vulcânico de Abrolhos. Boletim de Geociências da Petrobras, 14, 143-147, 2006.

STEINBERGER, B. Plumes in a convecting mantle: Models and observations for individual hotspots, Journal of Geophysical Research, v. 105, p; 11127-11152, 2000.

STIX, J. Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism: a review. Earth-Science Reviews, v. 31, n. 1, p. 21-53, 1991..

SUGUIO, K. Evolução da planície costeira do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das flutuações do nível do mar. Atas do iv simpósio do Quaternário no Brasil: 93-116, 1982.

SUGUIO, K., MARTIN; BITTENCOURT, A.C.S.P. ; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M & AZEVEDO, A.E.G. Flutuações Do Nível Relativo Do Mar Durante O Quaternário Superior Ao Longo Do Litoral Brasileiro E Suas Implicações Na Sedimentação Costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15(4): 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; NOGUEIRA, A. C. R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. Geociências, São Paulo, v. 18, n. 2, p. 439-460, 1999.

SVENSEN, H., PLANKE, S., MALTHER-SØRENSEN, A., JAMTVEIT, B., MYKLEBUST, R., EIDEM, T. R., & REY, S. S. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. Nature, 429(6991), 542-545, 2004.

SVENSEN, H., PLANKE, S., CHEVALLIER, L., MALTHER-SØRENSEN, A., CORFU, F., & JAMTVEIT, B. Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. Earth and Planetary Science Letters, 256(3), 554-566, 2007.

SVENSEN, H., CORFU, F., POLTEAU, S., HAMMER, Ø., & PLANKE, S. Rapid magma emplacement in the Karoo large igneous province. Earth and Planetary Science Letters, 325, 1-9, 2012.

SVENSEN, H. H., POLTEAU, S., CAWTHORN, G., & PLANKE, S. Sub-volcanic intrusions in the Karoo basin, South Africa. Advances in Volcanology, 13 Janeiro, 2015a, p. 1-14.

SVENSEN, H. H., PLANKE, S., NEUMANN, E. R., AARNES, I., MARSH, J. S., POLTEAU, S., & CHEVALLIER, L. Sub-Volcanic Intrusions and the Link to Global Climatic and Environmental Changes. *Advances in Volcanology*, 10 de Julho, 2015b, p. 1-24.

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*, 29(2), 189-194, 1999.

THOMAZ-FILHO, A.; CESERO, P. D.; MIZUSAKI, A. M.; LEÃO, J. G. Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 3, p. 383-389, 2005.

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*, 38(2), 128-137, 2008.

THOMSON, K., & HUTTON, D. Geometry and growth of sill complexes: insights using 3D seismic from the North Rockall Trough. *Bulletin of Volcanology*, 66(4), 364-375, 2004.

THOMSON, K. Determining magma flow in sills, dykes and laccoliths and their implications for sill emplacement mechanisms. *Bulletin of Volcanology*, 70(2), 183-201, 2007.

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

TRUCKENBRODT, W; NOGUEIRA, A. C. R.; GOES, A. M.; ARAI, M. Conteúdo fossilífero e estruturas sedimentares nos sedimentos Barreiras, NE do Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, 1994. Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos... Belém: SBG. v. 3, p. 210-211.

VALADÃO, R. C.; DOMINGUEZ, J. M. L. Deformação tectônica neocenozóica no Brasil Oriental: zonalidade e magnitude. *In: CONGRESSO DA ABEQUA*. Porto Seguro: ABEQUA, 1999a.

VALADÃO, R. C.; DOMINGUEZ, J. M. L. Soerguimento, flexura e nucleação de grabens na área continental adjacente ao litoral oriental brasileiro no neocenozóico. *In: CONGRESSO DA ABEQUA*. Porto Seguro: ABEQUA, 1999b.

- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M., & RAHMANIAN, V. D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Am. Assoc. Pet. Geol., Methods in Exploration Series*, 7, p. 55, 1990.
- VIEIRA, Percy Corrêa. 1981. Variações do nível, marinho: alterações eustáticas no Quaternário. *Rev. Inst. Geol.* [online]. vol.2, n.1, 1981.
- VIEIRA, R. A. B.; MENDES, M. P.; VIEIRA, P. E.; COSTA, L. A. R.; TAGLIARI, C. V.; BACELAR, L. A. P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 191–202, jan./mar, 1994.
- VIEIRA, V. S.; SILVA, M. A. da; CORRÊA, T. R.; LOPES, N. H. B. Mapa Geológico do Estado do Estado do Espírito Santo – Escala 1:400.000. *In: SIMEXMIN - Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral VI*, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil, 2014.
- WENTWORTH, C. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 377-392, 1922.
- YAMADA, E. Subaqueous pumice flow deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, Tokyo, v. 79, p. 585-599, 1973.
- YAMADA, E. Subaqueous pyroclastic flows: their development and their deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 7, p. 97-105, 1984.
- YAMAZAKI, T.; KATO, I.; MUROI, I; ABE, M. Textural analysis and flow mechanism of the Donzurubo subaqueous pyroclastic flow deposits. *Bulletin of Volcanology*, v. 37, n. 2, p. 231-244, 1973.
- ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; WOLFF, S.; VIEIRA, I. S.; MARQUES, A. Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 28, n. 4, p. 221-230, 1985.
- ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J., Origem e Evolução Estrutural dos Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13 (2), p. 269–300, 2005.

