

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

DENIS ANTONIO BATISTON

MODELO GEOLÓGICO CONCEITUAL DO PALEOCÂNION DE REGÊNCIA,
REGIÃO *ONSHORE* DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO, CRETÁCEO AO EOCENO

Orientadora: Rosemarie Rohn Davies

Rio Claro – SP

2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

DENIS ANTONIO BATISTON

MODELO GEOLÓGICO CONCEITUAL DO PALEOCÂNION DE REGÊNCIA,
REGIÃO *ONSHORE* DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO, CRETÁCEO AO EOCENO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Rosemarie Rohn Davies

Rio Claro – SP

2018

B333m	<p>Batiston, Denis Antonio</p> <p>Modelo geológico conceitual do paleocânion de Regência, região onshore da Bacia do Espírito Santo, Cretáceo ao Eoceno / Denis Antonio Batiston. -- Rio Claro, 2018</p> <p>90 f. : il., tabs.</p> <p>Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro</p> <p>Orientadora: Rosemarie Rohn Davies</p> <p>1. Bacia sedimentar. 2. Paleocânion. 3. Eoceno. 4. Formação Urucutuca. 5. Grupo Barra Nova. I. Título.</p>
-------	--

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

DENIS ANTONIO BATISTON

MODELO GEOLÓGICO CONCEITUAL DO PALEOCÂNION DE REGÊNCIA,
REGIÃO *ONSHORE* DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO, CRETÁCEO AO EOCENO

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente

Comissão Examinadora

Prof.^a Dr.^a Rosemarie Rohn Davies

Prof. Dr. Norberto Morales

Dr.^a Maria Gabriela Castillo Vincentelli

Conceito: Aprovado

Rio Claro/SP, 22 de outubro de 2018

AGRADECIMENTOS

A Fundação para o Desenvolvimento da Unesp (FUNDUNESP) pelo financiamento do primeiro ano do mestrado, a Agência Nacional do Petróleo (ANP) pelo fornecimento dos dados, ao Laboratório de Interpretação Sísmica e Geológica (LISG) pela estrutura e profissionais e a *Landmark* pela licença do *software Decision Space*. A Unesp e ao corpo docente da Geologia pela minha formação ao longo desses mais de 8 anos.

Meu muito obrigado a Prof.^a Dr.^a Rose pelas sugestões, correções e conversas. Agradeço também a Dr.^a Maria Gabriela pelo tempo dedicado ao trabalho. Aos meus pais, Cecília e Pedro, pela crença. Ao meu irmão, Weliton, pelo exemplo de persistência e dedicação à vida acadêmica. Aos meus amigos, Edson (Didi), Mário, Eric (Cabelo), João (Paraguai), Daniel, (Leitoa), Eduardo (Americano), Fernando (Itaí), Matheus (Smurf), Glauber, Lucas, Luís, Thiago, Felipe, Fernando Félix e a todos outros que passaram pela minha vida. Também a minha namorada Amanda Molina pela dedicação e paciência ao longo dessa jornada.

RESUMO

O paleocânion de Regência é reconhecido em subsuperfície da bacia do Espírito Santo, localizado nas proximidades da foz do Rio Doce (ES), originado no Cretáceo e preenchido até meados do Eoceno. Dados de 31 seções sísmicas, 29 poços e marcadores bioestratigráficos (definidos por nanofósseis calcários) substanciaram a elaboração de modelos geológicos que aprimoram o conhecimento sobre a evolução do paleocânion. Os resultados incluem correlações estratigráficas, interpretações de feições estruturais e das principais superfícies estratigráficas no âmbito das formações Mariricu, São Mateus, Regência e Urucutuca, assim como seções esquemáticas transversais e longitudinais do paleocânion, mapas de contorno estrutural dos topos litoestratigráficos e de contorno morfológico do paleocânion. Estas informações foram integradas em detalhe para discutir sua origem, o preenchimento e os fatores de controle. Desde o início, o paleocânion foi estruturado por falhas no embasamento. Próximo ao topo da Formação Mariricu, de idade aptiana, já há indícios de uma extensa calha rasa. O paleocânion é dividido pela Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (ZCCRD), que é um sistema de falhas normais de direção praticamente N-S. A morfologia e a largura do paleocânion também foram controladas por diversas falhas normais menores nos blocos proximal e distal à ZCCRD, originadas no embasamento, ainda ativas quase até o final do preenchimento do paleocânion, com direção principalmente SO-NE. Falhas normais também tiveram papel determinante na origem de um canal secundário de grande porte a sudoeste, assim como outros menores ao longo da margem norte do paleocânion. Na porção proximal, depósitos neocretácicos podem ter sido preservados devido a abatimento e rotação de blocos por falhas normais. Faltam sedimentos paleocênicos no depocentro do paleocânion em razão de processos erosivos provavelmente controlados por abaixamento relativo do nível do mar. Pode-se inferir que o preenchimento proximal eo-eocênico foi por sedimentos da mesma fonte que aqueles acumulados no depocentro do paleocânion em fase de nível relativo do mar baixo. Refletores sísmicos sugerem a presença de canais empilhados e gradação ascendente para canais dispersos. Na parte proximal basal há padrões de refletores sísmicos atribuíveis a fluxos gravitacionais subaquosos e, mais comumente, associados à borda do paleocânion. Notam-se também feições causadas por compactação diferencial. O conjunto de interpretações é sintetizado esquematicamente através de um modelo geológico evolutivo e deposicional.

Palavras-chave: Cretáceo, Eoceno, Grupo Barra Nova, Formação Urucutuca, bacia marginal, fase drifte

ABSTRACT

The Regência paleocanyon is recognized in the subsurface of the Espírito Santo Basin, located near to the mouth of the Doce River (State of Espírito Santo, Southeast Brazil), carved from the Cretaceous and filled up to the mid Eocene. Data of 31 seismic sections, 29 wells and biostratigraphic markers (of calcareous nanofossils) have substantiated the conception of geological models that improve the awareness concerning the paleocanyon evolution. The results include stratigraphic correlations, structural geology interpretations and stratigraphic surfaces determination within the Mariricu, São Mateus, Regência and Urucutuca formations, as well as schematic transversal and longitudinal sections of the paleocanyon, structural contour maps of the lithostratigraphic tops and morphologic contour map of the paleocanyon. These information were integrated in detail to promote discussion about the origin, the filling and the controls of the paleocanyon development. Since the beginning, the structure was related to faults in the basement. The first long shallow channel is evidenced near the top of the Aptian Mariricu Formation. The paleocanyon is divided into a proximal block and a distal one by an almost N-S system of normal faults designated as Cedro-Rio Doce Fault Zone (CRDFZ). In both blocks, the morphology and width of the paleocanyon were also controlled by several smaller normal faults with main SW-NE direction, originated in the basement, still moving until the almost complete fill of the paleocanyon, with main direction SW-NE. Normal faults were also determinant in the carving of an secondary large channel in the southwestern region, as well as other smaller channels along the northern margin of the canyon. In the proximal region, Late Cretaceous deposits may have been preserved because of a block sinking and rotation by normal faults. Paleocene sediments are missing in the paleocanyon depocenter due to erosive processes probably controlled by a fall of the relative sea level. It can be inferred that during relative low sea level in early Eocene, both the proximal and the distal depocenters of the paleocanyon were filled by sediments from the same source. Seismic reflectors evidence the occurrence of stacked channels and upward gradation to scattered channels. In the proximal basal part, the seismic patterns may be ascribed to aquatic gravitational flows, which most commonly were related to the paleocanyon borders. Differential compactation features are observed as well. The set of interpretations is schematically synthesized through an evolutionary and depositional geological model.

Keywords: Cretaceous, Eocene, Barra Nova Group, Urucutuca Formation, marginal basin, drift phase.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	8
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	10
1.2. OBJETIVO	11
2. BREVE CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
2.1. MEGASSEQUÊNCIA CONTINENTAL (FASE RIFTE).....	12
2.2. MEGASSEQUÊNCIA TRANSICIONAL (FASE PÓS-RIFTE).....	15
2.3. MEGASSEQUÊNCIA MARINHA CARBONÁTICA RASA (FASE DRIFTE).....	15
2.4. MEGASSEQUÊNCIA MARINHA TRANSGRESSIVA (FASE DRIFTE).....	15
2.5. MEGASSEQUÊNCIA MARINHA REGRESSIVA (FASE DRIFTE)	16
3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	17
3.1. MEGASSEQUÊNCIA CONTINENTAL (FASE RIFTE) – BERRIASIANO AO EO-APTIANO	20
3.2. MEGASSEQUÊNCIA TRANSICIONAL (FASE PÓS-RIFTE) – (APTIANO).....	21
3.3. MEGASSEQUÊNCIA MARINHA CARBONÁTICA RASA (FASE DRIFTE) – ALBIANO	22
3.4. MEGASSEQUENCIA MARINHA TRANSGRESSIVA (FASE DRIFTE) – NEO-CRETÁCEO	23
3.5. MEGASSEQUÊNCIA MARINHA TRANSGRESSIVA (FASE DRIFTE) – PALEÓGENO.....	27
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO	31
5. MATERIAIS	34
5.1. BANCO DE DADOS.....	34
6. MÉTODOS	36
6.1. CORRELAÇÃO DE POÇOS COM CONTROLE BIOESTRATIGRÁFICO	37
6.2. CÁLCULO DE VELOCIDADE INTERVALAR CONFORME O PERFIL SÔNICO	37
6.3. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA	38
6.4. MODELO GEOLÓGICO (EVOLUTIVO E DEPOSICIONAL)	38
7. RESULTADOS	39
7.1. CORRELAÇÃO DE POÇOS E ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA.....	39
7.2. INTERPRETAÇÃO SÍSMICA	42

7.2.1.	INTERPRETAÇÃO DOS HORIZONTES, SISMOFÁCIES E MAPAS DAS SUPERFÍCIES	42
7.2.2.	MAPA ESTRUTURAL SÍSMICO DO TOPO DO “EMBASAMENTO”	43
7.2.3.	FORMAÇÃO MARIRICU.....	47
7.2.4.	GRUPO BARRA NOVA – FORMAÇÕES SÃO MATEUS E REGÊNCIA	49
7.2.5.	CRETÁCEO SUPERIOR.....	52
7.2.6.	CORPOS ARENÍTICOS DA PARTE MAIS BAIXA DO EOCENO INFERIOR.....	54
7.2.7.	FORMAÇÃO URUCUTUCA.....	55
7.3.	SEÇÃO GEOLÓGICA.....	57
7.4.	MORFOLOGIA DO PALEOCÂNION DE REGÊNCIA.....	59
8.	DISCUSSÃO.....	60
8.1.	ORIGEM E PREENCHIMENTO DO PALEOCÂNION DE REGÊNCIA	60
8.2.	DETALHAMENTO DOS FATORES DE CONTROLE NO DESENVOLVIMENTO DO PALEOCÂNION DE REGÊNCIA	68
8.2.1.	<i>Variações relativas do nível do mar</i>	<i>68</i>
8.2.2.	<i>Tectonismo, vulcanismo e halocinese.....</i>	<i>69</i>
8.2.3.	<i>Fonte e suprimento de sedimentos.....</i>	<i>75</i>
8.3.	MODELO GEOLÓGICO (EVOLUTIVO E DEPOSICIONAL)	76
9.	CONCLUSÕES.....	82
10.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84

1. INTRODUÇÃO

Estudos sobre antigos cânions ganharam importância desde o início da década de 1970 devido ao elevado número de ocorrências de hidrocarbonetos reconhecidos em diferentes partes do mundo (WEIMER; LINK, 1991). Significantes reservatórios de petróleo estão associados a antigos cânions por estes apresentarem sistema petrolífero completo (STOW; MAYALL, 2000).

Os paleocânions submarinos estão entre as feições tectonoestratigráficas mais relevantes encontradas junto às bacias da margem passiva brasileira. Campos produtores de petróleo nas bacias de Campos (Carapeba, Enchova, Pargo) e do Espírito Santo (Lagoa Parda, Fazenda Cedro, Fazenda Queimadas), além de outras bacias da margem passiva brasileira, estão associados a estes tipos de paleogeomorfos (MILANI, et al., 2000).

O paleocânion de Regência, assim denominado por Gueiros (1977), é um dos vários antigos cânions escavados após o meso-Albiano e localizados na porção litorânea entre o centro-norte do Espírito Santo e centro-sul na Bahia (Figura 1) (BRUHN; MORAES, 1989). Sua descoberta advém do esforço exploratório da Bacia do Espírito Santo iniciado no final da década de 1950. No ano de 1969, na porção emersa, foi descoberta a primeira acumulação de importância comercial, denominada como Campo de São Mateus, em reservatórios siliclásticos do Aptiano. Na década de 1970 foram intensificados os esforços exploratórios impulsionados pelas descobertas dos campos de Fazenda Cedro (1972) e Lagoa Parda (1979), este último descoberto quando foi perfurado o poço pioneiro 1-LP-2-ES localizado na porção interna do paleocânion de Regência (BRUHN; MORAES, 1989).

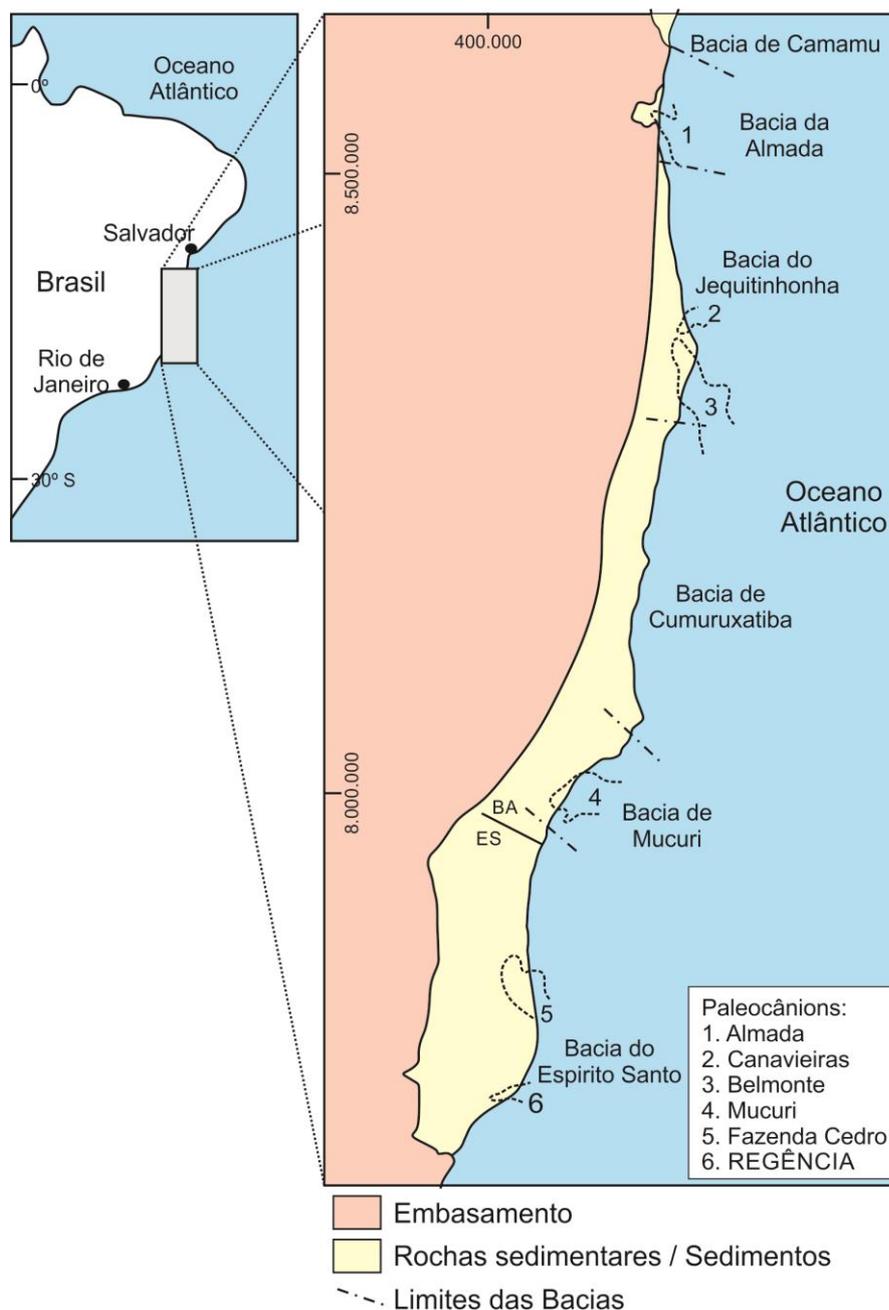


Figura 1: Localização dos principais paleocânions entre as bacias do Espírito Santo e Camamu (modificado de Bruhn e Moraes, 1989).

Na área de estudo estão presentes quatro campos produtores de hidrocarbonetos – Lagoa Parda, Lagoa Parda Norte, Lagoa Parda Sul e Piabanha. No final da década de 1980, no Campo de Lagoa Parda, o volume de óleo *in-place* era de 49,3 milhões de barris, que correspondia a 42 % da produção acumulada de óleo em relação às bacias do Espírito Santo e Mucuri (COSMO et al., 1991). Na década 2000 houve diminuição considerável ou até mesmo suspensão na produção de óleo e de gás natural associado (Figura 2) (ANP, 2016).

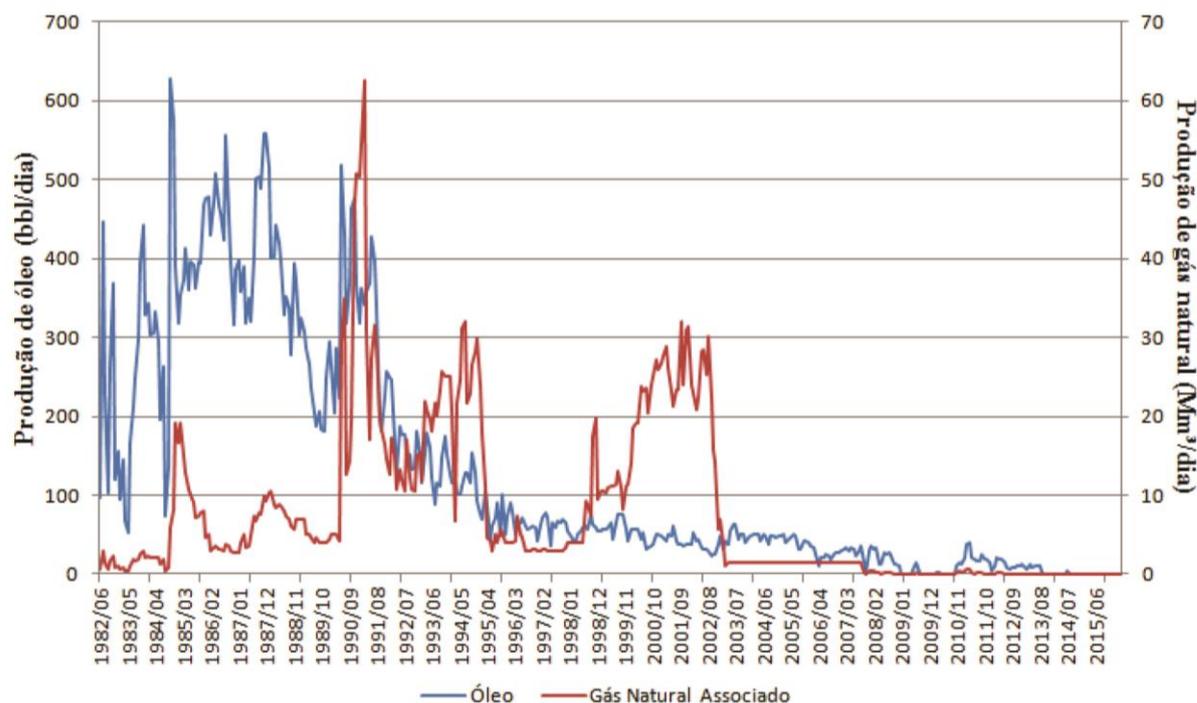


Figura 2: Histórico de produção do campo de Lagoa Parda Norte (ANP, 2016).

Embora a porção emersa da Bacia do Espírito Santo seja conhecida por conter principalmente campos maduros, o estudo do paleocânion de Regência permite uma melhor compreensão da variedade dos processos tectonoestratigráficos associados aos cânions. No paleocânion de Regência, os reservatórios incluem rochas siliciclásticas e carbonáticas externas à sua ocorrência, além de canais ricos em areia internos, todos associados a trapas estruturais, estratigráficas e paleogeomórficas (FRANÇA et al., 2007).

O modelo geológico inclui o entendimento do desenvolvimento inicial, da geometria, do preenchimento, e dos mecanismos de controle na formação do paleocânion de Regência. A construção de um modelo tridimensional pode facilitar a visualização das características geológicas com possível aplicação na exploração de hidrocarbonetos.

1.1. Localização da área de estudo

A bacia do Espírito Santo localiza-se a sudeste da margem continental brasileira e é delimitada a Sul com a bacia de Campos, por meio do Alto de Vitória, e a Norte com a bacia de Mucuri (limite geográfico), que por sua vez faz fronteira com

a bacia de Cumuruxatiba pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos. A bacia cobre uma área de aproximadamente 125.000 km², dos quais 18.000 km² são terrestres (FIDUK et al., 2004). Na porção terrestre estão presentes quatro províncias geológicas, de sul para norte: paleocânion de Regência, plataforma de Regência, plataforma de São Mateus e paleocânion de Fazenda Cedro. O paleocânion de Regência situa-se em grande parte na porção atualmente emersa da bacia do Espírito Santo (Figura 3), se estendendo para as águas rasas da porção *offshore*. A área de estudo está localizada na subsuperfície das adjacências da foz do Rio Doce e ocupa uma área de aproximadamente 200 km² da porção terrestre.

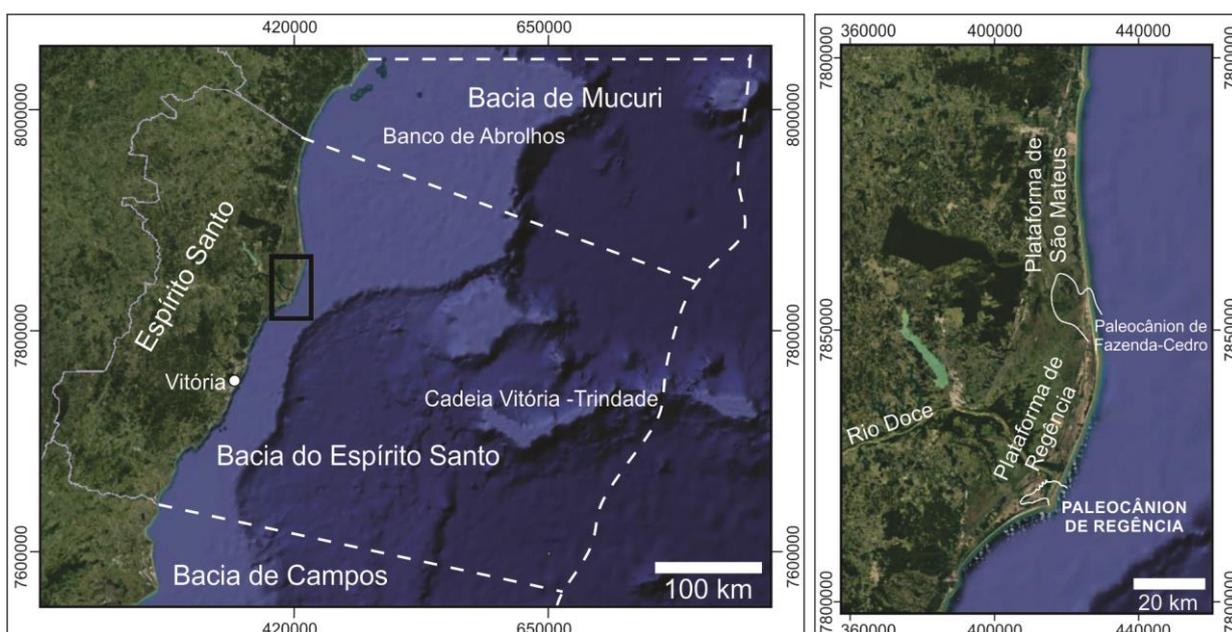


Figura 3: A esquerda, localização da bacia do Espírito Santo. Mapa compilado a partir de França et al. (2007). À direita, localização das províncias geológicas com destaque ao Paleocânion de Regência (dados compilados a partir de Biassusi; Maciel e Carvalho, 1990). Sistema de coordenadas em WGS84, Google Earth)

1.2. Objetivo

O objetivo do trabalho é a elaboração do modelo geológico evolutivo e deposicional, ambos conceituais da região do paleocânion de Regência na bacia do Espírito Santo, o que pode contribuir no detalhamento das características dos potenciais reservatórios de hidrocarbonetos e interpretações sobre a origem tectonoestratigráfica dos depósitos associados.

2. BREVE CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A bacia do Espírito Santo mostra características típicas de bacias brasileiras de margem passiva onde são identificados três estágios principais de evolução tectônica: rifte, pós-rifte e drifte (ASMUS; PONTES, 1973). Esses três estágios tectonoestratigráficos estão relacionados à megassequência deposicional continental (rifte), transicional (pós-rifte) e marinha (drifte). A fase marinha é subdividida em sedimentação carbonática de plataforma rasa, sedimentação transgressiva e sedimentação regressiva (ASMUS; PONTES, 1973, CHANG et al., 1992, PONTES; ASMUS, 2004, FRANÇA et al., 2007). Essas divisões apresentam algumas diferenças entre os autores, porém contemplam essencialmente as mesmas características tectonoestratigráficas. Neste trabalho utilizou-se a carta estratigráfica conforme a compilação de França et al. (2007) (Figura 4). A Figura 5 mostra a seção geológica regional terrestre da bacia do Espírito Santo.

2.1. Megassequência continental (fase rifte)

A fase rifte, antecedida pelo processo de ruptura do supercontinente Gondwana Ocidental iniciado no neo-Jurássico (pré-rifte), durou do neo-Berriasiano ao eo-Aptiano. Segundo Gibbs; Brush e Fiduk (2003), a megassequência continental, que pode ser dividida em sin-rifte I e II, foi depositada acima de uma discordância e datada em Berriasiano. Essa fase foi caracterizada por eventos extensionais e de subsidência térmica da bacia, formando um intrincado sistema de *rift valleys*, onde se desenvolveram *horsts*, *grabens* e *meio-grabens*, limitados por falhas sintéticas e antitéticas de direção predominante NE. Associado aos falhamentos normais desenvolveu-se um ambiente deposicional flúvio-lacustre e de leques aluviais que propiciou a sedimentação de fácies conglomeráticas e siliciclásticas nas porções proximais e, pelíticas e margas na porção distal (GIBBS; BRUSH; FIDUK, 2003). Na bacia do Espírito Santo os depósitos da fase rifte são designados como Formação Cricaré, estando presentes intercalações de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas. O limite superior dessa megassequência é dado pela discordância regional Alagoas que ocorreu durante o eo-Aptiano (FRANÇA et al., 2007).

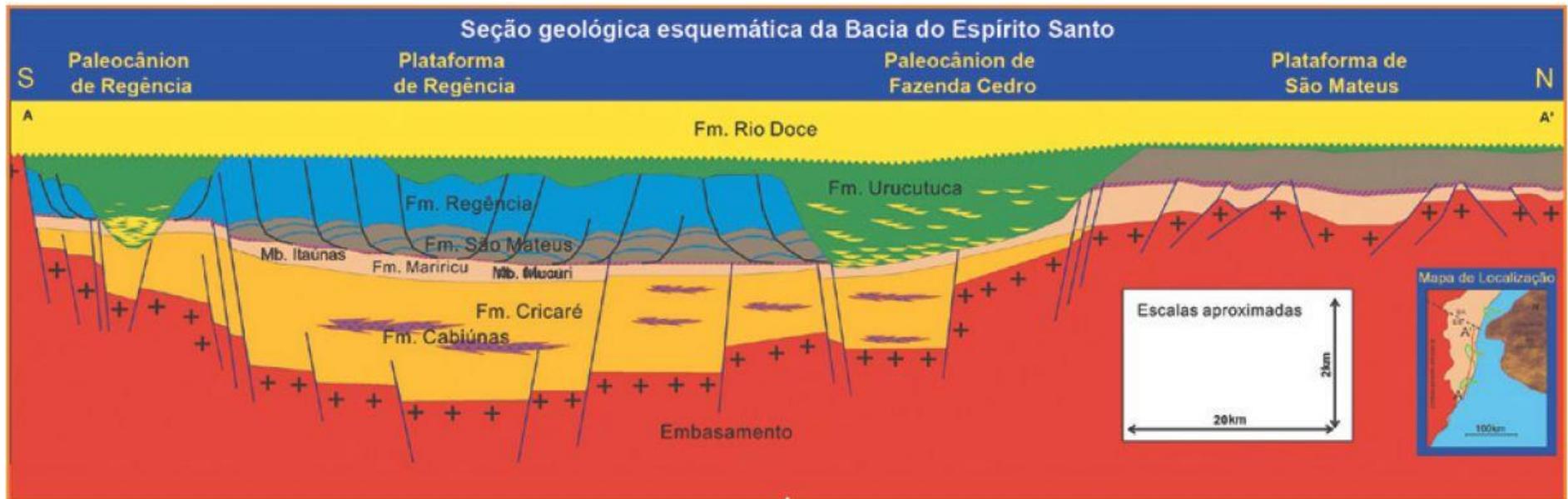


Figura 5: Seção geológica regional terrestre da bacia do Espírito Santo (FRANÇA; TOKUTAKE, 2004). Megassequência continental – formações Cabiúnas e Cricaré; megassequência transicional – membros Mucuri e Itaúnas da Formação Mariricu; Megassequência Marinha Carbonática Rasa – formações São Mateus e Regência; megassequência marinha transgressiva – Formação Urucutuca e megassequência marinha regressiva – Formação Rio Doce (FRANÇA, et al., 2007).

2.2. Megassequência transicional (fase pós-rifte)

A fase pós-rifte durou do eo-Aptiano ao eo-Albiano sendo caracterizada pela transição do ambiente continental lacustre para ambiente marinho. Essa megassequência é constituída por depósitos de conglomerados e arenitos aluviais (Membro Mucuri) sobrepostos por evaporitos do Membro Itaúnas. Segundo França et al. (2007) essa megassequência é limitada no topo por uma discordância ocorrida antes da deposição dos sedimentos albianos.

2.3. Megassequência marinha carbonática rasa (fase drifte)

Como mencionado anteriormente, a fase drifte é dividida em três principais megassequências deposicionais. A primeira delas, iniciada no Albiano, é caracterizada pela formação de uma ampla plataforma carbonática marinha rasa, em ambiente nerítico (< 50 metros). Nesse período sistemas de leques deltaicos costeiros faziam-se presentes e depósitos siliciclásticos (Formação São Mateus) intercalaram-se aos carbonatos da Formação Regência. Para o centro da bacia dominaram fácies mais finas, de folhelhos e margas. Nesse momento, a movimentação do sal, associada ao desenvolvimento de falhas lítricas e consequente formação de estruturas do tipo *roll overs*, influenciou a deposição dos turbiditos sobrepostos dentro da bacia (CHANG et al., 1992). O Grupo Barra Nova é limitado no topo pela discordância Pré-Urucutuca originado na passagem da sequência albiana para a cenomaniana (FRANÇA et al., 2007).

