

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
Instituto de Geociências

**Análise multiescalar de sequências deposicionais e estruturas da
Plataforma Continental de Santos (setor Santos/SP – Rio de
Janeiro/RJ)**

Monografia

TF – 22/44

Aluno: Pedro Gouveia Bauli

Orientador: Prof. Dr. André Pires Negrão:
Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental
- IGc/USP

Coorientador: Prof. Dr. Luigi Jovane:
Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica
- IO/USP

SÃO PAULO
2022

RESUMO

Este trabalho apresenta uma análise multiescalar da tectonoestratigrafia cenozoica na Plataforma Continental de Santos (PCS), resultado do processamento e interpretação de dados sísmicos multicanal *Sparker* de alta resolução aliados a dados de poços e seções sísmicas *Airgun* da Agência Nacional do Petróleo (ANP). Dados aeromagnetométricos da ANP foram processados e analisados à luz do magmatismo conhecido na área *onshore*. No Paleoceno é ausente o registro sedimentar na plataforma interna e sistemas proximais arenosos adentram à plataforma externa. Durante o Eoceno ocorre a deposição de deltas intercalados à pacotes argilosos transgressivos relacionáveis ao aumento do nível eustático no Ótimo Climático do Eoceno Inferior. A partir do Oligoceno, o embasamento emerso adjacente estava recuado mais de 30 km em relação à sua posição cretácea e estratos argilosos prevalecem sobre estratos arenosos. O registro de correntes oceânicas nas clinoformas inicia-se no talude durante o Oligoceno, e avança à plataforma interna no Mioceno Inferior até o presente. Durante o Neógeno, ciclos glacioeustáticos impõe controle sobre o padrão progradacional de clinoformas, onde trajetórias de *rollover-point* são condizentes à subida do nível eustático que culmina no Ótimo Climático do Mioceno Inferior; à queda do nível eustático durante a Transição Climática do Mioceno Médio; e à subida do nível global do mar que resulta no Ótimo Climático do Plioceno. Durante o Quaternário, clinoformas de escala deltaica, sistemas deposicionais fluviais e de correntes oceânicas são identificáveis na sísmica *Sparker*. Os limites de sequências da transição Paleoceno-Eoceno; Eoceno-Oligoceno; Oligoceno-Mioceno e Plioceno-Pleistoceno são correlacionáveis à quedas eustáticas. A deformação cenozoica se concentra na borda cretácea da Bacia de Santos, relacionada a falhas normais enraizadas em domos salinos, comuns em cenários de colapso gravitacional sobre uma zona de descolamento. Anomalias magnéticas lineares da PCS são fortemente correlacionáveis à diques toleíticos eocretáceos na área *onshore*, enquanto as anomalias circulares aos plútôns alcalinos neocretáceos emersos em ilhas da plataforma interna.

ABSTRACT

This paper presents a multiscale analysis of cenozoic tectonostratigraphy of the Santos Continental Shelf (PCS). This was done by the processing and interpretation of high resolution multichannel seismic data (Sparker) combined with well data and airgun seismic sections from the Agência Nacional do Petróleo (ANP). ANP aeromagnetometric data were processed and analyzed in view of the onshore magmatism. At the Paleocene interval, there is no sedimentary record on the inner shelf and coarse clastic sedimentation occurs in the outer shelf. During the Eocene, there is deposition of deltas interbedded with transgressive clay packages related to the eustatic rise in the Early Eocene Climatic Optimum. During the Oligocene, the onshore basement was eroded more than 30 km in relation to its cretaceous position and clay strata prevail over sandy strata. The record of ocean currents on clinoforms starts at the slope during the Oligocene and move forward into the inner shelf in the Lower Miocene until the present. During the Neogene, glacioeustatic cycles impose control over the progradational pattern of clinoforms, where rollover-point trajectories are consistent with the eustatic rise those results on the Early Miocene Climatic Optimum; with the eustatic fall during the Middle Miocene Climate Transition; and with the eustatic rise those results in the Pliocene Climate Optimum. During the Quaternary, deltaic scale clinoforms, fluvial depositional systems and ocean currents systems are identifiable through Sparker data. Sequence boundaries that mark the Paleocene-Eocene; Eocene-Oligocene; Oligocene-Miocene and Pliocene-Pleistocene transitions are related with eustatic falls. Cenozoic deformation occurs mainly in the Cretaceous Hinge Line of Santos Basin, and are related to normal faults rooted in salt domes, that are common in scenarios of gravitational collapse over a detachment zone. Linear magnetic anomalies of PCS are strongly correlated to early cretaceous tholeiitic dykes in the onshore area while circular anomalies to upper cretaceous alkaline plutons in islands of the inner shelf.

SUMÁRIO

RESUMO.....	2
ABSTRACT	3
1) INTRODUÇÃO.....	6
2) OBJETIVOS	6
3) CONTEXTO GEOLÓGICO	7
3.1) Jurássico Superior ao Eocretáceo: magmatismo toléítico e abertura da Bacia de Santos.....	7
3.2) Neocretáceo ao Eocene: magmatismo alcalino.....	9
3.3) Preenchimento sedimentar cenozoico da Plataforma Continental de Santos	9
3.4) Tectonismo cenozoico do Sudeste do Brasil	11
3.5) Modelos evolutivos da Plataforma Continental de Santos	11
4) MATERIAIS E MÉTODOS	12
4.1) Métodos potenciais – aeromagnetometria.....	12
4.2) Fundamentos do método sísmico e da interpretação sismoestratigráfica.....	13
4.3) Dados regionais: seções sísmicas e poços adquiridos junto à ANP	14
4.4) Dados sísmicos de semidetalhe: seções <i>Sparker</i>	16
4.4.1) Processamento dos dados Sparker	17
5) RESULTADOS	18
5.1) Análise regional: Dados da Agência Nacional do Petróleo (ANP).....	18
5.1.1) Dados de Poços	18
5.1.2) Preenchimento sedimentar regional.....	20
5.1.3) Padrões deformacionais regionais.....	27
5.1.4) Resposta magnética do embasamento plataforma	31
5.2) Análise de semidetalhe: sísmica <i>Sparker</i>	33
5.2.1) Preenchimento sedimentar em semidetalhe.	33
5.2.2) Padrões deformacionais em semidetalhe.	35
6) DISCUSSÕES	36
6.1) Estratigrafia.....	36
6.1.1) Paleoceno.....	36
6.1.2) Eocene	37
6.1.3) Oligoceno	39

6.1.4) Mioceno Inferior	40
6.1.5) Mioceno Médio-Plioceno.....	40
6.1.6) Quaternário.....	42
6.2) Gênese da deformação cenozoica	44
6.2.1) Tectônica e geração de espaço de acomodação	45
6.3) Fontes das anomalias magnéticas no embasamento plataforma.....	46
7) CONCLUSÕES.....	48
8) REFERÊNCIAS	50

1) INTRODUÇÃO

A Plataforma Continental de Santos (PCS) compreende a área da Bacia de Santos localizada entre a linha de costa a frente da Serra do Mar e o talude continental (-200 m). A área de estudo abrange a porção da PCS situada entre as localidades de Santos-SP e Rio de Janeiro-RJ (Figura 1). Seu registro estrutural, sedimentar e morfológico é atualmente entendido como o resultado de uma complexa interação entre eventos que se deram do Jurássico Superior ao Holoceno.

Até o momento poucos estudos na PCS procuraram integrar sua evolução tectonoestratigráfica do Paleógeno ao Quaternário. Trabalhos como de Costa Maia et al. (2010), Reis et al. (2013) e Schattner et al. (2019) se dedicam a compreensão do preenchimento sedimentar neogeno-quaternário em semidetalhe; enquanto os trabalhos de Almeida e Carneiro (1998), Zalán e Oliveira (2005), Moreira et al. (2007), Assine et al. (2008) e Rodrigues (2019) procuram elucidar a evolução estratigráfica e tectônica em escala regional. Isso posto, se mostra deficiente uma descrição contínua do preenchimento sedimentar e deformação cenozoica ao longo do tempo nesta área da Bacia de Santos.

