

Modelo geológico evolutivo e deposicional do paleocânion de Regência, região onshore da Bacia do Espírito Santo, Cretáceo ao Eoceno

Evolutionary and depositional geological model of the Regência paleocanyon in the onshore region of the Espírito Santo Basin (Cretaceous-Eocene)

Denis Antonio Batiston¹ , Rosemarie Rohn² , Maria Gabriela Castillo Vincentelli³ 

¹Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Avenida 24A, 1.515, CEP 13526-022, Rio Claro, SP, BR (dabatiston@gmail.com)

²Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Geologia Aplicada, Rio Claro, SP, BR (rosemarie.rohn@unesp.br)

³Fundação para o Desenvolvimento da Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Laboratório de Integração de Dados Sísmicos e Geológicos, Rio Claro, SP, BR (g_vicentelli@yahoo.es)

Recebido em 1º de fevereiro de 2020; aceito em 3 de novembro de 2020

Resumo

O paleocânion de Regência, reconhecido em subsuperfície na Bacia do Espírito Santo, foi originado no Cretáceo e preenchido até o Mesoceno. Dados de 31 seções sísmicas, 29 poços e marcadores bioestratigráficos substanciaram a elaboração de modelos geológicos que aprimoram o conhecimento sobre a evolução e a morfologia do paleocânion. Os resultados incluem correlações estratigráficas, interpretações de feições estruturais e das principais superfícies estratigráficas (topos das formações Mariricu, São Mateus, Regência e Urucutuca), mapas de contorno estrutural dos topos litoestratigráficos e seções esquemáticas. Desde seu início, o paleocânion foi estruturado por falhas no embasamento. Próximo ao topo da Formação Mariricu, de idade aptiana, já há indícios de geometria de extensa calha rasa. O paleocânion é dividido pela Zona de Charneira Cedro-Rio Doce (ZCCRD), sistema de falhas normais de direção N-S. A morfologia do paleocânion também foi controlada por diversas falhas normais nos blocos proximal e distal à ZCCRD, originadas no embasamento, ainda ativas quase até o final do preenchimento do paleocânion, com direção NE-SO. 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. Na porção proximal, depósitos neocretácicos foram preservados devido a abatimento e rotação de blocos por falhas normais. Pode-se inferir que o preenchimento eocênico proximal foi por sedimentos da mesma fonte que aqueles acumulados no depocentro do paleocânion. Refletores sísmicos sugerem a presença de abundantes canais escavados e preenchidos na porção inferior do cânion e transição cânion acima para canais dispersos. O conjunto de interpretações é sintetizado esquematicamente por meio de um modelo geológico evolutivo e deposicional.

Palavras-chave: Cretáceo; Eoceno; Formação Urucutuca; Bacia marginal; Fase drifte.

Abstract

The Regência paleocanyon, recognized in the subsurface of the Espírito Santo Basin, was carved from the Cretaceous and filled up until the middle Eocene. Data from 31 seismic sections, 29 wells, and biostratigraphic markers have substantiated the conception of geological models that enhance knowledge about the evolution and morphology of the paleocanyon. The results include stratigraphic correlations, structural geology interpretations, and stratigraphic surfaces determination (tops of the Mariricu, São Mateus, Regência, and Urucutuca formations), morphologic contour maps and schematic sections. Since its beginning, the Regência paleocanyon was related to faults in the basement. A first, long shallow channel is evidenced near the top of the Aptian Mariricu Formation. The paleocanyon is divided into proximal and distal blocks by an N-S system of normal faults designated as Cedro-Rio Doce Fault Zone (ZCCRD). The morphology of the paleocanyon was also controlled by smaller normal faults with SW-NE direction. These faults originated in the basement and were active until the almost complete fill of the paleocanyon. Normal faults were also determinant in the carving of a secondary large channel in the southwestern region, as well as other smaller channels along the northern margin. In the proximal region, late Cretaceous deposits may have been preserved due to its downward movement and rotation along normal faults. It can be inferred that, during the Eocene, both the proximal region and the paleocanyon depocenter were infilled by sediments from the same source. Seismic reflectors evidence the occurrence of abundant, stacked cut-and-fill channels in the lower part of the paleocanyon and upslope gradation to scattered channels. The set of interpretations is schematically synthesized through an evolutionary and depositional geological model.

Keywords: Cretaceous; Eocene; Urucutuca Formation; Marginal basin; Drift phase.

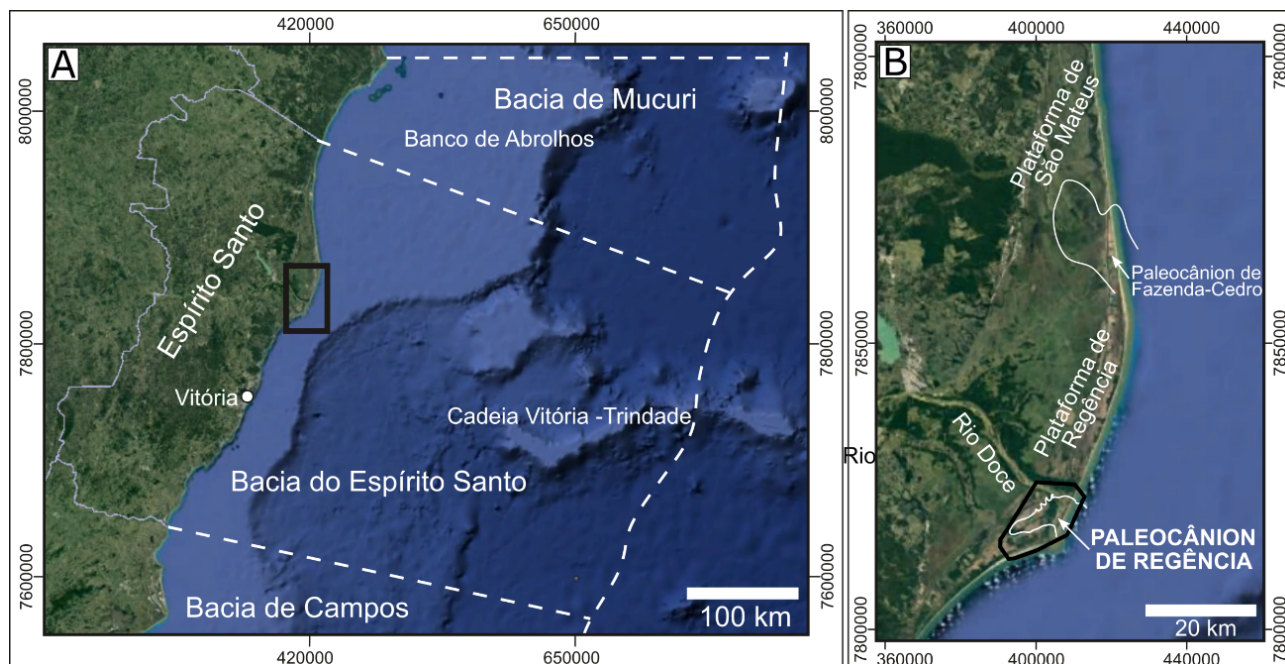
INTRODUÇÃO

Estudos sobre antigos cânions ganharam importância no início da década de 1970 devido ao reconhecimento de elevado número de ocorrências de hidrocarbonetos em diferentes partes do mundo (Weimer e Link, 1991). Significantes reservatórios de petróleo estão associados a antigos cânions por estes apresentarem sistema petrolífero completo (Stow e Mayall, 2000). Os paleocânions submarinos estão entre as feições tectonoestratigráficas mais relevantes encontradas junto às bacias da margem passiva brasileira. Campos produtores de petróleo na Bacia do Espírito Santo (Lagoa Parda, Fazenda Cedro, Fazenda Queimadas), além de outras bacias da margem passiva brasileira, estão associados a esses tipos de paleogeomorfos (Milani et al., 2000). O paleocânion de Regência é um dos vários antigos cânions escavados após o Mesoalbio e localizados na porção litorânea entre o centro-norte do Espírito Santo e o centro-sul da Bahia (Bruhn e Moraes, 1989). Sua descoberta advém do esforço exploratório nessa bacia, 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 e Moraes, 1989). Embora essa porção proximal seja conhecida por conter principalmente campos maduros, ela oferece maior diversidade de fácies sedimentares e de feições estruturais para compreender a evolução do cânion. 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. O objetivo do trabalho foi a elaboração de um modelo geológico e deposicional de natureza conceitual acerca do paleocânion de Regência na Bacia do Espírito Santo, o que pode contribuir para detalhamento das características dos potenciais reservatórios de hidrocarbonetos e interpretações sobre a origem tectonoestratigráfica dos depósitos associados.

Localização da área de estudo

A Bacia do Espírito Santo se localiza a sudeste da margem continental brasileira e 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, paleocânion de Fazenda Cedro e plataforma de São Mateus. O paleocânion de Regência situa-se, em grande parte, na porção atualmente emersa da Bacia do Espírito Santo (Figura 1), estendendo-se para as águas rasas



Fonte: imagens Google Earth.

Figura 1. Localização da Bacia do Espírito Santo: (A) mapa compilado a partir de França et al. (2007). Localização das províncias geológicas com destaque a área de estudo (polígono preto); (B) dados compilados a partir de Biassusi et al. (1989).

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 a parte marinha rasa da bacia (Antunes, 1990; França et al., 2007).

Durante o Neocretáceo, o paleocânion de Regência passou por vários episódios erosivos. Apesar do caráter transgressivo de 1ª ordem, esforços intraplaca propiciaram variações eustáticas negativas de 2ª e 3ª ordens que resultaram na formação de sucessões deposicionais turbidíticas (Mendes, 1996). 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), de acordo com a ausência de zonas de nanofósseis calcários, reconheceu nove episódios erosivos até o total preenchimento do paleocânion no Mesoeoceno. Três desses eventos teriam ocorrido durante o Neocretáceo. O Cenomaniano marcou 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 proximal. O registro sedimentar do Cretáceo Superior é, em geral, delgado e pouco expressivo na parte terrestre devido à erosão, ocorrendo localmente em alguns poços nos paleocânions de Regência e Fazenda Cedro, assim como no bloco baixo da plataforma de Regência (Biassusi et al., 1989; França et al., 2007).

A passagem do Cretáceo para o Paleógeno é marcada por ampla discordância que atingiu praticamente toda a bacia e, portanto, rochas paleocênicas estão praticamente ausentes na área de estudo (França et al., 2007). Mendes (1996) 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 Parda. Bruhn e Walker (1997) estudaram o sistema turbidítico do Eoceno dos campos produtores de Lagoa Parda, 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 9 a mais de 50 m de espessura, de 210 a mais de 1.050 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. Segundo Bruhn e Walker (1997),

as margens do paleocânion foram delimitadas principalmente por falhas listricas condicionadas pelas camadas de evaporitos da megassequência transicional.

GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO

Os estilos estruturais ao longo da margem continental brasileira apresentam variações de bacia para bacia. 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 nessa bacia têm três direções principais gerais: NO-SE, N-S e NE-SO (Chang et al., 1992). A primeira está associada a falhas de transferência (Gomes et al., 1988). O conjunto de falhas N-S recebe o nome de Zona de Charneira Cedro-Rio Doce — ZCCRD (Tagliari et al., 2013). 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 mudança no mergulho dos refletores, no bloco baixo, no sentido do depocentro da bacia por parte das rochas mais antigas que o Neoceno. Além disso, ocorre adelgaçamento do Grupo Barra Nova no mesmo sentido (Tagliari et al., 2013). O padrão de falhas NE-SO é mais expressivo na porção proximal do paleocânion e teria condicionado a formação de baixos estruturais (*grabens*) sobre a qual o cânion teria se instalado. Desse modo, a posição geográfica da calha original do então cânion de Regência teria 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 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 gerado esforços cisalhantes dextrais (Torsvik et al., 2009; Granot e Dymant, 2015; Heine et al., 2013). Na passagem do Albiano para o Cenomaniano, no início da erosão que resultou no paleocânion de Regência, já na fase pós-rifte, a borda da bacia pode ter sofrido maior influência das falhas normais, e não dos componentes direcionais, e, portanto, o controle tectônico do paleocânion poderia estar associado apenas à reativação de falhas do embasamento. Além dos estilos estruturais marcantes da fase rifte, Tagliari et al. (2013) interpretaram que a halocinese teve influência determinante na estruturação da bacia a partir do Albiano. Eventos de subsidência e halocinese poderiam ter contribuído para aumentar o relevo de borda escarpada da rampa carbonática, ao longo da ZCCRD (Tagliari et al., 2013).

MATERIAIS E MÉTODOS

A Agência Nacional do Petróleo (ANP) forneceu o conjunto de dados por meio da política de disponibilização de dados públicos para as universidades. O conjunto de dados é constituído por 31 seções sísmicas multicanal 2D e dados de 29 poços (Figura 3). 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.

Os dados das 31 seções sísmicas e dos 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 e bioestratigráficos bem como em técnicas de sismoestratigrafia (Mitchum Jr. et al., 1977; Vail, 1987).

Correlação de poços com controle bioestratigráfico

A correlação de poços baseou-se na identificação de padrões geométricos similares entre os perfis geofísicos de poços adjacentes. Para a determinação dos topos estratigráficos, foi analisado principalmente o perfil de GR. Perfis de ILD, DT, NPHI e RHOB 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 (Figuras 2 e 3).

Interpretação sísmica

Utilizou-se o DT para a calibração rocha-perfil sísmico entre um poço e uma seção sísmica que se interceptam. Para isso, separou-se o DT em intervalos métricos com

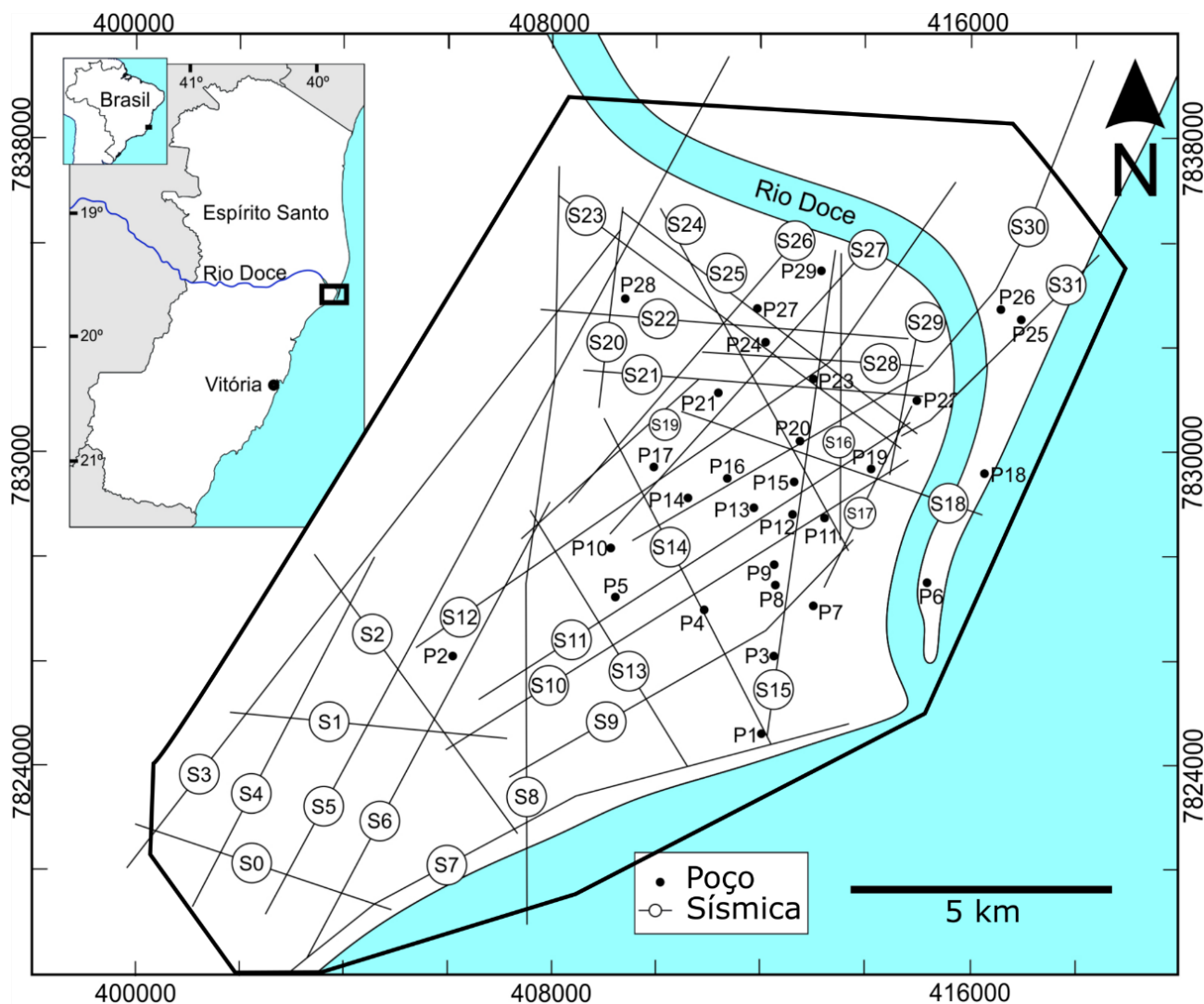


Figura 3. Distribuição das seções sísmicas e poços na área de estudo (polígono preto).

valores praticamente constantes, isto é, que não variavam mais que 10 $\mu\text{s}/\text{pé}$ dentro de cada intervalo. Então, realizou-se a conversão do valor médio de tempo de propagação ($\mu\text{s}/\text{pé}$) para velocidade média (m/s) para cada intervalo. Os intervalos, já em velocidade média, foram somados e, então, foi calculada a profundidade em tempo que um horizonte deve estar localizado na sísmica. Uma vez realizada a conversão tempo-profundidade, os dados sísmicos e de perfis de poço foram carregados no *software* DSD. Para auxiliar na interpretação dos horizontes, realizou-se a análise e interpretação de eletro-fácies e padrões sísmicos da área de estudo por meio de seções sismoestratigráficas. As fácies sísmicas mostraram variação na configuração, na escala e na geometria que indicou mudanças em litofácies e forneceu indicadores de processos deposicionais que ocorreram na bacia.

Modelo geológico (evolutivo e deposicional)

A partir da interpretação das seções sísmicas e poços obteve-se a seção transversal para o paleocânion de Regência. Também foram obtidos os mapas de contorno estrutural dos topos litoestratigráficos através da interpolação esferoidal no DSD. Com base nos resultados e nas discussões, são apresentados os modelos geológicos evolutivo e deposicional, ambos conceituais, para o paleocânion de Regência.

RESULTADOS

Correlação de poços e análise estratigráfica

Na correlação estratigráfica é possível observar a discordância que configura o paleocânion de Regência, a qual resultou de processos erosivos ocorridos no Eocretáceo (Figura 4). São observadas três sucessões diferentes de depósitos siliciclásticos dentro do paleocânion:

- uma sucessão associada ao Cretáceo Superior, parte basal da Formação Urucutuca, restrita ao depocentro do paleocânion, com até 100 m de espessura, apresentando arenitos a conglomerados em corpos com geometria acanalada;
- uma segunda sucessão, equivalente à porção basal do Eoceno Inferior, situada abaixo do limite definido como CAEI (topo de corpos areníticos posicionado na parte mais baixa do Eoceno inferior); com numerosos corpos de arenito justapostos lateral e verticalmente, por vezes os corpos areníticos são isolados e com espessuras em torno de 4 m;
- a terceira sucessão da Formação Urucutuca, equivalente ao Eoceno Inferior-Médio, representa o final do preenchimento do paleocânion, quando já constituía calha rasa; esta sucessão é composta por corpos arenosos acanalados descontínuos, gradativamente menos abundantes e pelitos proporcionalmente mais volumosos.

O topo da Formação Urucutuca foi delineado principalmente pelo perfil de GR, já que este apresenta valores próximos a 100 API (indicativos de folhelhos, principalmente), passando a valores inferiores a 50 API na Formação Rio Doce (diminuição da proporção de pelitos).

A Formação São Mateus, observada nos poços P2, P4, P17, P21, P26, P28, e P29, apresenta perfil GR com padrão serrilhado, indicativo de granocrescência ascendente, e variação de 40 a 150° API. Na região *onshore* das proximidades do paleocânion, a Formação São Mateus tem valores do perfil de GR excepcionalmente acima de 60 API, o que indica alta proporção de argila e baixa prospectividade para hidrocarbonetos.

A Formação Regência, que pode ocorrer localmente interdigitada com a Formação São Mateus (França et al., 2007), apresenta comumente valor menor que 30° API — resposta padrão de níveis carbonáticos ao perfil de GR, com padrão serrilhado cilíndrico. O perfil NPHI indica valores de porosidade de 15 a 21%. O espaço poroso é confirmado pelas leituras do perfil RHOB, o qual apresenta valores de 2,3 a 2,5 g/cm^3 , relativamente baixos em relação aos dos intervalos carbonáticos não porosos, com valores acima de 2,71 g/cm^3 .

Interpretação sísmica

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.

A interpretação do embasamento acústico iniciou-se pela seção sísmica S15 que atravessa o paleocânion na direção de NNE-SSO (Figura 5). Entre o intervalo de 2.000 a 2.200 ms, na porção centro-oeste, localizam-se refletores de alta amplitude e semicontínuos, que foram interpretados como o topo do embasamento acústico. Considerou-se esse critério devido à perda de resolução na maioria das seções sísmicas. Dos poços próximos a essa seção sísmica, somente o poço P1, localizado no extremo sul, alcançou o embasamento a 1.867 m. O sistema de falhas NE-SO, que originou 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 nessa porção foi fortemente controlada pelas falhas do embasamento (Figura 6). A continuidade desse sistema pode ser mais bem observada na porção proximal. No lado leste da ZCCRD, ainda se observa a continuidade das falhas NE-SO na região central da área, uma vez que a norte predomina o sistema de falhas de direção N-S. No mapa de contorno estrutural também se verifica que o embasamento apresenta um sistema de falhas predominantemente sintéticas, com direção N-S, limitando blocos sucessivamente mais baixos em sentido leste (Figura 7).