2.4. Megassequência marinha transgressiva (fase drifte)

A fase drifte é caracterizada por uma transgressão marinha, onde depósitos do Grupo Barra Nova estão sotopostos a rochas predominantemente pelíticas da Formação Urucutuca. A Formação Urucutuca registra os eventos transgressivos iniciados no Cenomaniano, tendo sido verificado o máximo de inundação no Turoniano, caracterizado pela presença de folhelhos escuros radioativos (FRANÇA et al., 2007). Nesse período de máxima inundação a profundidade teria alcançado cerca de 250 metros (CHANG et al., 1992). Durante o neo-Cretáceo ao Paleoceno, foi registrado o processo de subsidência termal, inclinação generalizada dos blocos para leste e formação de altos estruturais criados pela halocinese que controlaram a

deposição da Formação Urucutuca (BIASSUSI; MACIEF; CARVALHO, 1990). Intercalados aos pelitos encontram-se arenitos turbidíticos ao longo de toda a margem da Bacia. Na área de estudo, os turbiditos de idade eo-meso-eocênicas são produtores de hidrocarbonetos no campo de Lagoa Parda (BRUHN; WALKER, 1997).

2.5. Megassequência marinha regressiva (fase drifte)

O início da fase marinha regressiva varia em idade ao longo da margem continental, tendo começado mais cedo nas bacias mais meridionais. Admite-se que na bacia do Espírito Santo a regressão teria ocorrido a partir do eo-Eoceno (GIBBS; BRUSH; FIDUK, 2003). Nessa fase a bacia gradou paulatinamente de uma morfologia de rampa, com gradiente suave, para uma morfologia de quebra de plataforma. A megassequência regressiva é composta por um conjunto de sistemas deposicionais sincrônicos, onde estão presentes depósitos flúvio-aluviais da Formação Barreiras, depósitos plataformais siliciclásticos da Formação Rio Doce, depósitos plataformais carbonáticos da Formação Caravelas, além dos próprios folhelhos e turbiditos arenosos distais da Formação Urucutuca (FRANÇA et al., 2007).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

O paleocânion de Regência tem orientação NE e erodiu rochas da Formação Mariricu (Aptiano) e do Grupo Barra Nova (Albiano), atingindo localmente rochas do embasamento cristalino na sua porção oeste. O preenchimento, com até 1 km de espessura, é composto por rochas maastrichtianas a meso-eocênicas da Formação Urucutuca, essencialmente formado por folhelhos marinhos intercalados por sucessões de canais arenosos a conglomerático. Possui até 6 km de largura na porção terrestre e se prolonga plataforma continental com mais de 15 km de comprimento (Figura 6 e Figura 7) (COSMO et al., 1991, BRUHN; WALKER, 1997).

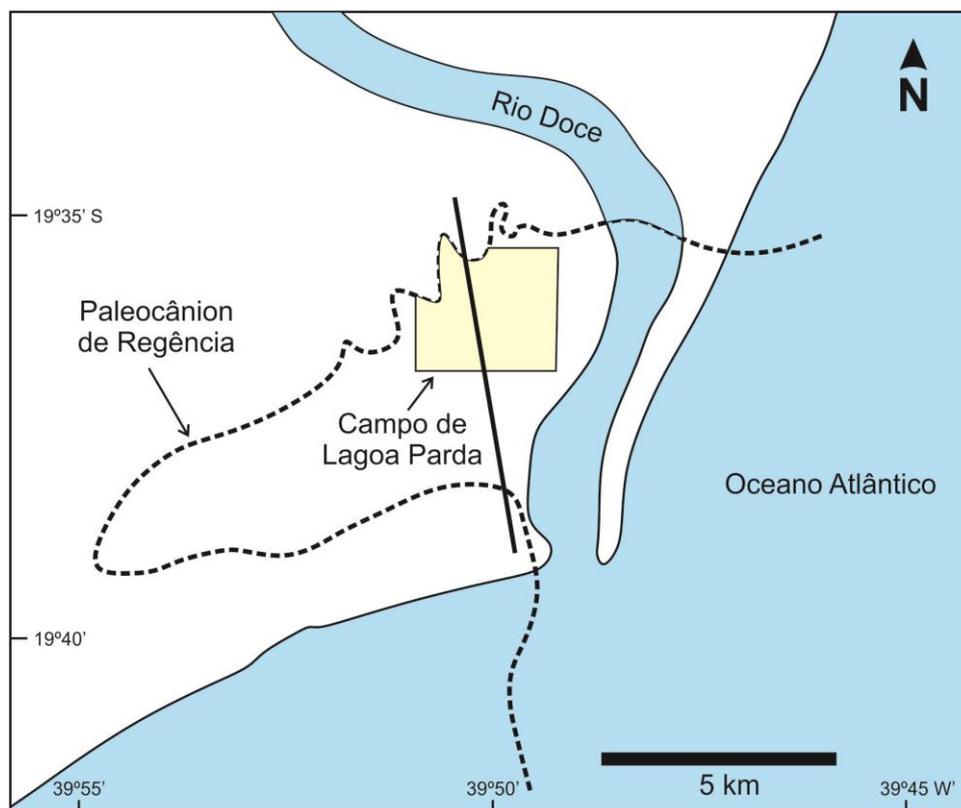


Figura 6: Limites do paleocânion de Regência e localização do campo de Lagoa Parda. Linha NNO-SSE indica seção representada na Figura 7 (modificado de Bruhn e Walker, 1997).

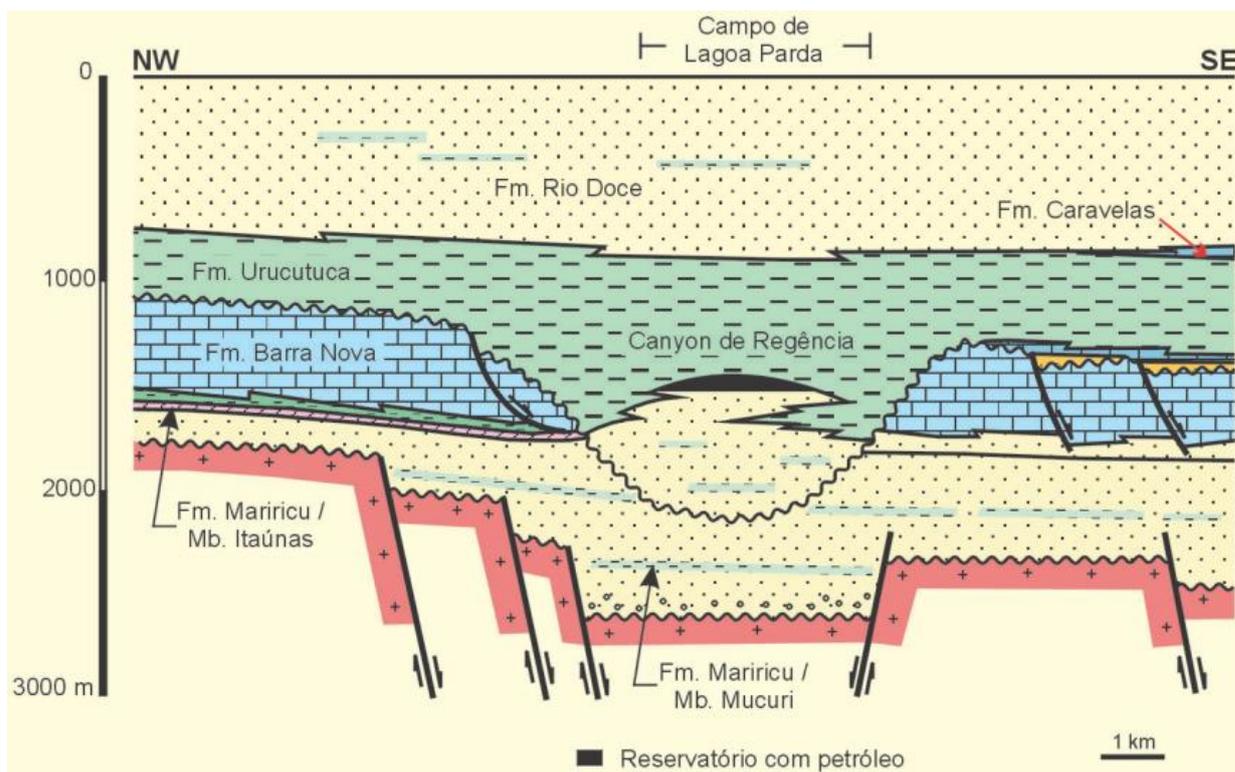


Figura 7: Seção geológica esquemática do paleocânion de Regência (modificado de Cosmo et al., 1991).

O paleocânion de Regência é um bom exemplo para estudar os controles alocíclicos na erosão e sedimentação que se desenvolveu em um contexto de bacia de margem passiva na fase drifte durante o neo-Cretáceo ao Eoceno (BRUHN; WALKER, 1997). Os cânions formados nessas bacias, com plataforma estreita e íngreme, comumente evoluíram sob intensa atividade tectônica e sob influência contemporânea da variação do nível do mar na sedimentação (SHEPARD, 1981; GREENE et al., 1991). A Figura 8 mostra a tabela cronoestratigráfica com biozonas, ambiente de deposição, aspectos tectonoestratigráficos, variação relativa do nível do mar e discordâncias.

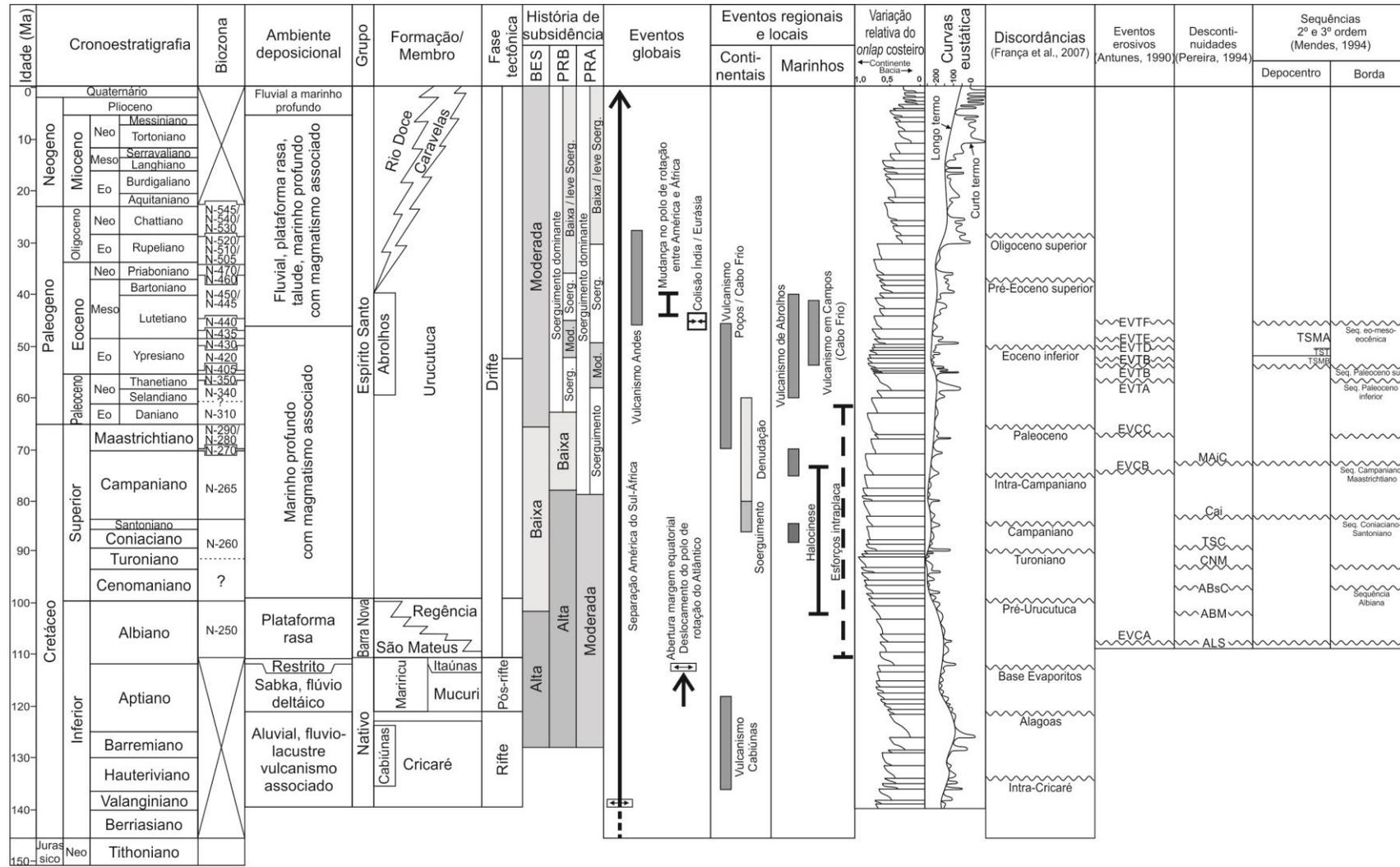


Figura 8: Tabela cronoestratigráfica com biozonas (ANTUNES, 1990) (siglas ver Figura 10), ambiente de deposição, estratigrafia e fase tectônica (FRANÇA et al., 2007), história de subsidência (MENDES, 1996), eventos globais (JANSSEN; STEPHENSON; CLOETINGH, 1995), Eventos regionais e locais (MIZUSAKI; ALVES; CONCEIÇÃO, 1994, PEREIRA, 1994, MOHRIAK, 2006, FRANÇA, et al., 2007) e variação relativa do onlap costeiro e curva eustática (HAQ; HARDENBOL; VAIL, 1988). Eventos erosivos de Antunes (1990) (siglas ver Tabela 1 e Tabela 2), discordâncias de Pereira (1994) (MAiC – discordância Campaniano-Mastrichtiano, Cai – discordância do Campaniano inferior, TSC – discordância Turoniano superior/Coniaciano, CNM – discordância Cenomaniana, ABsC – discordância Albiano superior / Cenomaniano, ABM – discordância Albiano-Cenomaniano e ALS – discordância Alagoas superior) e Mendes (1996) (TSMa – Trato de Sistema de Mar Alto, TST – Trato de sistema Transgressivo e TSMB – Trato de Sistema de Mar Baixo).

3.1. Megassequência continental (fase rifte) – Berriasiano ao eo-Aptiano

A fase rifte na bacia do Espírito Santo é delimitada no topo pela discordância regional de idade eo-aptiana (FRANÇA et al., 2007). Segundo França et al. (2007), os registros estratigráficos da megassequência continental estão presentes nas porções mais profundas da plataforma de Regência e dos paleocânions de Fazenda Cedro e Regência, tendendo a um maior espessamento e aprofundamento em direção à porção marinha.

Cabe ressaltar que a bacia do Espírito Santo apresenta um padrão geral da curva de tempo x subsidência, definido, de forma geral, por três fases distintas (Figura 9). A primeira, de alta taxa de subsidência, representa parte da subsidência mecânica da fase rifte ao início da abertura do oceano Atlântico (fase drifte), durante o eo-Cretáceo. A segunda é caracterizada por um período de baixa taxa de subsidência iniciada aproximadamente no Albiano em um período de nível relativo de mar alto. E a última, essencialmente do Eoceno ao Quaternário, é representada por moderada taxa de subsidência, característico da fase regressiva, numa condição de grande aporte sedimentar e consequente sobrecarga (CHANG et al., 1992).

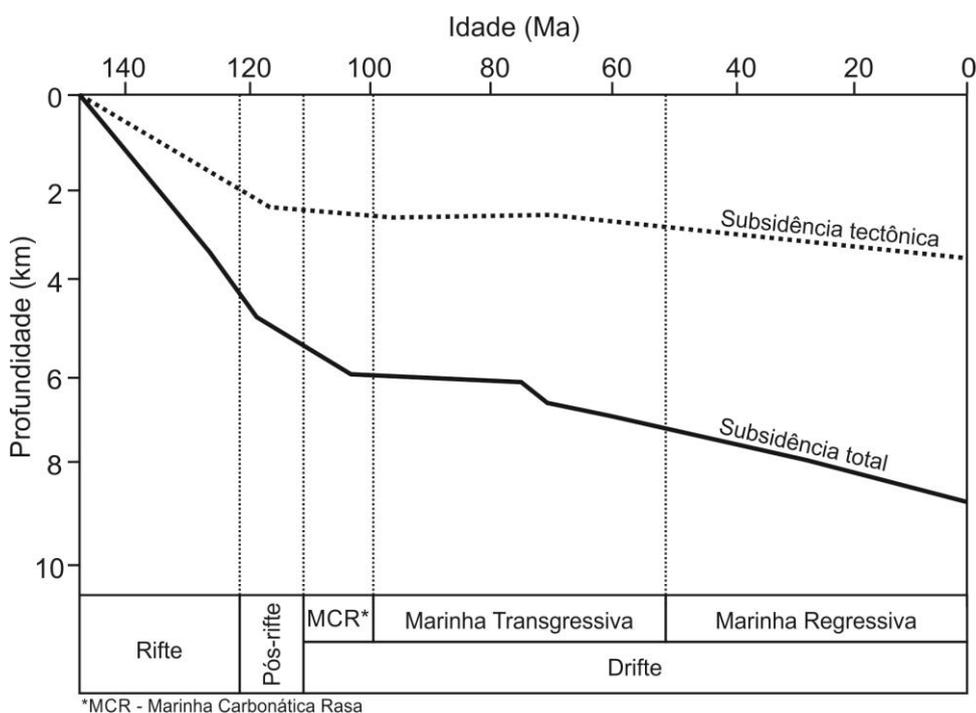


Figura 9: Curva de tempo x subsidência para a bacia do Espírito Santo (modificado de Chang et al., 1992).

Pereira (1994), em pesquisa no paleocânion de Fazenda Cedro e áreas adjacentes, argumentou que a fase de alta taxa de subsidência estaria também relacionada à deformação halocinética, na qual, a maior taxa de subsidência e o consequente escape de rochas evaporíticas bacia adentro aumentariam o espaço de acomodação. Do mesmo modo, eventos de subsidência e halocinese podem ter contribuído para aumentar o relevo de borda escarpada da rampa carbonática ao longo do sistema de falha de direção norte-sul (denominada de Zona de Charneira Cedro-Rio Doce e abordada mais adiante).

3.2. Megassequência transicional (fase pós-rifte) – (Aptiano)

A megassequência pós-rifte, que inclui a Formação Mariricu, foi depositada praticamente durante o Aptiano. Dias (2005), em estudo realizado nas bacias de Santos a Camamu-Almada, subdividiu o Aptiano em dois pacotes sedimentares com características tectonoestratigráficas distintas. O pacote inferior é caracterizado por uma sedimentação predominantemente continental, com incursões marinhas que ocorreram durante o final da fase rifte. O topo desse intervalo é limitado pela discordância regional “Pré-Aptiano Superior”. Segundo o mesmo autor, esta discordância geralmente se expressa por truncamentos erosivos entre as camadas do Aptiano superior (localmente conhecido como Alagoas) e as do Aptiano inferior (Jiquiá) ou mais antigas, e que podem ser identificados tanto em sísmica quanto em dados de poços. No Aptiano superior a sedimentação continental predominou nas porções proximais das bacias marginais, enquanto que nas porções mais distais os sedimentos foram depositados num ambiente marinho raso de um mar epicontinental (FRANÇA et al., 2007).

Dias (2005) reconheceu quatro sequências de terceira ordem com padrões de empilhamento bem definidos para o Membro Mucuri acima da discordância Pré-Aptiano Superior. As sequências mostram uma associação de fácies fluviais na porção basal atribuídos ao Trato de Sistemas de Mar Baixo e/ou início do Trato de Sistema Transgressivo, seguida por associações de fácies relacionadas a ambientes marinho-marginais formadas durante os Tratos de Sistemas Transgressivo e de Mar Alto. Na porção superior desta sequência ocorrem depósitos evaporíticos tipo *sabkha*, que foram interpretados a partir de fácies de supramaré formados em Trato de Sistema de Mar Alto tardio.

O Membro Itaúnas, parte superior da Formação Mariricu, foi depositado durante o neo-Aptiano e eo-Albiano. Tanto o contato inferior quanto superior é marcado por discordâncias (FRANÇA et al., 2007). Nesse intervalo ocorreu a deposição de espessos pacotes de rochas evaporíticas em condições de bacia restrita e com alta taxa de evaporação. Segundo França et al. (2007) as camadas de evaporitos variam de 50,0 metros na parte emersa, podendo chegar a mais de 5,0 km em direção ao depocentro da bacia do Espírito Santo. No paleocânion de Regência e áreas adjacentes, comumente as camadas de evaporitos estão ausentes devido a processos erosivos (FRANÇA et al., 2007).

3.3. Megassequência marinha carbonática rasa (fase drifte) – Albiano

Sobreposto ao Membro Itaúnas, encontra-se o Grupo Barra Nova, pacote de rochas que chega a ultrapassar 1000 m de espessura na plataforma de Regência. Este intervalo inclui rochas siliciclásticas (fluviais, transicionais e marinho rasas) e carbonatos marinhos rasos que frequentemente se interdigitam (fácies híbridas). Há, no geral, uma clara tendência de distribuição proximal para as fácies siliciclásticas e, mais distal, para as fácies predominantemente carbonáticas (FRANÇA et al., 2007). Tagliari et al. (2013a), em estudo realizado na plataforma de Regência, definiram dois intervalos sismoestratigráficos rastreáveis em escala regional e que foram denominados informalmente de Sequência A (inferior) e Sequência B (superior). Segundo os autores, o topo da Sequência A é marcado por um truncamento erosivo, muito provavelmente a discordância que delimita as duas sequências está associada aos pulsos tectônicos ocorridos no início do Albiano e que também foram responsáveis pela configuração do bloco alto e baixo separados pelo sistema de falhas de direção norte-sul que atravessa a área de estudo.

A deposição dos sedimentos da parte basal do Grupo Barra Nova (Sequência A) iniciou-se com a sedimentação em um ambiente ainda com características de mar epicontinental, herdada da fase evaporítica. Neste período, as variações relativas do nível do mar condicionaram a deposição cíclica de siliciclastos e carbonatos por grandes áreas. Na porção proximal da bacia, onde as sucessões de fácies são bem caracterizadas, os ciclos apresentam uma transição ascendente das fácies siliciclásticas para fácies híbridas e, destas, para carbonáticas (TAGLIARI et al., 2013b). Tagliari et al. (2013a) concluíram que a sucessão basal do Grupo Barra

Nova depositou-se sob influência notadamente climática (ciclos de Milankovitch na escala de ordem de 100 mil anos) com alternância entre clima semiárido e árido.

Internamente na Sequência B verificou a existência de um horizonte sísmico interpretado como uma seção condensada (Superfície de Máxima Inundação – SIM), a qual corresponde, segundo Tagliari et al. (2013a), a picos radioativos associados a um nível rico em glauconita. Abaixo deste horizonte, os autores reconheceram um intervalo retrogradante, interpretado como pertencente a um Trato de Sistema Transgressivo (denominado de B1) e, acima, um intervalo predominantemente progradante formado em Trato de Sistema de Mar Alto (B2). O intervalo B2 encontra-se restrito ao bloco alto (oeste da falha de direção norte-sul) uma vez que o “horizonte de glauconita”, que indica sua base, foi removido a leste pelo evento erosivo do final do Albiano (discordância Pré-Urucutuca) (TAGLIARI et al., 2013a).

A discordância Pré-Urucutuca é mais expressiva na porção emersa, e tende a ser concordante à medida que avança para águas mais profundas. Nesse período teria ocorrido a formação dos paleocânions de Regência e Fazenda Cedro, ambos localizados na porção terrestre, estendendo-se para parte marinha rasa da bacia (FRANÇA et al., 2007).

3.4. Megassequencia marinha transgressiva (fase drifte) – neo-Cretáceo

Durante o Cenomaniano ao Maastrichtiano o paleocânion de Regência passou por vários episódios erosivos. Nesta época ocorreu a deposição da espessa sequência de folhelhos marinhos e arenitos turbidíticos nas desembocaduras dos paleocânions de Fazenda Cedro e Regência. Durante o neo-Cretáceo, apesar do caráter transgressivo a nível de 1ª ordem verificado na sedimentação da bacia, esforços intraplaca propiciaram variações eustáticas negativas de 2ª e 3ª ordem que resultaram na formação das sucessões deposicionais turbidíticas (MENDES, 1996).

A evolução geológica do paleocânion de Regência, de fato, foi complexa. No intervalo Albiano-Maastrichtiano da bacia do Espírito Santo, foram identificadas por Pereira (1994) sequências tectonoestratigráficas (de 9 a 1,5 Ma) e 19 descontinuidades, tanto discordâncias, como superfícies de máxima inundação ou seção condensada.

Antunes (1990), em estudo com base na bioestratigrafia de nanofósseis calcáreos, identificou as principais fases erosivas e de deposição que caracterizam a história sedimentar do paleocânion. Segundo o autor, o paleocânion de Regência originou-se de eventos erosivos ocorridos a partir do Albiano e que removeram rochas da Formação Mariricu e do Grupo Barra Nova. Com base na ausência de zonas de nanofósseis calcários reconheceu nove episódios erosivos até o total preenchimento do paleocânion no meso-Eoceno. Três desses eventos teriam ocorrido durante o neo-Cretácio, conforme a Tabela 1. A Figura 10 mostra a carta cronoestratigráfica elaborada por Antunes (1990).

Tabela 1: Eventos erosivos cretácicos (EVCA) identificados por Antunes (1990).

Nº	Sigla	Denominação	Características
1	EVCA	Evento cretácico A	Evento(s) erosivo(s) relacionado(s) a origem do paleocânion e ocorrido entre o Albiano e Santoniano.
2	EVCB	Evento cretácico B	Reconhecimento questionável devido à falta de informações bioestratigráficas. Pode estar relacionado a um evento erosivo ou a um hiato deposicional.
3	EVCC	Evento cretácico C	Observado nos arredores do flanco norte do paleocânion e ocorrido no Maastrichtiano. Provavelmente não teve capacidade suficiente para esculpir uma nova calha no fundo oceânico.

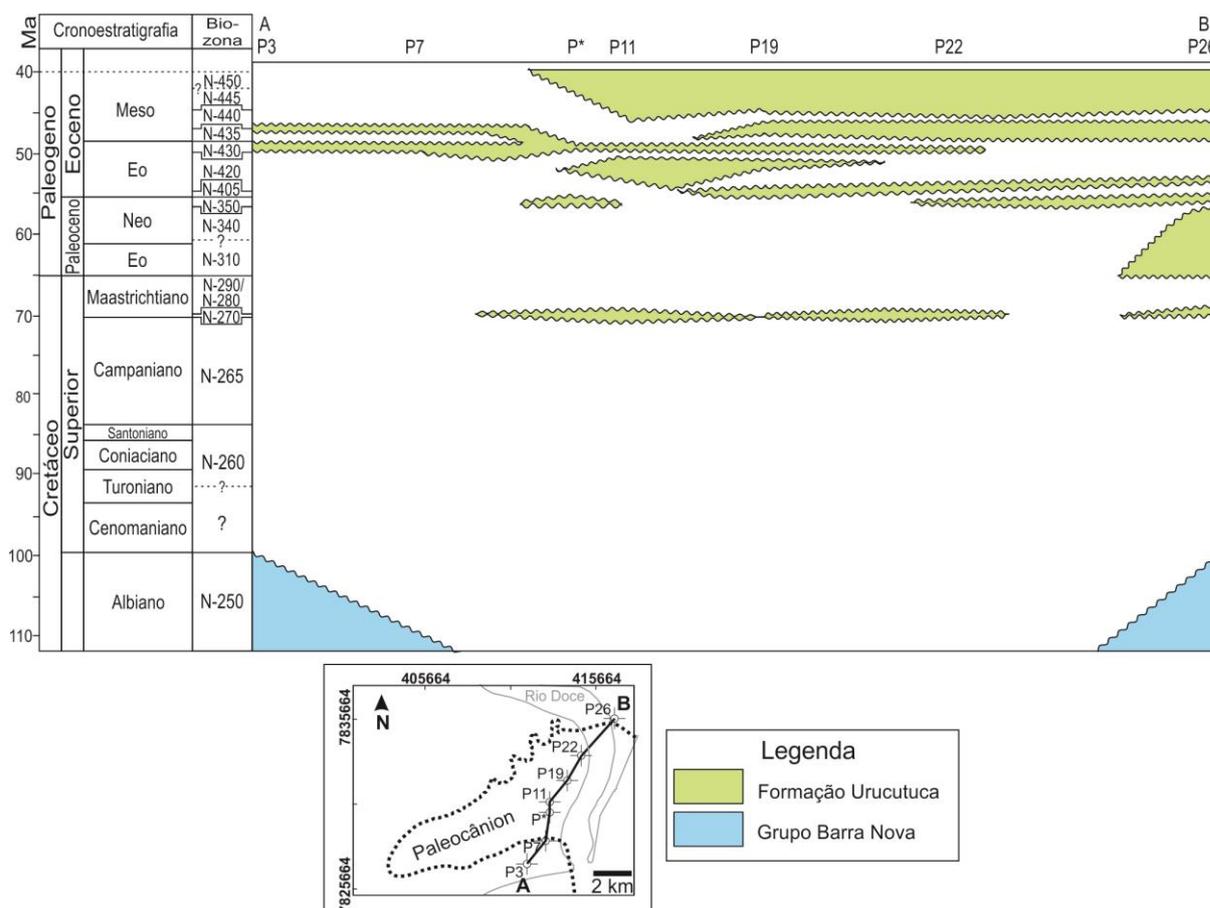


Figura 10: Carta cronoestratigráfica do paleocânion de Regência com indicação das biozonas de nanofósseis calcários. P* poço não presente nesse trabalho. Nomes formais das biozonas: N-250 *Nannoconus truitti*, N-260 *Lithastrinus grilli*, N-265 *Eiffelithus eximius*, N-270 *Broinsonia parca*, N-280 *Quadrum trifidum*, N-290 *Arkhangeskiella cymbiformis*, N-310 *Ellipsolithus* sp, N-340 *Heliotithus kleinpellii*, N-350 *Fasciculithus tympaniformis*, N-405 *Neochiastozygus chiastus*, N-420 *Tribrachiatulus orthostylus*, N-430 *Discoaster lodoensis*, N-435 *Discoaster kuepperi*, N-445 *Chiasmolithus staurion* e N-450 *Chiasmolithus grandis* (ANTUNES, 1990).

O Cenomaniano marca o início do afogamento da plataforma carbonática, com seu ponto culminante no Turoniano. Sismoestratigraficamente, o caráter transgressivo dos depósitos do Cretáceo Inferior é determinado pelas terminações em *onlap* sobre a discordância Pré-Urucutuca, identificadas na porção próxima. O registro sedimentar do Cretáceo Superior é, em geral, delgado e pouco expressivo na parte terrestre devido à erosão, ocorrendo localmente em alguns poços no paleocânion de Regência e Fazenda Cedro, assim como no bloco baixo da plataforma de Regência (BIASSUSI; MACIEF; CARVALHO, 1990; FRANÇA et al., 2007).

Segundo Chemale Jr. e Hadler Neto (2005), na região centro-leste do paleocânion de Regência foram gerados expressivos relevos entre 90-80 Ma e que atingiram altitudes estimadas de aproximadamente 3.000 m, sendo posteriormente denudados entre 80 e 60 Ma (Figura 11). Maizatto et al. (2009) argumentou que a abundâncias de *Callialasporites* sp. cf. *Perotrilites* sp. sensu Herengreen (1975) estariam associadas à instalação de uma paleoflora de podocarpáceas que se desenvolveu em regiões de terras altas, geradas a partir de eventos tectônicos ocorridos durante o meso-Campaniano.

Na parte basal do paleocânion de Regência há uma concentração de rochas maastrichtianas (Antunes, 1990). Importantes discordâncias de caráter proximal estão presentes neste intervalo e separam os diferentes andares (FRANÇA et al., 2007).