## ANEXO A – Tabela de elementos analisados

Amostra	LOI	Zr	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	K2O	Na2O	P2O5	soma
Ponto 19 A	12,50	292	51,14	1,24	29,89	3,81	<0,01	0,05	<0,01	0,29	0,04	0,04	86,50
Ponto 19 B	12,70	309	53,41	1,35	31,66	4,28	<0,01	0,05	<0,01	0,31	0,02	0,04	91,12
Ponto 11 A	9,37	472	59,56	0,98	24,16	1,90	<0,01	0,06	<0,01	1,71	0,30	0,06	88,73
Ponto 11 B	9,39	488	59,62	0,89	24,31	1,82	<0,01	0,05	<0,01	1,73	0,30	0,07	88,79
Ponto 13B A	10,37	456	60,95	0,95	23,63	2,31	<0,01	0,12	<0,01	0,20	0,56	0,04	88,76
Ponto 13 A	9,53	429	61,32	0,88	21,75	3,33	<0,01	0,09	<0,01	0,21	0,26	0,02	87,86
Ponto 13 B	9,51	459	61,54	0,95	22,17	3,52	<0,01	0,09	<0,01	0,21	0,28	0,03	88,79
Ponto 13B B	10,49	471	61,96	0,96	24,64	2,33	<0,01	0,13	<0,01	0,21	0,57	0,04	90,84
Ponto 3 A	6,64	486	68,42	0,79	17,43	5,29	<0,01	0,04	0,05	0,16	0,01	0,04	92,23
Ponto 3 B	6,59	337	71,34	0,67	15,55	4,44	<0,01	0,01	<0,01	0,12	<0,01	0,03	92,16

Amostra	Ni	Co	Ba	Sr	Rb	V	Nb	Ta	Hf	Y	U	Th	La	Ce	Pr	Nd
Ponto 19 A	11	3,6	130	42	23,3	40	36	2,16	7,91	14,76	3,23	24,3	94,2	147,8	13,7	39,6
Ponto 19 B	10	3,2	159	43	24,2	35	37	1,85	7,67	14,13	3,23	23,3	93,7	151,6	13,92	40,6
Ponto 11 A	21	12,6	2612	126	71,7	39	34	1,78	12,61	27,55	7,37	35,1	126	219,9	22,87	74,6
Ponto 11 B	32	15,1	2693	130	70,2	62	33	1,64	12,9	24,99	7,18	35,4	126	216,3	22,64	73,1
Ponto 13B A	12	15,8	99	40	14	11	31	1,77	12,03	14,29	4,63	37,5	92,6	148,8	13,14	36,7
Ponto 13 A	11	1,8	114	28	15,6	61	31	2,17	11,42	14,61	3,71	36,6	81,1	123,7	11,88	36,2
Ponto 13 B	21	2	90	27	15	127	39	3,85	12,21	13,82	3,82	36,4	89,1	121,1	11,49	34,2
Ponto 13B B	10	15,9	82	43	14,7	35	32	1,83	11,92	15,39	4,37	36,7	94,5	150,7	13,17	36,6
Ponto 3 A	11	1,9	82	25	12,8	64	30	0,92	12,96	12,34	2,65	30,1	65,5	106,1	10,18	31,7
Ponto 3 B	8	1,5	66	21	10,9	42	23	0,74	9,08	9,96	1,99	24,7	54,8	89,7	8,63	26,3

Amostra	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Cs	Cu	Ga	W
Ponto 19 A	5,7	0,61	3,89	0,58	3,17	0,57	1,54	0,21	1,4	0,2	2,35	8	47,9	4,2
Ponto 19 B	5,9	0,65	4,1	0,59	3,05	0,54	1,46	0,21	1,3	0,19	2,35	8	48,8	3
Ponto 11 A	11,9	1,33	8,36	1,14	5,98	1,03	2,69	0,41	2,7	0,4	1,89	8	37,8	2,7
Ponto 11 B	11,6	1,27	8,04	1,08	5,46	0,95	2,62	0,38	2,4	0,37	1,95	7	37,6	2,5
Ponto 13B A	5,3	0,42	3,68	0,52	2,89	0,53	1,41	0,19	1,4	0,21	1,1	6	39	33,8
Ponto 13 A	5,6	0,41	4,04	0,54	2,85	0,53	1,49	0,21	1,4	0,2	1,03	6	36,8	2
Ponto 13 B	5,3	0,38	3,67	0,52	2,78	0,52	1,41	0,2	1,3	0,19	1	6	37,4	2,5
Ponto 13B B	5,1	0,45	3,4	0,51	2,87	0,54	1,6	0,22	1,5	0,23	1,12	6	40,2	33,4
Ponto 3 A	4,9	0,48	3,4	0,48	2,66	0,46	1,37	0,19	1,3	0,2	1,22	18	28,2	1,3
Ponto 3 B	3,9	0,39	2,85	0,4	2,14	0,37	1,04	0,15	1	0,15	1,04	6	25,1	1,2