A Formação Mariricu e o Grupo Barra Nova também exibem as falhas de direção NE-SO e a estruturação do paleocânion

permanece pouco alterada (Figura 8). A Formação Mariricu é marcada por predomínio de refletores de baixa amplitude e oblíquos, intercalados por refletores de alta amplitude, ambos descontínuos. Truncamentos são frequentemente observados na parte interna do paleocânion, associados às falhas, às margens e ao topo da Formação Mariricu.

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. Canais secundários são observados em seções sísmicas de direção NE-SO a oeste da ZCCRD (Figura 9).

A posição do topo do Cretáceo Superior foi estabelecida a partir da bioestratigrafia de nanofósseis calcários e levando-se em conta o truncamento dos refletores sísmicos

(Figura 10). Os refletores sísmicos interpretados como sendo o topo do Cretáceo Superior não apresentam continuidade para sudoeste da ZCCRD.

O horizonte do topo dos corpos areníticos Eococênicos está limitado predominantemente à porção interna e basal do paleocânion de Regência, porém tem continuidade na direção sudoeste da ZCCRD (Figura 10).

O horizonte do topo da Formação Urucutuca não é limitado pela borda do paleocânion e tem distribuição em toda a área de estudo. O intervalo até o topo da Formação Urucutuca é caracterizado por refletores sísmicos de alta amplitude descontínuos e oblíquos intercalados por refletores de baixa amplitude. Tal padrão sísmico corrobora a diminuição da quantidade dos corpos areníticos em direção ao

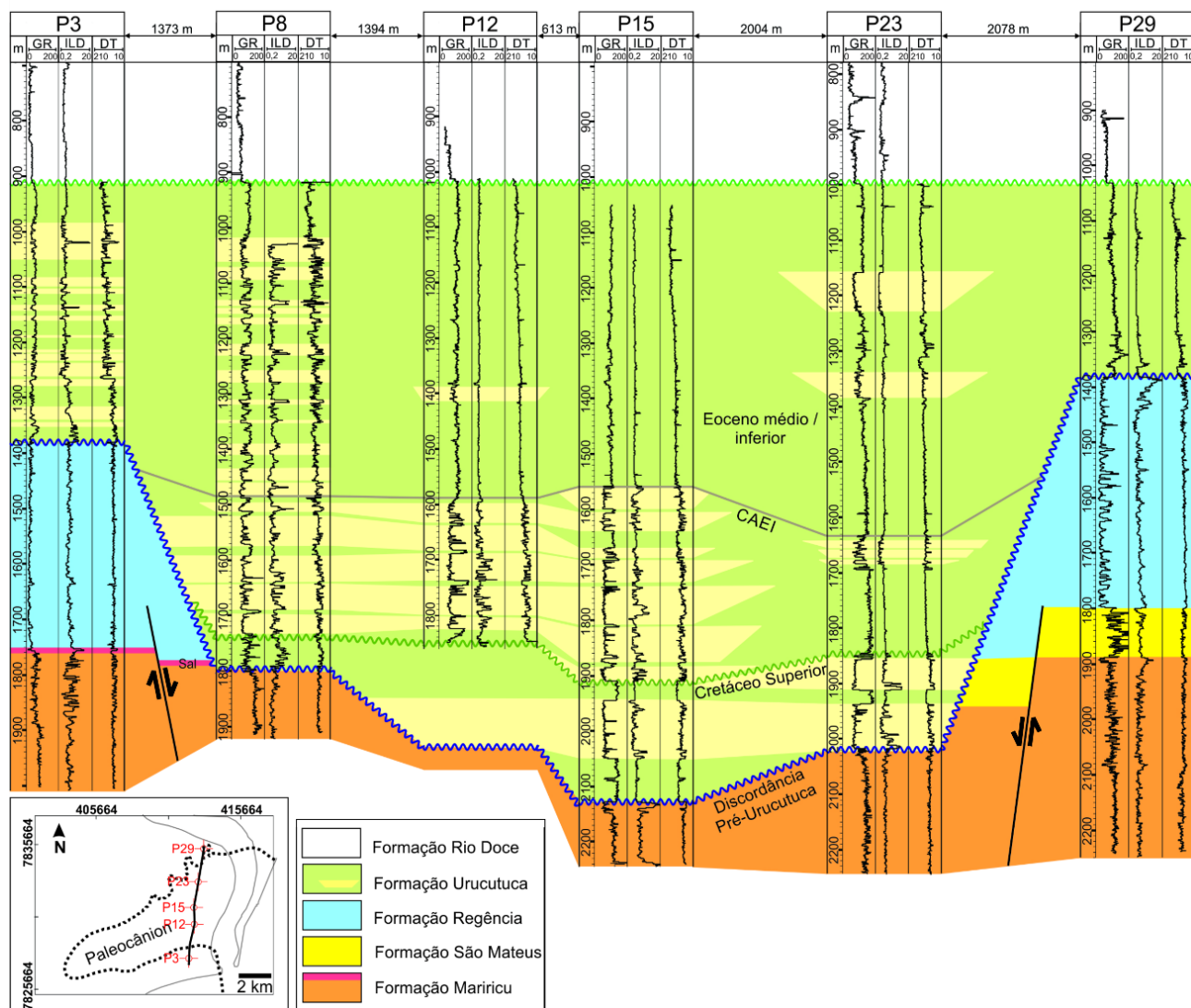
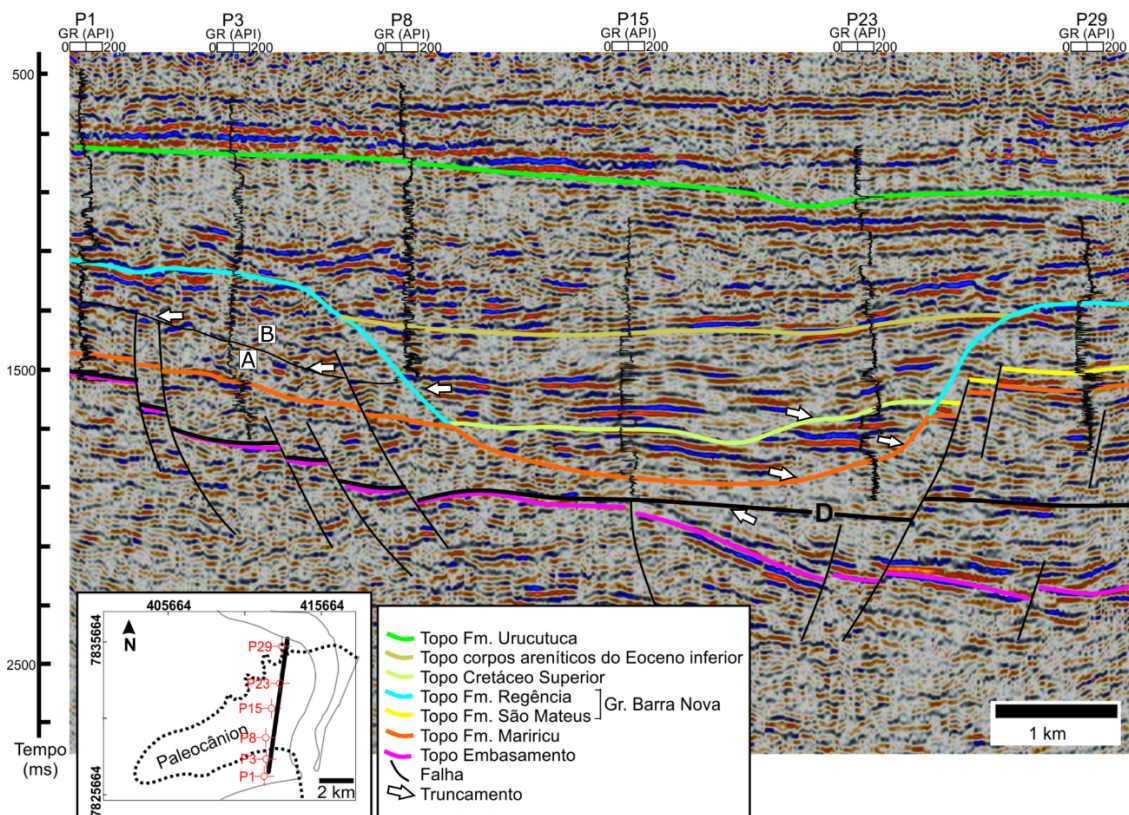
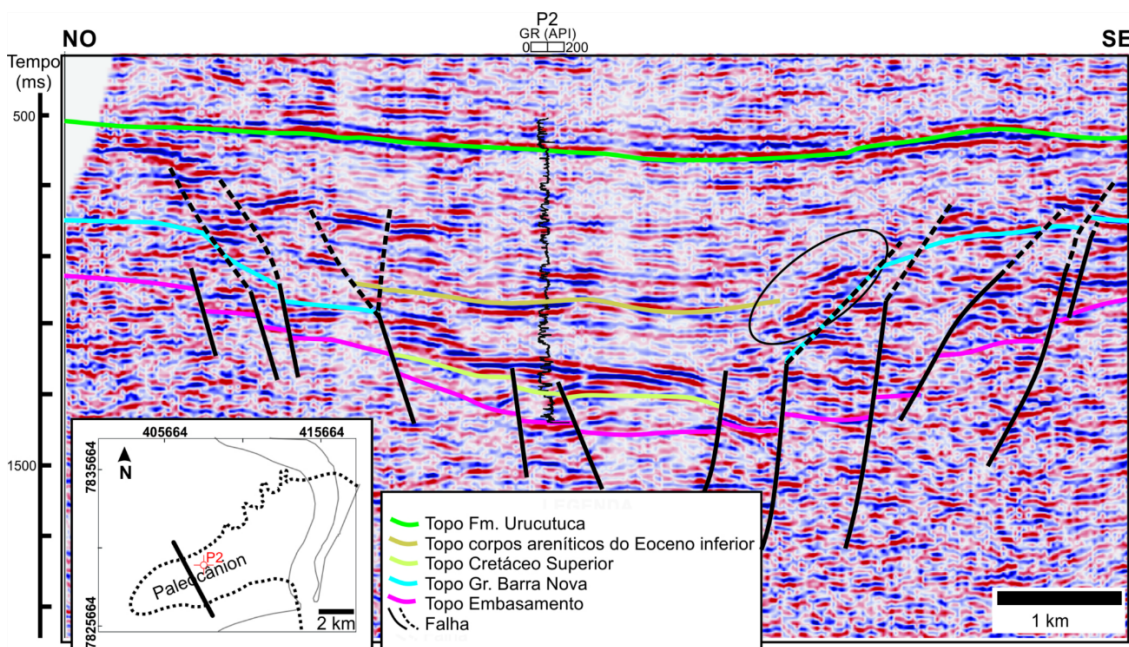


Figura 4. Correlação de poços em perfil transversal ao paleocânion de Regência. CAEI – topo de corpos areníticos posicionado na parte mais baixa do Eoceno inferior. O topo da Formação Urucutuca foi utilizado como datum. GR em graus API, Resistividade em ohm-m e Sônico em $\mu\text{s}/\text{pé}$.



Fm.: Formação; Gr.: Grupo.