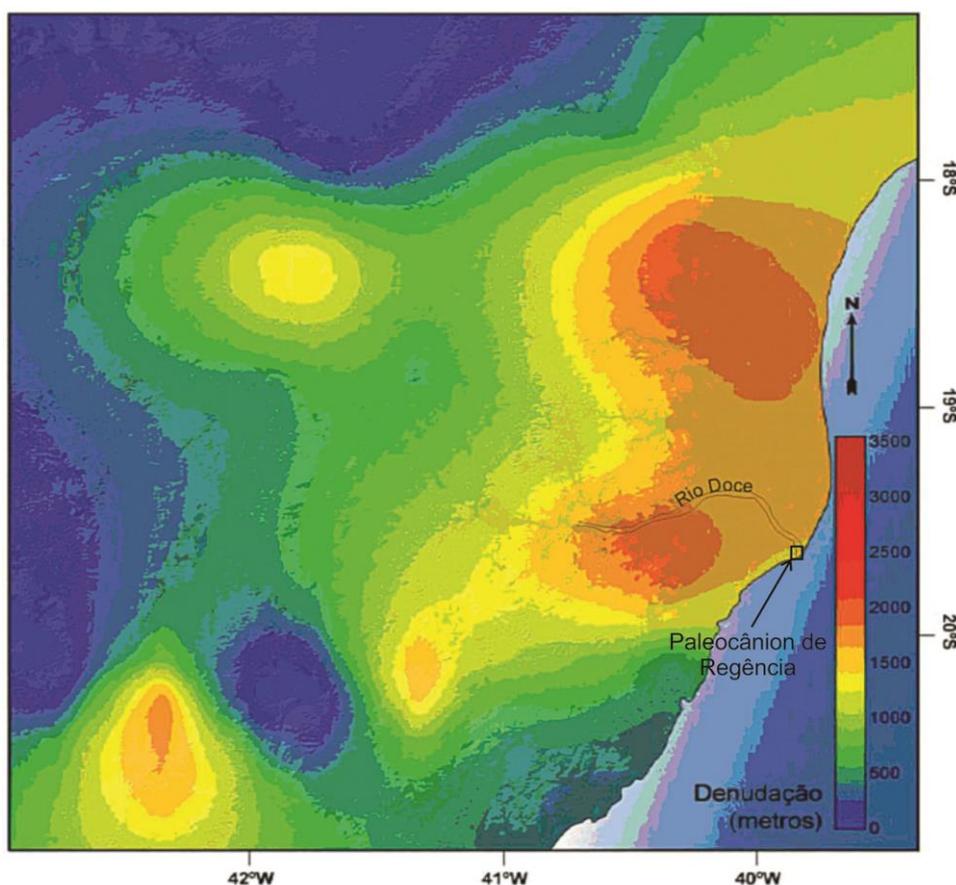


Figura 11: Mapa de denudação estimada durante 60-80 Ma envolvendo os estados de Minas Gerais (leste) e Espírito Santo (modificado de Chemale Jr. e Neto, 2005).

3.5. Megassequência marinha transgressiva (fase drifte) – Paleógeno

A passagem do Cretáceo para o Paleógeno é marcada por uma ampla discordância que atingiu praticamente toda a bacia e, portanto, rochas paleocênicas estão praticamente ausentes na área de estudo (FRANÇA et al., 2007). Segundo Antunes (1990), seis eventos erosivos teriam ocorrido durante o Paleógeno. Os eventos e suas principais características estão descritos na Tabela 2.

Tabela 2: Eventos erosivos (EVTA) identificados por Antunes (1990) para o Paleógeno e Neógeno.

Nº	Sigla	Denominação	Características
4	EVTA	Evento Terciário* A	Evento ocorrido no neo-Paleoceno que erodiu parte do Membro Mucuri da Formação Mariricu
5	EVTB	Evento Terciário B	Evento ocorrido na passagem do Paleoceno Eoceno. A calha formada pelo EVTB ocorre comumente sobre sedimentos do Cretáceo Superior.
6	EVTC	Evento Terciário C	Ocorrido no eo-Eoceno e marcado pelo forte truncamento da biozona N-405 nas seções realizadas por Antunes (1990).
7	EVTD	Evento Terciário D	Evento ocorrido no eo-Eoceno que erodiu parte do Membro Regência (Formação Barra Nova) alargando o limite sul do paleocânion.
8	EVTE	Evento Terciário E	Evento ocorrido no eo-Eoceno que não esculpiu uma calha propriamente dita.
9	EVTF	Evento Terciário F	Evento ocorrido no meso-Eoceno que esculpiu uma rampa pouco inclinada em direção ao depocentro da bacia.

* O termo Terciário atualmente corresponde ao Paleogeno e Neogeno.

Mendes (1996), em dissertação de mestrado, abordou aspectos evolutivos no âmbito da estratigrafia de sequências e sistemas turbidíticos dos paleocânions de Regência e Almada. Apresentou uma análise tectonoestratigráfica conforme curva de termo-tectônica obtida em dois poços no paleocânion de Regência, um posicionado no bloco alto e outro no bloco baixo (oeste e leste do sistema de falha norte-sul, respectivamente). Observam-se três relevantes fases para a curva de tempo x subsidência (Figura 12).

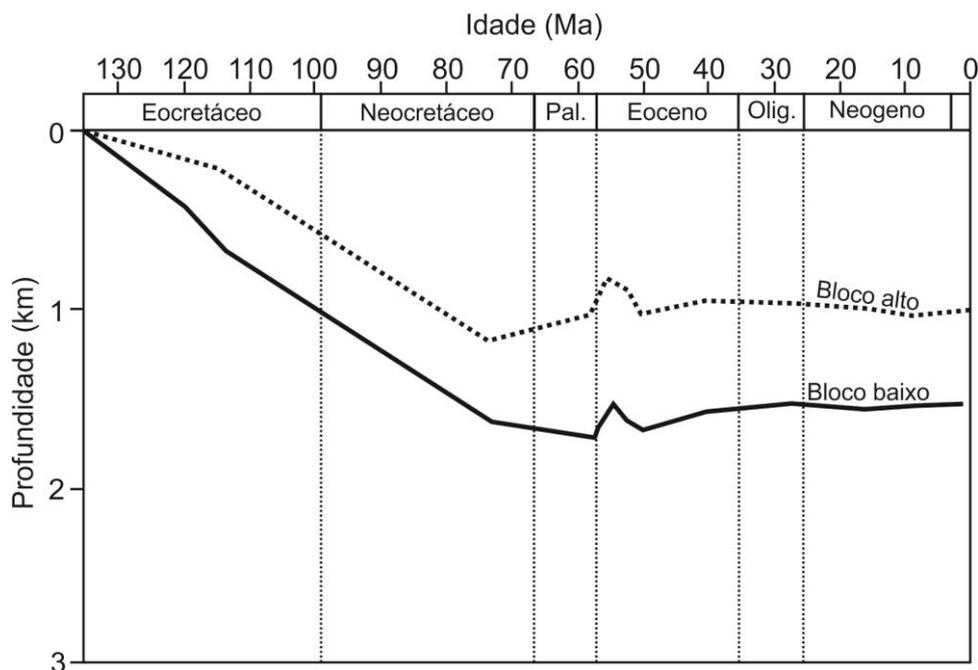


Figura 12: Curva de tempo x subsidência de poços situados a oeste (bloco alto) e leste do sistema de falhas de direção norte-sul ou Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (modificado de Mendes, 1996).

A primeira fase é caracterizada por processo de subsidência marcadamente de maior intensidade para o bloco baixo. Nesse contexto, quedas do nível relativo do mar (a nível de 2º ou 3º ordem) determinariam a formação de vales incisos e exposição subaérea junto ao bloco alto da plataforma de Regência, sendo responsáveis pelo início da implantação do paleocânion de Regência. A segunda assinala um soerguimento relativamente de curto período e de grande proporção ocorrido no Paleoceno-Eoceno. O soerguimento tectônico do embasamento estaria associado a eventos de vulcanismos de grandes proporções (magmatismo Abrolhos). A Formação Abrolhos, conforme datação radiométrica de rochas vulcânicas determinada pelo método K/Ar, tem idade entre 37 e 59 Ma (MIZUSAKI; ALVES; CONCEIÇÃO, 1994).

A terceira fase revela um soerguimento mais baixo e duradouro entre o Eoceno e o Quaternário e que seria o reflexo da isostasia por compensação regional, resultado da sobrecarga sedimentar sobre a plataforma continental. Esse período apresenta comportamento distinto do padrão geral das curvas de subsidência comum às bacias da margem leste brasileira. De fato, o soerguimento na borda da bacia pode ter sido resultado da atuação de forma simultânea ou

sequenciada de diferentes eventos, incluindo o magmatismo Abrolhos e a elevação da Serra do Mar e Mantiqueira (MENDES, 1996).

Mendes (1996) também estudou as sequências que preencheram o paleocânion de Regência. Especificamente, dentro do paleocânion de Regência, a cunha de mar baixo inicial (complexo de canais-dique) é a unidade mais importante, cujos intervalos arenosos são reservatórios de óleo do campo de Lagoa Parada. A megassequência eo-meso-eocênica, assim por ele denominada, foi responsável pelo total preenchimento do paleocânion de Regência.

Bruhn e Walker (1997) estudaram o sistema turbidítico do eo-Eoceno dos campos produtores de Lagoa Parada, em escala de reservatório. Dispondo de dados de perfis elétricos e de testemunhos, os autores caracterizaram a geometria e as fácies dos depósitos canalizados. Segundo Bruhn e Walker (1997) as fácies grossas (conglomerados e, principalmente arenitos) ocorrem na forma de canais incisivos que apresentam de nove a mais de 50 metros de espessura, de 210 a mais de 1050 m de largura e mais de 1 km de comprimento. Comumente os altos estruturais mapeados em seções sísmicas como topo de corpos areníticos, resultado da compactação diferencial, foram alvos exploratórios (Figura 13). Bruhn e Walker (1997) também abordaram aspectos relacionados à evolução do paleocânion. A Figura 14 mostra a seção geológica transversal do paleocânion de Regência. Segundo os autores, as margens do paleocânion são delimitadas principalmente por falhas lístricas condicionadas pelas camadas de evaporitos da megassequência transicional. Seis principais discordâncias ocorreram entre a megassequência marinha transgressiva e regressiva (neo-Turoniano tardio (?) ao meso-Eoceno). A megassequência marinha transgressiva é limitada na base pela discordância 2 (ou muito localmente pela discordância 1) e, no topo pela discordância 5, A discordância 6 ocorre na megassequência marinha regressiva (Figura 14).

SÍNTESE DAS CONDIÇÕES ESTRUTURAIS

Esta locação situa-se 0,8 km a Sudoeste do 1-LP-54-ES, em posição estrutural mais elevada (cerca de 40 metros) que no pioneiro supracitado. Visa testar a continuidade para Sudoeste das areias terciárias produtoras de óleo no 1-LP-54-ES.

A área de fechamento do sistema turbidítico é de cerca de 1,4 km² com relevo de 40 metros.

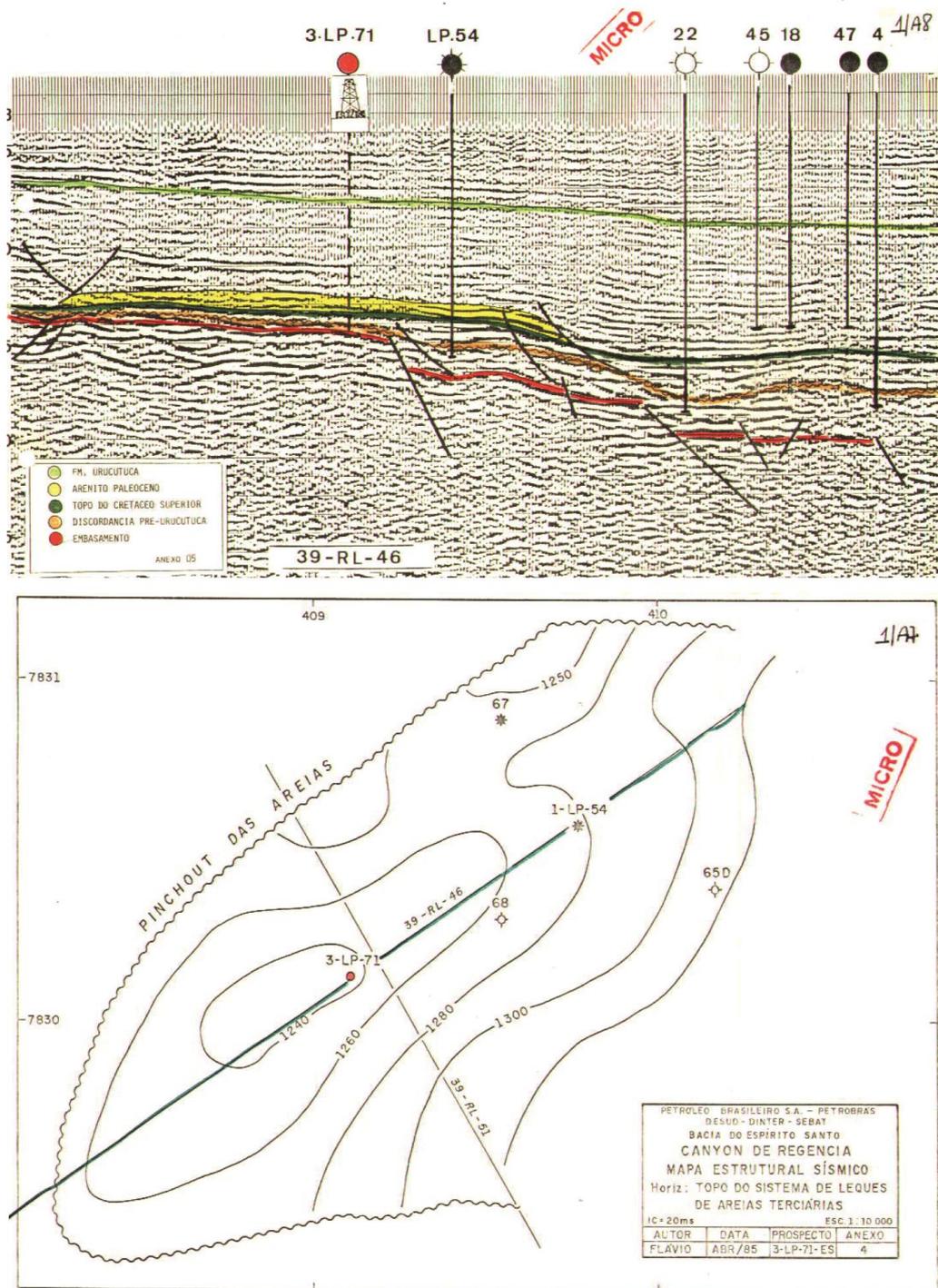


Figura 13: Síntese das condições estruturais previstas, seguida de seção geológica interpretada. Abaixo, mapa estrutural sísmico dos corpos areníticos. Poço 3-LP-71 (P10), poço 1-LP-54 e seção sísmica 39-TL-46 não presente nesse trabalho (fonte: pasta de poço do poço 3-LP-71).

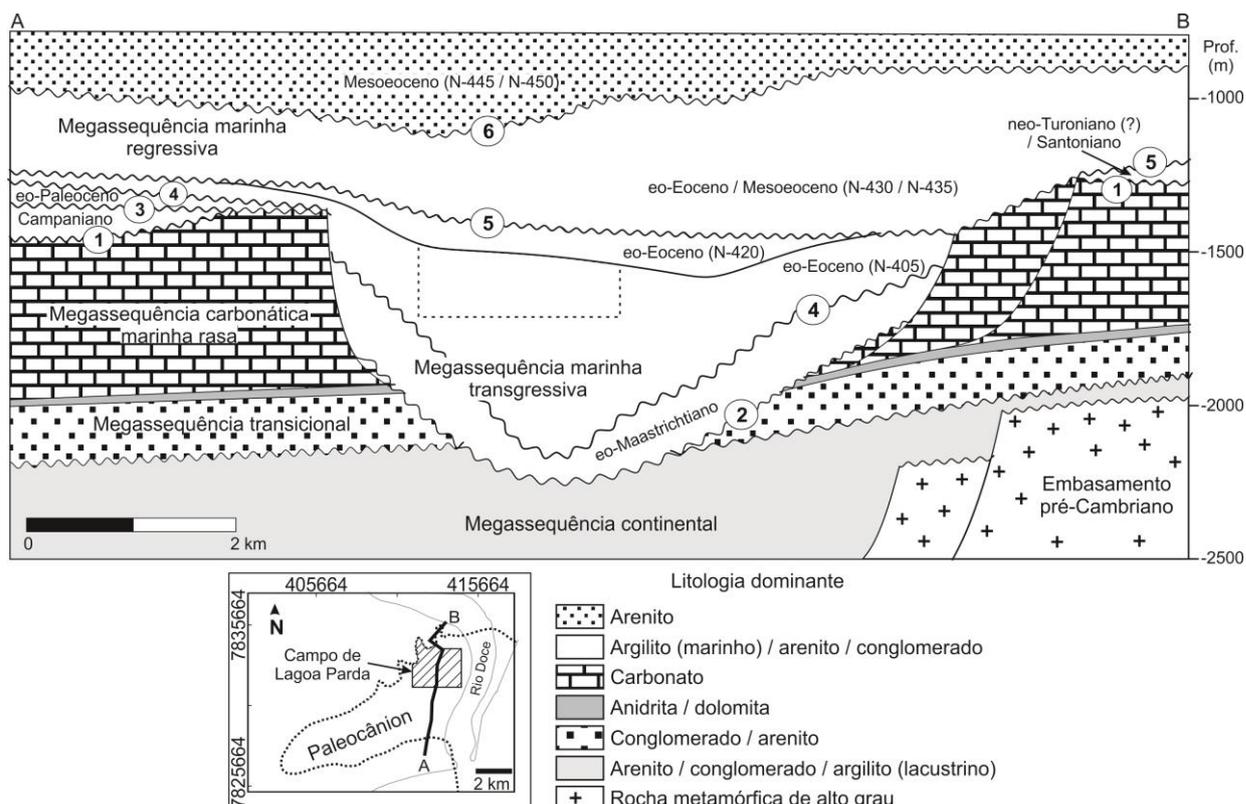


Figura 14: Seção geológica do paleocânion de Regência mostrando principais discordâncias (BRUHN; WALKER, 1997). Linha tracejada mostra sucessão estudada por Bruhn e Walker (1997). Biozonas de nanofósseis calcários eocênicas estão indicados entre parênteses e têm os seguintes nomes formais: (N-405) *Neochiastozygus chiastus*, (N-420) *Tribrachiatulus orthostylus*, (N-430) *Discoaster lodoensis*, (N-435) *Discoaster kuepperi*, (N-445) *Chiasmolithus staurion* e (N-450) *Chiasmolithus grandis* (ANTUNES, 1990), modificado de Bruhn e Walker (1997). Números de 1 a 6 indicam discordâncias.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO

O arcabouço estrutural da margem continental sudeste brasileira registra eventos tectônicos do Pré-cambriano e da fase rifte. O embasamento da bacia do Espírito Santo, constituído por uma complexa associação de rochas ígneas e metamórficas, localiza-se no setor setentrional da Província da Mantiqueira, correspondendo predominantemente à Faixa Araçuai (ALMEIDA; LITWISNKI, 1984). Na porção *onshore* da bacia, vários poços terrestres amostraram o embasamento, no entanto, este não foi atingido na porção média e distal da bacia submersa, por encontrar-se a grandes profundidades (FRANÇA et al., 2007).

O embasamento adjacente à bacia do Espírito Santo apresenta duas direções estruturais principais: NE-SO e NNO-SSE (CHANG et al. 1992). As falhas, fraturas e foliações de direções NE-SO, com predomínio na região sul do estado,

correspondem às estruturas herdadas no ciclo orogênico Transamazônico (2.2 a 2.0 Ga) e que foram reestruturadas no Neoproterozoico, durante a orogenia Brasileira (PEDROSA-SOARES; WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000).

Os lineamentos de direção NNO-SSE, sobrepostos aos lineamentos NE-SO, coincidem com os da Faixa Colatina ou Alinhamento Vitória-Ecoporanga. Estes lineamentos originam-se supostamente no Neoproterozoico com reativações no Eopaleozoico e no Mesozoico (Jurássico). Nesta última reativação ocorreram intrusões de diques básicos encaixados segundo a direção NNO-SSE, correlacionáveis às rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas (120-140 Ma) da bacia do Espírito Santo (NOVAIS et al., 2005). Entretanto, outros autores atribuem a origem dos diques durante o Cambriano (BELÉM et al., 2013) O arcabouço estrutural do embasamento, que se manteve estável até a ruptura do Gondwana, teria sido importante controlador das falhas da fase rifte da bacia (CHANG et al., 1992).

Os estilos estruturais ao longo da margem continental brasileira apresentam variações de bacia para bacia. Segundo Chang et al. (1992) na bacia de Campos, o maior equilíbrio de falhas sintéticas e antitéticas resulta num típico estilo de *grabens* e *horsts*. Por sua vez, na bacia do Espírito Santo predominam falhas sintéticas com mergulho para leste e blocos sucessivamente mais baixos para a mesma direção.

Os principais planos de falha da fase rifte na bacia do Espírito Santo possuem duas direções principais gerais: direção N-S, associadas a falhas normais sintéticas e antitéticas e, uma NO-SE, relacionada a falhas de transferência (CHANG et al., 1992). Algumas dessas falhas apresentam-se como planos preferenciais de fraqueza desde as primeiras fases de construção da bacia, e mantiveram-se ativos até o Paleógeno (DEL REY; ZEMBRUSCKI, 1991). Na porção terrestre da bacia (incluindo a área do paleocânion de Regência, plataforma de Regência e paleocânion Fazenda Cedro), esta zona recebe o nome de Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (TAGLIARI et al., 2013a) e adotada neste trabalho com a sigla ZCCRD. A ZCCRD divide parte da porção *onshore* da bacia em dois blocos: um alto (oeste) e um baixo (leste). Nas seções sísmicas, a ZCCRD é revelada por uma mudança no mergulho dos refletores, no bloco baixo, no sentido do depocentro da

bacia por parte das rochas mais antigas que o neo-Eoceno. Além disso, ocorre um adelgaçamento do Grupo Barra Nova no mesmo sentido (TAGLIARI et al., 2013a).

De acordo com Gomes et. al. (1988), nas proximidades do paleocânion de Fazenda Cedro, este sistema N-S é interceptado por falhas NO, voltando à direção original ao norte da plataforma de São Mateus. Para os autores, esta feição indicaria a ocorrência de uma zona de transferência na região. Subordinadamente, segundo Mendes (1996) falhas menores de compensação complementam o mosaico estrutural do embasamento e da seção rifte que, direta ou indiretamente exerceu grande influência na disposição dos pacotes sedimentares sobrepostos.

O padrão de falhas NE-SO, que é mais expressivo na porção proximal do paleocânion, teria condicionado a formação de baixos estruturais (*grabens*) sobre o qual o cânion teria se instalado. Deste modo, a posição geográfica da calha original do então cânion de Regência teria um controle eminentemente tectônico (OLIVEIRA et al. 1985). Para Gomes et al (1988), o padrão N-S seria o mais antigo e estaria associado ao estágio rifte da bacia. Já o padrão NE-SO (N60E), mais novo, faria parte de um sistema cisalhante sinistral (a outra componente teria direção N10-30O) relacionado ao deslocamento lateral das placas Africana e Sul-Americana. Entretanto, há uma grande discussão sobre os esforços tectônicos direcionais ocorridos durante a fase rifte. Muitos autores argumentam que as zonas de fraturas, perpendiculares à direção principal do rifteamento, teriam gerados esforços cisalhantes dextrais (TORSVIK et al., 2009; GRANOT; DYMENT, 2015; HEINE; ZOETHOUT; MÜLLER, 2013). Na passagem do Albiano para o Cenomaniano, período no qual teria formado o paleocânion de Regência, a borda da bacia, já na fase pós-rifte, sofreria maior influência das falhas normais ao invés dos componentes direcionais e, portanto, o controle tectônico do paleocânion poderia estar associado apenas a reativação de falhas do embasamento.

Além dos estilos estruturais marcantes da fase rifte, a partir do Albiano, a halocinese teve influência determinante na estruturação da bacia. Acredita-se que a migração pretérita dos evaporitos do Membro Itaúnas condicionou a formação de falhas normais lítricas com crescimento do pacote sinsedimentar também associadas a anticlinais de compensação (*rollovers*) (TAGLIARI et al., 2013a).

Na bacia do Espírito Santo as falhas lítricas se propagaram através dos estratos do neo-Cretáceo e Paleoceno. Essas falhas são majoritariamente truncadas pela discordância do eo-meso-eoceno (BAUDON; CARTWRIGHT, 2008). Pereira (1994) identificou pulsos de deformação halocinética no Albiano, Cenomaniano-Turoniano e Turoniano-Campaniano. Eventos de subsidência e halocinese podem ter contribuído para aumentar o relevo de borda escarpada da rampa carbonática, ao longo da ZCCRD. Durante o neo-Eoceno ao Holoceno as falhas são menos significativas e estão associadas à reativação de falhas antigas por acomodação das camadas de evaporitos (BAUDON; CARTWRIGHT, 2008) ou falhas neotectônicas reativadas de estruturas geológicas pré-existentes (VINCENTELLI; NEVES; MORALES, 2016). Outro evento de grande importância na dinâmica da bacia foi à reativação de falhas de orientação NE-SO e N-S que culminaram no soerguimento da Serra do Mar e Mantiqueira. Nessa fase ocorreu uma importante subsidência tectônica ao longo da margem da bacia expondo rochas do embasamento na porção mais proximal do então “cânion de Regência” (BRUHN; WALKER, 1997).

5. MATERIAIS

5.1. Banco de dados

Agencia Nacional do Petróleo (ANP) forneceu o banco de dados por meio da política de disponibilização de dados públicos para as universidades, instituído pelo Banco de Dados de Exploração e Produção (BDEP).

O banco de dados é constituído por 31 seções sísmicas 2D (formato .sgy) e dados de 29 poços (Figura 15). Os dados de poço compreendem os perfis de Raio Gama (GR), Resistividade (ILD), Densidade (RHOB), Porosidade Neutrôn (NPHI) e Sônico (DT) em formato .las, perfil composto e pasta de poço. Na pasta de poço podem estar incluso mapa base, coluna geológica prevista e constatada, seções estruturais e sismoestratigráficas, descrições de amostras de calha e de testemunho, histórico de operações, valores de *checkshot*, entre outras informações.

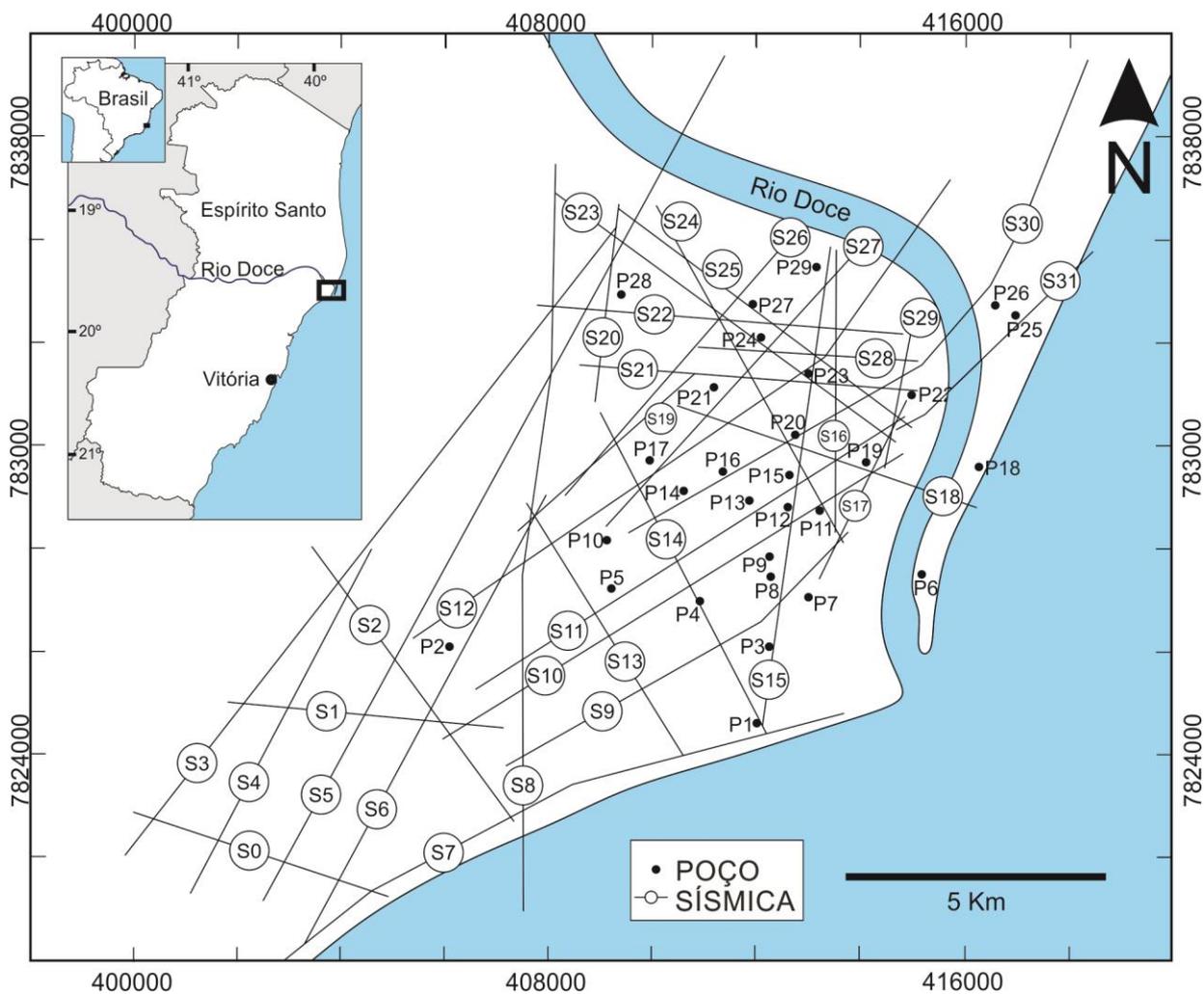


Figura 15: Distribuição das seções sísmicas e poços na área de estudo (sistema de coordenadas em WGS84).

A Tabela 3 apresenta a relação de poços estudados e seus respectivos dados. Neste trabalho foram utilizados os marcadores bioestratigráficos definidos por nanofósseis calcários conforme Antunes (1990).

Tabela 3: Relação de poços utilizados neste estudo e os respectivos dados disponíveis (indicados por “X”). Siglas: ID = identificação do poço, PP = pasta de poço, PC = perfil composto, RG = raio gama, ILD = resistividade, RHOB = densidade, NPHI = porosidade, DT = sônico e NC = dados bioestratigráficos de nanofósseis calcários.