## ANEXO B – Característica das soleiras mapeadas

Tabela com a descrição das soleiras (Baseado em Pequeno, 2009).

<b>Tipo</b>	<b>Descrição</b>
1	Próximo ao topo do sal - acompanhando o sal ou logo acima
2	próximo ao topo do Albiano - intrudido na Fm. Urucutuca
3	próximo à DPES - intrudido na Fm. Urucutuca
<b>Sill</b>	<b>Descrição</b>
NE	Nordeste
SW	Sudeste
C	Centro
<b>EXEMPLO</b>	
	SW1-1: Sill localizado na porção sudoeste do dado, seguindo o topo do sal, sendo o primeiro destes na seção da esquerda pra direita

Sill	Comentário	tipo	área (m2)	e1 (m)	e2 (m)	elongação e1/e2	orientação do eixo principal	Sentido fluxo	Zmax (ms)	Zmin (ms)	dz (ms)
SW2-1	Próximo à borda de falha - subvertical	2	32958	366	160	2,29	NW	SE-NW	785	700	85
SW3-1	Próximo à borda de falha	3	104321	480	300	1,60	NE	SW-NE	660	630	30
SW3-2	Próximo à borda de falha	3	37313	402	54	7,44	NE	SW-NE	650	637	13
SW3-3	Próximo à borda de falha	3	327386	825	579	1,42	NW	SE-NW	664	592	72
SW3-4	Próximo à borda de falha	3	193543	966	244	3,96	NE	SW-NE	730	293	437
SW3-5	forma de pires	3	149664	960	224	4,29	NE	SW-NE	705	640	65
SW3-6	Forma de pires - achatada	3	199527	919	305	3,01	NE	SW-NE	655	600	55
SW3-7	Forma de pires - achatada	3	103794	610	180	3,39	NE	SW-NE	620	601	19
SW3-8	Forma de pires - achatada	3	336487	930	540	1,72	NW	SE-NW	690	640	50
SW3-9	Forma de pires -	3	121870	620	200	3,10	NE	SW-NE	630	590	40

	alongada										
SW3-10	Forma de pires - alongada	3	151416	830	160	5,19	NW	SE-NW	660	600	60
SW3-11	Forma de pires - alongada	3	239531	750	400	1,88	NW	NW-SE	620	580	40
C1-1	forma de pires- terminação inclinada	1	251734	1229	200	6,15	NE	SW-NE	1240	1164	76
C1-2	Forma de pires - alongada	1	132146	715	245	2,92	NE	SW-NE	1190	1136	54
C1-3	Forma de pires - alongada	1	398033	1020	485	2,10	NW	SE-NW	1180	1130	50
C3-1	Forma de pires - alongada	3	169082	950	200	4,75	NW	SE-NW	585	550	35
C3-2	Forma de pires - achatada	3	125884	520	260	2,00	NE	SW-NE	540	525	15
NE1-1	Próximo à borda de falha	1	29825	312	112	2,79	NE	SW-NE	1340	1270	70
NE1-2	Forma de pires -	1	952727	1413	840	1,68	NE	SE-NW	1165	1110	55

	alongada										
NE2-1	Próximo à borda de falha	2	102092	750	180	4,17	NW	SE-NW	677	570	107
NE2-2	Forma de pires - oval - possui extremidade na forma de um dique (próximo à falha) que transgride refletores até próximo à DPES	2	459433	787	846	0,93	NW	SE-NW	745	500	245
NE3-1	forma de pires-terminação inclinada	3	158846	551	340	1,62	E-W		560	535	25
NE3-2	forma de pires-forma oval	3	194347	580	520	1,12			555	516	39
NE3-3	forma de pires-terminação inclinada	3	85576	560	180	3,11	NW	SE-NW	537	516	21
NE3-4	Próximo à borda de falha - conectada à soleira anterior por um dique subvertical	3	85271	493	181	2,72	NW	NE-SW	505	484	21
NE3-5	Forma de pires - oval	3	125413	434	400	1,09			640	615	25