Figura 5. Seção sísmica S15 interpretada do paleocânion de Regência. As letras “A” e “B” indicam intervalos que podem ser atribuídos às sequências “A” e “B” de Tagliari et al. (2013). D indica discordância Pré-Rifte ou local.



Fm.: Formação; Gr.: Grupo.

Figura 6. Seção S2 mostrando o sistema de falhas NE-SO, que controlam a estruturação do paleocânion de Regência. Nota-se que as falhas internas ao paleocânion (representadas pelas linhas tracejadas) são controladas por falhas do embasamento. A porção delimitada pela forma ovalada preta indica provável depósito de transporte de massa (deslizamento) associado a falhas marginais.

topo da Formação Urucutuca. Na parte proximal do paleocânion, refletores sísmicos interrompidos e oblíquos sugerem a ocorrência de grandes blocos alóctonos (Figura 6).

Seção geológica e morfologia do paleocânion de Regência

Uma seção transversal do paleocânion foi elaborada de acordo com os dados analisados no presente trabalho (Figura 11). Morfologicamente, em perfil, o paleocânion apresenta forma de “U achatado”. 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 inferior escavada do paleocânion houve preservação de parte do Membro Mucuri e preenchimento

posterior pela Formação Urucutuca, dividida em três porções: a inferior, constituída por fácies mais contínuas de arenitos e pelitos; a média, caracterizada por muitos arenitos canalizados; e, por fim, ascendente, gradual aumento da proporção de pelitos, os quais continuam predominantes acima do cânion e também recobrem as porções marginais.

Na porção sul da área de estudo, o topo do embasamento está em uma profundidade de aproximadamente 2.000 m. A porção proximal do paleocânion de Regência, na região sudoeste da área de estudo, tem, em média, 3,5 km de largura, aproximadamente 9,0 km de comprimento e o desnível vertical entre a porção mais proximal do cânion e a ZCCRD varia de menos de 1,0 a 1,6 km.

No seu eixo principal, o paleocânion apresenta maior aprofundamento a leste da ZCCRD. No lado leste da ZCCRD, a

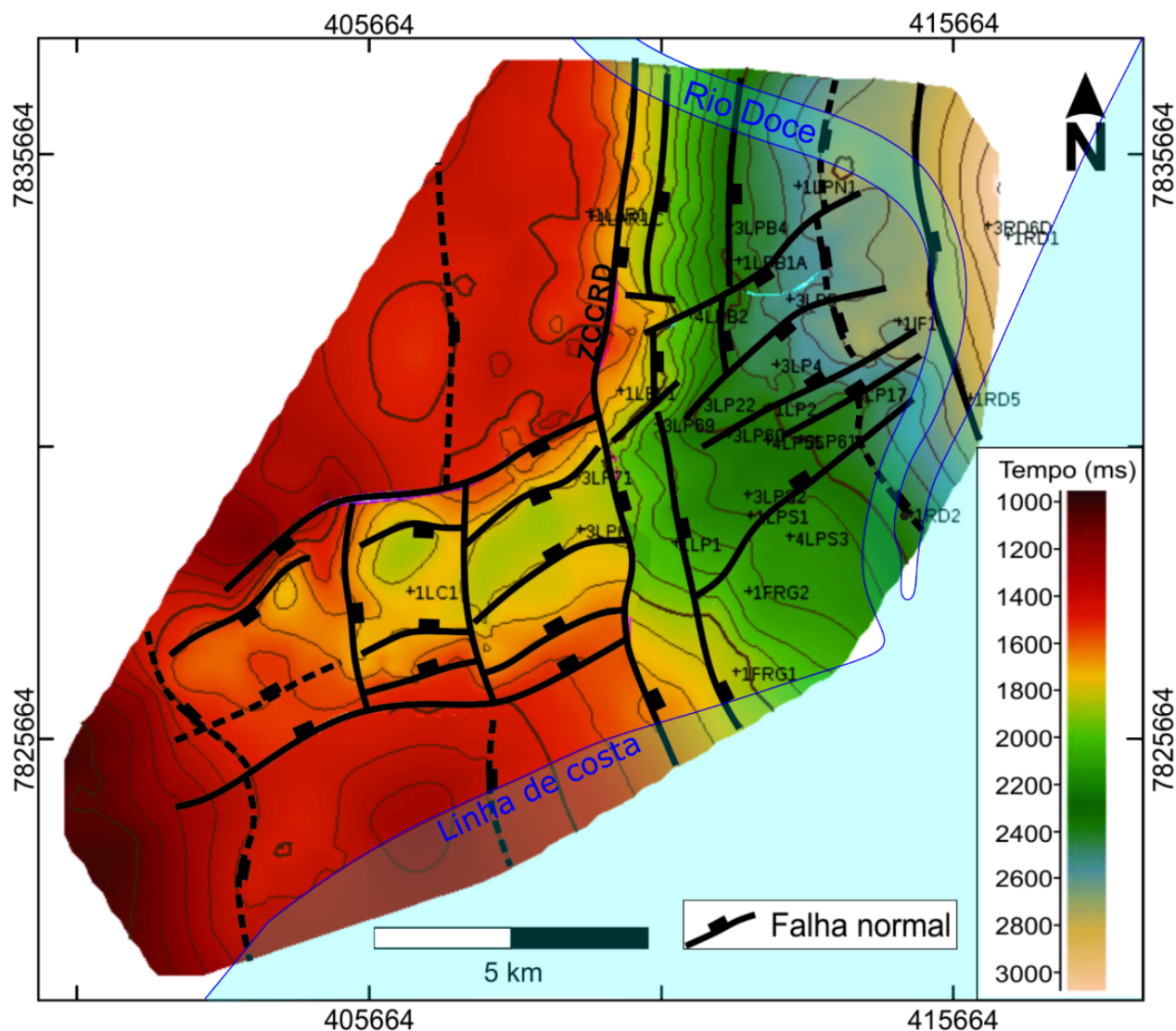


Figura 7. Mapa do contorno estrutural do topo do embasamento (ZCCRD — Zona de Charneira Cedro-Rio Doce).

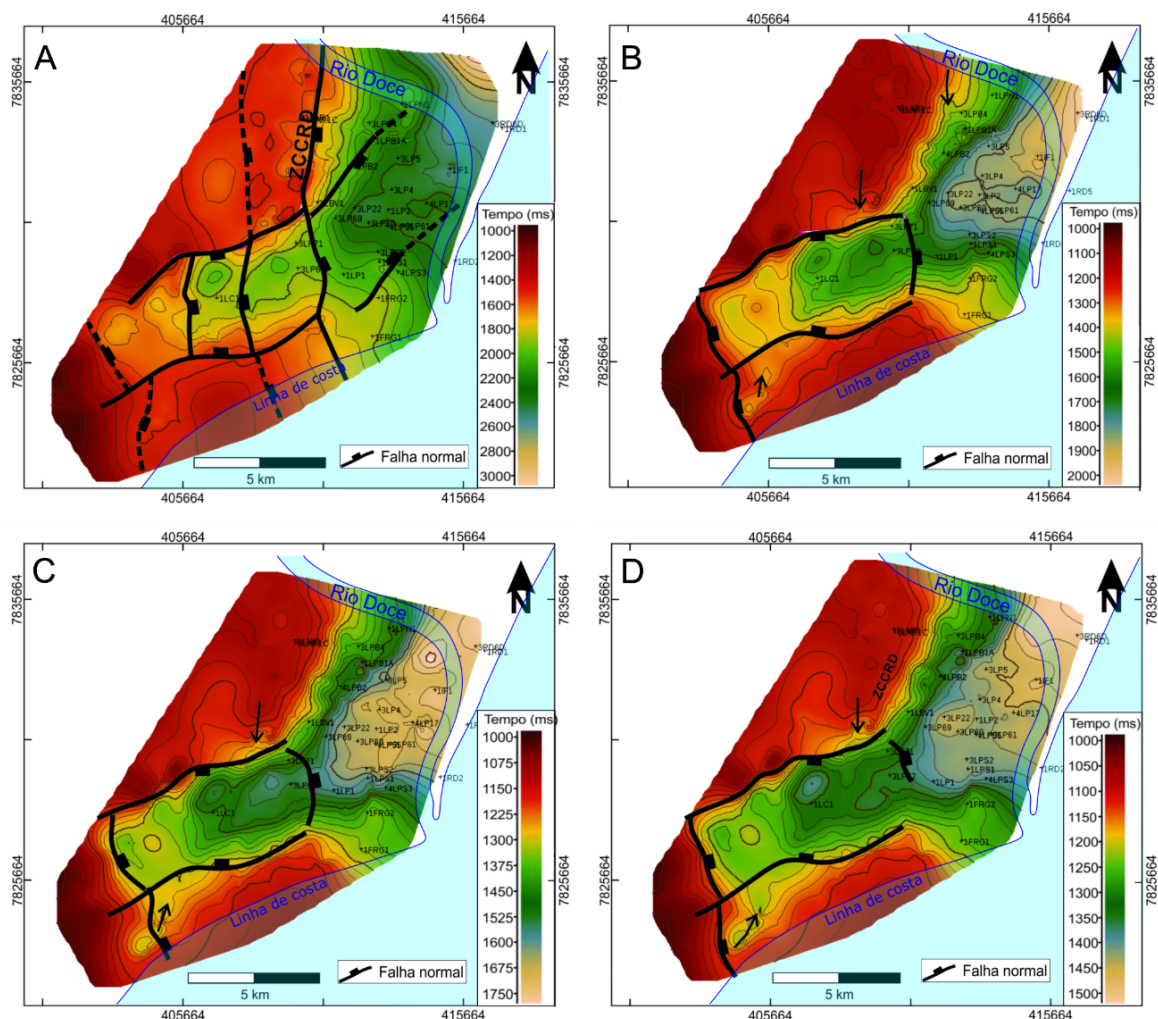
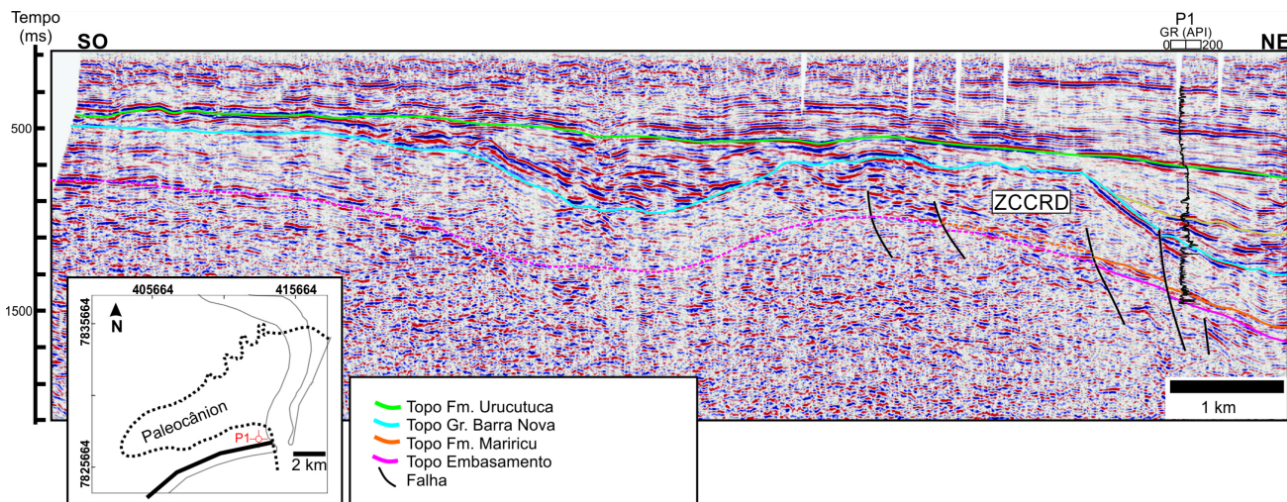
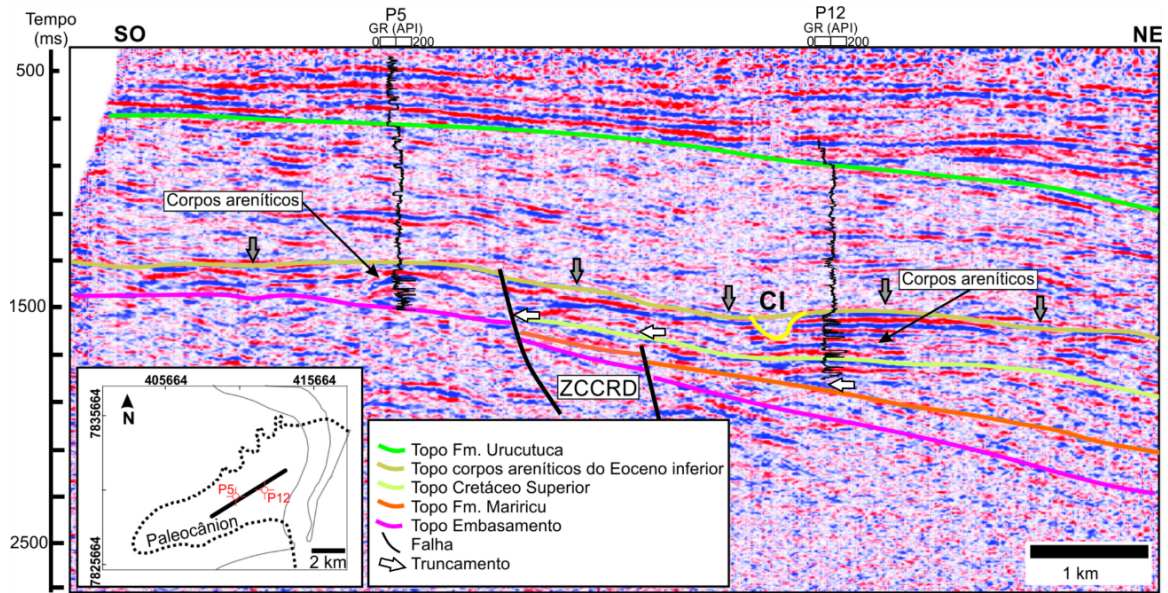