ID	Poço	PP	PC	RG	ILD	RHOB	NPHI	DT	NC
P1	1FRG1	X	X	X	X	X		X	X
P2	1LC1	X	X	X					X
P3	1FRG2	X	X	X	X	X		X	X
P4	1LP1	X	X	X					X
P5	3LP62	X	X	X	X			X	X
P6	1RD2	X	X	X	X	X	X	X	X
P7	4LPS3	X	X	X		X		X	X
P8	1LPS1	X	X	X	X	X	X	X	X
P9	3LPS2	X	X	X	X	X	X	X	X
P10	3LP71	X	X	X					
P11	3LP61	X	X	X	X			X	X
P12	4LP55	X	X	X	X	X	X	X	X
P13	3LP60	X	X	X	X	X		X	X
P14	3LP69	X	X	X	X	X	X	X	
P15	1LP2	X	X	X	X	X		X	X
P16	3LP22	X	X	X	X	X	X	X	X
P17	1LBV1	X	X	X	X			X	X
P18	1RD5	X	X	X	X	X		X	X
P19	4LP17	X	X	X	X	X	X	X	
P20	3LP4	X	X		X	X		X	X
P21	4LPB2	X	X	X	X	X	X	X	X
P22	1IF1	X	X	X	X	X	X	X	X
P23	3LP5	X	X	X	X	X		X	X
P24	1LPB1A	X	X	X	X				X
P25	1RD1	X	X	X	X	X	X	X	
P26	3RD6D	X	X	X	X				X
P27	3LPB4	X	X	X	X	X		X	
P28	1LAR1C	X	X	X	X	X	X	X	
P29	1LPN1	X	X	X	X	X	X	X	X

6. MÉTODOS

O campo de Lagoa Parada, descoberto em 1979 e situado na parte interna do paleocânion de Regência, conteve significativas reservas de hidrocarboneto. Por causa disso, ao longo das décadas, adquiriu-se uma grande quantidade de dados geológicos e geofísicos. O arranjo e os dados das 31 seções sísmicas e 29 poços, a maioria deles com informações de perfis eletro-radioativos e bioestratigráficos, foram carregados na plataforma de trabalho e interpretados usando o programa Decision Space Desktop (DSD) – Landmark/HALLIBURTON. A interpretação sísmica foi

baseada em dados tectonoestratigráficos, bioestratigráficos e em técnicas de estratigrafia sísmica (VAIL; MITCHUM; THOMPSON, 1977, VAIL, 1987).

6.1. Correlação de poços com controle bioestratigráfico

A correlação de poços baseia-se na identificação de padrões geométricos similares entre os perfis geofísicos de poços adjacentes. Além disso, horizontes de interesse, tais como discordâncias, apresentam acentuadas mudanças dos valores nos perfis sônicos, já que estes representam a curva de compactação da sequência estratigráfica. Neste sentido, estimando-se que a compactação foi progressiva, uma mudança do valor da velocidade no pacote sedimentar pode evidenciar a presença de discordância ou falha, fato este que auxilia na correlação da unidade de interesse. Foram identificados os seguintes topos litoestratigráficos: embasamento, Formação Mariricu (membros Mucuri e Itaúnas), Grupo Barra Nova (formações São Mateus e Regência), topos de corpos areníticos da parte mais baixa do Eoceno inferior e Formação Urucutuca.

As superfícies que delimitam as unidades estratigráficas mencionadas foram correlacionadas entre os poços contidos na área de estudo. Verificou-se a distribuição espacial dos intervalos estratigráficos por meio de seções sismoestratigráficas distribuídas na área de estudo.

6.2. Cálculo de velocidade intervalar conforme o perfil sônico

O perfil sônico (DT), cuja unidade de medição é microssegundo/pé ($\mu\text{s}/\text{pé}$), mede o tempo de trânsito de uma onda mecânica através de uma formação. O perfil sônico pode ser utilizado para calcular a porosidade uma vez que a velocidade da onda mecânica está relacionada ao volume de espaços vazios num intervalo rochoso. Também é útil para determinação da densidade, grau de compactação, fraturamento e cimentação de um intervalo. Pode também ser utilizado como indicativo da presença de gás, em função de seu estado físico que dificulta a passagem da onda, para a qual são registrados valores mais altos e assinaturas irregulares. O perfil sônico também auxilia na interpretação sísmica, fornecendo os intervalos de velocidades que podem ser calibrados com a seção sísmica (EVENICK, 2008).

6.3. Interpretação sísmica

A interpretação sísmica é precedida pela calibração sísmica-poço a qual relaciona topos estratigráficos identificados em profundidade (metros) em um poço, com um refletor sísmico específico na seção em tempo (milissegundos).

Para a realização da conversão do dado de poço em metros para o dado sísmico em tempo, separa-se o perfil sônico (DT) em intervalos métricos baseando-se em valores médios de tempo de propagação (medidos em microssegundo/pé). Para cada intervalo realiza-se a conversão da unidade de medida do perfil DT, ou seja, valor médio de tempo de propagação ($\mu\text{s}/\text{pé}$), para unidade de velocidade empregada (m/s). Em seguida, por meio da equação abaixo, determina-se o tempo de propagação simples da onda sísmica para cada intervalo.

$$\Delta t = \frac{\Delta s}{V_i} \times 2 \times 10^3$$

Onde:

V_i = Velocidade intervalar (m/s)

Δs = Intervalo de profundidade (m)

Δt = Intervalo de tempo (ms)

Após este cálculo, soma-se o primeiro intervalo de tempo com o segundo e estes com o terceiro e assim sucessivamente. Dessa maneira valores de profundidade em metros podem ser correlacionáveis com os dados sísmicos (TWT). Uma vez obtida a conversão tempo-profundidade, os dados sísmicos e de perfis de poço foram carregados no *software* Decision Space Desktop (DSD).

Para auxiliar na interpretação dos horizontes realizou-se a análise e interpretação de eletro-fácies e padrões sísmicos da área de estudo. As fácies sísmicas mostram a variação na configuração, escala e geometria e, que, portanto podem indicar mudanças em litofácies e fornecer bons indicadores de processos deposicionais que ocorreram na bacia (MITCHUM; VAIL; SANGREE, 1977).

6.4. Modelo geológico (evolutivo e deposicional)

A partir da interpretação das seções sísmicas e poços obteve-se a seção esquemática transversal para o paleocânion de Regência. Também foram obtidos os

mapas de contorno estrutural dos topos litoestratigráficos previamente citados. Com base nos resultados e discussões são apresentados modelo geológico evolutivo e deposicional, ambos conceituais, para o paleocânion de Regência.

7. RESULTADOS

7.1. Correlação de poços e análise estratigráfica

Nas correlações foram determinados os topos estratigráficos para os seguintes horizontes: embasamento, topo da Formação Mariricu (membros Itaúnas e Mucuri), topo do Grupo Barra Nova (formações São Mateus e Regência), topo do Cretáceo Superior, topo de corpos areníticos depositados na parte mais baixa do Eoceno inferior e topo da Formação Urucutuca (Figura 16). Para a determinação dos topos estratigráficos mencionados foi analisado principalmente o perfil de raio gama. Perfis de resistividade, sônico, porosidade neutrôn e densidade foram utilizados secundariamente. Quando se fez necessário, informações da pasta de poço, seções sísmicas e bioestratigrafia com base em nanofósseis calcários (ANTUNES, 1990) também foram utilizadas para guiar a correlação dos poços. Assim, alguns resultados da interpretação sísmica também são adiantados neste capítulo. Também são descritas as características gerais de assinatura geofísica para a marcação dos topos, assim como os aspectos estruturais e estratigráficos das correlações.

O embasamento, amostrado nos poços P1, P2, P4, P5, P14, P17, P28, apresenta como resposta típica uma grande variação do perfil de raio gama (valores de 60 a mais de 200 API), valores bem altos de resistividade em comparação aos das rochas sedimentares (valores superiores a 20 ohm.m) e uma quebra abrupta do perfil DT (valores na faixa de 50 a 70 $\mu\text{s}/\text{pé}$).

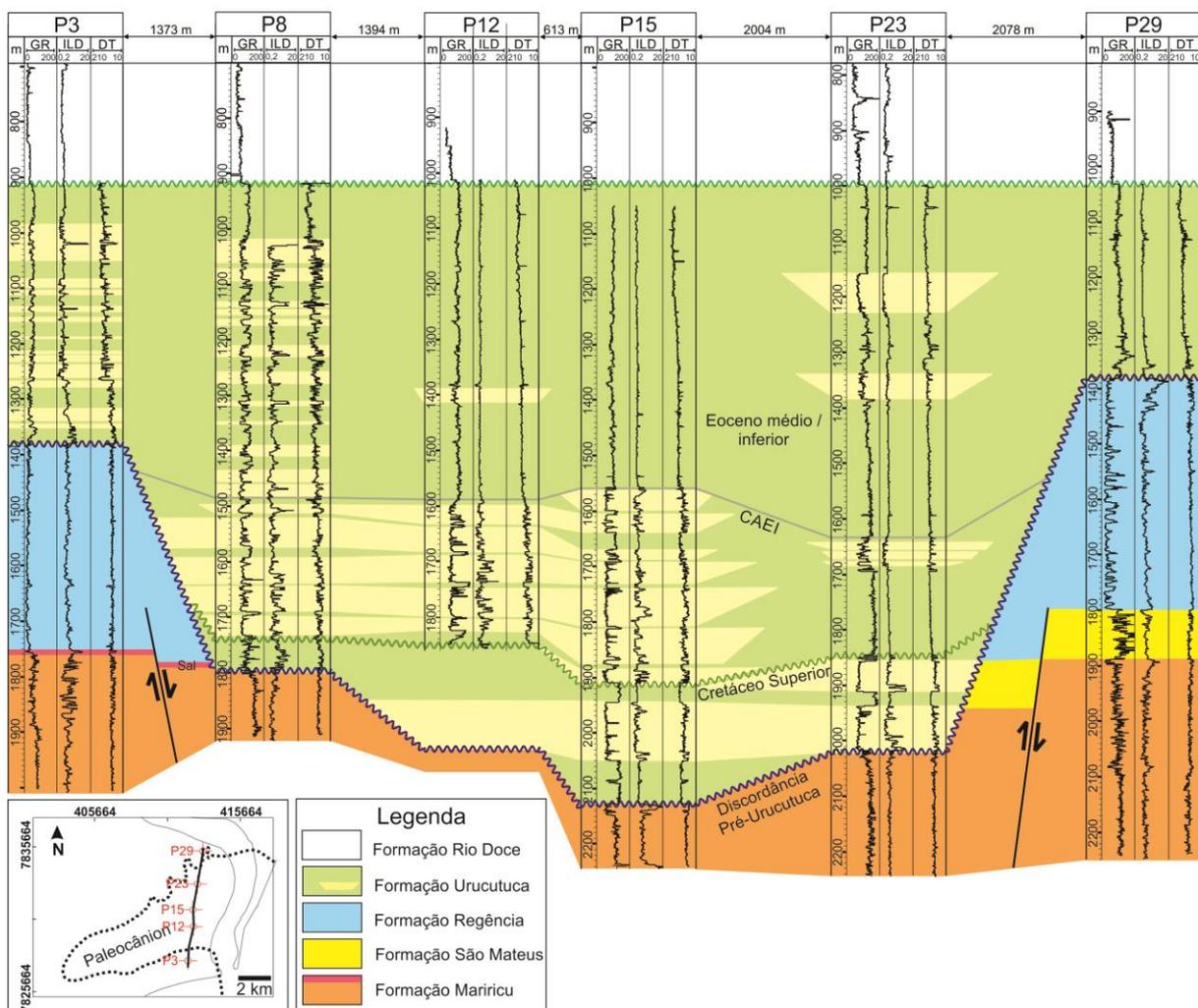


Figura 16: Correlação de poços em perfil transversal ao paleocânion de Regência. CAEI – topo de corpos areníticos depositados na parte mais baixa do Eoceno inferior. O topo da Formação Urucutuca foi utilizado como datum. GR em graus API, Resistividade em ohm-m e Sônico $\mu\text{s}/\text{pé}$.

A Formação Mariricu apresenta caracteristicamente uma diminuição progressiva, com padrão serrilhado a funil, dos valores de raio gama em direção ao topo, tanto nos poços internos quanto externos ao paleocânion. Os valores apresentam-se na faixa de 60 a 105 graus API, atingindo valores menores que 30 graus API próximo ao topo. A resistividade apresenta um aumento nos valores, às vezes ultrapassando 20 ohm.m, próximo ao topo. Somente os poços P1 e P3 apresentam camadas de evaporitos de 12 m e 3 m, respectivamente. Nesses poços os valores de raio gama atingem 15 graus API e a resistividade supera o valor de 20 ohm.m.

A Formação São Mateus, observada nos poços P2, P4, P17, P21, P26, P28, e P29, apresenta uma variação do perfil raio gama entre 60 a superior a 150 graus API, com padrão serrilhado com maior amplitude. O topo da Formação São Mateus é facilmente identificado levando-se em consideração a diferença na assinatura dos perfis geofísicos da Formação Regência. A Formação São Mateus se interdigita com a Formação Regência, o que explica sua ausência ao sul da seção da Figura 16.

O topo da Formação Regência é caracterizado por uma discordância (FRANÇA et al., 2007). Tal formação apresenta comumente valor menor que 30 graus API com padrão serrilhado cilíndrico. O perfil de porosidade neutron (NPHI) possui valor entre 27 e 15 % enquanto o perfil de densidade (RHOB) apresentam valores de entre 2,3 a 2,5 g/cm³ (Figura 17).

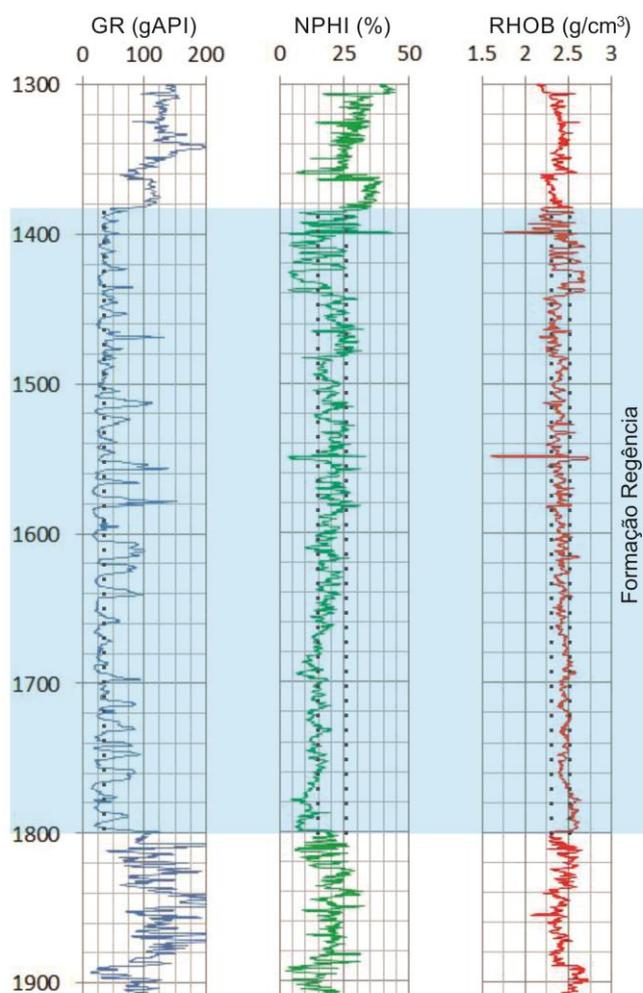


Figura 17: Perfis de raio gama (GR), porosidade neutron (NPHI) e densidade (RHOB) que mostram os valores típicos (linhas pontilhadas verticais) para a Formação Regência (retângulo azul).

Os depósitos cretácicos restringem-se ao depocentro do paleocânion. O topo do Cretáceo Superior, também discordante, foi estabelecido com a ajuda da bioestratigrafia com base em nanofósseis calcários (ANTUNES, 1990). O intervalo cretácico apresenta perfil de raio gama com padrão cilíndrico (valor ao redor de 45 graus API), atribuído a corpos de arenito entre pelitos (valores de mais de 150 graus API). As espessuras dos corpos areníticos variam de alguns a dezenas de metros.

Os depósitos paleocênicos estão ausentes no depocentro do paleocânion, devido à não deposição ou erosão destas. No flanco norte do paleocânion estão presentes dois intervalos paleocênicos, um inferior (N-340) e outra superior (N-350) sendo ambas erodidas (ANTUNES, 1990). Após a erosão, ao final do Paleoceno e início do Eoceno, ocorreu o total assoreamento do paleocânion pelos depósitos do eo-meso-eocênicos.

O intervalo contendo os corpos areníticos da parte mais baixa do Eoceno inferior é assinalado pela abundância de padrões cilíndricos (valor ao redor de 50 graus API), com espessuras de aproximadamente 10 a até 70 m. O intervalo acima, até o topo da Formação Urucutuca, mostra significativa diminuição na frequência e espessura do padrão cilíndrico para o raio gama na maioria dos poços. Entretanto, os poços marginais (P3 e P8, por exemplo) ainda apresentam grande variação para os valores de raio gama, dificultando muitas vezes a correlação.

O topo da Formação Urucutuca foi delineado principalmente pelo perfil de raio gama, já que este apresenta uma típica passagem com predominância de valores abaixo de 75 graus API (Formação Rio Doce) para valores acima de 100 API (Formação Urucutuca).

7.2. Interpretação sísmica

7.2.1. Interpretação dos horizontes, sismofácies e mapas das superfícies

Uma vez estabelecidos os topos estratigráficos para cada poço, realizou-se a interpretação dos horizontes nas seções sísmicas (denominados aqui pelos mesmos nomes dos topos estratigráficos). Também são apresentados aqui os mapas de superfícies obtidos com a interpolação dos horizontes.

Além disso, mostram-se aqui os padrões sísmicos (fácies sísmicas) distintos que auxiliaram na interpretação estratigráfica, estrutural e, portanto, da história geológica da área de estudo. As seções sísmicas da área de estudo mostram variedade de fácies e padrões sísmicos que vão desde refletores com alta amplitude, alternância entre refletores de alta e baixa amplitude, contínuos a não contínuos, paralelos a não paralelos, refletores caóticos, truncamento de refletores, etc. As fácies sísmicas mostram uma variação das características dos refletores tanto longitudinal quanto transversal ao paleocânion e em ambas as direções (vertical e horizontal) nas diferentes seções sísmicas. Tais mudanças de sismofácies podem representar variações em litofácies e dos mecanismos de transporte ocorridos no paleocânion.

7.2.2. Mapa estrutural sísmico do topo do “embasamento”

A interpretação do “embasamento” iniciou-se pela seção sísmica S15 que atravessa o paleocânion na direção de NNE-SSO (Figura 18). Entre o intervalo de 2000 a 2200 ms, na porção centro-oeste, localizam-se refletores de alta amplitude e semi-contínuos, os quais foram adotados como o topo do “embasamento” (entretanto, tais refletores sísmicos podem pertencer a rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas da fase rifte, por exemplo). Considerou-se esse critério devido à perda de resolução, geralmente abaixo de 2000 ms, na maioria das seções sísmicas. Dos poços próximos a esta seção sísmica, somente o poço P1, localizado no extremo sul, alcançou o embasamento a 1867 m.

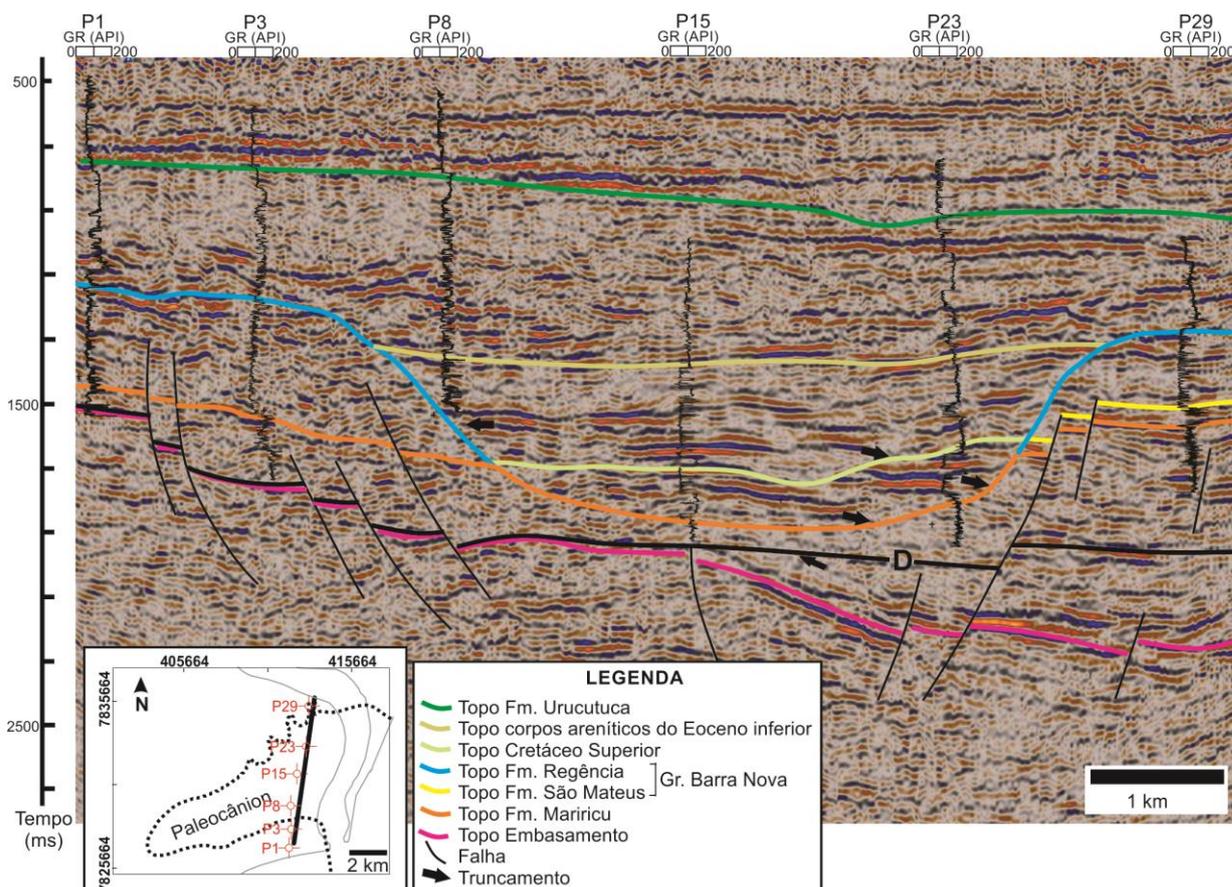


Figura 18: Seção sísmica S15 interpretada do paleocânion de Regência. D indica discordância Pré-Rifte ou local. Vide a Figura 31 com mais elementos interpretados nesta seção sísmica.

O sistema de falhas NE-SO, constituindo em um *graben*, controlou a estruturação das bordas do então cânion. Na seção NO-SE que corta a região proximal do paleocânion de Regência nota-se que a estruturação interna nesta porção foi fortemente controlada pelas falhas do embasamento (Figura 19).

A continuidade em mapa deste sistema pode ser melhor observada na porção proximal. No lado leste da ZCCRD, ainda observa-se a continuidade das falhas na região central da área uma vez que a norte predomina o sistema de falhas de direção N-S (Figura 20).

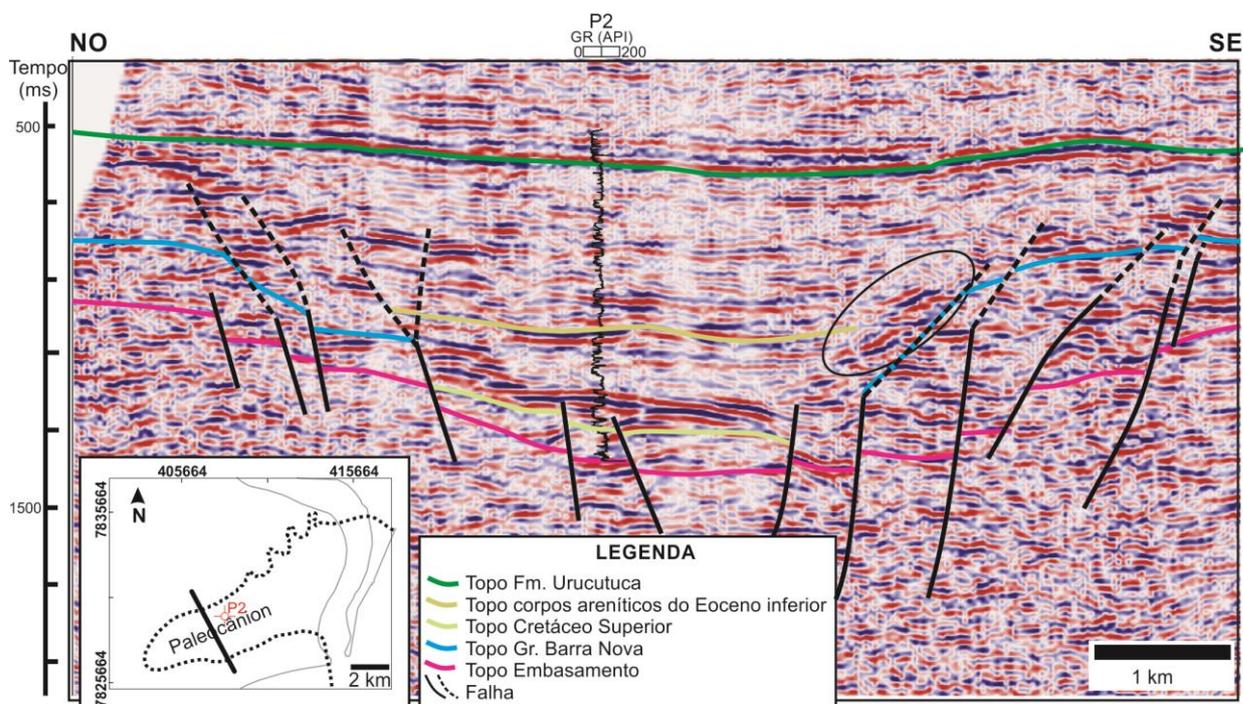


Figura 19: Seção S2 mostrando o sistema de falha NE-SO controladora da estruturação do paleocânion de Regência. Falhas tracejadas internas controladas por falhas do embasamento. A porção delimitada por linha ovalada preta indica provável depósito de transporte de massa (deslizamento) associado a falhas marginais.

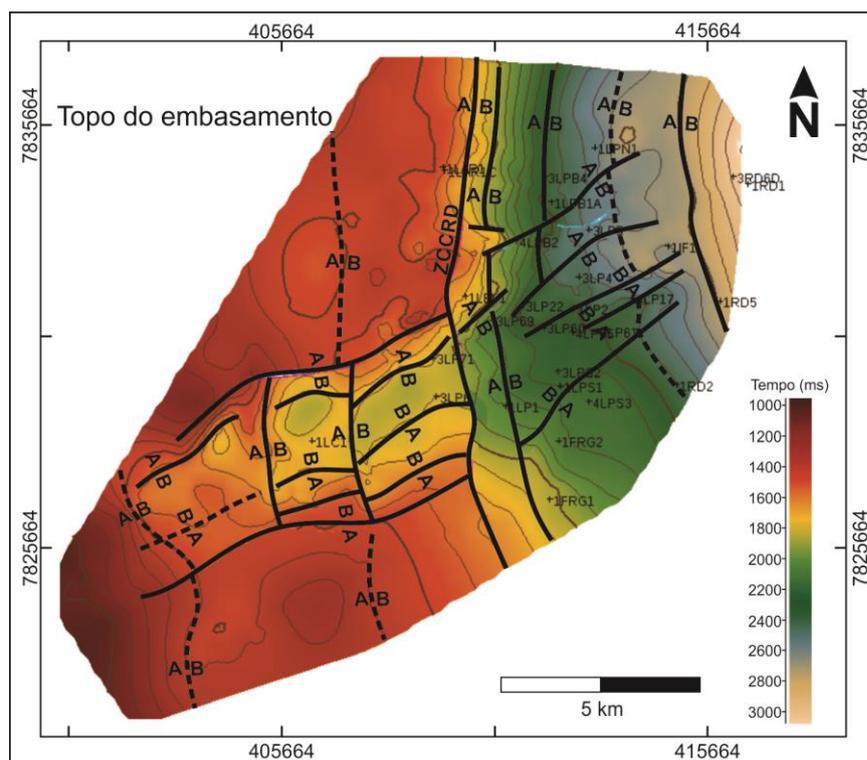


Figura 20: Mapa do contorno estrutural do topo do embasamento (ZCCRD - Zona de Charneira Cedro-Rio Doce). Área a oeste da ZCCRD corresponde ao bloco alto e a leste ao bloco baixo.

No mapa de contorno estrutural também se verifica que o embasamento apresenta um sistema de falhas sintéticas e antitéticas, com direção N-S, formadas na fase rifte, limitando blocos sucessivamente mais baixos em sentido oeste (Figura 20). A Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (ZCCRD) pode ser identificada nas seções sísmicas perpendiculares ou oblíquas a esta charneira. Nas seções S7, S11, S21, S22, S23 e S25 percebe-se uma mudança no mergulho dos refletores que marcam a ZCCRD (Figura 21, por exemplo).

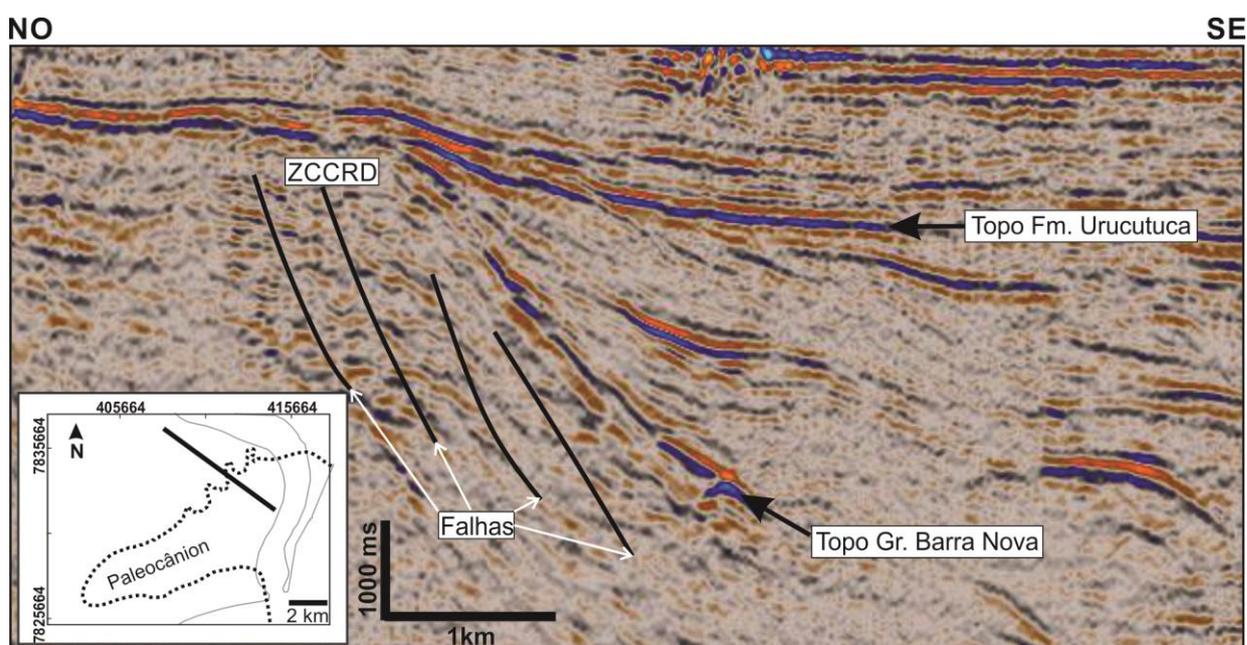


Figura 21: Seção sísmica S23, na qual aparece bem destacada a Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (ZCCDR) e *pinch out* dos estratos da Formação Urucutuca.

A Figura 22 mostra quatro mapas de contorno estrutural: topo da Formação Mariricu, topo do Grupo Barra Nova, topo do Cretáceo Superior e topo dos corpos areníticos da parte mais baixa do Eoceno inferior. A Formação Mariricu e o Grupo Barra Nova apresentam algumas falhas de direção leste-oeste, entretanto, nota-se que a estruturação permanece pouco alterada, isto é, fortemente controlado por falhas do embasamento da fase rifte.