Desta forma, o presente trabalho vem contribuir com uma análise multiescalar da sismostratigrafia cenozoica da PCS. Este tipo de análise se torna possível devido ao levantamento inédito que ocorreu entre abril e maio de 2022, onde foram adquiridos cerca de 500 km de dados sísmicos de alta resolução do tipo *Sparker* que abrangem depósitos quaternários da Plataforma Continental de Santos. Para a análise em escala regional, foram interpretadas seções sísmicas *Airgun*, dados de poços e levantamentos aeromagnetométricos da ANP. Assim, foi possível caracterizar feições deposicionais, erosivas e deformacionais cenozoicas na escala de arquiteturas deposicionais e sequências estratigráficas; além de identificar a fonte de anomalias magnéticas no embasamento da PCS.

Este TF está inserido no contexto do projeto de IC do aluno, intitulado “Investigação tectônica e sismoestratigráfica da Plataforma Continental de Santos através de levantamentos sísmicos com o uso do equipamento *Sparker*” (Processo 21/12647-5), e vinculado ao Projeto Temático FAPESP “Mudanças do nível do mar e o Sistema Monçônico Global: avaliação através de testemunhos marinhos no Brasil” (Processo 16/24946-9), no qual foram realizados os levantamentos sísmicos inéditos utilizados neste trabalho.

2) OBJETIVOS

Caracterizar a evolução temporal e espacial de sequências estratigráficas, prováveis sistemas deposicionais e estruturas tectônicas da porção da PCS situada entre os setores de Santos-SP e Rio de Janeiro-RJ. Esse objetivo será cumprido através das seguintes metas:

1. Processar os dados do tipo *Sparker* adquiridos na área de estudo.
2. Conferir significado cronoestratigráfico aos refletores das seções sísmicas.

3. Caracterizar prováveis processos deposicionais a partir do padrão de empilhamento de refletores, superfícies estratigráficas chave e sismofácies.
4. Estabelecer a cronologia de estruturas relacionas à deformação de refletores, e verificar sua compatibilidade com a tectônica cenozoica conhecida na área emersa adjacente.
5. Identificar e interpretar a natureza de anomalias magnéticas lineares e circulares.

3) CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1) Jurássico Superior ao Eocretáceo: magmatismo toleítico e abertura da Bacia de Santos

Entre o Jurássico Superior e o Eocretáceo iniciou-se o processo de ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul, com forte magmatismo toleítico (Milani, 2004 - Figura 2b). Destaca-se aqui o Enxame de Diques Santos-Rio de Janeiro, constituído principalmente por gabros e basaltos, com estruturação geral N10-80E, idades entorno de 130 Ma e com forte anomalia magnética (Guedes, 2005; Pessano et al., 2021). Este enxame intrude o embasamento metamórfico pré-cambriano da Serra do Mar adjacente à PCS (Rosa, 2017) (Figura 1).

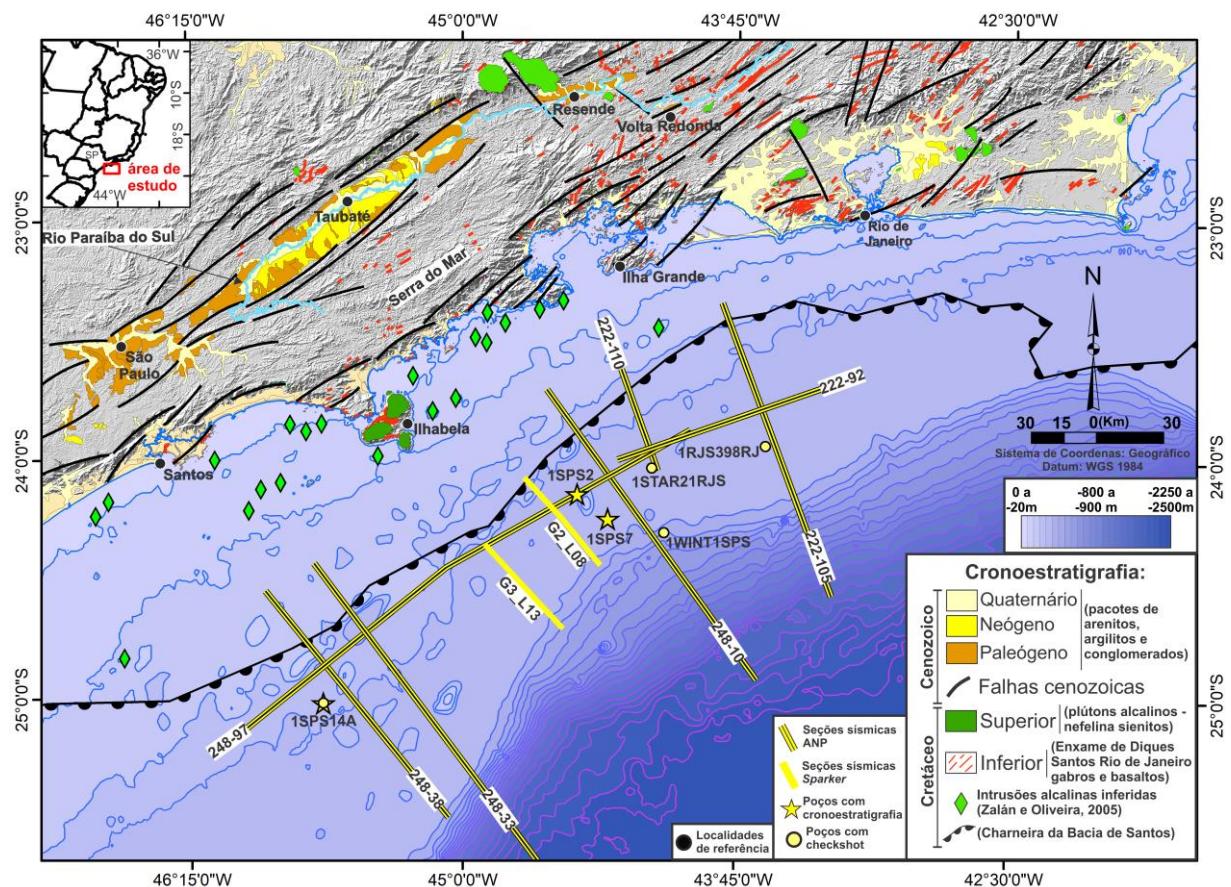


Figura 1: Mapa de localização do setor da PCS investigado, com seu contexto batimétrico e geológico. Estão presentes as seções sísmicas ANP, Sparker, e poços analisados. Também estão representadas as Bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, que compõe o Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Fonte

dos dados litológicos: Leite et al. (2004), Silva et al. (2004) e Silva et al. (2007); diques: Rosa, 2017 (compilado e modificado de Almeida, 1983; Riccomini et al., 2005; Azzone et al., 2009 e Heilbron et al., 2016); batimétricos e hidrológicos: CPRM (GeoSBG); topográficos: U.S. Geological Survey (Earth Explorer); seções sísmicas e poços: GeoANP; falhas geológicas: Riccomini et al. (2004) e Zalán e Oliveira (2005).

Concomitantemente a ruptura do Gondwana iniciou-se o desenvolvimento da Bacia de Santos, caracterizada por três principais estágios tectonossedimentares (Moreira et al., 2007): rifte (Hauteriviano-Aptiano), pós-rifte (Aptiano) e drifte (Albiano-atual) (Figura 2).