Figura 8. (A) Mapas de contorno estrutural do topo da Formação Mariricu; (B) topo do Grupo Barra Nova; (C) topo do Cretáceo Superior; (D) topo dos corpos areníticos depositados no início do Eoceno. Setas pretas indicam canais secundários.



Fm.: Formação; Gr.: Grupo.

Figura 9. 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.



Fm.: Formação; Gr.: Grupo; ZCCRD: Zona de Charneira Cedro-Rio Doce.

Figura 10. 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.

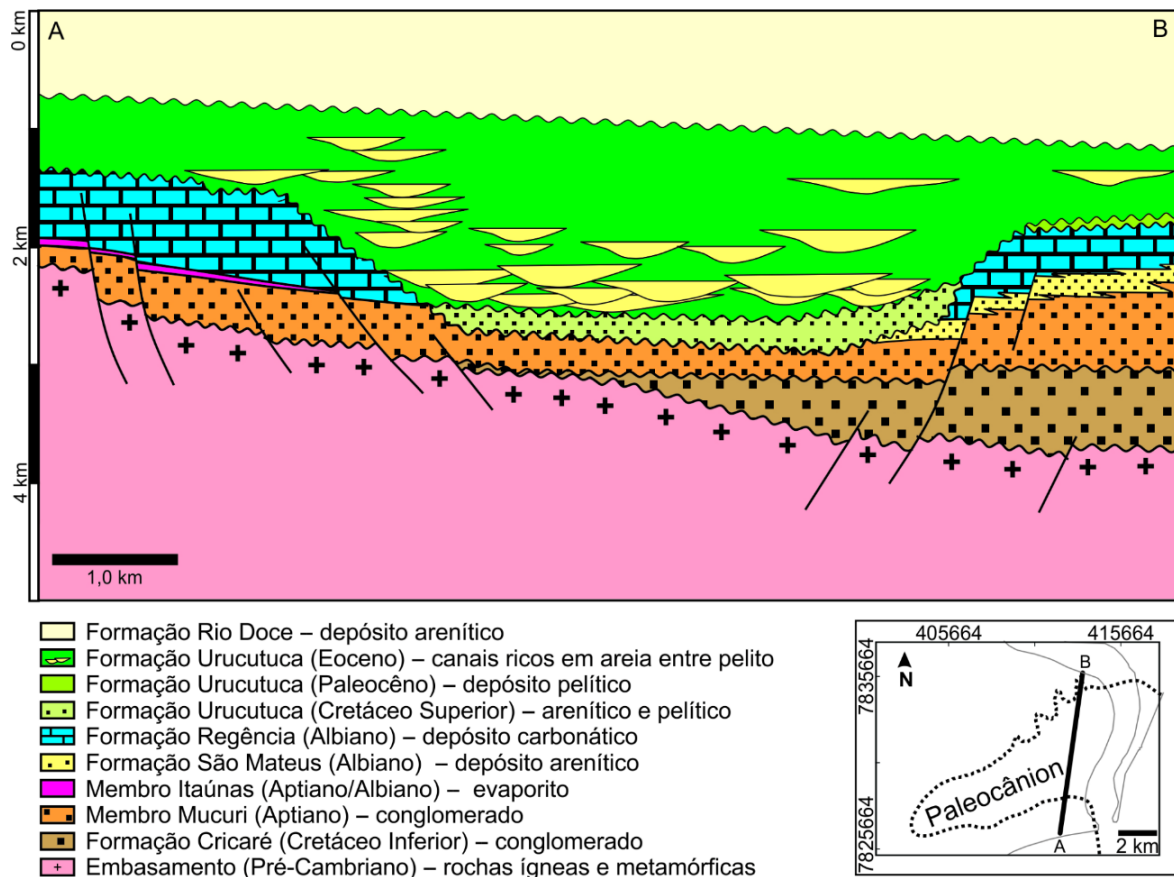


Figura 11. Seção geológica esquemática quase transversal do paleocânion de Regência, desenvolvido de acordo com dados analisados no presente trabalho. Litologias predominantes citadas na legenda e representadas na seção conforme França et al. (2007).

borda sul ainda tem controle predominante da falha NE-SO, porém o limite norte do paleocânion de Regência tem direção NNE-SSO acompanhando quase que paralelamente a ZCCRD. Nessa parte, o paleocânion de Regência atinge mais de 5,0 km de largura, mais de 7,0 km de comprimento e desnível vertical superior a 2,1 km. Segundo Oliveira et al. (2018), o paleocânion atinge uma profundidade de 1.800 ms, aproximadamente 1,9 km, na porção emersa. No presente trabalho, obteve-se profundidade sísmica de até 2.000 ms, aproximadamente 2,1 km na porção mais distal da área estudada (Figura 12).

DISCUSSÃO

O topo da Formação Mariricu na região do paleocânion equivale a uma discordância com geometria de extensa calha rasa

(Figura 5). Essa geometria foi controlada por falhas normais que escalonaram blocos do embasamento e da Formação Mariricu sobreposta. Nota-se também truncamento interno nessa 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 5). Essas discordâncias podem estar relacionadas às sequências informais A (inferior) e B (superior) definidas por Tagliari et al. (2013); neste caso, os intervalos seriam limitados por pequenas discordâncias originadas pelas variações do nível relativo do mar.

O sistema de *grabens* de direção NE-SO, associado muito provavelmente à reativação de falhas do embasamento durante

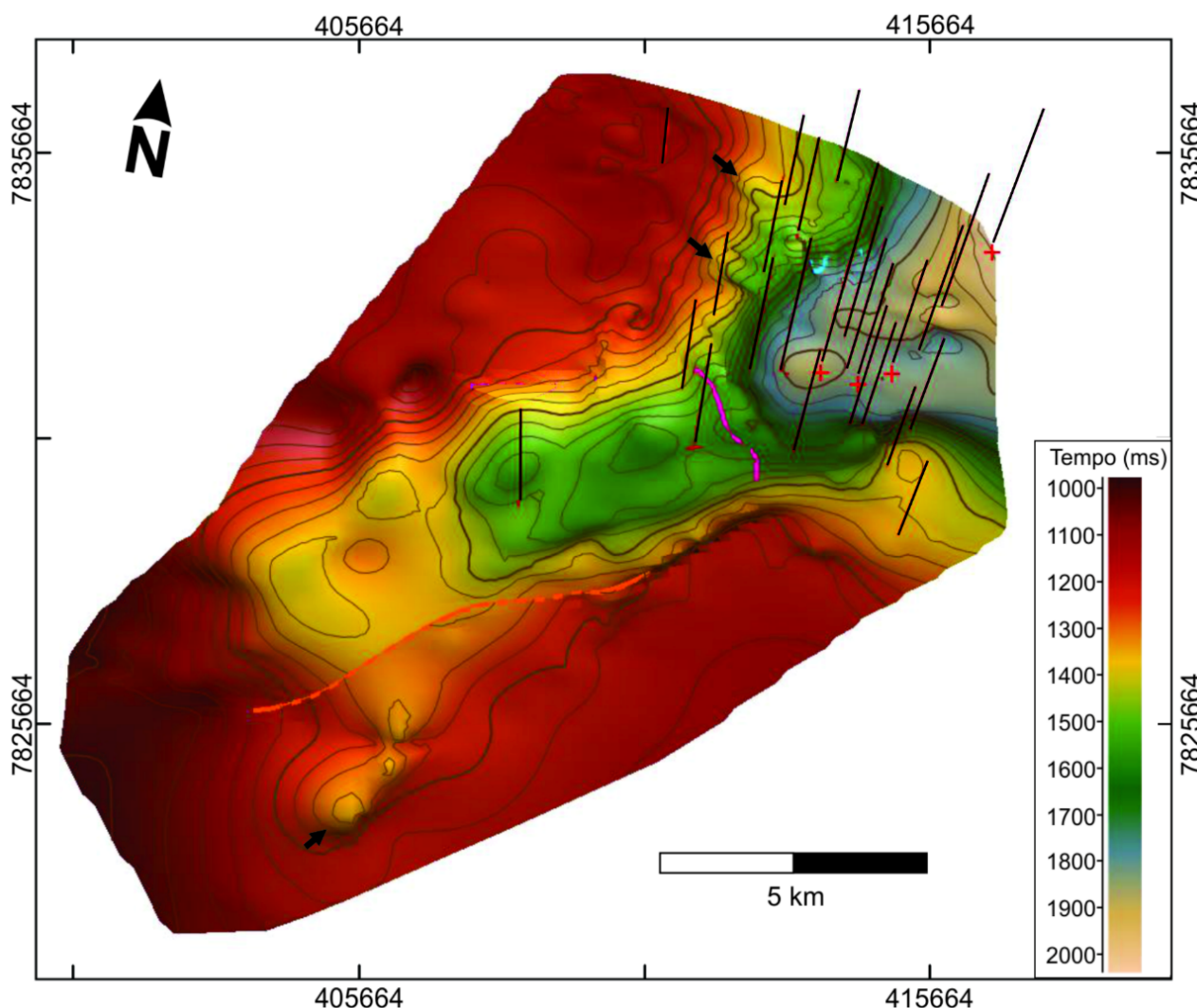


Figura 12. Mapa de contorno estrutural da discordância Pré-Urucutuca, equivalendo à morfologia tridimensional do paleocânion de Regência. Setas pretas indicam canais secundários. Os traços pretos verticais representam poços.