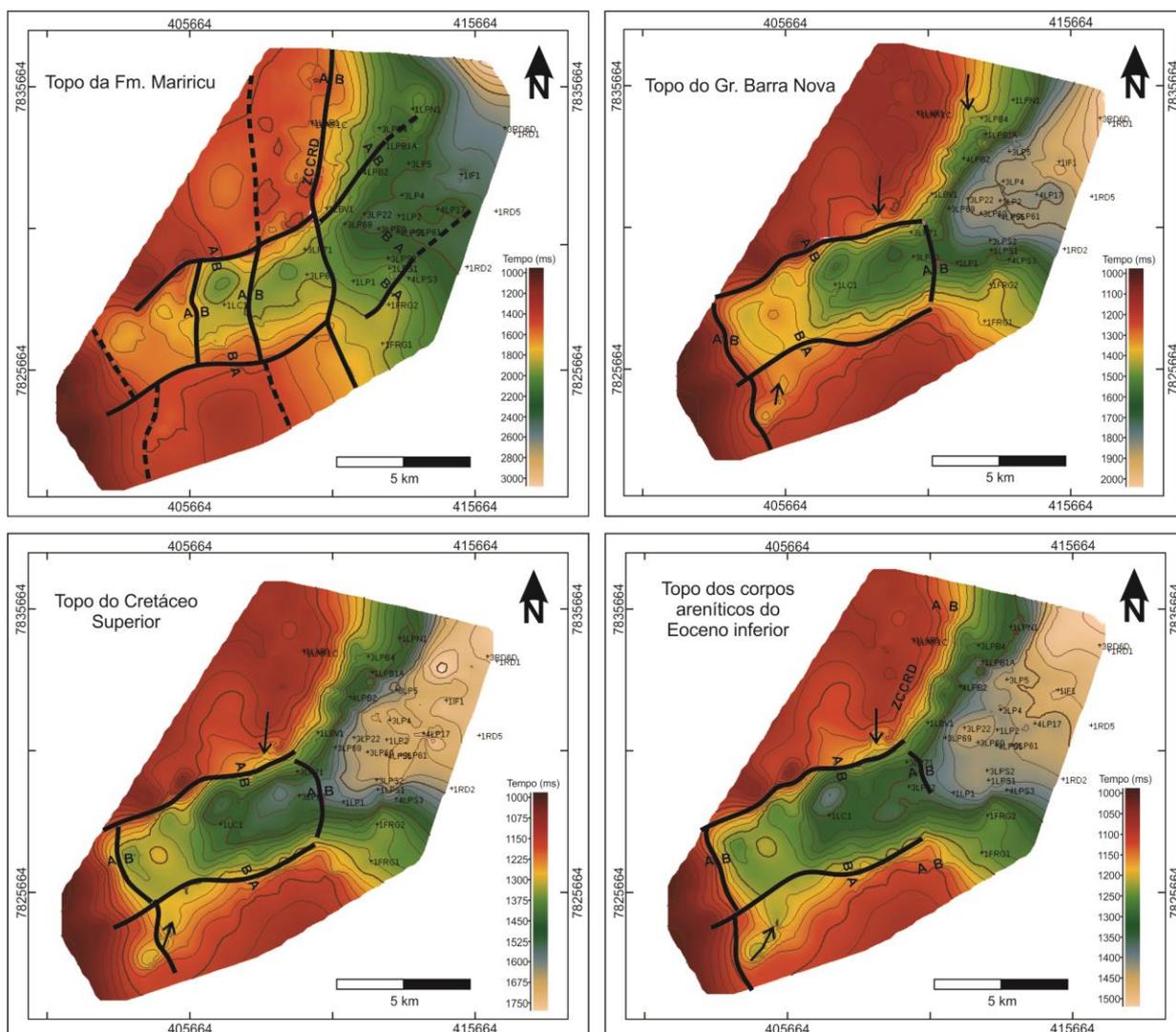


Figura 22: Mapas de contorno estrutural do topo da Formação Mariricu, topo do Grupo Barra Nova, topo do Cretáceo Superior e topo dos corpos areníticos depositados no início do eo-Eoceno. Setas indicam canais secundários. Linhas pretas contínuas e tracejadas indicam os principais sistemas de falhas. A, bloco alto e B, bloco baixo.

7.2.3. Formação Mariricu

A Formação Mariricu é marcada por predomínio de refletos de baixa amplitude e oblíquos, intercalados por refletos de alta amplitude, ambos descontínuos. Ressalta-se aqui que o limite interno do paleocânion é marcada por uma mudança de refletos de alta amplitude e semi-contínuos (acima) para refletos apagados e não contínuos (abaixo). O padrão dos refletos sísmicos da Formação Mariricu confunde-se comumente com os do embasamento, estes com baixíssima amplitude e caóticos em sua maioria (Figura 23).

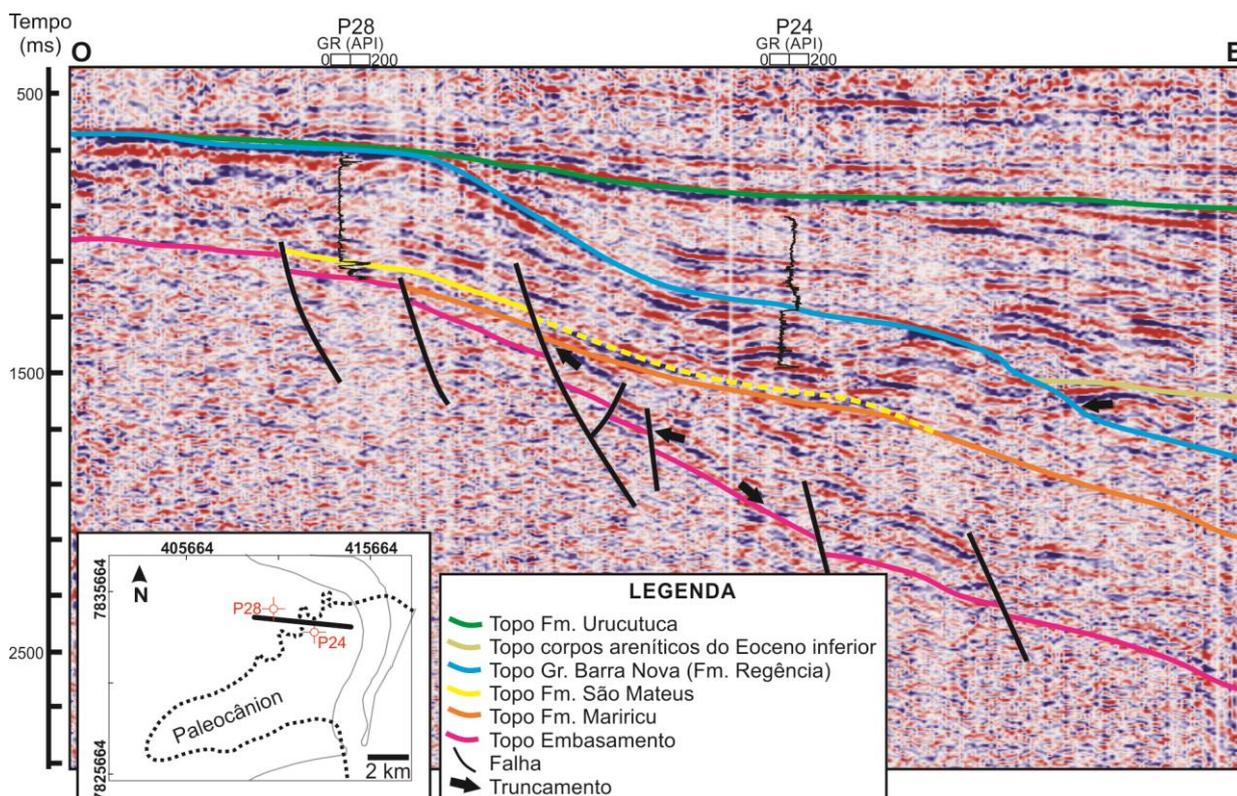


Figura 23: Seção sísmica S22 abrangendo porção externa e parte marginal interna do paleocânion de Regência. Os refletores sísmicos da Formação Mariricu, em sua maioria, contrastam com refletores caóticos e de baixa amplitude do embasamento.

Truncamentos são frequentemente observados na parte interna do paleocânion, associados às falhas, às margens e ao topo da Formação Mariricu. Na parte externa do paleocânion, os refletores da Formação Mariricu contrastam com os refletores sísmicos de alta amplitude da Formação São Mateus (Figura 24).

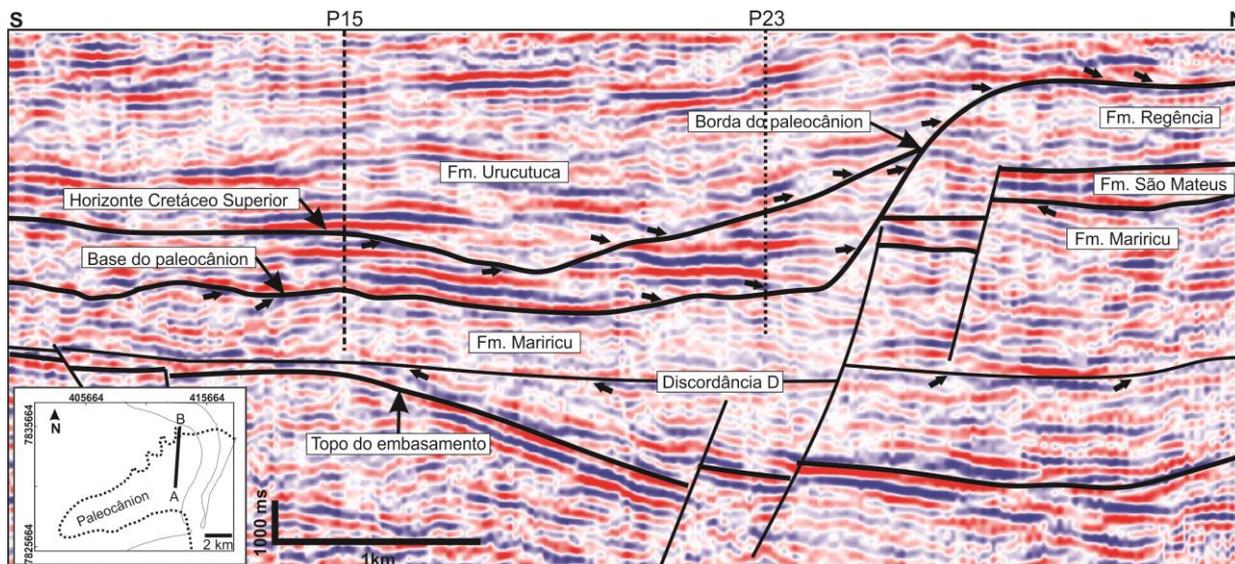


Figura 24: Detalhe da interpretação sísmica da seção S15 da porção basal e lateral do paleocânion. Setas indicam truncamento.

7.2.4. Grupo Barra Nova – formações São Mateus e Regência

Os refletores associados à Formação São Mateus são de alta amplitude, semi-contínuos e semi-paralelos (Figura 18 e Figura 24). Para a interpretação do horizonte do topo da Formação Regência levou-se em consideração o truncamento dos refletores uma vez que o topo do Grupo Barra Nova (Formação Regência) é discordante (Figura 24). Os refletores do Grupo Barra Nova apresentam predominantemente intercalação de refletores de baixa e alta amplitude, descontínuos e subparalelos.

Canais secundários são observados em seções sísmicas de direção SO-NE a oeste da ZCCRD (Figura 25, Figura 26 e Figura 27). Utilizou-se o truncamento dos refletores interpretados como pertencente ao Grupo Barra Nova para delimitar a bordas desses canais. Nota-se que refletores sísmicos interpretados como o topo do embasamento apresentam uma inflexão para baixo na área onde se localiza o canal.

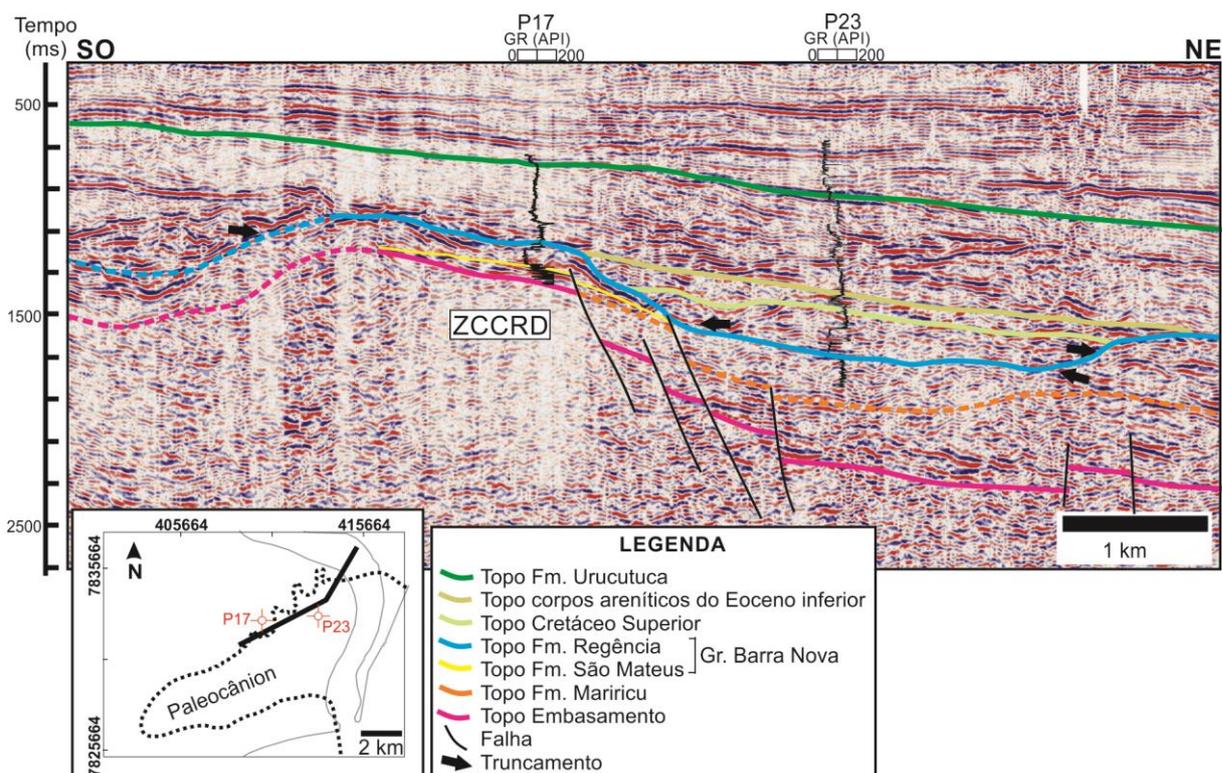


Figura 25: Seção sísmica S12 mostrando canal secundário a oeste da ZCCRD. Na porção mais inferior do poço P17 estão presentes depósitos da Formação São Mateus limitados por falhas normais. ZCCRD – Zona de Carneira Cedro-Rio Doce.

Acredita-se que o controle e a origem de canais secundários estão associados à reativação de falhas do embasamento e ao basculamento dos blocos. A ausência de canais secundários visíveis no mapa de contorno estrutural do topo da Formação Mariricu (Figura 22) pode indicar que tais estruturas teriam se formado durante o Albiano.

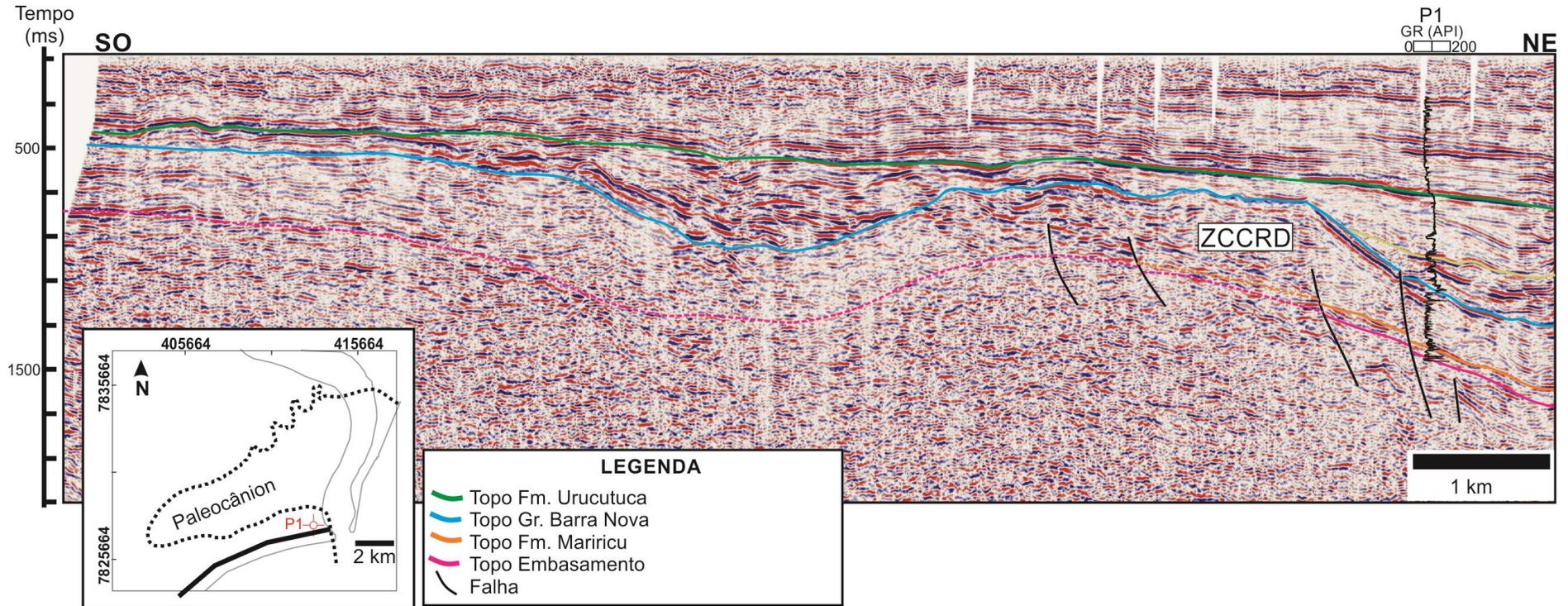


Figura 26: Seção sísmica S7 que mostra a presença de canal secundário (centro). Notar que abaixo do canal há uma inflexão para baixo dos refletores sísmicos interpretados como topo do embasamento. Acredita-se a formação do canal está relacionado ao abatimento e basculamento de blocos do embasamento. ZCCRD – Zona de Charneira Cedro-Rio Doce.

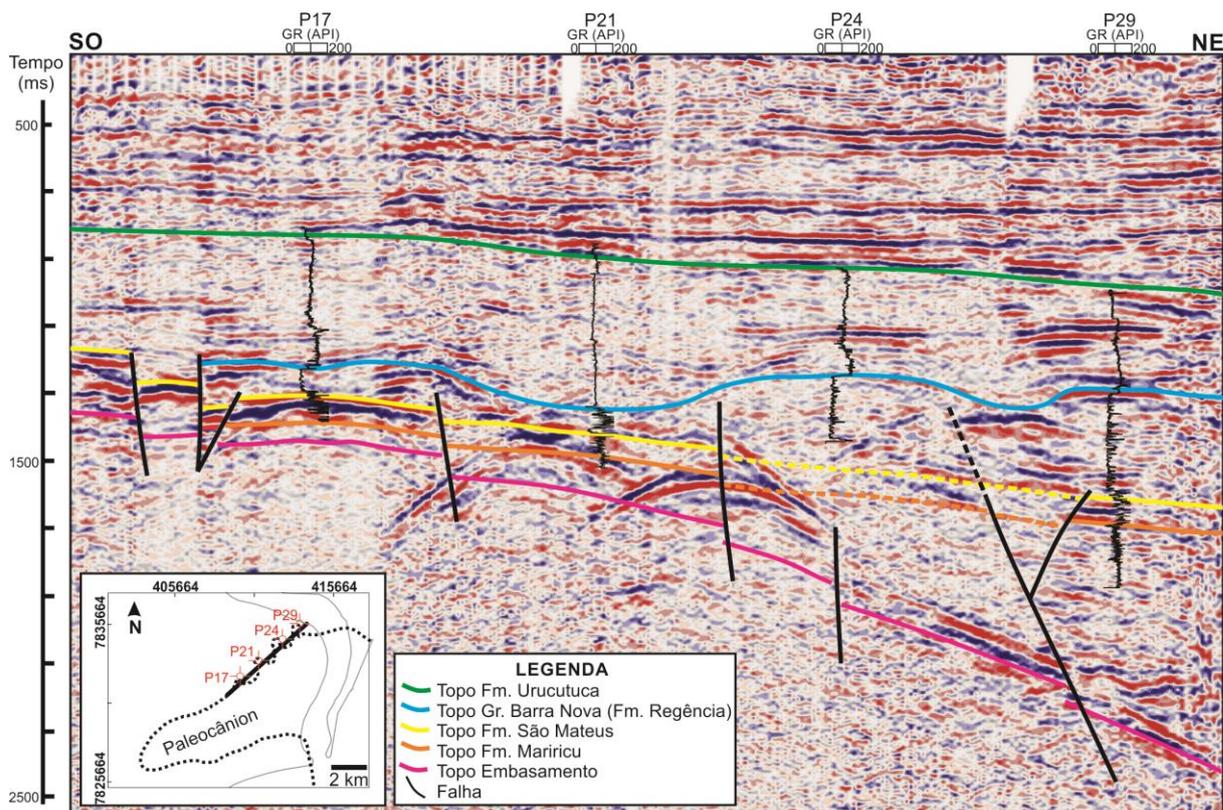


Figura 27: Seção sísmica S27 interpretada da borda noroeste do paleocânion de Regência.

7.2.5. Cretáceo Superior

O topo do Cretáceo Superior foi estabelecido com a ajuda da bioestratigrafia de nanofósseis calcários e padrão sísmico dos refletores. Como também é discordante no topo, tal horizonte foi traçado levando-se em conta o truncamento dos refletores sísmicos (Figura 24). Os refletores sísmicos interpretados como sendo o topo do Cretáceo Inferior não apresentam continuidade para sudoeste da ZCCRD (Figura 28). Entretanto, o poço P2, localizado a sudoeste da área de estudo, apresenta rochas maastrichtianas entre 1380 e 1500 metros conforme Antunes (1990). Na parte proximal do paleocânion, refletores sísmicos caóticos e com amplitude baixa a moderada sugerem depósitos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos de massa na base do paleocânion (Figura 19). Esse intervalo apresenta predomínio de refletores de baixa amplitude com porções de refletores de alta amplitude e descontínuos (Figura 28).

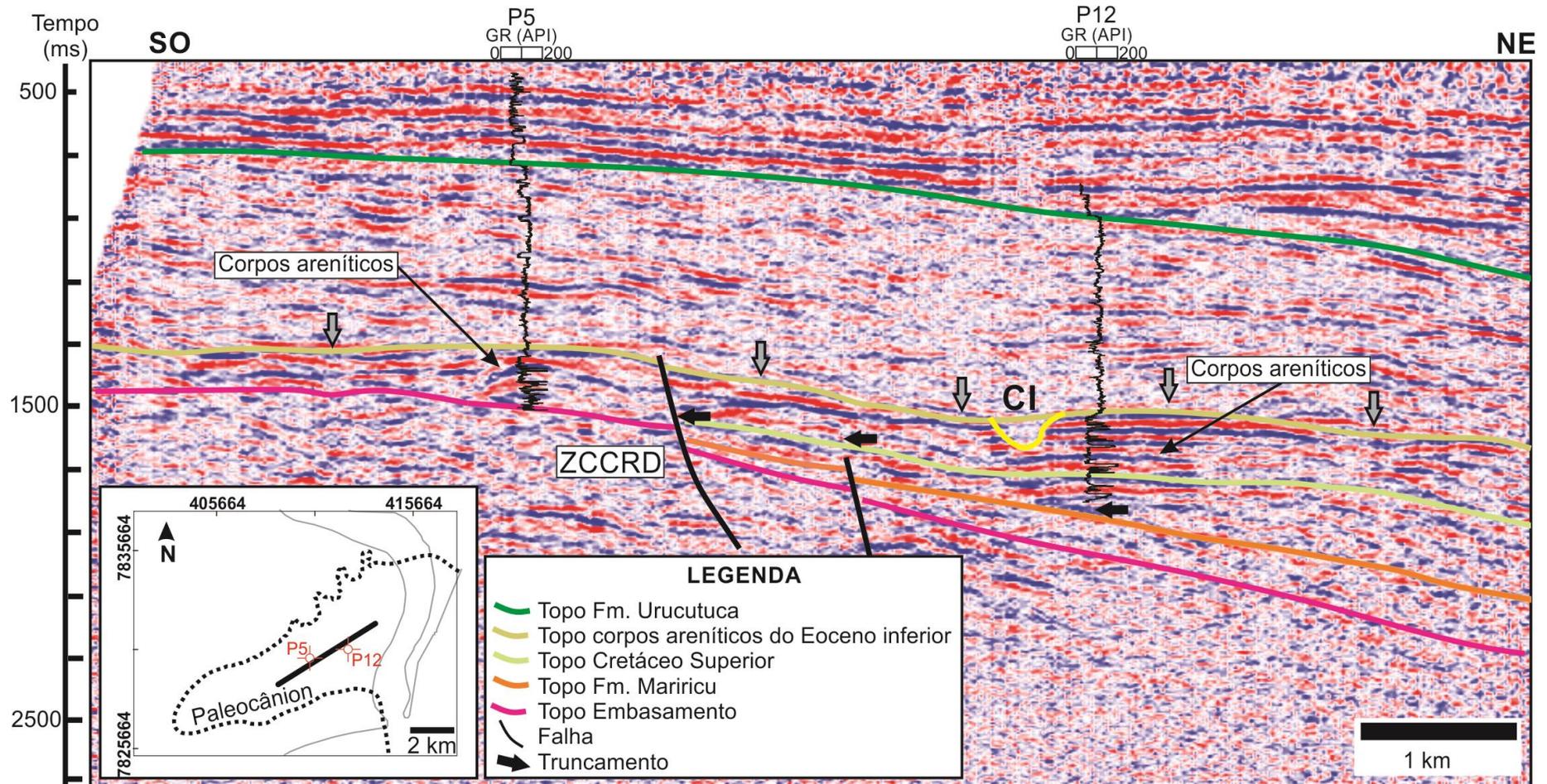


Figura 28: Seção sísmica S11 interpretada e que mostra a Formação Mariricu e o Cretáceo Superior registrados apenas a leste da ZCCRD, não a oeste. CI, canal inciso e setas cinza verticais indicam compactação diferencial.

7.2.6. Corpos areníticos da parte mais baixa do Eoceno inferior

O horizonte do topo dos corpos areníticos eo-eocênicos corresponde à mudança entre refletores de alta amplitude e semi-contínuos (abaixo) e refletores descontínuos de alta amplitude intercalados com refletores de baixa amplitude (acima). O horizonte está limitado predominantemente na porção interna e basal do paleocânion de Regência, porém possui continuidade na direção sudoeste da ZCCRD (Figura 28). A Figura 29 mostra o truncamento lateral dos corpos areníticos, tanto cretácicos quanto eo-eocênicos.

Das características dos refletores sísmicos e da calibração do poço com a sísmica, considera-se que tais sismofácies de alta amplitude sugerem a presença de canais ricos em areia entre litologia pelítica. Acima desse horizonte, até a o topo da formação Urucutuca, não há continuidade lateral nos refletores sísmicos, o que dificultou a divisão de mais intervalos.

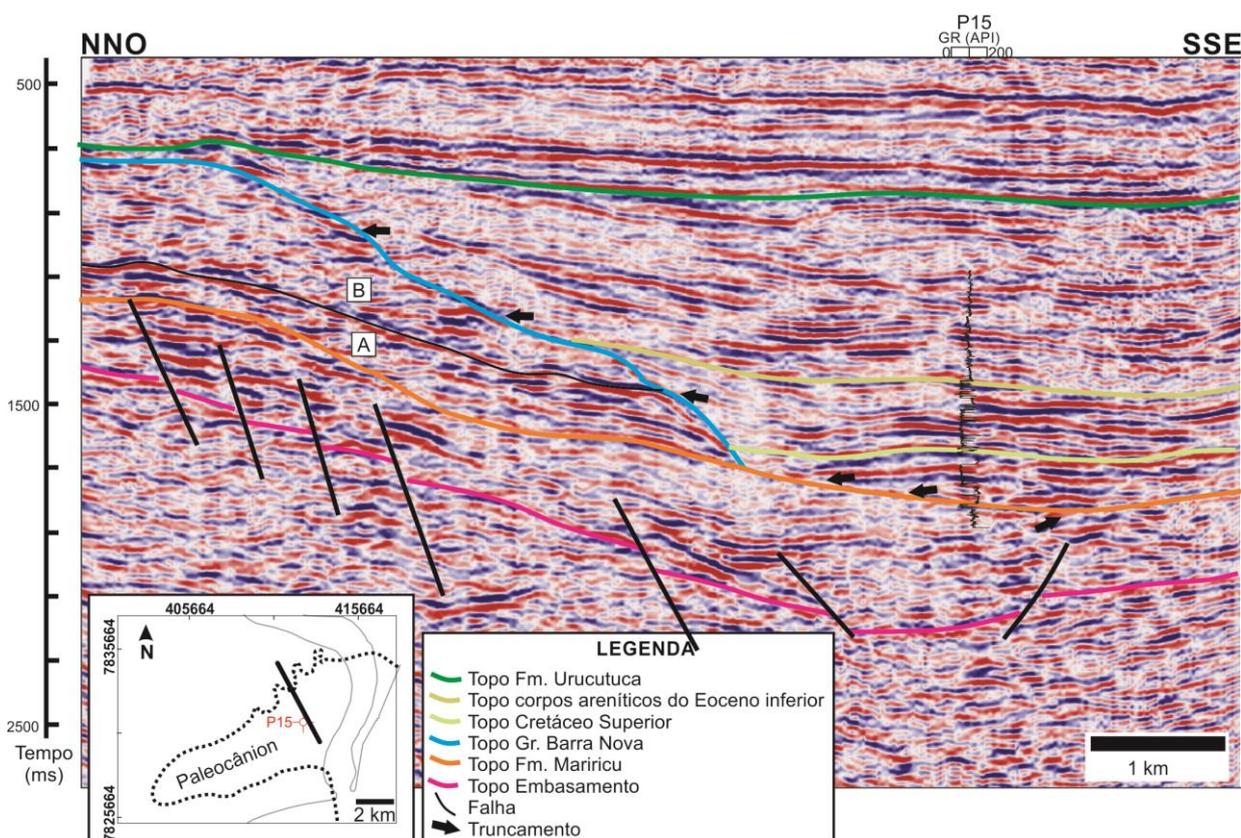


Figura 29: Seção sísmica S24 mostrando truncamento dos intervalos cretácicos e eo-eocênicos. A – Sequência A e B – Sequência B de Tagliari et al. (2013a).

7.2.7. Formação Urucutuca

O horizonte do topo da Formação Urucutuca não é limitado pela borda do paleocânion e possui distribuição em toda a área de estudo. O mapa da contorno estrutural da Formação Urucutuca ainda revela um controle N-S e observa-se também uma depressão de direção NE-SO na parte centro-sul da área, a qual está associada ao depocentro do paleocânion (Figura 30).