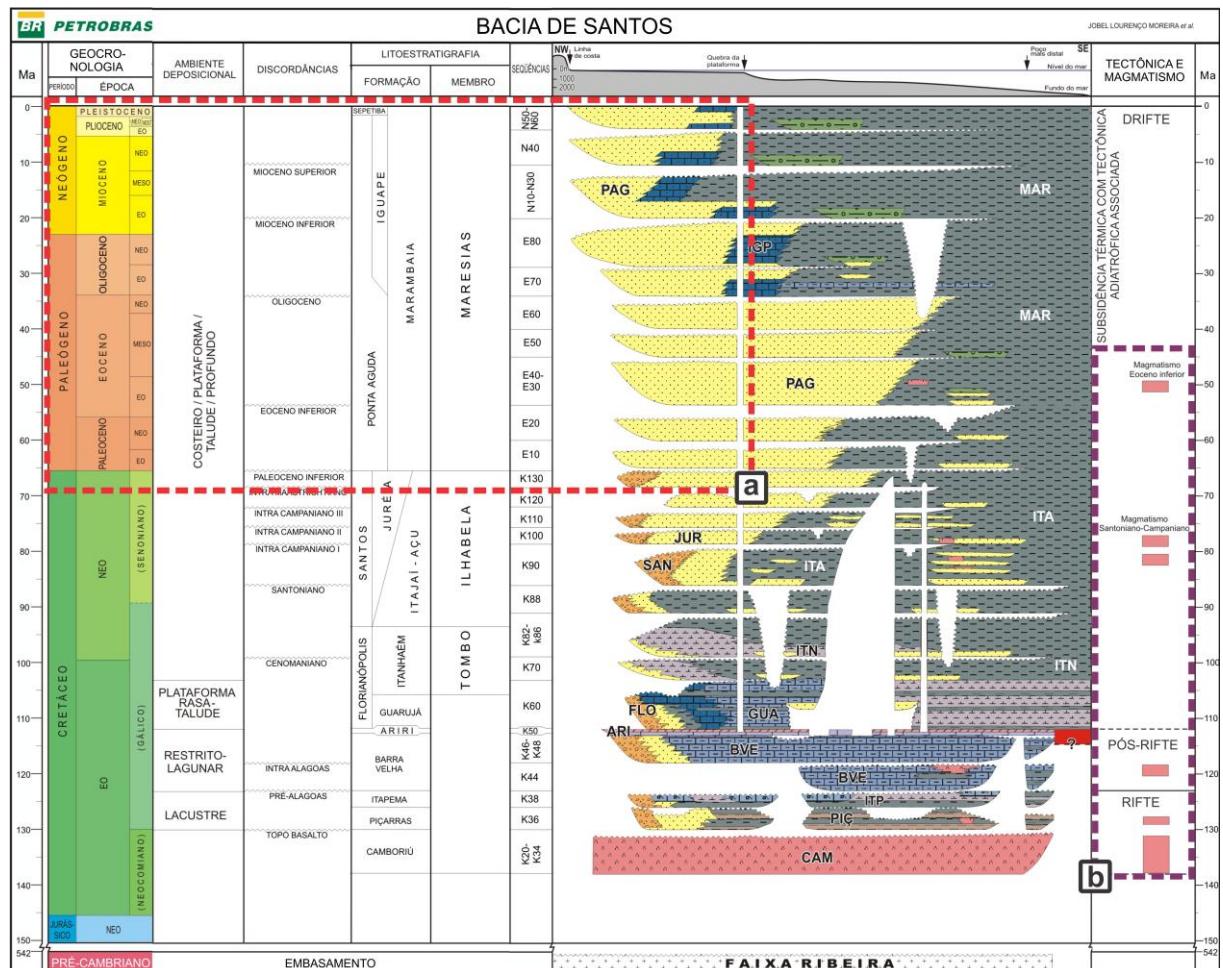


Figura 2: Carta cronoestratigráfica da Bacia de Santos (adaptado de Moreira et al., 2007): a) destaque com a distribuição temporal dos pacotes cenozoicos em estudo; b) destaque com as manifestações magmáticas conhecidas na Bacia de Santos.

Na fase rifte é formada uma feição importante do embasamento da Bacia, a Charneira Cretácea (também nomeada como Zona de Charneira ou Falha de Borda da Bacia de Santos), sendo que a sedimentação cretácea ocorre apenas costa afora desta feição (Moreira et al., 2007) (Figura 3). Zalán e Oliveira (2005) mapearam a Charneira de Santos através de magnetometria e gravimetria, posicionando-a anteriormente à quebra da plataforma continental (Figura 1).

Na fase pós-rifte deve-se destacar a deposição de evaporitos da Formação Ariri (Moreira et al., 2007), comumente nomeados como “sal” (Figura 2 e 3). Assine et al. (2008) assinalou

que estes depósitos sofrem diapirismo na região da PCS, nucleando falhas que podem afetar depósitos cenozoicos. Em relação a deformação causada pela movimentação salina, Garcia et al. (2012) destaca o predomínio do padrão extensional na plataforma externa e base do talude, enquanto o padrão compressional domina as porções mais profundas da Bacia (Figura 3).

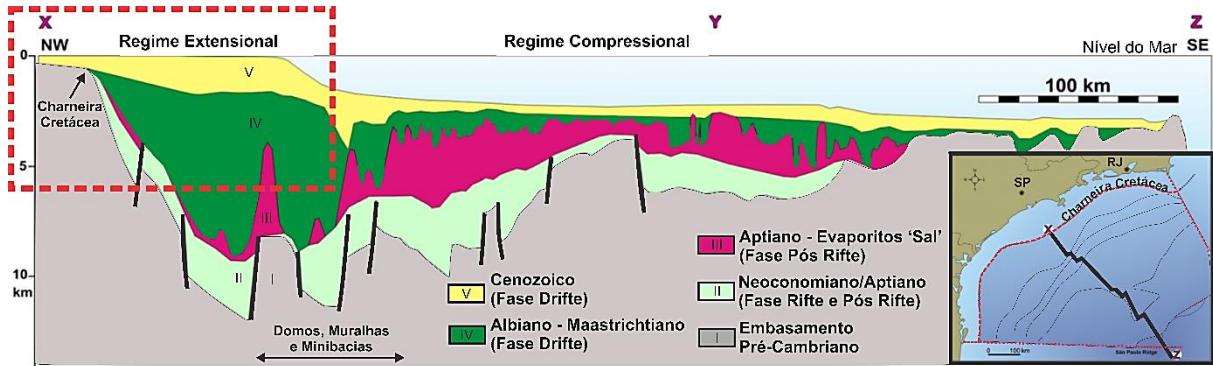


Figura 3: Seção esquemática da Bacia de Santos, com domínios estruturais relacionados à halocinese. Recorte pontilhado representa o padrão de empilhamento esperado na área de estudo (Garcia et al., 2012, modificado de Carminatti et al., 2008).

Serão o foco deste TF tanto os depósitos cenozoicos da fase drifte, que se distribuem desde as porções proximais até as distais da Plataforma Continental de Santos (Assine et al., 2008) (Figuras 2a e 3); quanto a manifestação magmática presente na área de estudo (Figura 2b).

3.2) Neocretáceo ao Eocene: magmatismo alcalino

Do Neocretáceo ao Eocene uma série de eventos magmáticos de natureza alcalina afetaram a área de estudo (Riccomini et al., 2005; Enrich et al., 2005). Se destacam as intrusões alcalinas de Ilhabela, Ilha Monte de Trigo, Ilha dos Búzios e Ilha da Vitória (Morais, 1999), além das intrusões inferidas por Zalán e Oliveira (2005) através de métodos aeromagnetométricos (Figura 1). Cobbold et al. (2001) atribui esse magmatismo à passagem da Placa-Sul Americana pelo Hotspot Trindade, com as intrusões se instalando ao longo de falhas transcorrentes e em zonas de transferência reativadas.