o Eocretáceo (fase rifte), constitui-se como o principal responsável pela paleofisiografia da porção proximal do paleocânion. Além disso, falhas normais de direção praticamente N-S atuaram na cabeceira e na porção proximal do paleocânion de Regência. Por outro lado, a leste da ZCCRD, o controle tectônico ocorreu principalmente pelas falhas normais N-S. Uma vez estabelecido o arcabouço estrutural local, a eustasia pode ter sido determinante na exposição da plataforma siliciclástica-carbonática do Grupo Barra Nova e na consequente formação de vales incisos (Tagliari et al., 1993, 2013; Mendes, 1996). Essa interpretação sobre a influência das variações do nível do mar levou em consideração não só as sequências A e B de Tagliari et al. (2013), mas também o trabalho de Shepard (1981) sobre diversos cânions submarinos. Segundo esse autor, incisões fluviais, causadas em condições de nível relativo do mar baixo, são importantes durante as primeiras fases evolutivas dos cânions; posteriormente, com a subida do nível do mar, esses fatores perdem gradativamente a importância e são suplantados por processos submarinos.

O preenchimento do paleocânion foi desigual conforme o controle dos falhamentos e do desnível vertical da porção escavada. Assim, o preenchimento começou na porção proximal (no bloco alto da ZCCRD) e no flanco norte distal do paleocânion. Posteriormente, no Eoceno, com o abatimento de blocos por falhas normais e o rebaixamento da borda, ocorreu o preenchimento da porção a jusante da ZCCRD e mais distal. Apesar do provável diacronismo no preenchimento, a fonte de sedimentos deve ter permanecido a mesma ao longo do tempo.

Conforme já comentado, no interior do paleocânion de Regência podem ser reconhecidos refletores sísmicos que sugerem tanto canais muito próximos entre si ou até entrecortados quanto canais dispersos, diminuindo a quantidade de canais no sentido do topo da Formação Urucutuca. Os canais abundantes e amalgamados da porção inferior, ricos em areia, coadunam com o modelo de canais confinados e os mais acima, com maior dispersão lateral, indicam passagem gradual ao modelo de canais menos confinados (Funk et al., 2012). Respectivamente, o empilhamento mostra a passagem de complexos canal-canal, depositados em condições com pouco espaço de acomodação, para complexos canal-dique, com maior espaço de acomodação — estes últimos já haviam sido estudados em detalhe por Bruhn e Walker (1997). Contudo, os complexos canal-canal também são bem evidentes no paleocânion de Regência pelo padrão cilíndrico dos perfis GR dos poços estudados, comumente constituídos por conglomerados (Figura 4). Os canais erosivos ocorrem originalmente nas áreas escarpadas do talude, em que os fluxos se aceleram e estão propícios à deposição de conglomerados em substrato íngreme. Já os complexos de canais-dique formam-se onde o fluxo tende à desaceleração em substrato menos íngreme e apresenta caráter turbidítico de alta densidade (Posamentier e Walker, 2006).

Os complexos de canais no paleocânion de Regência revelam empilhamento agradacional devido aos consecutivos processos de preenchimento e erosão. As linhas sísmicas também mostram ondulações interpretadas como resultantes de compactação diferencial dos depósitos sobrepostos ao embasamento e nas porções internas no bloco baixo (leste da ZCCRD) (Figura 10).

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 um *graben* que delimitou as bordas das porções proximal e distal do paleocânion de Regência na área de estudo (Figuras 7, 8 e 12). Ao leste da ZCCRD ocorreu alargamento do paleocânion devido ao abatimento de blocos pelas falhas normais de direção N-S. Essas falhas também propiciaram o desenvolvimento de canais tributários menores ao longo da margem norte (Figura 13). 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 um canal secundário de grande porte ao sudoeste da área de estudo (Figuras 9 e 12). Além disso, desde o início, a porção proximal apresentou largura mais ou menos constante ao longo do eixo principal do paleocânion devido à forte influência das falhas de direção NE-SO (Figura 8).

De acordo com as seções sísmicas aqui analisadas, não há evidências de falhamentos listricos associados a movimentação do sal na margem do paleocânion. Constatou-se que as falhas do embasamento têm continuidade nos intervalos da Formação Mariricu e do Grupo Barra Nova e que, portanto, teriam exercido o principal controle estrutural das margens do paleocânion de Regência (Figuras 5 e 6).

Na porção proximal, depósitos neocretácicos podem ter sido preservados devido ao abatimento e à rotação de blocos por falhas normais (Figura 14). Na porção proximal interna do paleocânion, nota-se que a reativação das falhas do embasamento deu-se durante quase todo o preenchimento do paleocânion (Figura 6). Os falhamentos podem ter atuado na compartimentalização dos reservatórios, principalmente na porção proximal. Ainda na parte proximal, padrões de refletores sísmicos relacionados a escorregamentos (Figura 6) podem ser vistos na porção basal e, mais comumente, junto 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.

Modelo geológico (evolutivo e deposicional)

O abatimento de blocos já durante o Aptiano por falhas de direção NE originou uma extensa calha que atuou como precursora na

formação do paleocânion. Inicialmente, houve erosão fluvial nessa calha em virtude de queda do nível de base. Nota-se que na porção proximal, ao oeste da ZCCRD, não estão presentes rochas da fase rift (formações Cricaré e Cabiúnas) como resultado de não deposição ou de erosão (Figura 15).

Nota-se que no fim do Albiano, enquanto ocorria subsidência e sedimentação em algumas áreas, o embasamento

foi exposto e erodido no bloco equivalente à parte proximal do cânion. Depósitos cretácicos foram erodidos tanto na porção proximal quanto distal (Figura 16). Durante o Eoceno houve a deposição de sedimentos no paleocânion e, mesmo após seu total preenchimento, o paleocânion continuou exercendo influência na deposição dos sedimentos provenientes do continente.

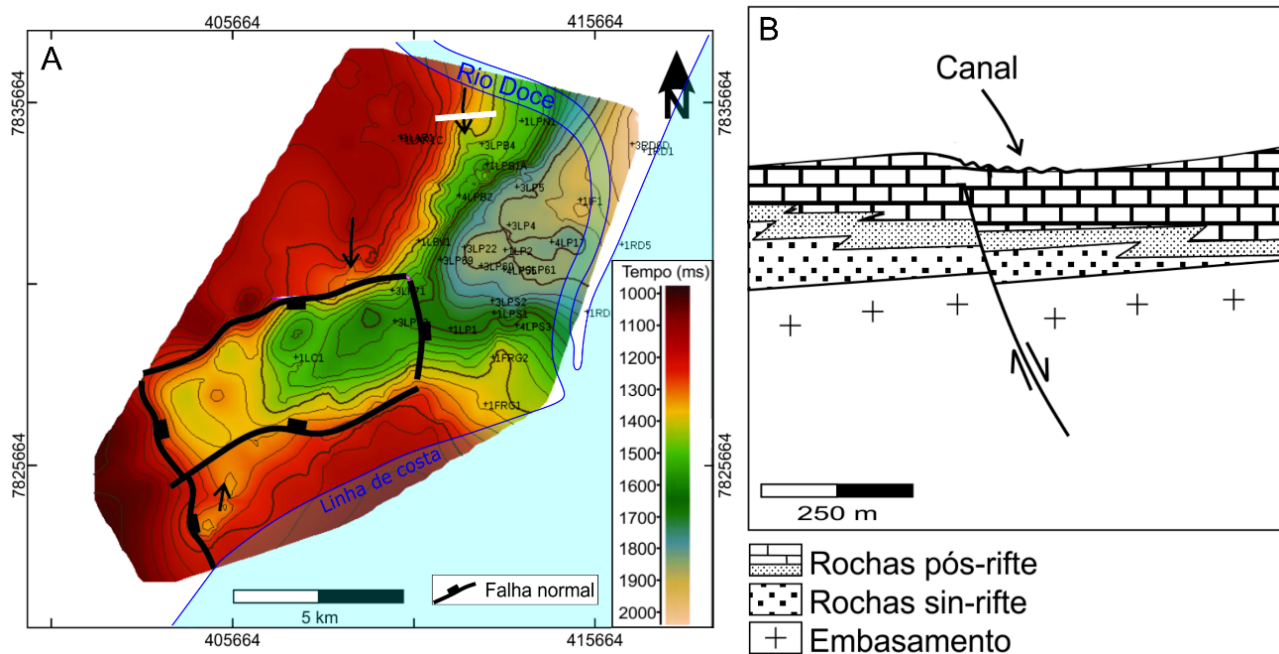


Figura 13. (A) Mapa de contorno estrutural do topo do Grupo Barra Nova; setas pretas indicam a presença de canais secundários. (B) Seção esquemática do paleocânion (linha branca) mostrando a formação de canais a partir do abatimento e rotação por falhas normais.

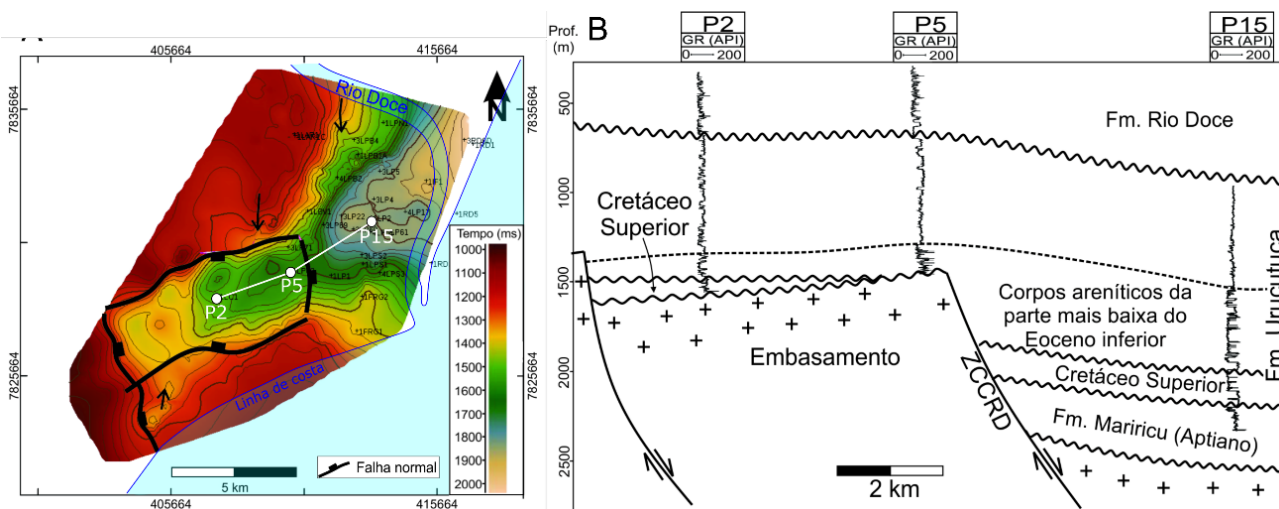


Figura 14. (A) Mapa de contorno estrutural do topo do Cretáceo Superior; setas pretas indicam a presença de canais secundários. (B) Esquema geológico mostrando a relação entre a rotação de blocos por falhas normais e a preservação de depósitos neocretácicos proximais. Entre os poços P2 e P5 ocorreu a preservação de parte do intervalo Cretáceo Superior (valor em torno de 1.575 ms). Topo da Formação Urucutuca do poço P15 a 895 m conforme informação da pasta de poço.