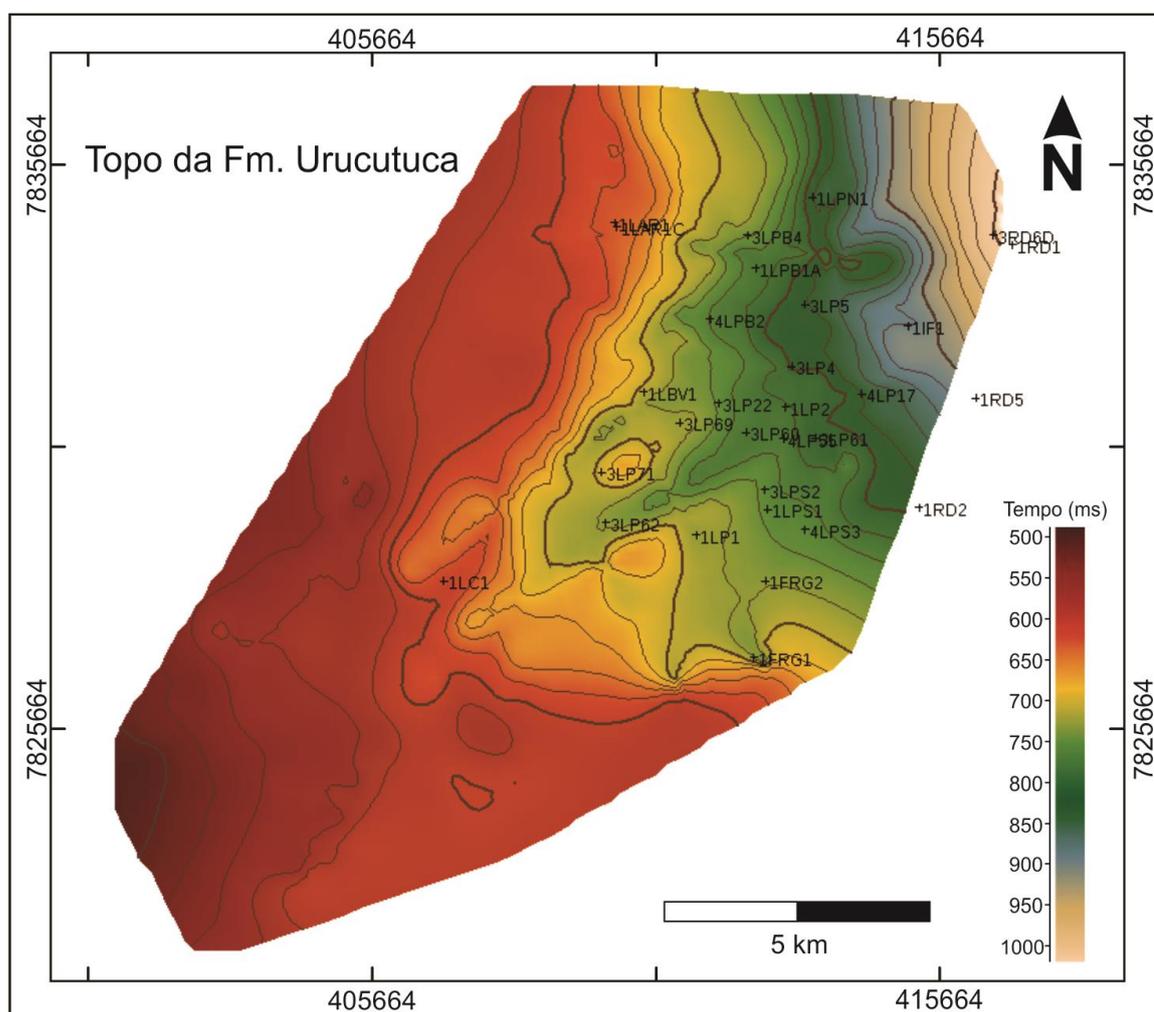


Figura 30: Mapa de contorno estrutural do topo da Formação Urucutuca.

O intervalo até o topo da Formação Uucutuca é caracterizado por refletores sísmicos de alta amplitude descontínuos e obliquos intercalados por refletores de baixa amplitude. Tal padrão sísmico corrobora com a diminuição dos corpos areníticos em direção ao topo da Formação Urucutuca.

Em algumas das seções sísmicas, refletores sísmicos semi-contínuos de alta amplitude margeado por refletores de baixa amplitude podem ser atribuídos aos canais ricos em areia. Esses canais incisos distribuem-se localmente, possuem espessuras da ordem de dezenas metros e largura da ordem de centenas de metros (Figura 31).

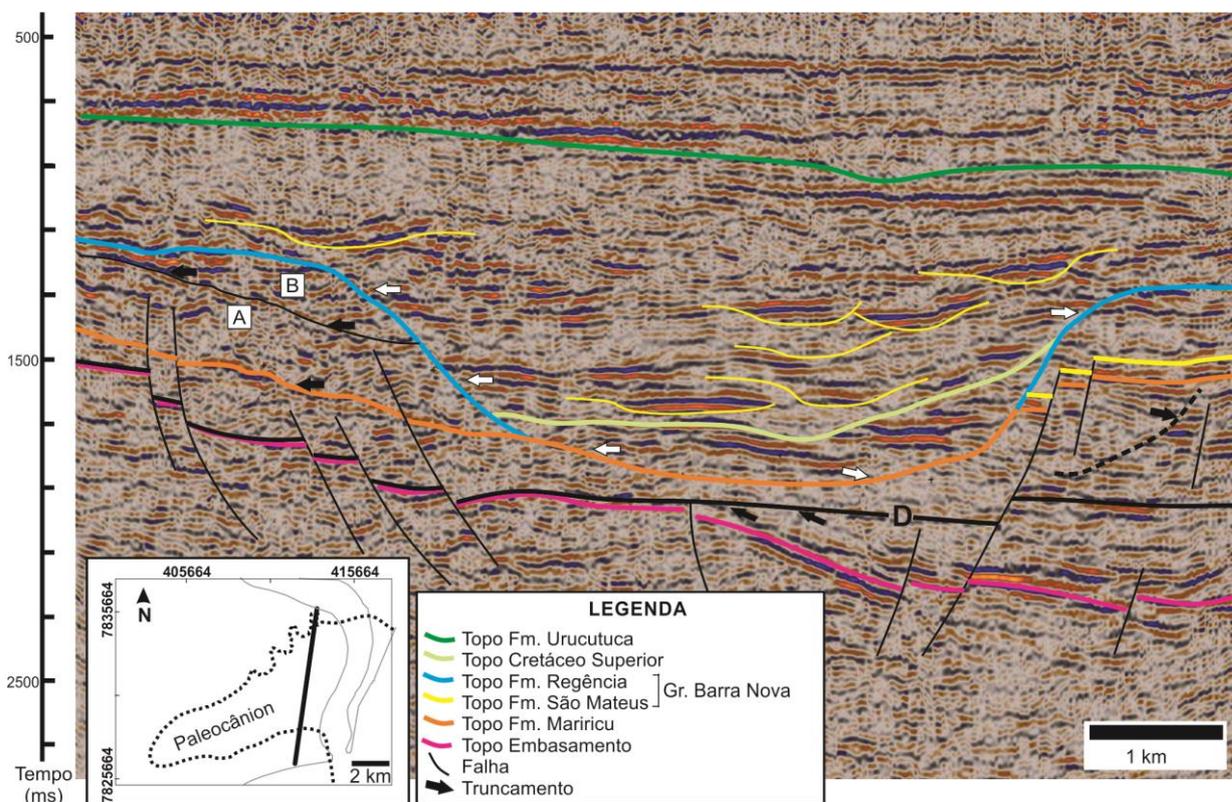


Figura 31: Seção sísmica S15 já apresentada na Figura 18, porém aqui com detalhes adicionais. A seção revela truncamento de refletores entre a base do Grupo Barra Nova e o topo da Formação Mariricu. As letras "A" e "B" indicam intervalos que podem ser atribuídos às sequências "A" e "B" de Tagliari et al. (2013a). Nota-se também um truncamento interno na Formação Mariricu (linha tracejada preta). Linhas amarelas finas mostram posições de canais no interior do paleocânion. A linha identificada como "D" representa a discordância pré-rifte ou local.

Na parte proximal do paleocânion, blocos caracterizados por refletores sísmico de alta amplitude rotacionados e imersos em matriz constituída por refletores de baixa amplitude e caóticos podem indicar a presença de depósitos de deslizamento (Figura 32).

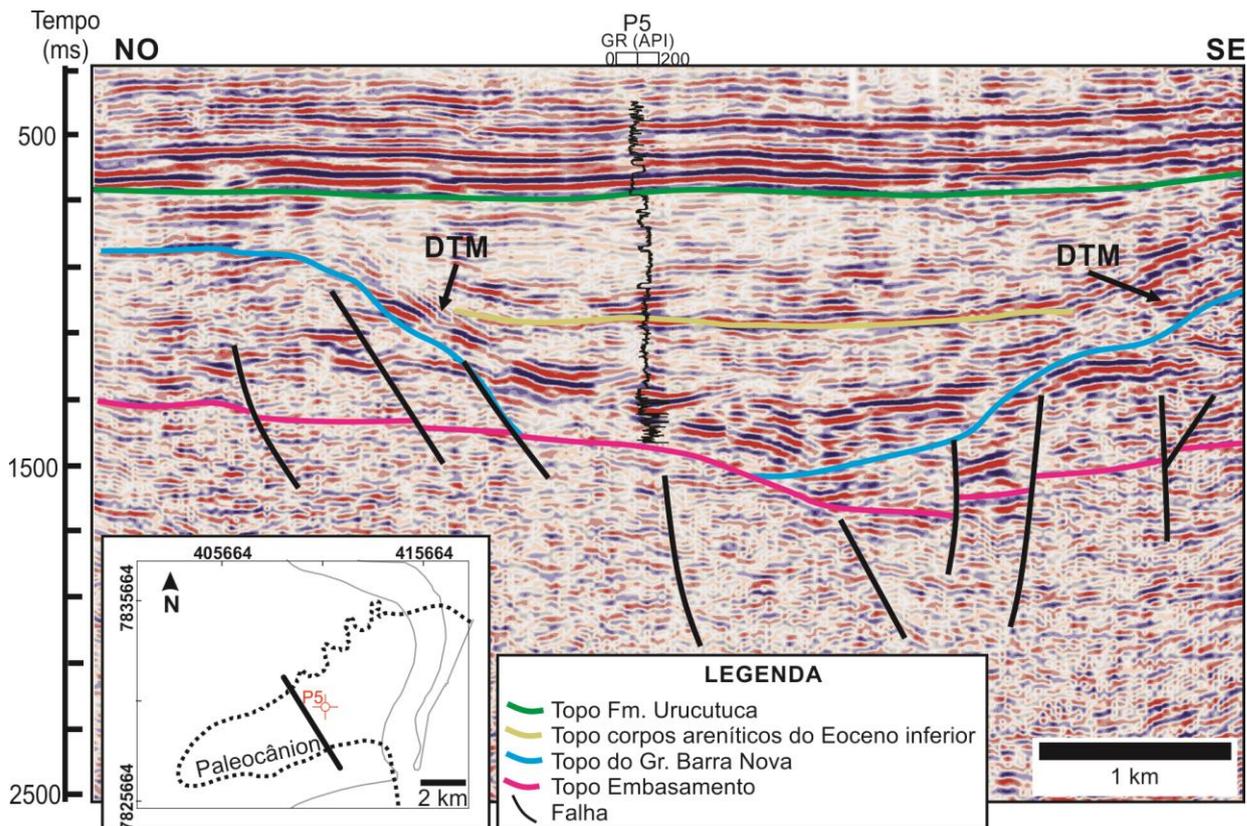


Figura 32: Seção sísmica S13 mostrando prováveis depósitos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos de massa (deslizamento - DTM). Notar que não ocorrem depósitos cretácicos quando comparado com a também proximal seção S2 (Figura 19).

7.3. Seção geológica

A Figura 33 mostra a seção esquemática representativa do paleocânion elaborada de acordo com os dados analisados no presente trabalho. Ao longo de seu eixo principal, o paleocânion recorta completamente o Grupo Barra Nova (formações Regência e São Mateus) e parte dos depósitos da Formação Mariricu (membros Itaúnas e Mucuri). Na porção sul da área de estudo, o topo do embasamento está em uma profundidade de aproximadamente 2.000 metros.

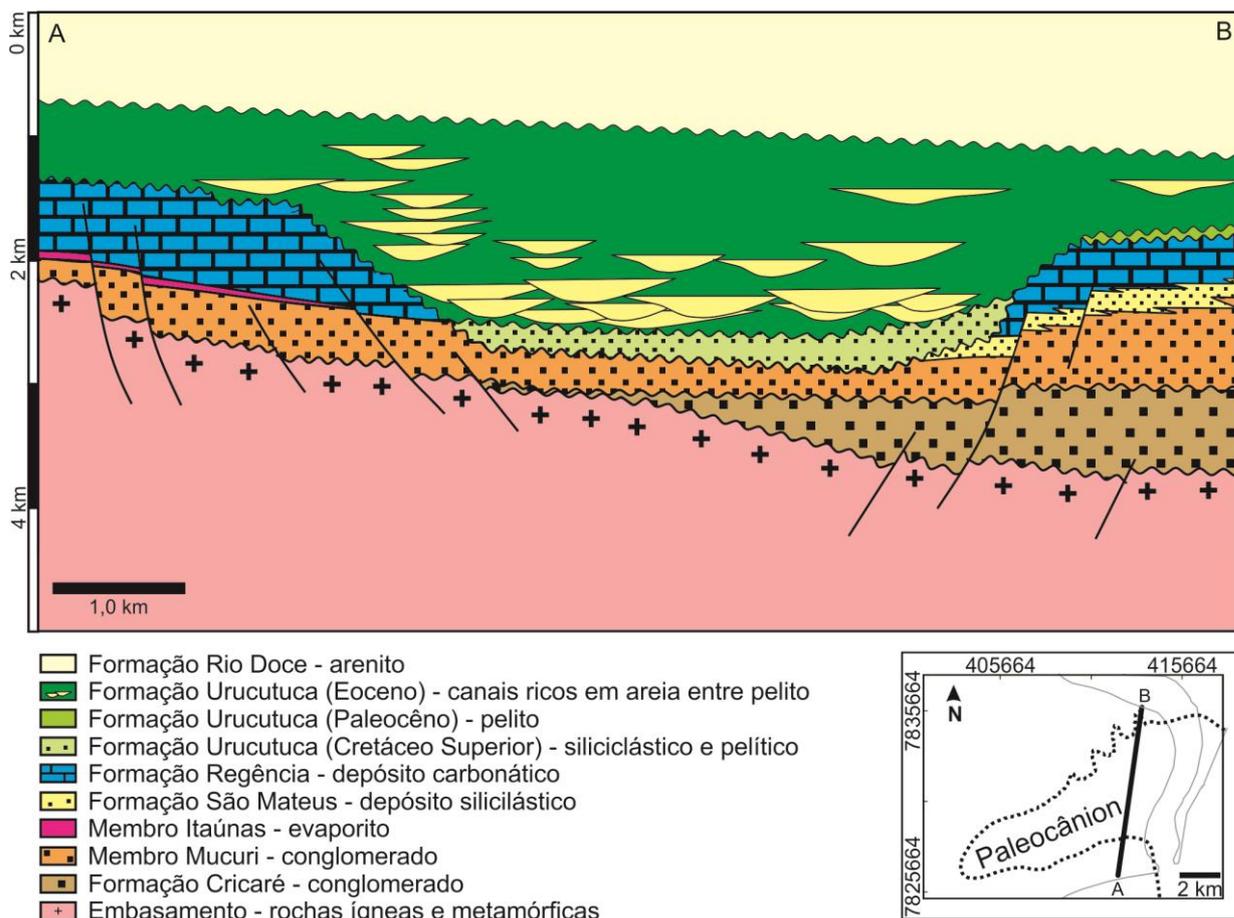


Figura 33: Seção geológica esquemática do paleocânion de Regência de acordo com dados analisados no presente trabalho. Litologia predominante conforme França et al. (2007).

O intervalo equivalente à fase rifte é limitado no topo por uma discordância. Foi interpretado de acordo com os truncamentos dos refletos sísmicos (Figura 18). A fase pós-rifte é representada pelos depósitos de conglomerados e arenitos do Membro Mucuri sobrepostos pelos evaporitos do Membro Itaúnas, que na área de estudo possui espessura de poucos metros e observados somente em dois poços a sul da área. A fase marinha albiana é representada por depósitos siliciclástico-carbonático das formações São Mateus e Regência, respectivamente. O controle estrutural deu-se principalmente pelas falhas normais do embasamento originadas na fase rifte. Os depósitos da Formação Urucutuca têm espessuras entre 350 metros a 1100 m. Os depósitos de arenitos e conglomerados do Cretáceo Superior localizam-se na porção mais baixa do paleocânion e são discordantes no topo. Os depósitos paleocênicos estão restritos ao norte da área. Os depósitos de preenchimento do paleocânion são tipicamente conglomerados e arenitos grossos a finos de canais, amalgamados ou não, e pelitos. Além disso, também ocorrem

depósitos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos de massa (escorregamentos e deslizamentos) e de sedimentos (fluxos de detritos) (MENDES, 1996; BRUHN; WALKER, 1997). Depósitos siliciclásticos da Formação Rio Doce recobrem a porção proximal da área de estudo.

7.4. Morfologia do paleocânion de Regência

Uma vez interpretados os horizontes do Grupo Barra Nova e Formação Mariricu, foi possível estabelecer a morfologia do paleocânion de Regência (Figura 34). Morfológicamente em perfil o paleocânion apresenta forma de “U achatado”.

A porção a montante do paleocânion de Regência situa-se a sudoeste da área de estudo. Os mapas de contorno estrutural (Figura 20 e Figura 22) indicam que a cabeceira do paleocânion foi controlada pelas falhas normais de direção NE-SO, muito bem marcadas até a Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (ZCCDR). Nota-se também que falhas de direção praticamente N-S escalonaram a porção proximal do paleocânion (Figura 34). A porção proximal possui em média 3,5 km de largura, aproximadamente 9,0 km de comprimento e o desnível vertical varia de menos de 1,0 km a aproximadamente 1,6 km, até a ZCCRD.

No seu eixo principal, o paleocânion apresenta maior aprofundamento a leste da ZCCRD. No lado leste da ZCCRD, a borda sul ainda possui controle predominante da falha NE-SO, porém o limite norte do paleocânion de Regência possui direção NNE-SSO acompanhando quase que paralelamente a ZCCRD. Nessa parte, o paleocânion de Regência atinge mais de 5,0 km de largura, acima de 7,0 km de comprimento e desnível vertical de mais de 2,1 km.

Segundo Oliveira et al. (2018) está sendo realizado um trabalho para delimitar o contorno morfológico do paleocânion de Regência tanto na porção emersa como submersa adjacente. Segundo os autores, o paleocânion atinge uma profundidade de 1800 ms (tempo duplo), aproximadamente 1,9 km, na porção emersa. No presente trabalho obteve-se uma profundidade sísmica de até 2000 ms, aproximadamente 2,1 km (Figura 34) na porção mais distal da área estudada.

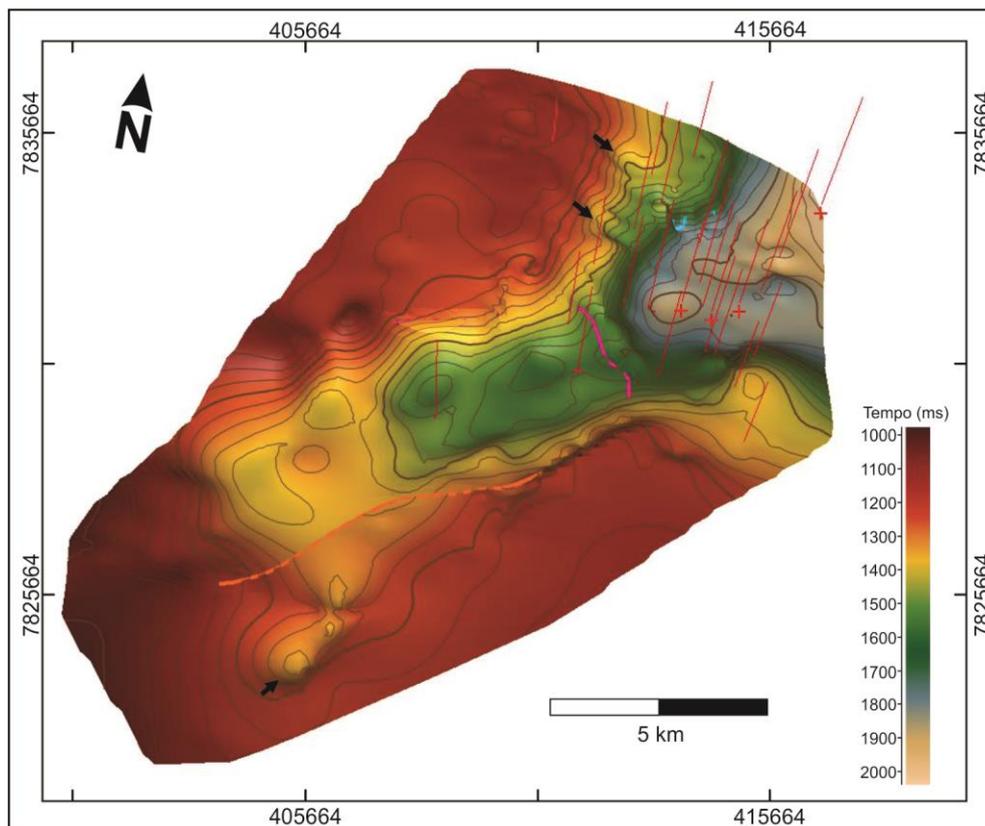


Figura 34: Mapa de contorno estrutural da discordância Pré-Urucutuca, equivalendo à morfologia tridimensional do paleocânion de Regência. Setas indicam canais secundários. Os traços vermelhos verticais representam poços.

8. DISCUSSÃO

8.1. Origem e preenchimento do paleocânion de Regência

Na seção sísmica da Figura 31 (seção igual à da Figura 18, porém com alguns elementos adicionais indicados), observa-se que o topo da Formação Mariricu na região do paleocânion equivale a uma discordância já com geometria de extensa calha rasa. Esta geometria foi controlada por falhas normais que escalonaram blocos do embasamento, e da Formação Mariricu sobreposta. Nota-se também um truncamento interno nesta formação, indicando início de instabilidade tectônica já durante a sua deposição, no Aptiano.

No intervalo que compreende o Grupo Barra Nova há truncamentos de refletores que sugerem processos de erosão também controlados pelo abatimento de blocos do embasamento uma vez que o topo da Formação Mariricu é paralelo a discordâncias internas do Grupo Barra Nova (Figura 31). Estas discordâncias podem

estar relacionados às sequências informais A (inferior) e B (superior) definidas por Tagliari et al. (2013a); neste caso, os intervalos seriam limitados por pequenas discordâncias originadas pelas variações do nível relativo do mar.

A Figura 35 e Figura 36 mostram seções sísmicas projetadas na morfologia tridimensional do paleocânion de Regência e auxiliam na descrição e no entendimento da sua evolução. O paleocânion é mais estreito e raso a oeste da ZCCRD e, torna-se mais largo e profundo a leste. O sistema de *grabens* de direção NE-SO, associado muito provavelmente à reativação de falhas do embasamento durante o Eocretáceo (fase rifte), se constitui o principal responsável pela paleofisiografia da porção proximal do paleocânion. Além disso, falhas normais de direção praticamente N-S atuaram na cabeceira e porção proximal do paleocânion de Regência. Por outro lado, a leste da ZCCRD, o controle tectônico ocorreu principalmente pelas falhas normais norte-sul. Uma vez estabelecido o arcabouço estrutural local, a eustasia pode ter sido determinante na exposição da plataforma siliciclástica-carbonática do Grupo Barra Nova e consequente formação de vales incisos. Esta interpretação sobre a influência das variações do nível do mar levou em consideração não só as sequências A e B de Tagliari et al. (2013a), já mencionadas acima, como também o trabalho de Shepard (1981) sobre diversos cânions submarinos. Segundo este autor, incisões fluviais, causadas em condições de nível relativo do mar baixo, assim como o tectonismo, são importantes durante as primeiras fases evolutivas dos cânions; posteriormente, com a subida do nível do mar, estes fatores perdem gradativamente a importância e são suplantados por processos submarinos. Da mesma forma, Tagliari et al. (1993, 2013a) e Mendes (1996) comentaram que a origem do paleocânion de Regência esteve associada ao desenvolvimento precursor de canais e vales incisos sobre a plataforma siliciclástica-carbonática do Grupo Barra Nova, transporte de sedimentos erodidos da plataforma para o ambiente marinho mais profundo e consequentes erosões submarinas.

Uma vez estabelecido o arcabouço morfológico, quatro fases principais de preenchimento do paleocânion de Regência podem ser reconhecidas: fase inicial, fase de *by-pass*, fase dos complexos de canais e fase de transgressiva / mar alto. Na fase inicial foram depositados os fluxos gravitacionais subaquosos de massa e

sedimentos que recobriam a discordância da base do paleocânion. Tais depósitos muito provavelmente foram erodidos pela fase de *by-pass*, período no qual o paleocânion atuou principalmente como conduto para os fluxos gravitacionais subaquosos de sedimentos, que se dirigiam as partes mais profundas da bacia. A terceira fase corresponde à deposição dos complexos de canais que preencheram grande parte do paleocânion e corresponde ao Trato de Sistema de Mar Baixo. A quarta fase é marcada pelos depósitos pelíticos do Trato de Sistema Transgressivo e terminam em *downlap* sobre o complexo de canais da terceira fase a qual é seguida pelo Trato de Sistema de Mar Alto.

De acordo com as seções sísmicas do presente estudo, pode-se argumentar que durante o eo-Eoceno ocorreu o preenchimento parcial da porção proximal do paleocânion e da porção norte no lado distal do paleocânion (leste da ZCCRD). Esse fato está relacionado à maior elevação das bordas do paleocânion pelas falhas NE-SO e a ZCCRD. Levando em consideração o topo da Formação Urucutuca, pode-se argumentar que o preenchimento total da parte norte do paleocânion ocorreu posteriormente ao preenchimento proximal, provavelmente devido ao menor desnível vertical a oeste da ZCCRD (Figura 35). Na porção central, a leste da ZCCRD, o paleocânion foi praticamente todo preenchido durante o eo-Eoceno, dado que ocorreu um rebaixamento da borda do paleocânion devido ao abatimento de blocos por falhas normais (Figura 36). A sudoeste da ZCCRD, as fácies sísmicas e o padrão cilíndrico do raio gama apresentam similaridades com as correspondentes sismofácies e o raio gama da parte interna (Figura 28 e Figura 36). Pode-se inferir que o preenchimento eo-eocênico do paleocânion pertence à mesma fonte deposicional do depocentro, isto é, o complexo de canais ricos em areia.

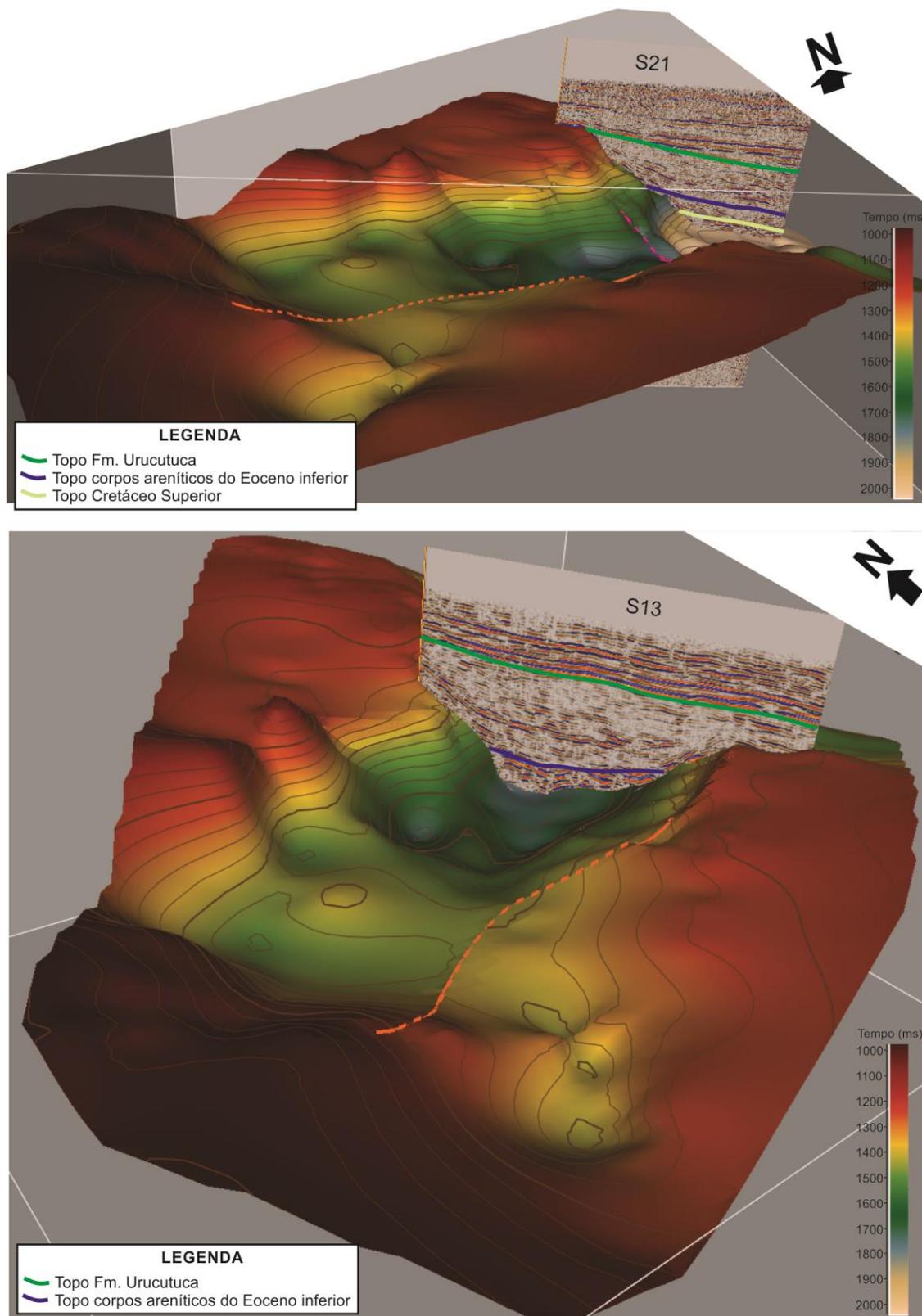


Figura 35: Duas superfícies de contorno que equivalem a fisiografias tridimensionais do paleocânion de Regência em diferentes posições, mostrando a história de preenchimento através de seções sísmicas, uma na área distal (S21) e outra na proximal (S13). Notar que sedimentos da Formação Urucutuca ultrapassaram as margens do paleocânion na parte proximal.