3.3) Preenchimento sedimentar cenozoico da Plataforma Continental de Santos

A litoestratigrafia da PCS comprehende as formações Ponta Aguda (Paleoceno ao Plioceno), Iguape (Oligoceno ao Plioceno), Marambaia (Paleoceno – recente) e Sepetiba (Pleistoceno-recente) (Moreira et al., 2007 - Figura 2). A primeira é caracterizada por arenitos e siltitos de ambiente fluvial, costeiro e plataforma raso. Já a Formação Iguape constitui-se em carbonatos de ambiente plataforma raso subtropical. A Formação Marambaia apresenta siltitos e folhelhos como os principais litotipos, além de arenitos relativos a fluxos turbidíticos (Membro Maresias). Por último, a Formação Sepetiba caracteriza-se por arenitos grossos a

finos, por vezes glauconíticos. A distribuição espacial destes litotipos segue diferentes padrões de preenchimento sedimentar ao longo do Cenozoico, apresentados a seguir.

O limite Cretáceo/Paleógeno é marcado por um evento erosivo relacionada à queda do nível relativo do mar (*Descontinuidade do Paleoceno Inferior*, Moreira et al., 2007 - Figura 2). Este evento de queda está associado a regressão forçada dos pacotes sobrejacentes, que por sua vez são recobertos por padrão transgressivo no Paleoceno tardio (Assine et al., 2008). Durante o Paleoceno e Eoceno, o Rio Paraíba do Sul teria sua foz na região norte da Bacia de Santos, próximo à Ilha-Grande-RJ (Figura 1), e contribuiria significativamente para o aporte sedimentar neste período (Modica e Brush., 2004).

A transição Paleoceno/Eoceno apresenta novo evento de queda do nível relativo do mar (*Descontinuidade do Eoceno Inferior*, Moreira et al., 2007 - Figura 2), seguido por tratos de queda e de mar baixo, com espessamento acentuado talude afora (Assine et al., 2008). Clinoformas de progradações deltaicas eocenas foram identificadas por Modica e Brush (2004) na região do talude e planície abissal. Os pacotes paleocenos e eocenos possuem suas maiores dimensões na região do talude continental (Modica e Brush, 2004 e Assine et al., 2008).

O limite Eoceno/Oligoceno apresenta queda do nível relativo do mar (*Descontinuidade do Oligoceno*; Moreira et al., 2007 - Figura 2). O Oligoceno Inferior apresenta empilhamento transgressivo, recobrindo em *onlap* o embasamento pré-cambriano da plataforma interna (Assine et al., 2008). Essa transgressão foi assinalada como uma possível resposta a um evento global de subida do nível do mar e também como resultado da diminuição do aporte sedimentar devido à captura de drenagem do Rio Paraíba do Sul, que começa a ter sua foz na Bacia de Campos (Modica e Brush, 2004).

O limite Oligoceno/Mioceno é expresso pela *Descontinuidade do Mioceno Inferior* (Moreira et al., 2007 - Figura 2). Durante o Oligoceno Superior/Mioceno Inferior, Assine et al. (2008) deduz que o nível relativo do mar continuou subindo através de padrões de terminação em *onlap* costeiro sobre a plataforma, além de clinoformas deltaicas eo-miocênicas recobrindo depósitos do Oligoceno inferior.

Por fim, o pacote do Mioceno Superior ao recente é iniciado pela *Discordância do Mioceno Superior* (Moreira et al., 2007 - Figura 2), expressa por vales incisos na plataforma e erosão de clinoformas deltaicas eo-miocênicas (Assine et al., 2008). Seguem-se várias descontinuidades e clinoformas progradacionais com o talude migrando em direção à bacia até a posição atual (Assine et al., 2008).

No que tange à processos que regem o preenchimento sedimentar plioceno-quaternário do setor norte da PCS (Ilhabela-SP a Cabo Frio – RJ), Costa Maia et al. (2010) verificou a existência de sequências relacionadas a ciclos glacioeustáticos globais com 100 – 120 ka de duração, os quais abrangem os últimos 440-550 ka. Reis et al. (2013) segue a mesma linha

ao identificar feições geomorfológicas erosivas e deposicionais referentes a variações globais do nível do mar no Quaternário.

Schattner et al. (2019) acrescenta o papel de correntes oceânicas à formação de *clinoformas de margem de plataforma* a partir do Mioceno Médio na Bacia de Santos. Os autores sugerem que, devido ao pouco aporte proveniente da Serra do Mar, os sedimentos para a formação das clinoformas teriam origem na foz do Rios Paraíba do Sul, a norte, e no estuário do Rio de La Plata, a sul. O transporte até a Bacia de Santos se daria pela Corrente do Brasil advinda de norte (proximal a costa) e pela Corrente Costeira do Brasil proveniente do sul (na região da plataforma externa e talude), ambas paralelas a costa, e com a deposição ocorrendo nos momentos que as correntes supracitadas diminuíssem de energia. Mahiques et al. (2022) atribui feições de terraços contorníticos e *sediment-waves* observadas no leito marinho da área de estudo através de sísmica *sub-bottom* à atuação da Corrente do Brasil.

3.4) Tectonismo cenozoico do Sudeste do Brasil

O tectonismo cenozoico do Sudeste do Brasil, onde a PCS se insere, é caracterizado por 5 regimes tectônicos principais estabelecidos por Riccomini et al. (2004) nas bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil – RCSB (Figura 1): Extensão NW-SE paleogeno (E1), responsável pela abertura das bacias e por disseminado falhamento normal de direção NE-SW; Transcorrência Sinistral E-W neogena (TS E-W) e Transcorrência Dextral E-W pleistocena-holocena (TD E-W), ambas gerando estruturas transcorrentes de *strike* NE-SW a NW-SE; Extensão NW-SE holocena (E2), onde predominam falhas normais de direção NE-SW; e Compressão E-W holocena, com falhamento inverso N-S.

Rodrigues (2019), através da análise de seções sísmicas e poços ANP, relacionou 4 dos regimes tectônicos supracitados à seguinte deformação de refletores no setor da PCS entre Peruíbe-SP e Florianópolis-SC: grábens e hemigrábens eocenos-miocenos relacionados aos regimes E1 e TS E-W; deformação transpressiva de refletores pleistocenos relativos ao regime TD E-W; além de grábens gerados por falhamentos normais associados ao regime E2.

3.5) Modelos evolutivos da Plataforma Continental de Santos

Os dois principais modelos evolutivos paleogeográficos da PCS na literatura são apresentados por Almeida e Carneiro (1998) e Zalán e Oliveira (2005).

Através de levantamentos de campo, análises geomorfológicas, e da estratigrafia da Bacia de Santos, Almeida e Carneiro (1998) propõe que a evolução da PCS se relaciona principalmente ao processo de recuo erosivo (desde o Paleoceno) da Serra do Mar a partir da Falha de Santos (inferida na borda leste de Ilhabela-SP, com *strike* NE-SW). Para Zalán e Oliveira (2005), a origem da PCS estaria vinculada à evolução do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil, com o colapso gravitacional e reativação tectônica da Serra do Mar a partir da Charneira Cretácea da Bacia de Santos na transição Paleoceno-Eoceno. Estes últimos

autores sugerem, a partir de dados aeromagnetométricos, a existência de grábens costeiros e marinhos ao longo da PCS formados durante o processo de colapso gravitacional paleogeno.

4) MATERIAIS E MÉTODOS

4.1) Métodos potenciais – aeromagnetometria

Para o estudo das anomalias magnéticas da PCS, foram utilizados dados aeromagnetométricos correspondentes aos projetos EM001_SANTOS_AREA_3_21173 e EM001_SANTOS_AREA_4_21174, executados pela Agência Nacional do Petróleo (ANP). Os levantamentos ocorreram seguindo linhas de voo NNW-SSE, com intervalo amostral de 7 m e altura de 150 m. Os dados já vêm corrigidos do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), de forma a apresentar apenas a medida da magnetização crustal.

O processamento ocorreu no software Oasis Montaj, v.8.4 (Geosoft, 2015). A gridagem dos dados brutos foi efetuada a partir do método de mínima curvatura, com o tamanho de célula de 1000 m. Para a identificação do limite lateral de anomalias magnéticas foram utilizadas as técnicas de Redução ao Polo e Sinal Analítico 3D.