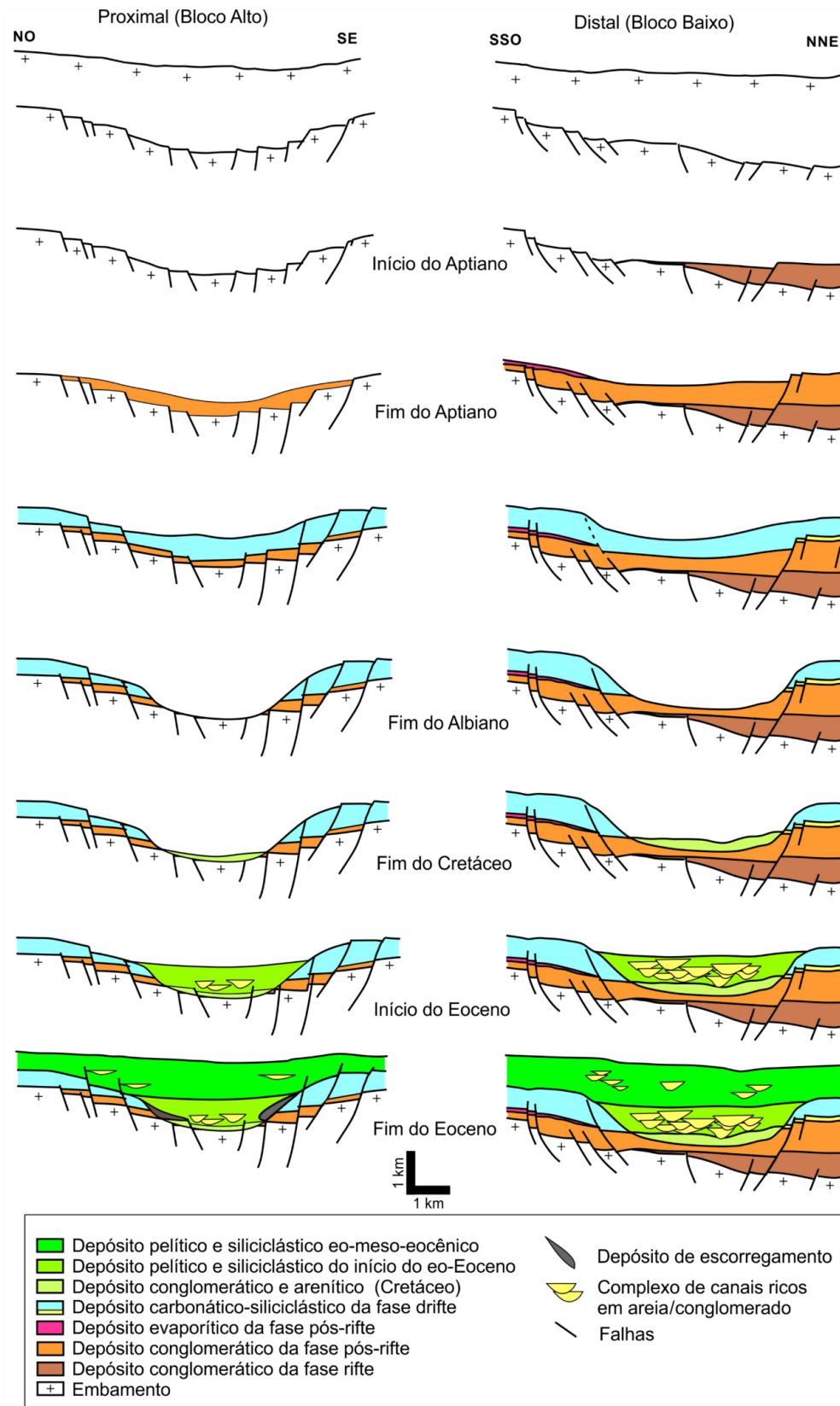


Figura 15. Modelos esquemáticos de evolução e preenchimento proximal e distal em seções transversais ao paleocânion de Regência.

Os processos envolvidos ao longo da história geológica do paleocânion são complexos e foram simplificados no modelo geológico (Figura 17). O modelo mostra a fase final da formação

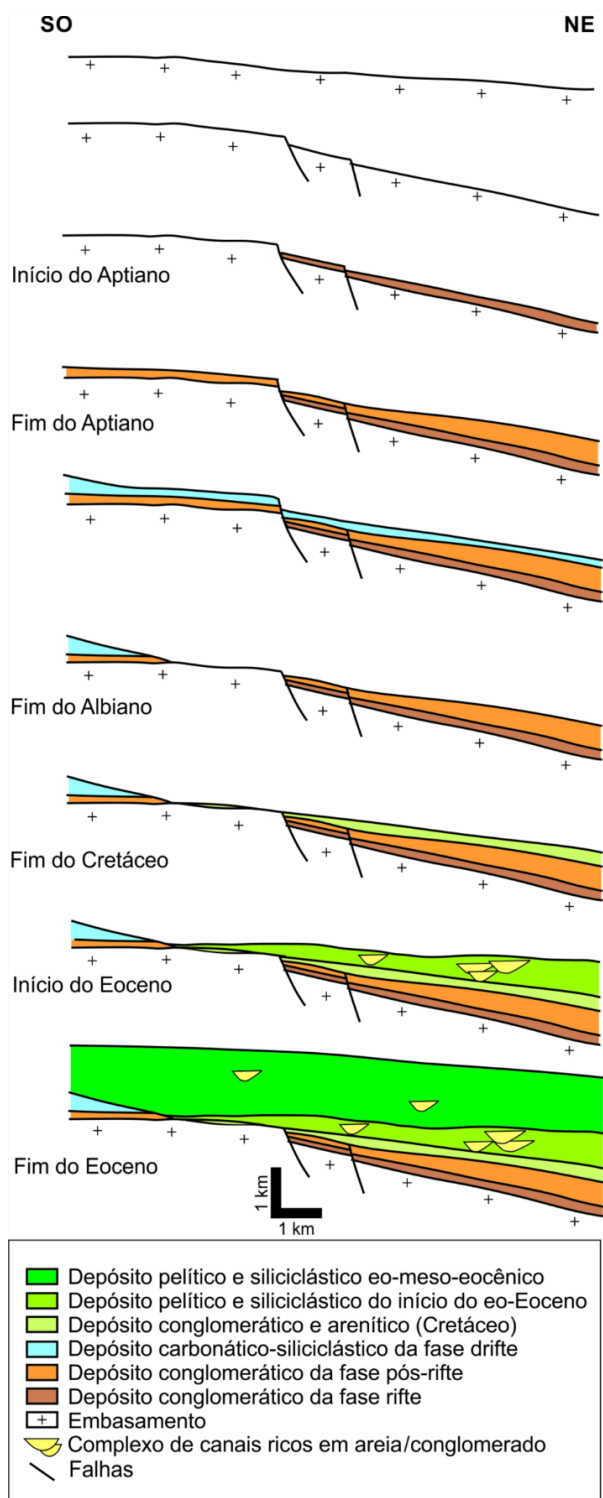


Figura 16. Modelo esquemático de evolução e preenchimento longitudinal do paleocânion de Regência.

dos abundantes canais arenosos do Eoceno, portanto antes da acumulação dos depósitos predominantemente pelíticos.

O modelo mostra que a cabeceira do paleocânion também foi controlada por falhas normais de direção aproximadamente N-S, o que fez com que a largura do paleocânion na porção proximal fosse praticamente constante até a ZCCRD. Há evidências de um canal secundário de grande porte a sudoeste do paleocânion responsável por fluxos gravitacionais de sedimentos da porção proximal à distal do paleocânion. Outros canais secundários menores, que atravessam a ZCCRD, foram responsáveis pelo aporte de sedimentos diretamente para a porção distal do paleocânion. Outros processos de transporte de massa, escorregamentos e deslizamentos também deixaram registros, 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 ZCCRD. Os dados analisados sugerem que tais canais variam em termos de continuidade longitudinal. As aparentes interrupções dos canais podem ser atribuídas à variação lateral de fácies causada tanto pela deposição quanto por sucessivas erosões.

CONCLUSÕES

As interpretações realizadas neste trabalho mostram que as margens do paleocânion de Regência, na Bacia do Espírito Santo, foram controladas pelas falhas normais do embasamento de direção NE-SO e que a origem do paleocânion data do Aptiano. A integração de grande número de dados de seções sísmicas, poços e bioestratigráficos forneceu subsídios para detalhar o conhecimento tectonoestratigráfico sobre a bacia na região do paleocânion. Como principal resultado do presente trabalho, é proposto um modelo de evolução que mostra os principais elementos envolvidos na história geológica do paleocânion desde o Cretáceo até o término da deposição dos corpos arenosos, no início do Eoceno. Também foi elaborado um modelo geológico deposicional para visualizar a primeira fase do preenchimento do paleocânion.

As correlações estratigráficas por meio de perfis geofísicos de poços, as interpretações de seções sísmicas e os mapas de contorno estrutural resultantes do presente trabalho permitiram concluir que a principal feição estrutural é a ZCCRD, que divide o paleocânion em duas porções por um sistema de falhas normais de direção praticamente N-S (Tagliari et al., 2013). As análises realizadas, particularmente os mapas de contorno estrutural, mostraram que a porção mais proximal também foi controlada por falhas normais de direção praticamente N-S e que as falhas de direção NE-SO fizeram com que o paleocânion tivesse largura praticamente constante da cabeceira até a ZCCRD. Na porção distal, a partir da ZCCRD, a largura do paleocânion aumenta

consideravelmente. Ao contrário de Bruhn e Walker (1997), não foram identificadas falhas listricas.