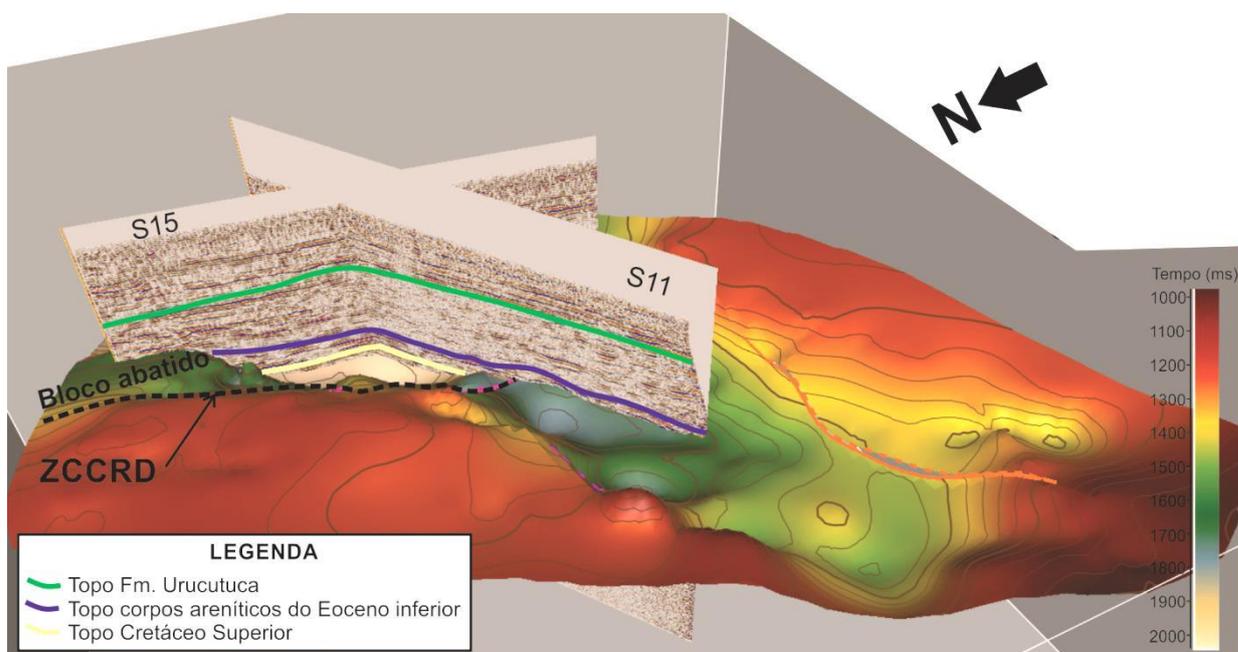


Figura 36: Superfície de contorno equivalente à fisiografia tridimensional do paleocânion de Regência e duas seções sísmicas ortogonais para mostrar o preenchimento. Na porção basal estão presentes depósitos cretácicos que não ultrapassam a ZCCRD. A porção superior dos corpos areníticos depositados no início do eo-Eoceno possui continuidade na porção proximal.

Em suma, a interpretação sísmica corrobora que a formação do paleocânion ocorreu em um intervalo grande de tempo, tendo sido estruturalmente controlado já a partir do Aptiano e, dominado por processos erosivos que duraram até o Paleoceno. Em contrapartida, de acordo com interpretações bioestratigráficas de Antunes (1990), o tempo de preenchimento do paleocânion foi relativamente mais curto, entre 56,0 Ma e 41,2 Ma, sendo que já no Ypresiano (56,0 Ma a 47,8 Ma) o cânion já estava quase que totalmente preenchido. De acordo com Bruhn e Walker (1997) a deposição dos complexos de canais ricos em areia teria ocorrido em um período de 1,3 Ma (57,8 a 56,5 Ma) e, portanto, cada um dos complexos teria se depositado em períodos de aproximadamente 140.000 anos, que sugere que o suplemento sedimentar teria sido controlado por mudanças climáticas.

Voltando à seção sísmica da Figura 31, esta apresenta adicional importância por evidenciar nítidos paleocanais (vales incisos), com cerca de 1,0 km de largura e alcançando 200-300 m de espessura (feições de escavação e preenchimento) na porção eocênica da Formação Urucutuca que preenche o paleocânion. A Figura 37

mostra seções verticais esquemáticas que compreendem distintos padrões de empilhamento de canais de paleocânions formados em ambiente de talude a planície abissal.

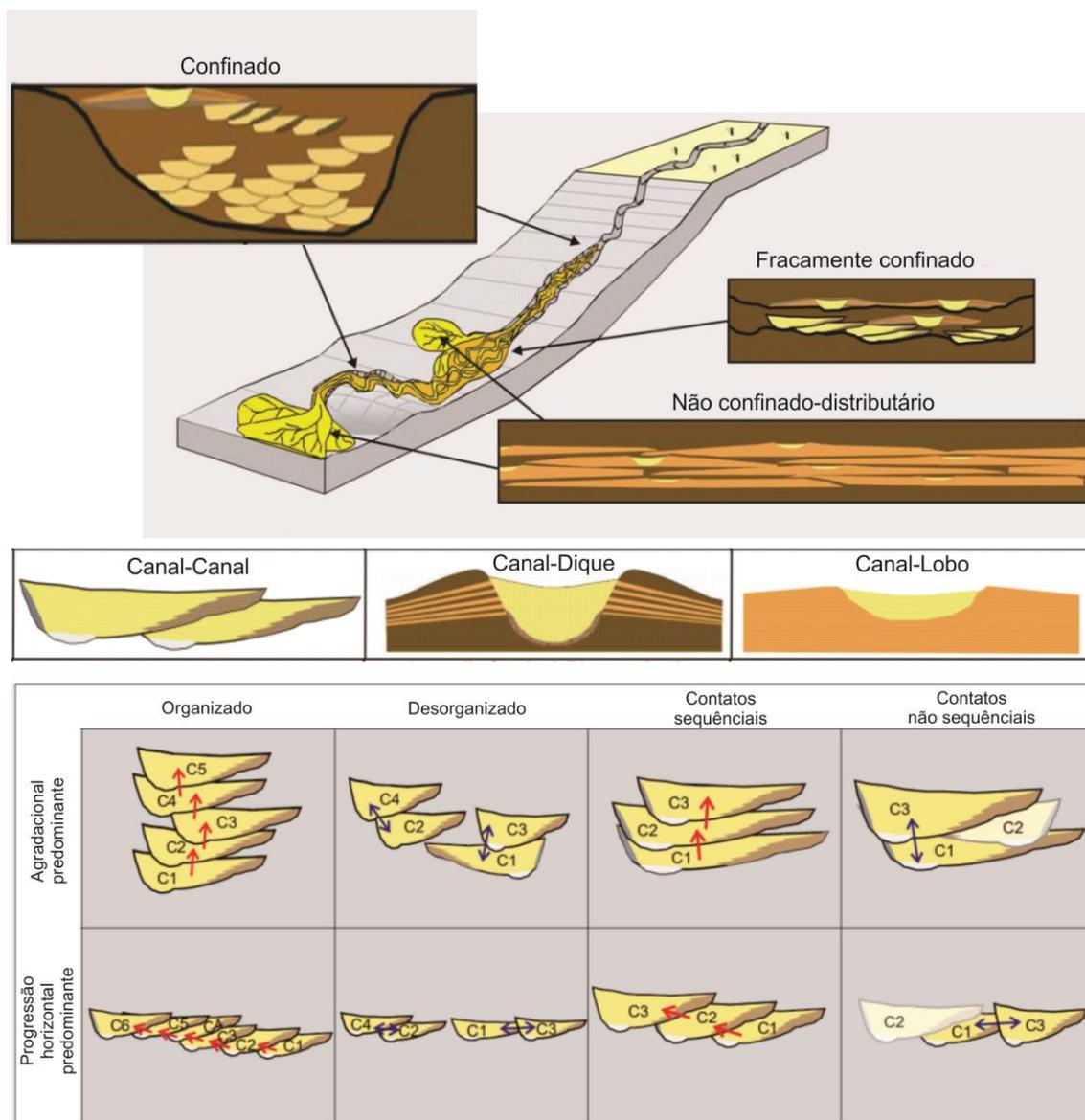


Figura 37: Modelos de canais de cânions em contexto confinado, fracamente confinado e não confinado-distributário no perfil de talude a planície abissal. Também são mostrados elementos arquiteturas – canal-canal, canal-dique e canal-lobo. Abaixo estão esquematizados os diferentes padrões de canais conforme suas relações laterais e verticais. As setas indicam a sequência de deposição (modificado de Funk; Slatt; Pyles, 2012).

Os contextos dos canais classificam-se em: confinados, fracamente confinados e não confinados-distributários (FUNK; SLATT; PYLES, 2012). No presente estudo, os canais abundantes e próximos entre si, ricos em areia, de idade eo-eocênica, adequam-se ao modelo do contexto confinado e, mais acima, com

maior dispersão lateral dos canais ricos em areia, eles passam gradualmente ao modelo menos confinado. A comparação com os modelos teóricos é complexa, entretanto acredita-se que, além do elemento arquitetural canal-dique (BRUHN; WALKER, 1997), presente na porção mais superior dos corpos areníticos depositados no Eoceno inferior, estejam presentes na base complexos canal-canal (Figura 37). Os complexos canal-canal são bem marcados pelo padrão cilíndrico do raio gama dos poços estudados, comumente são constituídos por conglomerados e localizam-se abaixo dos complexos canal-dique (Figura 16).

A Figura 38 também mostra esquemas de arranjos de canais em paleocânions e o padrão sísmico do empilhamento de canais, segundo Schwab, Cronin e Ferreira (2012). O empilhamento de canais dispersos indicaria um alto espaço de acomodação enquanto que canais amalgamados indicariam baixo espaço de acomodação. Nas seções sísmicas no interior do paleocânion de Regência podem ser reconhecidos refletores sísmicos que sugerem tanto canais empilhados, quanto canais dispersos, aumentando os dispersos no sentido do topo da Formação Urucutuca.

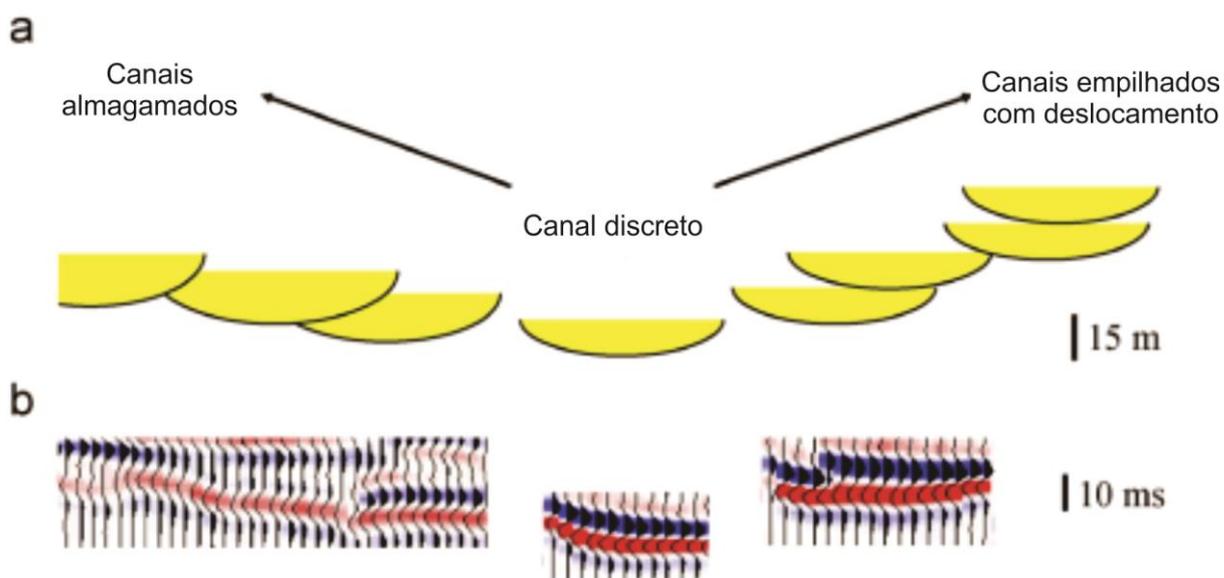


Figura 38: Em (a) estão esquematizados canais de cânions discretos, canais com empilhamento deslocado e canais amalgamados. Em (b) são apresentados os respectivos padrões sísmicos do empilhamento de canais (modificado de Schwab, Cronin e Ferreira, 2012).

Outra característica determinante no preenchimento do paleocânion de Regência é que os canais submarinos são formados predominantemente por fluxos turbidíticos de alta densidade, que podem ser iniciados e modificados a partir de fluxos de lama e detritos. Os canais erosivos originalmente ocorrem nas áreas escarpadas do talude, onde os fluxos se aceleram e estão propícios a deposição de conglomerados em substrato mais íngreme. Já os complexos de canais-dique formam onde o fluxo tende a desaceleração (POSAMENTIER, 2006) e que correspondem aos complexos de canais-dique estudados por Bruhn e Walker (1997).

A análise do perfil de resistividade dos poços mostra que há predomínio de valores de resistividade entre um a dez ohm.m, o que sugere a presença de água doce preenchendo os poros dos depósitos areníticos dos canais. Valores maiores que 100 ohm.m, que são indicativos da presença de hidrocarbonetos, são raros, predominam nos reservatórios produtores de Lagoa Parda (seção superior dos corpos areníticos depositados no Eoceno inferior) e não apresentam continuidade lateral. A Figura 39 mostra o contato entre água e óleo num intervalo rico em areia. Os padrões de empilhamento dos canais ricos em areia podem ser altamente variáveis mesmo em curtas distâncias ao longo do eixo principal do canal e precisam ser levados em consideração com muita cautela nos projetos de exploração/exploração de hidrocarbonetos (MAYALL; JONES; CASEY, 2006).

Nota-se uma taxa de compactação diferencial dos depósitos sobrepostos ao embasamento (Figura 28). Além disso, diferentes taxas de compactação também podem ser observadas nas porções internas no bloco baixo (leste da ZCCRD). A compactação diferencial interna seria resultado da distinta suscetibilidade de compressão entre depósitos areníticos e conglomeráticos e depósitos pelíticos marinhos e dos diques marginais dos canais ricos em areia, uma vez que a areia se compacta menos que a argila (FOSSEN, 2015). A compactação diferencial entre arenitos e pelitos resultou na formação de altos estruturais que foram alvos exploratórios (Figura 13).

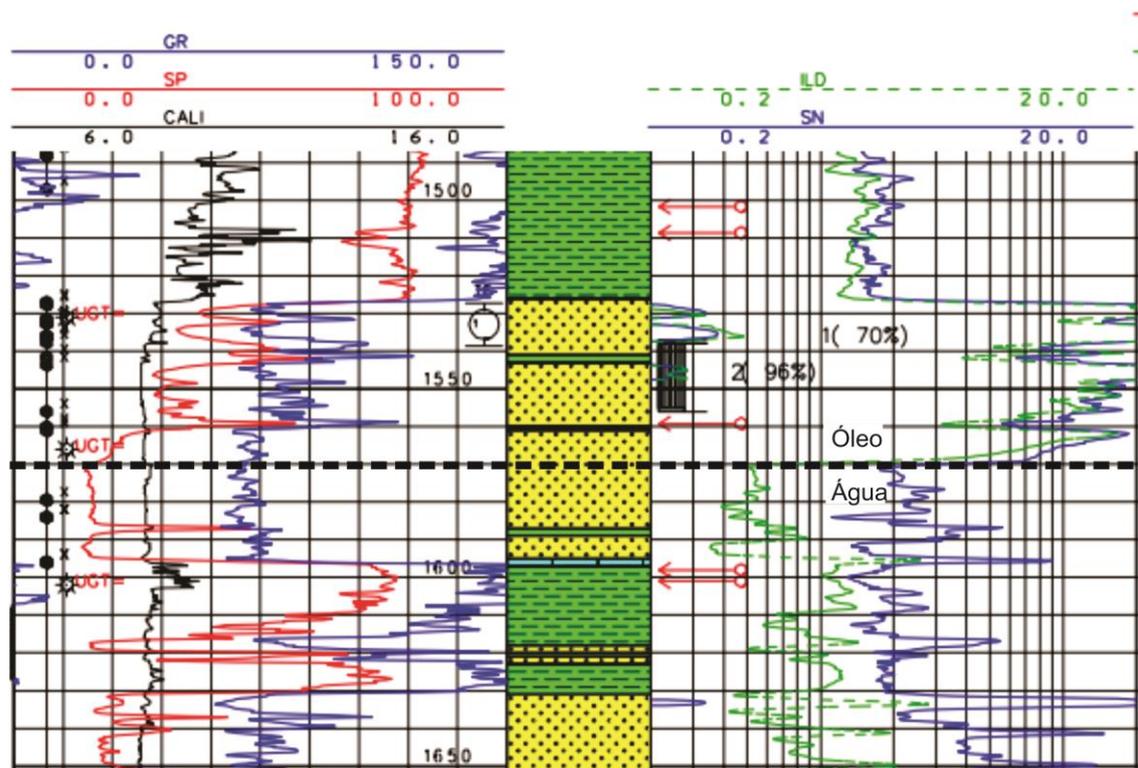


Figura 39: Poço P20 mostrando o contato água-óleo em torno de 1570 metros. Notar que o intervalo com óleo apresenta 40,0 m de espessura e, portanto não visível na escala sísmica. ILD, resistividade em ohm.m e GR, raio gama em graus API.

8.2. Detalhamento dos fatores de controle no desenvolvimento do paleocânion de Regência

8.2.1. Variações relativas do nível do mar

A Figura 8 auxilia na discussão do assunto, pois mostra uma compilação de diversas informações bibliográficas: a tabela cronoestratigráfica com biozonas de Antunes (1990), a variação do *onlap* costeiro e curva eustática de Haq, Hardenbol e Vail (1988) e os eventos erosivos identificados por Antunes (1990) e discordâncias de Pereira (1994) e Mendes (1996).

As discordâncias apresentadas nas cartas cronoestratigráficas das bacias são de caráter regional, sendo boa parte delas identificadas por hiatos bioestratigráficos (FRANÇA et al., 2007). Entretanto, discordâncias que fogem à resolução bioestratigráfica não são detectadas. Tagliari (1993) e Pereira (1994) reconheceram algumas dessas discordâncias dentro do Albiano, as quais, segundo os autores, seriam responsáveis pelo desenvolvimento de vales incisos na plataforma de Regência, precursores dos paleocânions de Regência e Cedro.

Do Albiano ao Paleoceno, intervalo no qual predominaram processos erosivos durante a formação do cânion, os dados globais evidenciam nível relativo do mar bastante alto, mas com três episódios de quedas do *onlap* costeiro de primeira ordem (Figura 8) e outras quedas de 2^a e 3^a ordens, as quais devem ter sido responsáveis pela origem de grandes discordâncias erosivas, principalmente junto às porções mais proximais (MENDES, 1996). Este fato é até mesmo representado na carta cronoestratigráfica da bacia do Espírito Santo (FRANÇA et al., 2007) (Figura 4), na qual predominantemente faltam depósitos proximais. Os depósitos da Formação Urucutuca, quando presentes, estão associados às fases de maior *onlap* costeiro, como visto no Maastrichtiano (Figura 4).

Durante o Paleoceno houve uma diminuição global do nível relativo do mar de primeira ordem (HAQ; HARDENBOL; VAIL, 1988). Este fato provavelmente controlou a total ausência de depósitos paleocênicos no paleocânion. Rochas maastrichtianas também foram erodidas já que estas estão presentes predominantemente na porção central e interna do bloco baixo do paleocânion de Regência. Uma superfície erosiva é claramente observada no topo dos depósitos cretácicos (Figura 24).

No eo-Eoceno houve uma tendência transgressiva global de primeira ordem (HAQ; HARDENBOL; VAIL, 1988). Assim, tanto na parte interna quanto em áreas adjacentes ao paleocânion, sedimentos da biozona eo-eocênica N-405 (*Neochiastozygus chiastus*) sobrepõem rochas maastrichtianas ou mesmo mais antigas (ANTUNES, 1990, BRUHN; WALKER, 1997).

É evidente que variações eustáticas também controlaram o preenchimento eo-meso-eocênico do paleocânion. As seções sísmicas mostram truncamentos de refletores e canais incisos de dezenas de metros de espessura e centenas de metros de largura que podem ser atribuídos a variações de 2^a ou 3^a ordem do nível relativo do mar e, conseqüente mudanças do nível de base (Figura 31).

8.2.2. Tectonismo, vulcanismo e halocinese

Conforme já demonstrado, o arcabouço estrutural da área do paleocânion de Regência foi controlado principalmente por dois conjuntos de falhas normais com

orientação N-S e NE-SO. As falhas normais de direção NE-SO formaram *graben* que delimitou as bordas da porção proximal e distal do paleocânion de Regência na área de estudo. A leste da ZZCRD ocorreu um alargamento do paleocânion devido ao abatimento de blocos pelas falhas normais de direção N-S. Estas falhas também propiciaram o desenvolvimento de canais tributários menores ao longo da margem norte (BRUHN; WALKER, 1997) (Figura 34 e Figura 40). Nota-se também que a porção proximal foi fortemente estruturada pelas falhas normais de direção N-S e que muito provavelmente tais falhas tiveram papel determinante na origem de canais secundários de grande porte a sudoeste da área de estudo (Figura 20 e Figura 27). Além disso, desde o início a porção proximal apresenta largura mais ou menos constante ao longo do eixo principal do paleocânion devido a grande influência das falhas de direção NE-SO (Figura 22).

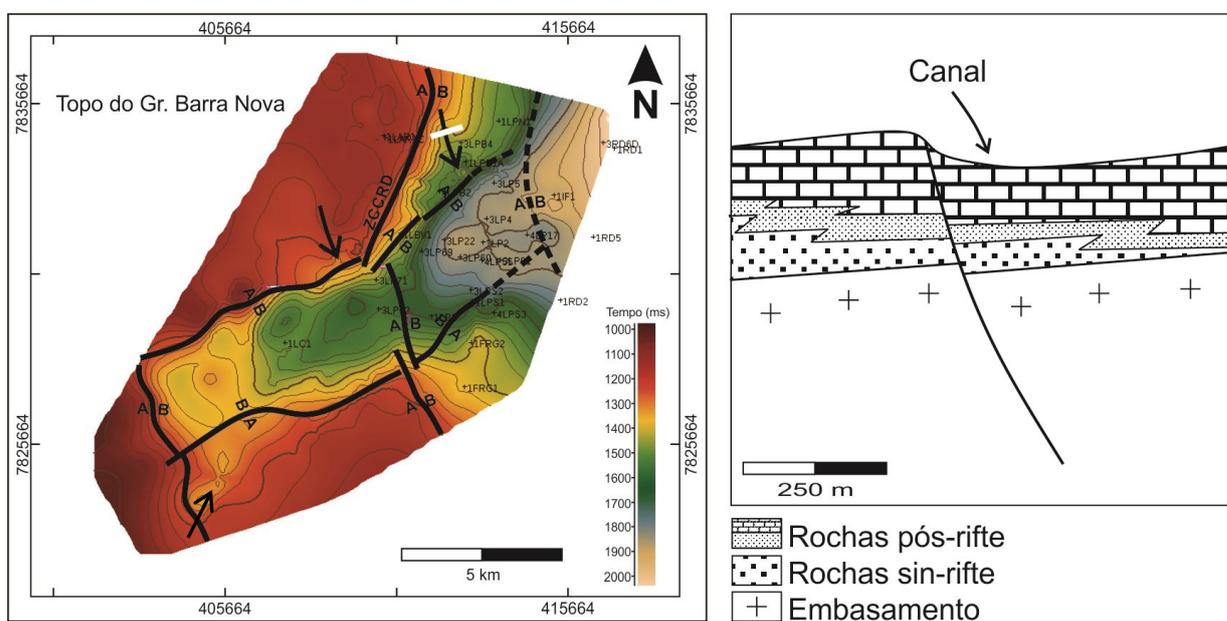


Figura 40: A esquerda, mapa de contorno estrutural do topo do Grupo Barra Nova; setas indicam a presença de canais secundários. À direita, seção esquemática do paleocânion (linha branca) mostrando a formação de canais a partir do abatimento e rotação por falhas normais.

Bruhn e Walker (1997) e França et al. (2007) argumentam que as camadas evaporíticas são pouco espessas na porção proximal do paleocânion devido à “fuga” dos sais ao longo dos planos de falhas lístricas, e assim consideraram que elas teriam exercido o principal controle no desenvolvimento da borda do paleocânion (Figura 14). No presente trabalho verificou-se que somente nos poços externos P1 e P3 há camadas de sal, sendo que estas apresentam espessuras pouco expressivas

(12 e 3 m, respectivamente). De acordo com as seções sísmicas aqui analisadas, não há evidências de falhamentos lístricos associados à evaporitos na margem do paleocânion. Nos poços internos, a ausência de evaporitos provavelmente se deve à erosão ou não deposição. Diferentemente dos autores citados, constatou-se que as falhas do embasamento possuem continuidade nos intervalos da Formação Mariricu e Grupo Barra Nova, e, portanto, teriam exercido o principal controle estrutural das margens do paleocânion de Regência (Figura 18 e Figura 19).

Segundo Chang et al. (1992) e França et al. (2007), a atividade vulcânica que deu origem às rochas da Formação Cabiúnas, com idades entre 118 e 136 Ma, foi mais intensa durante o Hauteriviano, porém, aparentemente, não teve nenhuma influência local na estruturação do paleocânion. Somente um dos poços (P4) analisados nesse trabalho possui intervalo de rocha vulcânica, com espessura inferior a dez metros.

Entre o Coniaciano ao Eoceno, o vulcanismo foi recorrente na bacia do Espírito Santo (BRUHN; WALKER, 1997). No Paleoceno e Eoceno, eventos associados ao vulcanismo de Abrolhos propiciaram um soerguimento, num período relativamente curto, de grande proporção do embasamento (CHANG et al., 1992). Segundo Mohriak (2006), o soerguimento máximo teria ocorrido em torno de 50 Ma (eo-Eoceno). Na área de estudo, Mendes (1996) observou o soerguimento através da curva de tempo *versus* subsidência, tanto para o bloco a leste, quanto para aquele a oeste da ZCCRD. O vulcanismo de Abrolhos teria resultado em sobrecarga junto às porções mais distais da bacia e, conseqüentemente, soerguimento na borda e área continental (MENDES, 1996). Apesar de Bruhn e Walker (1997) e França et al. (2007) relatarem que basaltos são encontrados em muitos poços *onshore* e *offshore* da Bacia do Espírito Santo, nenhum dos poços analisados apresenta camadas de rochas vulcânicas intercaladas à Formação Urucutuca.

Na porção proximal, depósitos neocretácicos podem ter sido preservados devido a abatimento e rotação de blocos por falhas normais (Figura 41). Na porção proximal interna do paleocânion, nota-se que a reativação das falhas do embasamento deu-se por quase todo o preenchimento do paleocânion (Figura 19), que podem ter atuado na compartimentalização dos reservatórios, principalmente na porção proximal. Ainda na parte proximal, padrões de refletores sísmicos

relacionados a escorregamentos (Figura 19 e Figura 32) podem ser vistos na base e, mais comumente associada à borda do paleocânion. As disposições desses refletores permitem interpretar a ocorrência de deslizamentos tanto por curtas quanto longas distâncias no eixo principal do paleocânion. Na porção mais distal, tanto em seções transversais, como em longitudinais, a ausência de falhas pode ser atribuída à grande profundidade do embasamento.

O tectonismo também pode ter tido papel fundamental durante a deposição dos complexos de canais-dique no paleocânion de Regência (MENDES, 1996). Tal fato é corroborado pelo modelo de Mutti (1992) em que associam eventos de sedimentação cíclica a períodos tectonicamente ativos. Para Mutti (1992) as sequências *thinning* e *finning-upward* se repetem com o tempo e são determinadas pelos seguidos processos de inclinação tectônica do substrato. Dessa forma, a maior abundância dos complexos de canais na base do paleocânion estaria relacionada a períodos sucessivos de erosão juntos às áreas mais altas devido a variações eustáticas induzidas pelo tectonismo. A presença de intervalos pelíticos registraria período de relativa estabilidade entre os complexos de canais-dique.

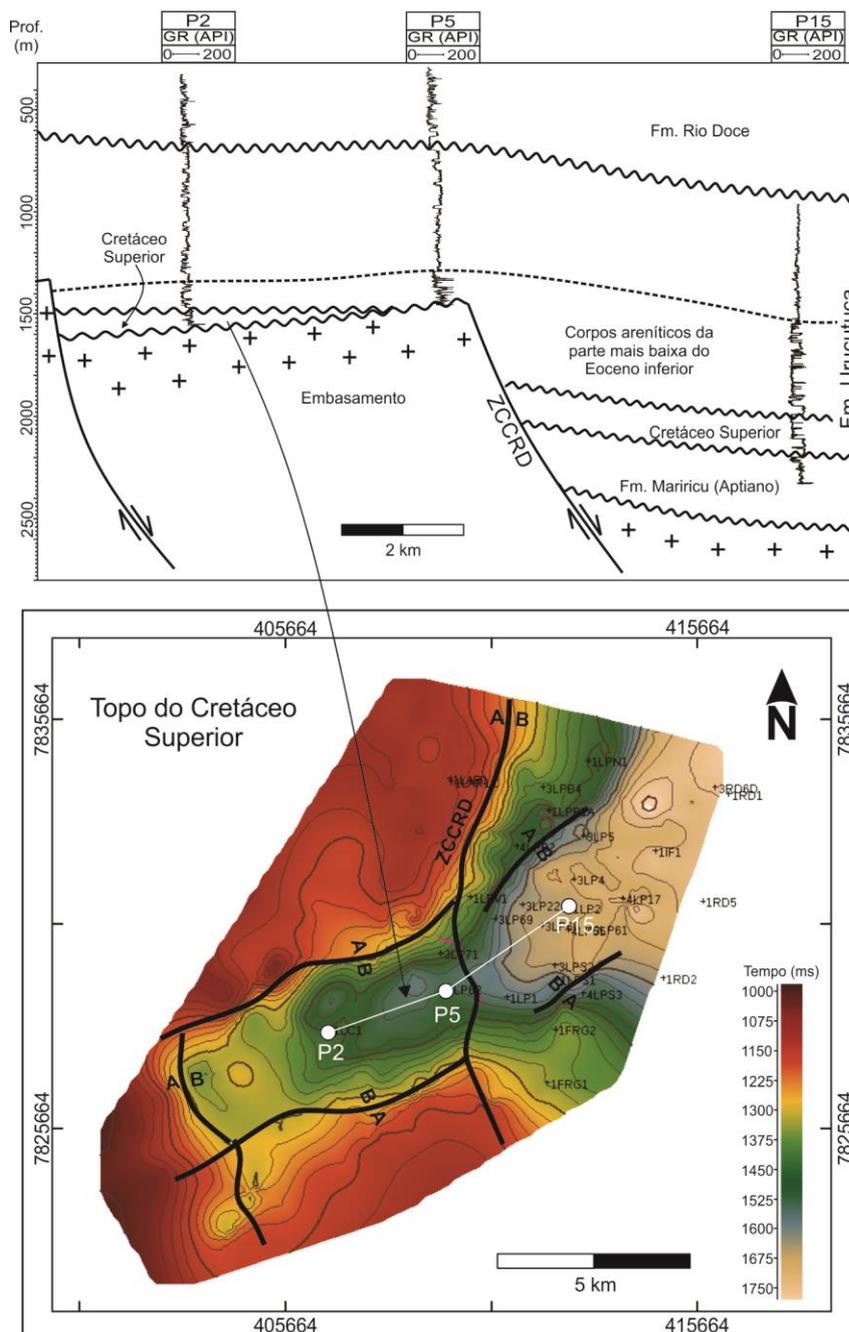


Figura 41: Esquema geológico mostrando a relação entre a rotação de blocos por falhas normais e a preservação de depósitos neocretácicos proximais. Entre os poços P2 e P5 ocorreu a preservação de parte do intervalo Cretáceo Superior (valor em torno de 1575 ms). Topo da Fm. Urucutuca do poço P15 a 895 m conforme informação da pasta de poço. A, bloco alto e B, bloco baixo.

A Figura 42 mostra esquematicamente a deposição dos complexos de canais para o paleocânion de Regência. Ressalta-se que padrão de *thinning* e *finning-upward* é comumente observado nos perfis de raio gama somente próximo ao topo dos corpos areníticos depositados no Eoceno inferior dos poços estudados (Figura 16). Os complexos de canais das seções mais superiores foram estudados por

Bruhn e Walker (1997) e também apresentam diminuição da espessura, largura e tamanho dos grãos em direção ao topo. Entretanto, os perfis de raio gama mostram predominantemente o padrão cilíndrico e serrilhado (Figura 16). Tal fato pode se explicar pela deposição dos complexos de canais ocorrerem em um ambiente proximal onde predominam as feições canalizadas e, conseqüentemente, uma maior complexidade e interação de fatores deposicionais, tais como, correntes gravitacionais de alta densidade, migração e acreção lateral, avulsão e assimetria dos complexos de canais e erosão (POSAMENTIER, 2006). O resultado é uma sucessão vertical que pode apresentar diferentes padrões de assinaturas em perfil, a depender da posição em que um poço atravessa.