O valor do Sinal Analítico 3D é calculado a partir da derivada do campo magnético nas direções X, Y e Z, e seu valor máximo ocorre nos contrastes do Campo Magnético Total, de forma a evidenciar o limite laterais de anomalias magnéticas (Roest et al., 1992).

Já a técnica de Redução ao Polo elimina as componentes não verticais da direção da magnetização induzida e do campo magnético ambiente (Blakely, 1995). Desta forma, o valor resultante possui apenas componentes vetoriais verticais com sentido para baixo e o pico positivo da anomalia se localiza acima da fonte (Blakely, 1995). Para o cálculo da redução ao polo é necessário inserir no software o valor da inclinação e declinação do IGRF no centro da anomalia magnética na data em que o levantamento foi realizado. Como a abordagem do presente estudo é regional, o ponto utilizado para o cálculo destes valores foi o centro dos *grids*, e o valor da inclinação e declinação do IGRF foi calculado através do site (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml#igrfwmm>).

Após os processamentos para cada levantamento, os respectivos *grids* foram reunidos em um só através da ferramenta *Grid Stitching* do software Oasis Montaj.

Por fim, de modo a analisar em conjunto as feições sísmicas e suas possíveis respostas magnéticas, foram extraídos, através do mesmo software, os perfis de Redução ao Polo, Sinal Analítico 3D e Campo Magnético Total na direção e posição exatas das linhas sísmicas escolhidas. Estes perfis foram posteriormente posicionados acima das seções sísmicas para efeito comparativo.

4.2) Fundamentos do método sísmico e da interpretação sismoestratigráfica

O método sísmico por reflexão consiste na geração de ondas acústicas por uma fonte; reflexão da onda em uma interface entre estratos rochosos com impedância acústica distinta (refletor); e registro da chegada da onda refletida em aparelhos receptores (hidrofones) (Hart, 2004). A seção sísmica é a representação gráfica da variação da amplitude da onda refletida no eixo Y disposto em tempo duplo (*TWT* - tempo entre a emissão e recepção do sinal, na unidade de milissegundos (ms)); e a distância horizontal das recepções no eixo X (*offset*).

De acordo com os princípios da sismostratigrafia, os refletores sísmicos possuem significado cronoestratigráfico (Vail et al., 1977a). Desta forma, os processos deposicionais e erosivos foram interpretados com base nos tipos de terminação de refletores: *onlap*, *downlap*, *toplaph* e *offlap* (Mitchum et al., 1977a) (Figura 4a); e respectivos padrões de empilhamento: agradacional, retrogradacional e progradacional, sendo que este último frequentemente assume a geometria deposicional de clinoformas (Mitchum et al., 1977b).

As clinoformas podem ser segmentadas em *topset* (região plana do topo), *foreset* (região do declive) e *bottomset* (região da base) (Helland-Hansen e Hampson, 2009 – Figura 4a), e recebem diferentes classificações a depender de sua geometria (Figura 4b). Outra feição geométrica das clinoformas são os *rollover points*, que representam o ponto de máxima inclinação no *foreset* (Figura 4b).

A classificação de sismofácies auxiliam na inferência de processos deposicionais e erosivos (Xu e Haq, 2022), e foi baseada nos seguintes critérios de diagnose: 1) configuração interna (Figura 4c); 2) amplitude da reflexão; 3) e continuidade dos refletores.

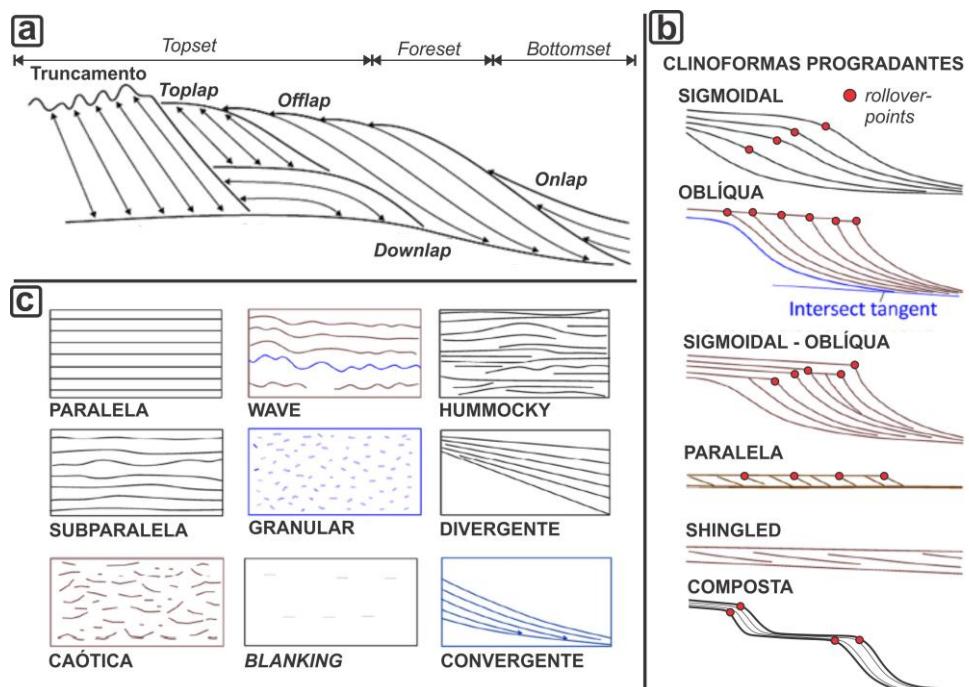


Figura 4: Feições sísmicas descritivas. a) Padrões de terminação de refletores em uma clinoforma esquemática (Catuneanu, 2006; modificado de Emery e Myers, 1996), e com os compartimentos de *topset*; *foreset* e *bottomset* (Helland-Hansen e Hampson, 2009); b) Tipos de clinoformas conforme sua geometria (Xu e Haq, 2022); c) Sismofácies classificadas por configuração interna.

modificado de Mitchum et al., 1977a e 1977b. Clinoforma composta extraída de Patruno e Helland-Hansen, 2018). Em destaque o *rollover-point* (de acordo com a definição de Helland-Hansen e Hampson, 2009); c) Exemplares de fácies sísmicas (Xu e Haq, 2022; modificado de Mitchum et al., 1977a e 1977b).

Segundo o conceito de Estratigrafia de Sequências (Vail et al., 1977b), a progradação ocorre quando a taxa de aporte sedimentar é maior que a taxa de geração de espaço *positiva* (i.e. nível relativo do mar: eustasia + subsidência); já na retrogradação a taxa de aporte é menor que a de geração de espaço *positiva*; enquanto na agradação ambas se equivalem. No presente estudo, o agrupamento do empilhamento estratigráfico se dará através da abordagem *model-independent* do conceito de Estratigrafia de Sequências (Catuneanu, 2019a). A aplicação desta abordagem permite agrupar a sucessão de refletores sísmicos em sequências definidas por suas superfícies limitantes (superfícies de sequências), sem a necessidade de se achar uma superfície em particular ou uma sucessão específica de padrões (tratos de sistema) para compô-la. Por definição, uma sequência encontra-se limitada no topo e na base pelo mesmo tipo de superfície limitante (Catuneanu, 2019a).

A superfície que será procurada nas seções sísmicas é aquela que marca hiato deposicional, também denominada como *limite de sequências deposicionais* por Mitchum et al. (1977a). Este tipo de superfície é a que apresenta maior expressão em perfis sísmicos na área de estudo (Assine et al., 2008; Modica e Brush, 2004) e, portanto, auxiliarão na inferência de processos deposicionais e erosivos ao longo do tempo, bem como na integração de feições interpretadas entre diferentes seções sísmicas. Os limites de sequências representam uma taxa de geração de espaço *negativa*, ou queda nível relativo do mar, e são identificadas no momento em que o *onlap* começa a migrar em direção à bacia, ou quando ocorre *toplak* contra uma superfície sobreposta (Vail et al., 1977b).