As análises permitiram reconhecer que o abatimento e a rotação de blocos por falhas normais propiciaram a origem de

canais secundários tanto na porção proximal quanto na margem norte da porção distal. A posição basculada dos blocos também foi responsável pela preservação de depósitos cretácicos proximais. Canais arenosos dispersos na parte média a superior

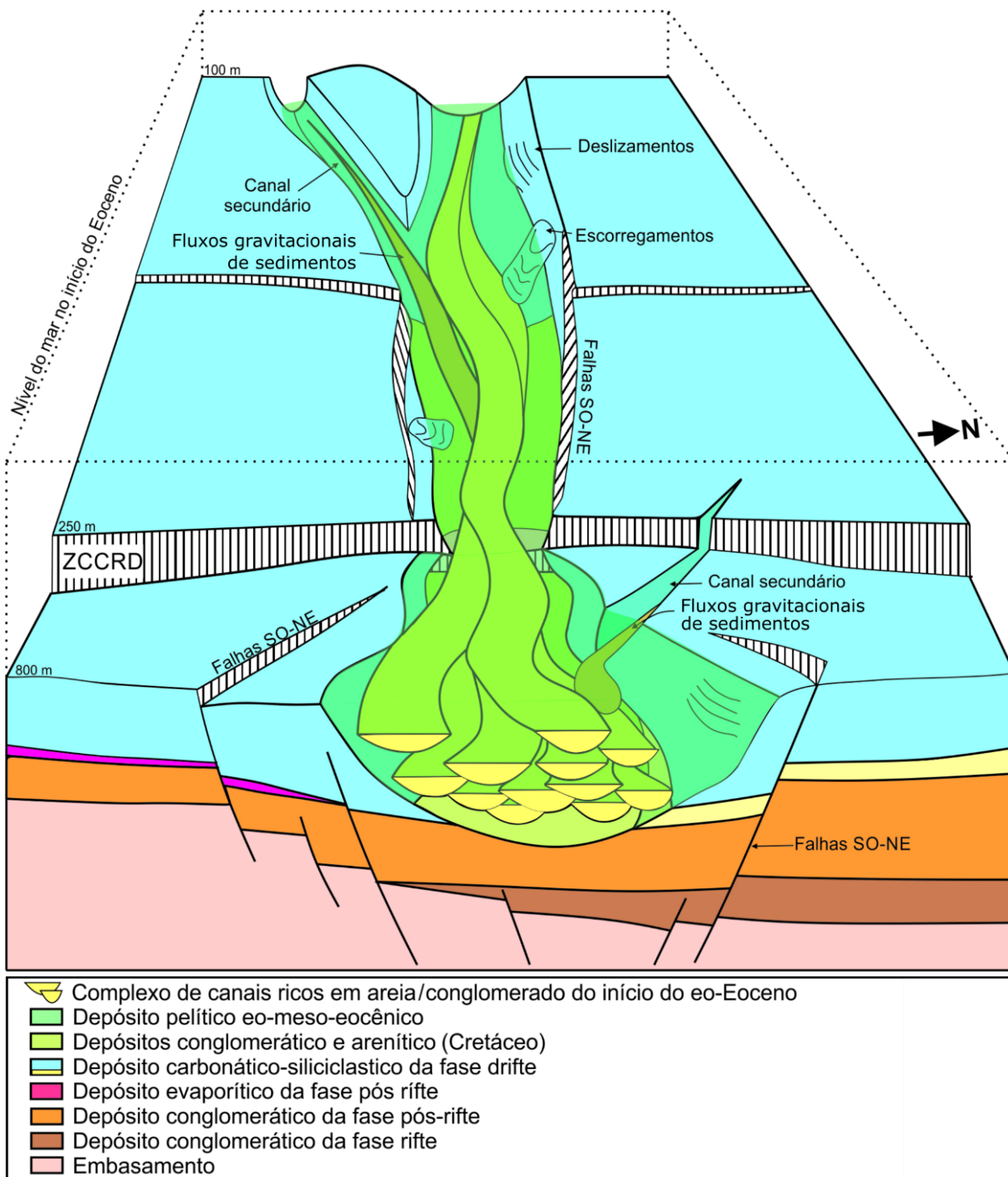


Figura 17. Modelo geológico deposicional do paleocânion de Regência representando a formação de densos canais arenosos na primeira fase do preenchimento do cânion, ao início do Eoeceno (sem escala).

do paleocânion (Formação Urucutuca superior) já foram alvos exploratórios de hidrocarbonetos e constituem altos estruturais por compactação diferencial dos arenitos em relação aos pelitos adjacentes (Bruhn e Walker, 1997). No presente trabalho, além dessas feições, foi possível constatar alta concentração de canais, em parte amalgamados, com a orientação preferencial do eixo do paleocânion, dispostos na parte mais basal, originados em condições confinadas. Esses canais podem estar relacionados a períodos sucessivos de erosão junto às áreas mais altas devido a variações eustáticas induzidas pelos sucessivos processos de inclinação tectônica do substrato.

REFERÊNCIAS

- Antunes, R. L. (1990). *Contribuição ao conhecimento geológico do Paleocânion de Regência (Bacia do Espírito Santo, Brasil): um estudo com base na bioestratigrafia dos nanofósseis de calcários*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Asmus, H. E., Pontes, F. C. (1973). The Brazilian Marginal Basins in the Ocean Basins and Margins. In: E. M. Nairn, F. G. Stehli (eds.), *The South Atlantic* (p. 87-133). Nova York: Plenum Press.
- Biassusi, A. S., Maciel, A. A., Carvalho, S. C. (1989). Bacia do Espírito Santo: O Estado da Arte da Exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4(1), 13-19.
- Bruhn, C. H. L., Moraes, M. A. S. (1989). Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para estudos de reservatórios canalizados. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3(3), 235-267.
- Bruhn, C. H. L., Walker, R. G. (1997). Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, early Eocene Regência canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology*, 44(1), 17-46. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1997.tb00422.x>
- Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Figueiredo, A. M. F., Bender, A. (1992). Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1-2), 97-138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90253-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90253-3)
- Cosmo, C. A., Palhares Jr., A., Rangel, H. D., Wolff, B., Figueiredo, A. M. F. (1991). Lagoa Parda Field - Brazil. Espírito Santo Basin, Southeastern Brazil. In: E. A. Beaumont, N. H. Foster (eds.), *AAPG Treatise of Petroleum Geology: Atlas of Oil and Gas Fields. Stratigraphic Traps* (v. 2, p. 349-360). Tulsa: AAPG.
- Fiduk, J. C., Brush, E. R., Anderson, L. E., Gibbs, P. B., Rowan, M. G. (2004). Salt deformation, magmatism, and hydrocarbon prospectivity in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil. In: P. J. Post, D. L. Olson, K. T. Lyons, S. L. Palmes, P. F. Harrison, N. C. Rosen (eds.), *Salt-Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity: Concepts, Applications, and Case Studies for the 21st Century* (p. 370-392). Houston: Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- França, R. L., Del Rey, A. C., Tagliari, C. V., Brandão, J. R., Fontanelli, P. D. R. (2007). Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 501-509.
- Funk, J. E., Slatt, R. M., Pyles, D. R. (2012). Quantification of static connectivity between deep-water channels and stratigraphically adjacent architectural elements using outcrop analogs. *AAPG Bulletin*, 96(2), 277-300. <https://doi.org/10.1306/07121110186>
- Gomes, J. B., Carvalho, R. S., Lima, F. R. T., Abdalla, E. T. C. (1988). Revisão geológica regional da Bacia do Espírito Santo. In: Petrobras/DEPEX/DIRNEM. *Relatório interno*. Rio de Janeiro: Petrobras, 34 p.
- Granot, R., Dymant, J. (2015). The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 414, 156-163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.015>
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. A. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner, C. G. St. C. Kendall (eds.), *Sea-Level Changes - An Integrated Approach, SEPM. Special Publication*, 2 (p. 71-108). Houston: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Heine, C., Zoethout, J., Müller, R. D. (2013). Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4, 215-253. <https://doi.org/10.5194/se-4-215-2013>
- Janssen, M. E., Stephenson, R. A., Cloetingh, S. A. P. L. (1995). Temporal and spatial correlations between changes in plate motions and the evolution of rifted basins in Africa. *Geological Society of America Bulletin*, 107(11), 1317-1332. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107%3C1317:TA SCBC%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107%3C1317:TA SCBC%3E2.3.CO;2)
- Mendes, M. P. (1996). *Paleocânion de Regência (ES) e Almada (BA): evolução, análise estratigráfica e associação das fácies turbidíticas*. Dissertação (Mestrado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Milani, E. J., Brandão, J. A. S. L., Zalán, P. V., Gamboa, L. A. P. (2000). Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, 18(3), 351-396. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2000000300012>
- Mitchum Jr., R. M., Vail, P. R., Thompson III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2 – The depositional sequences as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration* (v. 26, p. 63-81). Tulsa: AAPG Memoir.
- Mizusaki, A. M. P., Alves, D. B., Conceição, J. C. J. (1994). Eventos magmáticos nas bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba. *XXXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Geologia Estrutural e Tectônica de Bacias Sedimentares*, p. 566-569. Camboriú: SBG.
- Mohriak, W. U. (2005). Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: Petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14(1), 133-142.
- Oliveira, F. R. B., Beraldo, V. L., Heinerici, J. (1985). Análise exploratória do Paleocânion de Regência. In: Petrobras/Desus/Dinter/Sebat (eds.), *Relatório Interno*. Reg. 5487, não publicado.
- Oliveira, J. P. M., Bianchini, A. R., Borghi, L., Figueiredo, J. J. P., Nascimento, I. V. P., Nunes, S. A. S., Ferreira, V. H. L. (2018). Morfologia do Paleocânion de Regência, Bacia do Espírito Santo. *XLIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro: SBG. Disponível em: <<http://cbg2018anais.siteoficial.ws/resumos/7868.pdf>>. Acesso em: 19 ago. 2019.
- Pereira, M. J. (1994). *Sequências 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*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pontes, F. C., Asmus, H. E. (2004). Clássicos da Geologia e do Petróleo do Brasil – As bacias marginais brasileiras: estágio atual de conhecimento. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(2), 385-420.
- Posamentier, H. W., Walker, R. G. (2006). Deep-water turbidites and submarine fans. In: H. W. Posamentier, R. G. Walker (eds.), *Facies Models Revisited* (v. 84, p. 397-520). Special Publication. Society for Sedimentary Geology (SEPM). <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>
- Shepard, F. P. (1981). Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*, 65(6), 1062-1077. <https://doi.org/10.1306/03B59459-16D1-11D7-8645000102C1865D>
- Stow, D. A. V., Mayall, M. (2000). Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2), 125-135. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(99\)00064-1](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00064-1)
- Tagliari, C. V. (1993). *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). Porto Alegre: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Tagliari, C. V., Rossi Fontanelli, P., Brandão, J. R., Paim, P. S. G. (2013). Evolução geológica das sequências 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*, 21(1), 149-174.
- Torsvik, T. H., Rousse, S., Labails, C., Smethurst, M. A. (2009). A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1315-1333. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x>
- Vail, P. R. (1987). Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: A. W. Bally (ed.), *Atlas of seismic stratigraphy* (v. 27, p. 1-10). Houston: AAPG Studies in Geology.
- Weimer, P., Link, M. H. (1991). Global petroleum occurrences in submarine fans and turbidite systems. In: P. Weimer, M. H. Link (eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* (p. 9-67). Nova York: Springer-Verlag. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8_2