Nota-se que os complexos de canais no paleocânion de Regência mostram também deposição agradacional com contatos não sequências (Figura 36) devido ao repetido preenchimento e erosão, como pode ser observado com o complexo de canal 2 da Figura 42. Esse processo resulta em uma estratigrafia complexa uma vez que somente remanescentes erodidos de complexos de canais foram preservados (MAYALL; JONES; CASEY, 2006).

RELAÇÃO ENTRE TECTONISMO E DEPOSIÇÃO DOS COMPLEXOS DE CANAIS PARA O PALEOCÂNION DE REGÊNCIA

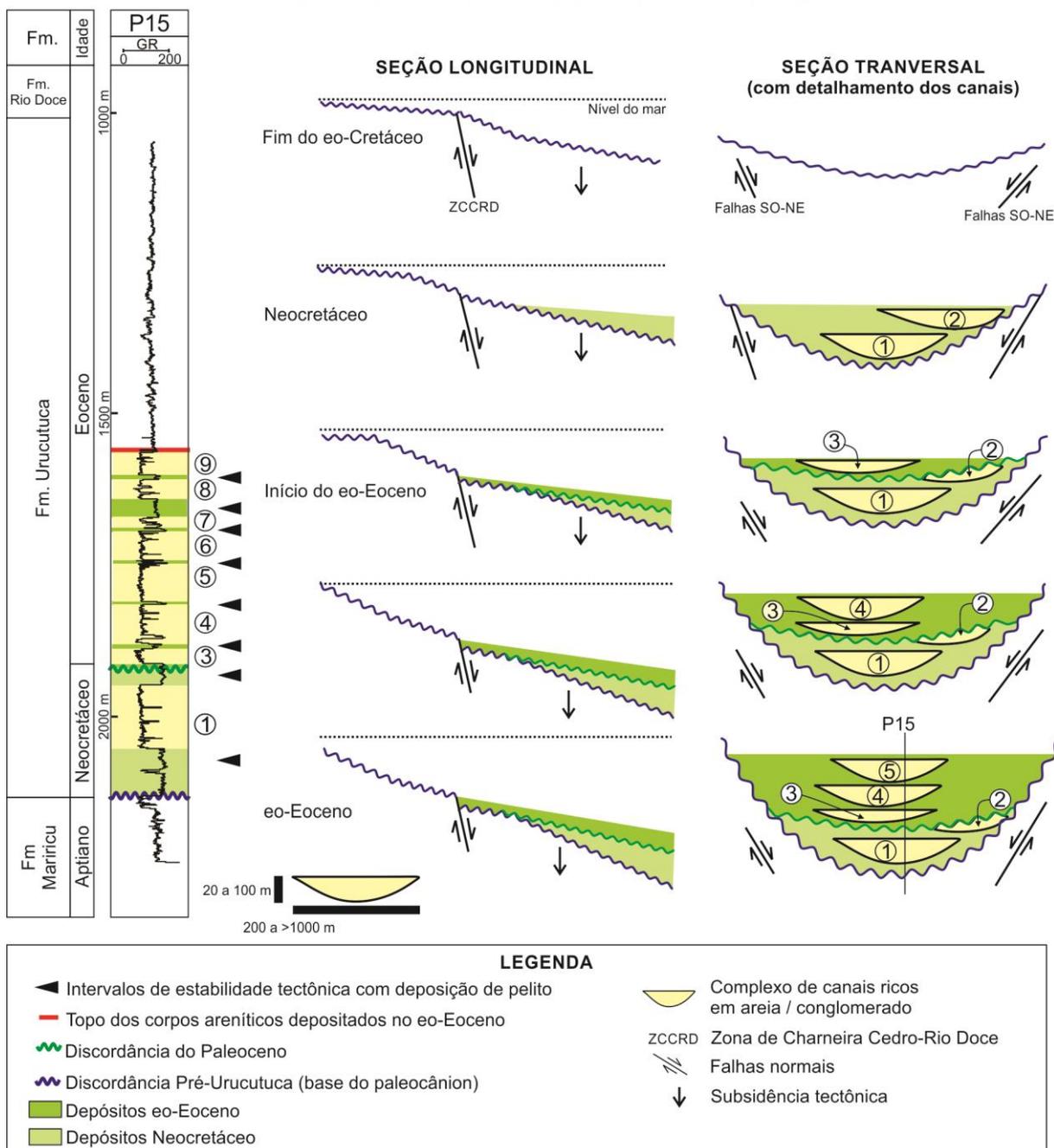


Figura 42: Diagrama mostrando a possível relação entre o tectonismo e a deposição dos complexos de canais ricos em areia. Note que o complexo de canais 2 foi erodido pela discordância do Paleoceno. Complexos de canais de 6 a 9 não estão representados (modificado de Mendes, 1996).

8.2.3. Fonte e suprimento de sedimentos

O Grupo Barra Nova é caracterizado pela interdigitação entre rochas siliciclásticas e carbonáticas (TAGLIARI et al., 2013a). O preenchimento eo-eocênico do paleocânion de Regência mostra canais ricos em areia e depósitos de gerados

por fluxos gravitacionais de sedimentos que são interpretados como originados de áreas da atual Serra do Mar e da Mantiqueira e, portanto, com alta taxa de denudação (BRUHN; WALKER, 1997). Muito provavelmente os depósitos ao longo do eixo principal se mesclaram com depósitos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos de massa originados das margens do paleocânion, o que causou configuração sedimentar interna e continuidade litológica lateral do paleocânion mais complexa. Este fato dificulta a caracterização dos reservatórios de hidrocarboneto. A maturidade e a seleção dos sedimentos que preencheram o paleocânion devem ser diferentes entre a parte proximal e a distal. Nos poços proximais P2, P5 e P10 foram descritos sedimentos compostos por arenitos maciços com baixa maturidade e pobre seleção, evidenciados por grãos de quartzo subangulares, presença de caulinita, granada e intercalações pelíticas. Observam-se também depósitos gerados por fluxos gravitacionais subaquosos de massa, principalmente deslizamentos, nas bordas do paleocânion e associados a falhas normais. Tais observações, além da menor profundidade do embasamento, devem ter sido levadas em consideração na exploração de hidrocarbonetos, dado o baixo número de poços exploratórios na porção proximal do paleocânion de Regência.

Depósitos de escorregamentos, a leste da ZCCDR, são menos evidentes nas bordas do paleocânion. Todavia, deve-se considerar a atuação de fluxo de detritos e canais secundários como fatores importantes na avaliação dos reservatórios de hidrocarbonetos.

8.3. Modelo geológico (evolutivo e deposicional)

A Figura 43 mostra o modelo esquemático de evolução e preenchimento do paleocânion de Regência com base nas seções sísmicas interpretadas nesse trabalho. A formação de uma extensa calha causada por falhas de direção NE que causou o abatimento de blocos já durante o Aptiano atuou como precursor na formação do paleocânion. O cânion teria formado como resultado da erosão fluvial causado pela queda do nível de base. Em outras palavras, os depósitos siliciclástico-carbonático aptiano e albiano presentes no eixo principal do paleocânion de Regência no modelo podem ter passado por processos erosivos precocemente.

Nota-se que na porção proximal, a oeste da ZCCRD, não estão presentes rochas da fase rifte (formações Cricaré e Cabiúnas) devido a não deposição ou a erosão. Nos poços P1, P2, P5 e P14, sedimentos eo-eocênicas foram depositados diretamente sobre o embasamento, enquanto que nos poços P4 e P17 foram depositados sobre rochas aptianas (Formação Mariricu) e albianas (Grupo Barra Nova), Formação Mariricu e Grupo Barra Nova, respectivamente.

Na porção proximal estão presentes depósitos de escorregamento nas margens do paleocânion. Na Figura 44, que mostra o modelo esquemático em seção longitudinal, nota-se que no fim do Albiano o embasamento foi exposto e erodido. Depósitos cretácicos estão presentes em sua maior parte na porção distal e, somente no início do Eoceno houve a deposição de sedimentos na porção proximal.

Mesmo após seu total preenchimento, o paleocânion de Regência teria influência na deposição dos sedimentos provenientes do continente. Segundo Brush, et al. (2004) é possível que o desenvolvimento do atual cânion de Rio Doce possa ser relacionado ao paleocânion de Regência. Este trabalho mostra que um abaixamento de direção SO-NE pode ser visto no mapa de contorno estrutural do topo da Formação Urucutuca e que, portanto controlaria a deposição da porção proximal do cânion de Rio Doce (Figura 29).

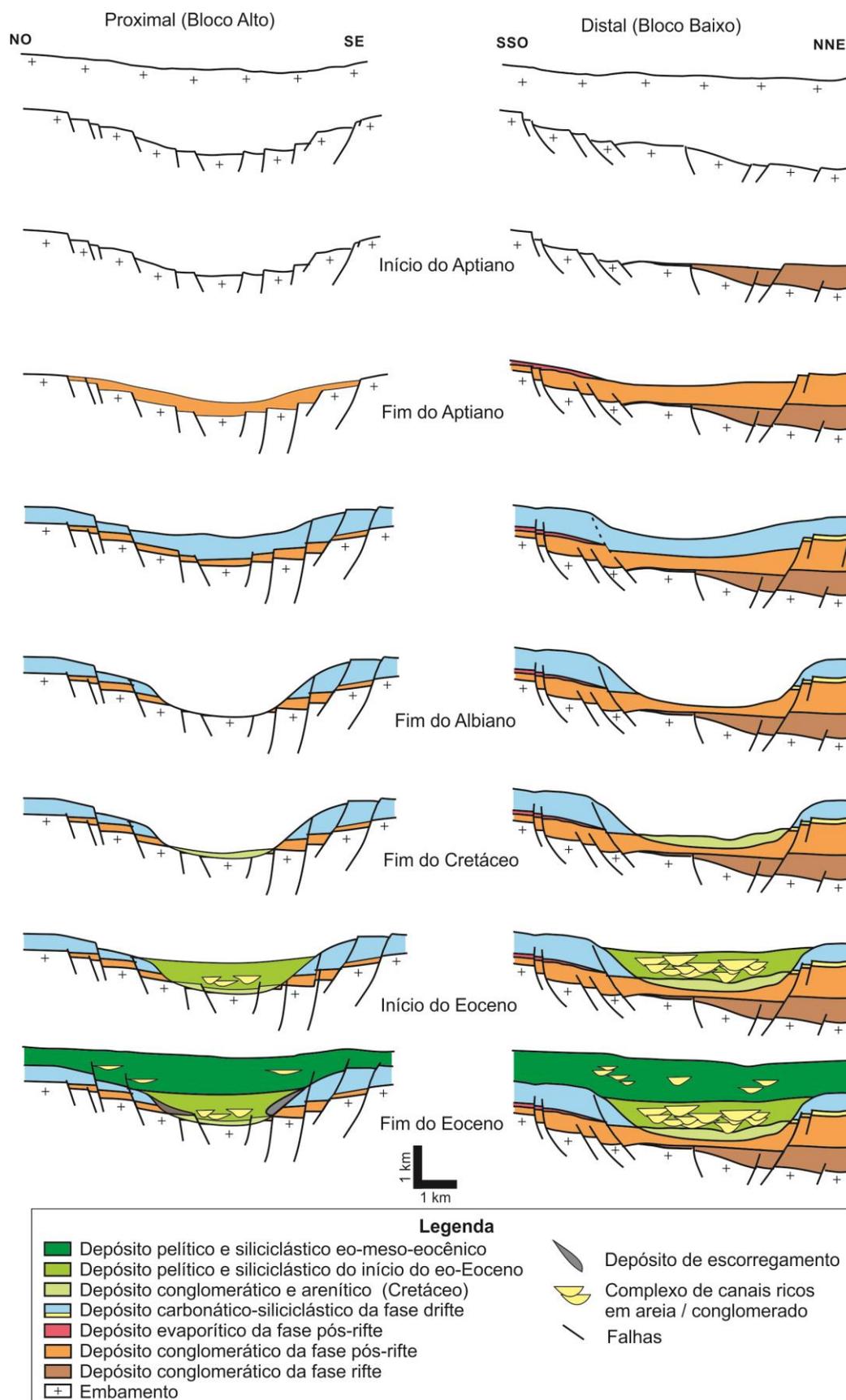


Figura 43: Modelos esquemáticos de evolução e preenchimento proximal e distal em seções transversais ao paleocânion de Regência.

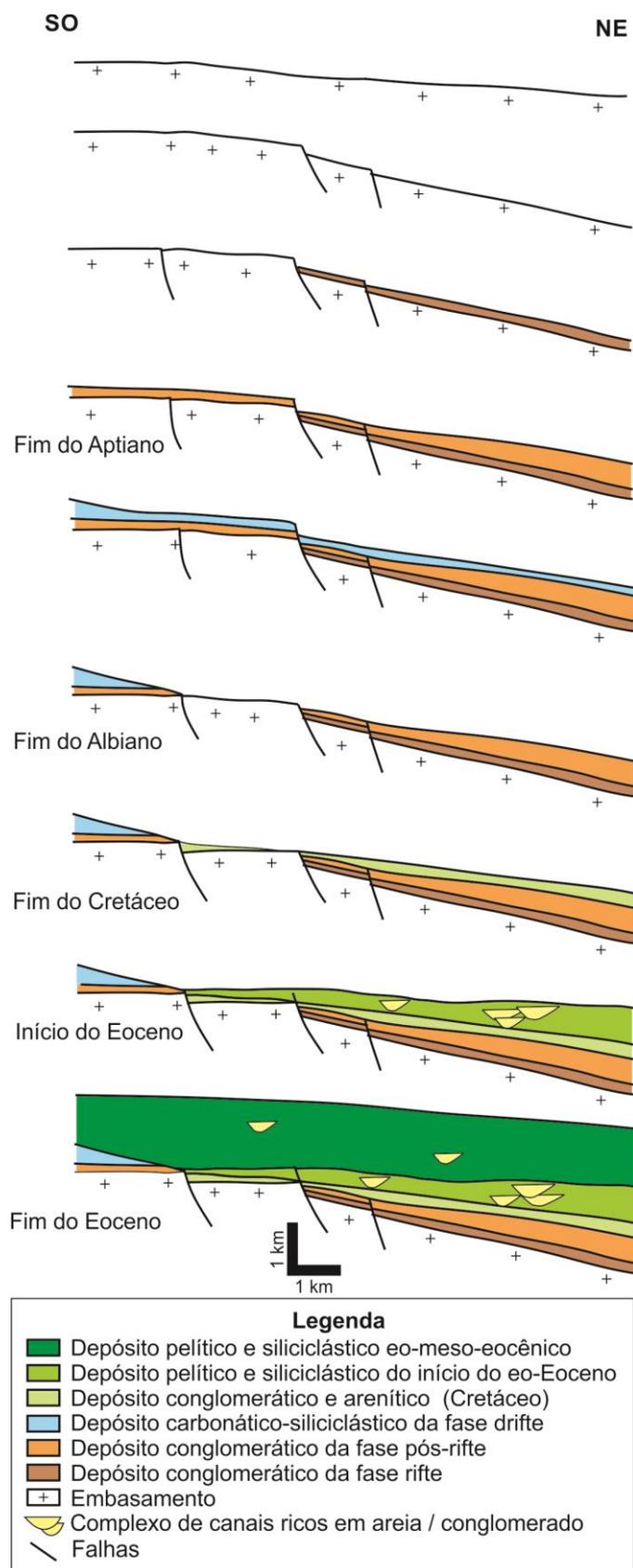


Figura 44: Modelo esquemático de evolução e preenchimento longitudinal do paleocânion de Regência.

A Figura 45 mostra o modelo geológico para o paleocânion de Regência. Para facilitar a visualização, o modelo proposto mostra a configuração do paleocânion ao final da deposição dos corpos areníticos da parte mais baixa do Eoceno inferior, portanto exclui-se os depósitos predominantemente pelíticos eo-meso-eocênicos. De fato, os processos envolvidos ao longo da história geológica do paleocânion são muito mais complexos e foram simplificados.

Considerando a união dos elementos analisados até o presente momento, o modelo mostra que a cabeceira do paleocânion também foi controlada por falhas normais de direção grosseiramente N-S (Figura 22), o que fez com que a largura do paleocânion na porção proximal fosse praticamente constante até a Zona de Charneira Cedro-Rio Doce. Há a presença de um canal secundário de grande porte a sudoeste do paleocânion responsável pelo fluxo de detritos da porção proximal a distal do paleocânion. Outros canais secundários menores, que atravessam a ZCCRD, foram responsáveis pelo aporte de fluxos de detritos diretamente para a porção distal do paleocânion. Outros transportes de massa, escorregamentos e deslizamento também estão presentes, principalmente na porção proximal do paleocânion. Os canais ricos em areia da parte mais baixa do Eoceno inferior tendem a ficar mais dispersos no sentido do topo e a aumentar a sinuosidade após a Zona de Charneira Cedro-Rio Doce. Tais canais possuem variação em termos de continuidade longitudinal. A ausência de continuidade pode ser atribuída, tanto ao tipo litológico dominante no canal, já que as altas amplitudes registram os componentes litológicos grossos do canal (Figura 28), quanto a erosões sucessivas.

9. CONCLUSÕES

As interpretações realizadas neste trabalho corroboram as conclusões de Tagliari et al. (1993, 2013a) que as margens do paleocânion de Regência, na bacia do Espírito Santo, foram controladas pelas falhas normais do embasamento de direção SO-NE e que a origem do paleocânion data do Aptiano. Por outro lado, a integração de grande número de dados de seções sísmicas, de poços e bioestratigráficos forneceu subsídios para detalhar o conhecimento tectonoestratigráfico da bacia na região do paleocânion.

A Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (ZCCRD) é um sistema de falhas normais de direção praticamente N-S, a qual divide o paleocânion em duas porções. Os mapas de contorno estrutural mostram que a porção mais proximal foi controlada também por falhas normais de direção praticamente N-S, que junto com as falhas de direção SO-NE, fizeram com que o paleocânion tivesse largura praticamente constante da cabeceira até a ZCCRD. Na porção distal, a partir da ZCCRD, ocorre o aumento da largura do paleocânion.

Atribui-se ao abatimento e rotação de blocos por falhas normais a origem de canais secundários tanto na porção proximal quanto na margem norte da porção distal. Também foram responsáveis pela preservação de depósitos cretácicos proximais.

Quatro fases principais de preenchimento do paleocânion de Regência puderam ser reconhecidas: (1) fase inicial, (2) fase de by-pass, (3) fase dos complexos de canais e (4) fase transgressiva / mar alto. Na fase inicial, durante o Cretáceo, ocorreram fluxos gravitacionais subaquosos que foram erodidos parcialmente pela fase de by-pass ainda no Cretáceo e que continuou no Paleoceno, enquanto ocorria abaixamento do nível relativo do mar. A terceira fase consistiu na deposição dos complexos de canais que preencheram grande parte do paleocânion e correspondeu a um Trato de Sistema de Mar Baixo. Nesta fase também se formaram depósitos de deslizamentos, principalmente na porção marginal e basal da parte proximal do paleocânion e depósitos conglomeráticos na porção basal. A quarta fase foi caracterizada pela deposição de pelitos do Trato de Sistema Transgressivo e de Mar Alto.

Os canais apresentam preferencialmente a mesma orientação do eixo do paleocânion, são pouco sinuosos e têm continuidade lateral variável devido a erosões sucessivas. Aqueles localizados na parte mais confinada do paleocânion empilharam-se preferencialmente em sucessão vertical. Na parte superior, menos confinada, apresentaram um componente lateral no empilhamento e ficaram cada vez mais dispersos no sentido do topo da Formação Urucutuca.

A maior abundância dos complexos de canais na parte inferior do paleocânion pode estar relacionada a períodos sucessivos de erosão junto às áreas mais altas devido a variações eustáticas induzidas pelos sucessivos processos de inclinação tectônica do substrato.

Como principal resultado do presente trabalho, é proposto um modelo de evolução que mostra os principais elementos envolvidos na história geológica do paleocânion de Regência até o término da deposição dos corpos arenosos no início do eo-Eoceno.

A combinação dos diferentes depósitos (canais ricos em areia, sedimentos rudáceos e de fluxos gravitacionais subaquosos de massa e sedimentos) aumentou a complexidade da configuração sedimentar interna e a continuidade lateral litológica do paleocânion de Regência. No bloco alto, a maior quantidade de fluxos gravitacionais subaquosos e a proximidade com a área fonte, e, portanto, menor maturidade e seleção dos sedimentos, implicaram na formação de litologias que constituem reservatórios de hidrocarbonetos pouco favoráveis. Além disso, a reativação das falhas do embasamento até meados do Eoceno compartimentalizou os possíveis reservatórios. Tais observações explicariam o baixo número de poços na porção proximal. Ao contrário, na porção distal basal do paleocânion, os inúmeros depósitos de canais arenosos apresentam maior maturidade textural e mineralógica, e, desta forma, possuem, maior o potencial como rochas-reservatório.

Concluindo, uma série de padrões sísmicos e estratigráficos recorrentes, analisados em conjunto, forneceram subsídios eficientes para entender as principais características tectonoestratigráficas do paleocânion de Regência.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. D.; LITWISNKI, N. Provincia Mantiqueira: setor setentrional. In: de ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil**. Editora Edgard Blücher, p.282-307, 1984.

ANP, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis. **Boletim mensal**. Disponível em: http://www.anp.gov.br/wwwanp/images/publicacoes/boletins-anp/boletim_de_setembro-2016.pdf. Acesso em: 06 mar. 2017.

ANTUNES, R. L. **Contribuição ao conhecimento geológico do Paleocânion de Regência (Bacia do Espírito Santo, Brasil): um estudo com base na bioestratigrafia dos nanofósseis de calcáreos**. 2 v. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1990.

ASMUS, H.E.; PONTE, F.C. The Brazilian Marginal Basins in the Ocean Basins and Margins. In: NAIRN, E.M.; STEHILI, F.G. (Eds.). **The South Atlantic**. New York, Plenum Press, p. 87-133. 1973.

BAUDON, C.; CARTWRIGHT, J. The kinematics of reactivation of normal faults using high resolution throw mapping. **Journal of Structural Geology**, v. 30, n. 8, p. 1072-1084, 2008.

BELÉM, J.; DUSSIN, I. A.; PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; RONCATO, J. A. Idade Cambriana do Feixe de Fraturas Colatina (ES) e suas Implicações na Tectônica de Bacias Brasileiras. In: **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos (SNET)**, VIII International Symposium on Tectonics, Chapada dos Guimarães, MT, 2013.

BIASSUSI, A. S.; MACIEL, A. A.; CARVALHO, S. C. Bacia do Espírito Santo: O Estado da Arte da Exploração. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 4, n.1, p.13-19, 12-19.

BRUHN, C. H. L.; MORAES, M. A. S. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudos de reservatórios canalizados. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 3, n. 3, p. 235-267, 1989.

BRUHN, C. H. L.; WALKER, R. G. Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, early eocene regência canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. **Sedimentology**, v. 44, n. 1, p. 17–46, 1997.

BRUSH, E. et al. The Rio Doce canyon system in the northern Espírito Santo basin, offshore Brazil: a model for interpreting ancient deep-water sand transportation fairways. **American Association of Petroleum Geologists Search and Discovery Article**, 2004.

CHANG, H. K. et al. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1–2, p. 97–138, 1992.

CHEMALE JR., F.; HADLER NETO, J. C. (Coord.). Termocronologia por traços de fissão em apatita: margem SE do Brasil e Uruguai. In: **Projeto Evolte**, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v. 4, 131 p. 2005.

COSMO, C. A.; PALHARES Jr, C. A. C. A.; RANGEL, H. D.; WOLFF, B. R. E. N. O.; DE FIGUEIREDO, A. M. F. Lagoa Parada Field - Brazil. Espírito Santo Basin, Southeastern Brazil. In: BEAUMONT, E. A.; FOSTER, N. H. (Eds). **AAPG Treatise of Petroleum Geology - Atlas of Oil and Gas Fields - Stratigraphic Traps**, v. 2, p. 349-360, 1991.

DEL REY, A. C.; ZEMBRUSCKI, S. G. Hydrothermic study of the Espírito Santo and Mucuri basins. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 5, n.1-4, p. 25-38, 1991.

DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 1, p. 7–25, 2005.

EVENICK, J. **Introduction to well logs and subsurface maps**. Oklahoma: Pennwell, 2008

FIDUK, J. C. et al. "Salt deformation, magmatism, and hydrocarbon prospectivity in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil." In: **Salt-Sediment Interactions and**

Hydrocarbon Prospectivity: Concepts, Applications, and Case Studies for the 21st Century. Houston, Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p.370-392, 2004.

FOSSSEN, H. **Geologia estrutural.** São Paulo: Oficina de Textos, 2015.

FRANÇA, R. L.; TOKUTAKE, L. R. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Espírito Santo. **Phoenix**, v.69, p. 1-6, 2004.

FRANÇA, R. L. et al. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 501–509, 2007.

FUNK, E.; SLATT, R.M.; PYLES, D. R. Quantification of static connectivity between deep-water channels and stratigraphically adjacent architectural elements using outcrop analogs, **AAPG Bulletin**, v. 96, n. 2, p. 277–300, 2012.

GIBBS, P. B., BRUSH, E. R., & FIDUK, J. C. The evolution of the syn rift and transition phases of the central/southern Brazilian and W. African conjugate margins: the implications for source rock distribution in time and space, and their recognition on seismic data. In: **8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.** Rio de Janeiro, p.1-7, 2003.

GOMES, J.B.; CARVALHO, R.S.; LIMA, F.R.T.; ABDALLA, E.T.C. Revisão geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: PETROBRAS/DEPEX/DIRNEM. Relatório interno. Rio de Janeiro, RJ. 34 p, 1988.

GRANOT, R.; DYMENT, J. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 414, p. 156-163, 2015.

GREENE, H.; CLARKE, S.; KENNEDY, M. Tectonic evolution of submarine canyons along the California continental margin. In: OSBORNE, R.H. (Ed.). **From Shoreline to Abyss**, SEPM Special Publication, v. 46, p. 231–248, 1991.

GUEIROS, E.A.C. **Geologia de um "paleocanyon" submarino da Bacia do Espírito Santo.** Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1977.

HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: **Sea-Level Changes - An Integrated Approach**, SEPM Special Publication, n. 2, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Houston, Texas, 1988.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MÜLLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, v. 4, p. 1-46, 2013.

HERNGREEN, G.F.W. An Upper Senonian Pollen Assemblage of Borehole 3-PIA-10-AL State of Alagoas, Brazil. **Pollen et Spores**, v. 17, n. 1, p. 93 - 140, 1975.

JANSSEN, M. E.; STEPHENSON, R. A.; CLOETINGH, S. Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. **Geological Society of America Bulletin**, v. 107. p. 1317-1332, 1995.

MAIZATTO, J. R.; LANA, C. C.; RIBEIRO, A. W. S.; FERREIRA, E. P. Evidências de terras altas no Campaniano da Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 31-43, 2009.

MAYALL, M.; JONES, E.; CASEY, M. Turbidite channel reservoirs-Key elements in facies prediction and effective development. **Marine and Petroleum Geology**, v. 23, n. 8, p. 821–841, 2006.

MENDES, M. P. **Paleocânion de Regência (ES) e Almada (BA): evolução, análise estratigráfica e associação das fácies turbidíticas**. 229 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

MILANI, E. J. et al. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 18, n. 3, p. 351-396, 2000.

MITCHUM, R. M.; Jr.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences: Section 2. Application of seismic reflection configuration

to stratigraphic. In: PAYTON, C.E. (Ed.), **Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration**, Tulsa, OK, v. 26. AAPG Memoir, p. 117-133, 1977.

MIZUSAKI, A. M.; ALVES, D. B.; CONCEIÇÃO, J. C. J. Eventos magmáticos nas bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, v.37, p. 566-569, 1994.

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**, v. 14, p. 133-142, 2006.

MUTTI, E. **Turbidite sandstones**. Milan, Italy: Agip, Instituto di geologia, Università di Parma, 275p., 1992.

NOVAIS, L. C. C. et al. 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 **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 12, n. 1, p. 191-194, 2004.

OLIVEIRA, F. R. B.; BERALDO, V. L.; HEINERICI, J. Análise exploratória do Paleocânion de Regência. PETROBRAS/DESUS/DINTER/SEBAT, Relatório Interno, reg. 5487, não publicado, 1985.

OLIVEIRA, et al. Morfologia do Paleocânion de Regência, Bacia do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 49, 2018, Rio de Janeiro. Resumos... Rio de Janeiro: SBG, 2018. Disponível em: <http://cbg2018anais.siteoficial.ws/resumos/7868.pdf>

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, v. 31, p. 265-310 2000.

PEREIRA, M. J. **Seqüências deposicionais de 2ª e 3ª ordens (50 a 2,0 Ma) e tectono-estratigrafia no Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil. Comparação com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas**. 430 p.

Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

PONTES, F.C.; ASMUS, H.E. Clássicos da Geologia e do Petróleo do Brasil – As bacias marginais brasileiras: estágio atual de conhecimento. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.12, n.2, p. 385-420. 2004.

POSAMENTIER, H. W. Deep-water turbidites and submarine fans. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (Eds.), **Facies Models Revisited**, Special Publication, Society for Sedimentary Geology (SEPM), v. 84, p. 397-520, 2006.

SCHWAB, A. M.; CRONIN, B. T.; FERREIRA, H. Seismic expression of channel outcrops: Offset stacked versus amalgamated channel systems. **Marine and Petroleum Geology**, v. 24, n. 6-9, p. 504-514, 2007.

SHEPARD, F.P. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. **AAPG Bulletin**, v. 65, n. 6, p. 1062-1077, 1981.

STOW, D.A.V.; MAYALL, M. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. **Marine and Petroleum Geology**, v. 17, n. 2, p. 125–135, 2000.

TAGLIARI, C.V. **Evolução das seqüências mistas (siliciclásticas carbonáticas) sob a influência da halocinese durante o Albo-aptiano da Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo**. Dissertação (mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1993.

TAGLIARI, C. V. et al. Evolução geológica das seqüências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob influências da tectônica que envolve o embasamento e da halocinese durante o Albiano – Plataforma de Regência – Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 21, n.1, p. 149–174, 2013a.

TAGLIARI, C. V. et al. Controle alocíclico (escala de Milankovitch) na sedimentação siliciclástica, mista e carbonática albiana no centro-leste da Plataforma de Regência (Bacia do Espírito Santo, Brasil). **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 21, n. 2, p. 417–452, 2013b.

TORSVIK, T. H. et al. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. **Geophysical Journal International**, v. 177, n.3, p. 1315-1333, 2009.

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. Jr., THOMPSON III, S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2 – The depositional sequences as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. (Ed.), **Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, OK, v. 26, AAPG Memoir, p. 63–81, 1977.

VAIL, P. R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: BALLY, A.W. (Ed.), **Atlas of seismic stratigraphy**. Houston, TX, AAPG Studies in Geology 27, p 1-10, 1987.

VINCENTELLI, M. G. C.; NEVES, M.; MORALES, N. Controle Estrutural do Neógeno e Quaternario nas Bacias de Campos e Do Espírito Santo. **Geociências**, v. 35, n. 1, 47-62, 2006.

WEIMER, P.; LINK, M.H. Global petroleum occurrences in submarine fans and turbidite systems. In: WEIMER, P.; LINK M. H., (Eds.). **Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems**. New York: Springer-Verlag, p. 9-67, 1991.