Segundo Helland-Hansen e Hampson (2009), a trajetória do *rollover point* ao longo de clinoformas progradantes também são indicativas de variações no aporte sedimentar e na geração do espaço de acomodação: trajetórias ascendentes são compatíveis com o aumento do relativo do mar, enquanto trajetórias descendentes ao rebaixamento do nível relativo do mar.

Picos de contagem gama também foram procurados nos perfis de poços, por comumente estarem associados a momentos em que a taxa de geração de espaço de acomodação ganha da taxa de aporte (retrogradação ou inundação marinha) (Miller et al., 2018).

4.3) Dados regionais: seções sísmicas e poços adquiridos junto à ANP

A fim de interpretar a trama estratigráfica e estrutural regional da sucessão sedimentar em estudo, foram escolhidas 4 seções ANP *dip* (222-105; 222-110; 248-010; 248-033 e 248-038), e 2 *strike* (222-092 e 248-097) para amarração sísmica (Figura 1). Tais seções são

respectivas ao projeto R0003_GRAND_SANTOS, possuem intervalo amostral de 4 s, e foram adquiridas com equipamento *Airgun*.

Para conferir significado litológico e cronoestratigráfico aos refletores sísmicos, foram realizadas amarrações sísmica-poço a partir dos dados de *checkshots* dos poços adquiridos junto à ANP (1-SPS-14-A; 1-WINT-1-SPS, 1-STAR-21-RJS e 1-RJS-398-RJ). Com o dado de *checkshot* é possível converter as informações dispostas em profundidade no poço para a escala de tempo duplo (*TWT*) das seções sísmicas e correlacionar os litotipos e informações cronoestratigráficas aos refletores sísmicos (Hart, 2004).

Foi constado que os poços com *checkshot* 1-WINT-1-SPS, 1-STAR-21-RJS e 1-RJS-398-RJ, adjacentes as seções sísmicas (Figura 1), não possuíam informação cronoestratigráfica. Enquanto outros que a possuíam (1-SPS-7 e 1-SPS-2) não apresentavam dados de *checkshot*. Desta forma, a informação cronoestratigráfica foi transposta de poços 1-SPS-7 e 1-SPS-2 para os poços próximos com *checkshot* perfurados em conta batimétrica semelhante (1-WINT-1-SPS e 1-STAR-21-RJS, respectivamente). Eventuais erros associados a esta transposição espacial foram minimizados através da amarração sísmica das seções *dip* com as seções *strike* (Figura 5).

A análise das seções sísmicas ANP, e sua integração com dados de poços foram efetuadas no software OpendTect Pro 6.6 (dGB, 2021), obtido por meio de licença acadêmica. Foram utilizados módulos de visualização 2-D e 3-D de seções sísmicas, dados de poços, *shapefiles* e *rasters*; além de ferramentas para a amarração sísmica-poço e mapeamento semiautomático de refletores sísmicos (Figura 5).

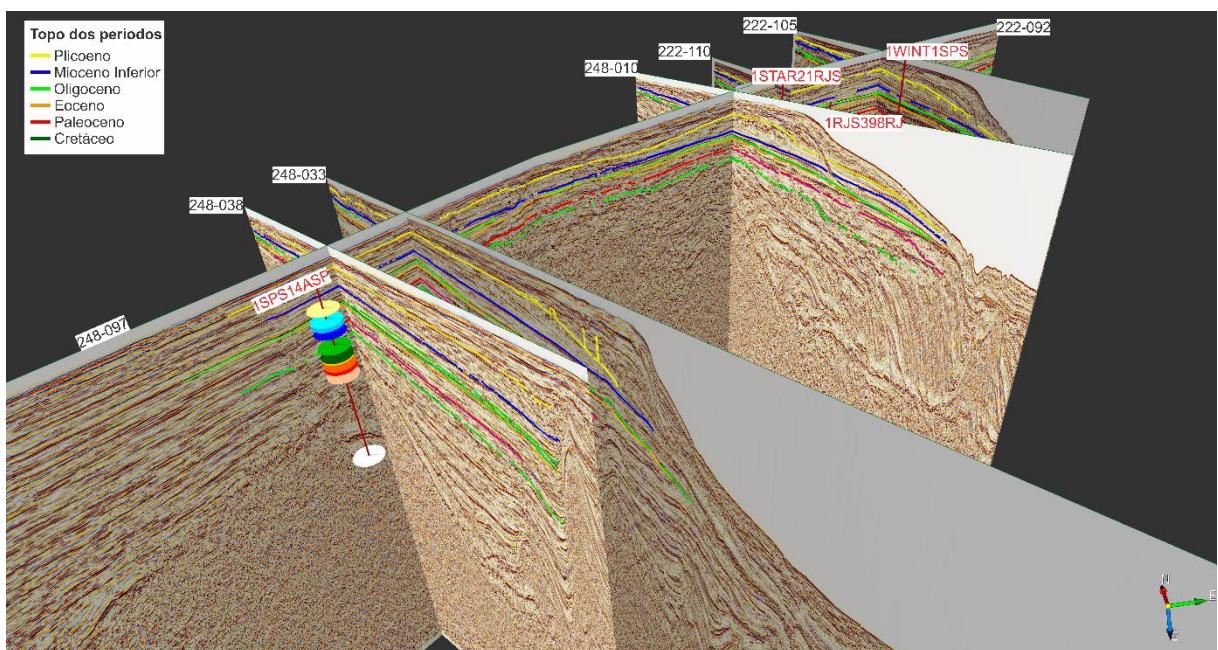


Figura 5: Área de trabalho do software OpendTect Pro 6.6 (dGB, 2021) com as seções sísmicas e poços carregados. Amarração sísmica poço realizada, bem como a amarração da informação cronoestratigráfica entre as seções *dip* através das seções *strike*.

4.4) Dados sísmicos de semidetalhe: seções *Sparker*

Para a investigação tectonoestratigráfica em semidetalhe dos depósitos quaternários da PCS foram processados e avaliados cerca de 500 km de linhas sísmicas multicanal de alta resolução do tipo *Sparker*. Os dados deste equipamento permitem investigar em maior detalhe as sucessões quaternárias quando comparados às seções ANP adquiridas com equipamento *Airgun*. É possível observar que um refletor ANP equivale de 5 a 10 refletores *Sparker* (Figura 6).

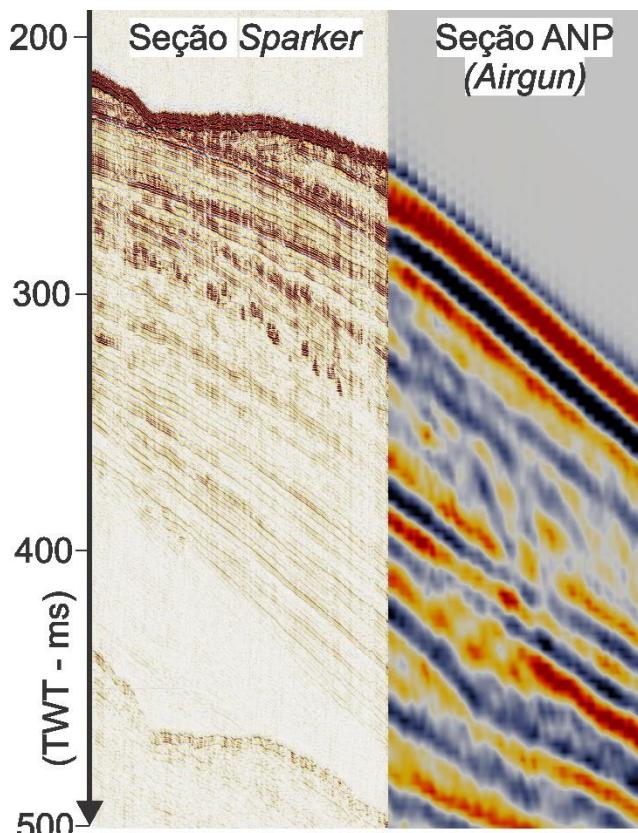


Figura 6: Comparação entre a resolução da seção *Sparker* com a seção ANP (dados do presente estudo). Ambas as seções são continuidade uma da outra, ao longo do mesmo *dip*.

A aquisição destas linhas, na qual o presente aluno participou, foi realizada a bordo do Navio Alpha Crucis, no contexto da Escola São Paulo de Ciência Avançada – *IODP Training on Alpha Crucis* (ESPCA-FAPESP), entre abril e maio de 2022. O levantamento foi realizado com uma fonte sísmica do tipo *Sparker* de 800 pontas, acoplada a um *streamer* de 48 canais com 150 m de extensão (cada canal possui 3 hidrofones e 1 amplificador de sinal). Este equipamento é inédito no Brasil, e pertence ao Laboratório CORE do Instituto Oceanográfico-USP. Durante a aquisição o sistema foi operado com uma frequência média de 1 kHz, com variadas energias de pulso sísmico e frequências de disparo, de modo a avaliar sua performance em diferentes contextos batimétricos.

4.4.1) Processamento dos dados Sparker

O processamento dos dados Sparker foi realizado no software RadExPro 2022.1 (Deco Geophysical Software Company, 2022), e direcionado pelo guia de processamento do software (RadExPro, 2016), bibliografia específica (Yilmaz e Doherty, 1987), e consultoria de dois profissionais do mercado: Alexander Nedospasov (GEOGALS) e Henrique Duarte (GeoSurveys).

O processamento realizado compreende 5 etapas básicas que resultam em uma seção sísmica *Brutestack*: 1) Análise de frequência do dado e pré-processamento; 2) Checagem da geometria utilizada durante o levantamento; 3) Correção NMO; 4) *Stack*; e 5) Migração. O *Brutestack* representa uma seção sísmica ainda carente de processamentos acurados e aplicados às seções sísmicas mercadológicas, porém já é possível a identificação de feições geológicas.

Na análise do espectro de frequência do dado foi constatado ruído em baixas frequências (< 250 Hz). Para eliminar este ruído foi aplicado um filtro corta baixa do tipo *Butterworth*, com valor de corte de 250 Hz, e curvatura da função de corte de 12 db/Octave.

Seguiu-se então a inserção dos parâmetros relacionados a geometria da aquisição: 1) distância entre receptores igual a 3,125 m; 2) distâncias do primeiro canal para com a antena de GPS (*offset*): latitudinal igual a 5 m e longitudinal igual a 35 m; 3) CMP *Binning* igual a 1,5625 m. O significado do parâmetro “*CMP Binning*” consiste na largura da área ao redor dos *Mid Points* (pontos médios entre a fonte e cada canal), dentro da qual os traços sísmicos serão reunidos para a construção do sinal do *Common Mid Point* (CMP) (Yilmaz e Doherty, 1987).

A checagem da geometria de aquisição se deu através da modelagem da onda direta. Este tipo de onda não sofre reflexões, portanto o seu tempo de registro depende do valor do *offset* da aquisição e da velocidade da onda sísmica na água (~1,5 m/ms).

Até esta etapa do processamento se obtém os sinais de reflexão de cada *CMP* (*CMP gather*). Entretanto, estes traços apresentam um efeito de atraso chamado de NMO (Figura 7a), devido ao fato de possuírem diferentes tempo de registro a depender do *offset* de cada receptor ao longo do *streamer*. Este efeito é corrigido através da correção NMO, a qual se utiliza da velocidade da onda sísmica no substrato para nivelar as reflexões (Figura 7b). Neste trabalho foram realizados diversos testes empíricos para estimar a velocidade que propiciava melhor nivelamento, sendo o valor escolhido de 1,53 m/ms.

Segue-se o *Stack*, que realiza a soma de todos os traços com correção NMO de um *CMP gather* para produzir um único traço sísmico daquele ponto do espaço (Figura 4c). O software posiciona os sinais de cada *CMP* *stackeados* lado a lado, produzindo a seção sísmica bruta (Figura 4d).

O último processamento aplicado foi a Migração. Próximo a estruturas verticais, o sinal da reflexão captado por um receptor não tem origem na direção verticalmente abaixo dele, fazendo com que a posição de estruturas verticais em seções *stackeadas* seja irreal (Yilmaz

e Doherty, 1987). O processo de migração se utiliza de algoritmos matemáticos para reposicionar os refletores e produzir a seção sísmica migrada.

Através da análise dos 500 km de linhas processadas, foram escolhidas duas para a interpretação no presente TF: G2_L08 e G3_L13 (Figura 1). As linhas escolhidas apresentam melhor penetração e resolução, bem como riqueza de feições. Além de estarem posicionadas no interior da plataforma. O processo de migração foi aplicado com sucesso apenas na seção G2_L08. Entretanto, como a seção G2_L13 não possui grande quantidade de estruturas verticais, sua interpretação geológica não foi prejudicada.

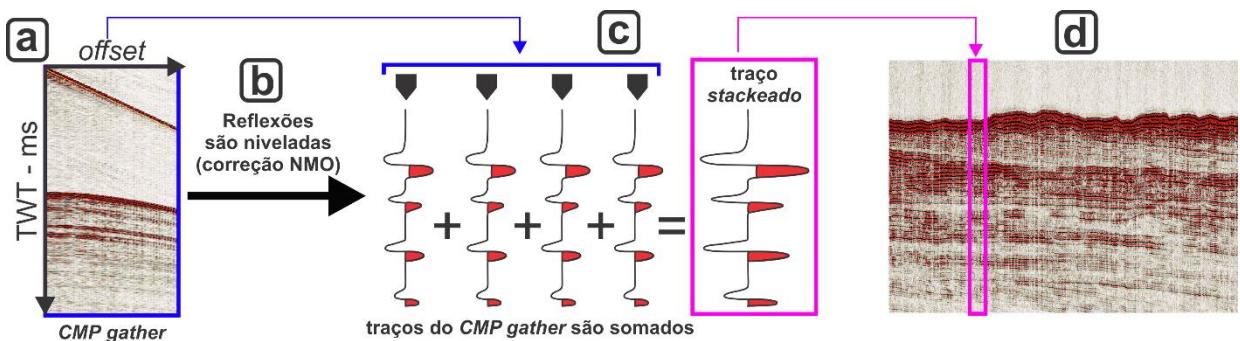


Figura 7: Esquema conceitual do processamento sísmico: a) CMP gather com efeito NMO; b) Correção NMO; c) Processo de stack, onde todos os traços de um CMP gather, com correção NMO, são somados para produzir um traço sísmico stackeado; d) O traço sísmico stackeado de cada CMP é colocado lado a lado para a produção a seção sísmica brutestack. (Dados do presente estudo, esquema inspirado em Hart, 2004).

5) RESULTADOS

5.1) Análise regional: Dados da Agência Nacional do Petróleo (ANP)

5.1.1) Dados de Poços

A partir da comparação da variação litológica e de contagem gama entre os diferentes poços (Figura 8) foi possível sintetizar as características litológicas do preenchimento sedimentar cenozoico ao longo da área de estudo.

Em relação a variação litológica, no Paleoceno predominam arenitos quartzosos grossos a médios, onde intercalam-se em menor proporção argilitos e siltitos (Figura 8). Na transição Paleoceno-Eoceno destaca-se a ocorrência de conglomerados no poço 1-STAR-21-RJS (Figura 8).

A primeira metade do pacote eoceno apresenta arenitos quartzosos grossos a médios, que se intercalam mais intensamente com estratos argilosos (Figura 8). Em direção ao topo, camadas pelíticas se fazem mais frequentes. Vale destacar que a deposição de material carbonático se inicia no Eoceno, com calcarenitos fossilíferos no poço 1-WINT-1-SPS (ostracodes, foraminíferos e fragmentos de conchas), além de margas nos poços 1-STAR-21-RJS e 1-RJS-398-RJ.

No Oligoceno ocorre o predomínio de camadas pelíticas sobre pacotes arenosos, com intercalação de sedimentos carbonáticos (arenosos e pelíticos) e siliciclásticos finos (Figura

8). Na transição Oligoceno-Mioceno Inferior distingue-se a ocorrência de conglomerados no poço 1-SPS-14-A (Figura 8).

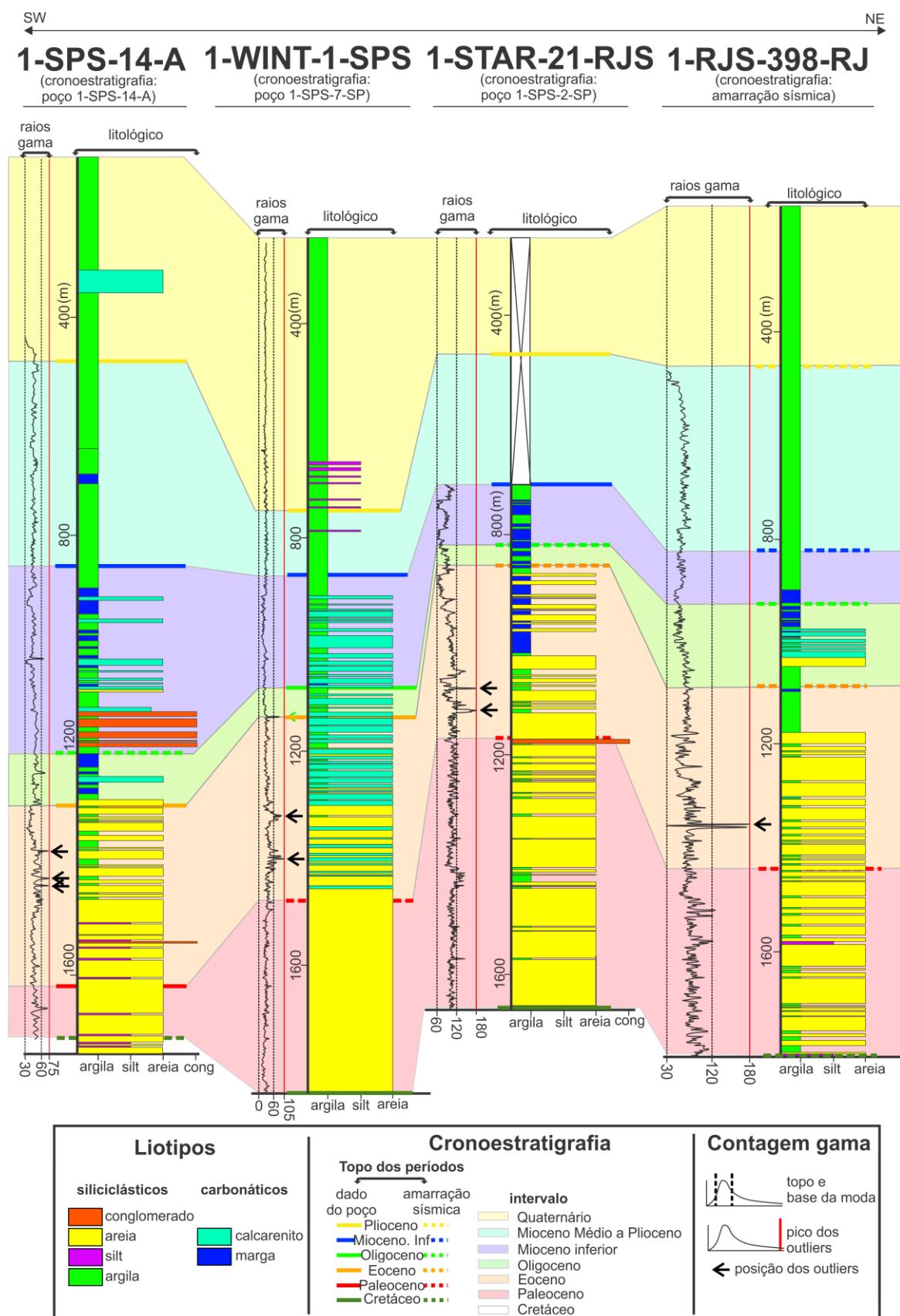


Figura 8: Variação litológica e de contagem gama ao longo do Cenozoico entre os diferentes poços do estudo. Disposição em profundidade se encontra em metros (m). Pacotes com cores opacas representam litologia e cores

translúcidas ao fundo indicam intervalo de cada Época analisada. Marcação por linha contínua colorida indica que o topo do período foi retirado diretamente do poço cronoestratigráfico; marcação tracejada indica informação retirada da amarração sísmica-sísmica. Marcação do topo e base da moda da contagem gama foram definidos visualmente. Dados obtidos junto à Agência Nacional do Petróleo (ANP).

No Mioceno Inferior permanece a forte intercalação entre margas e argilitos (Figura 8), com rara ocorrência de sedimentos na granulação areia. Em direção ao topo da sucessão, a sedimentação siliciclástica fina predomina em detrimento à sedimentação carbonática (Figura 8). Nos intervalos do Mioceno Médio-Plioceno e Quaternário predominam argilitos, com rara ocorrência de siltitos e sedimentação carbonática (Figura 8).

Em relação a curva de contagem gama, os valores mais altos que se destacam da moda se caracterizam como picos estreitos e ocorrem em argilitos de idade eocena (Figura 8). Estas anomalias positivas foram chamadas de *outliers* e estão representadas por flechas pretas na Figura 8.

5.1.2) Preenchimento sedimentar regional

Os padrões de terminação de refletores, das morfologias de empilhamento, e das fácies sísmicas foram mapeados ao longo de toda a sucessão cenozoica das seções ANP em análise (Figuras 9 a 13 e Tabela 1) e serão descritos a seguir.

A base do paleoceno é marcado pelo *limite de sequências p.1*, onde são observados *toplaps* e truncamentos erosivos no topo do pacote cretáceo (Figuras 9 a 13). O padrão do empilhamento paleoceno é seguido por terminações em *onlap* que migram em direção ao continente (Figuras 9 a 13). Nas seções 222-105 e 222-110 (Figuras 9 e 10) esse padrão permanece até o fim do Paleoceno, enquanto que nas seções 248-010; 248-033 e 248-038 (Figuras 11 a 13), a superfície *p.2* divide esta época em 2 sequências progradantes. Em todas as seções o registro paleoceno assume uma morfologia sutil de clinoforma oblíqua, e não adentra à plataforma interna. A fácie sísmica predominante é a *Fs5*, que apresenta configuração interna do tipo *hummocky*, amplitude média, e baixa continuidade (Tabela 1).

O limite Paleoceno-Eoceno é marcado por um novo *limite de sequência (e.1)*, seguido por padrões em *onlap* que avançam em direção ao continente (Figuras 9 a 13). A terminação em *toplap* é frequentemente observada neste pacote, permitindo a definição de três sequências eocenas nas seções sísmicas que abrangem o talude (Figuras 9, 11 e 12). O padrão em *toplap* ao longo destas sequências produzem clinoformas do tipo *shingled*, com os respectivos *topsets* se estendendo por toda a plataforma externa, e os *foreset*s e *bottomset*s na região da atual quebra da plataforma e talude. Os *onlaps* do pacote eoceno recobrem o embasamento da plataforma interna nas seções 248-033 e 248-038 (Figuras 12 e 13), enquanto é restrito costa afora da Charneira Cretácea nas seções 222-105; 222-110 e 248-

038 (Figuras 9 a 11). A fácie sísmica predominante é a *Fs4*, com configuração interna subparalela, alta amplitude e média continuidade (Tabela 1).

A base do Oligoceno é marcada pelo *limite de sequências o.1*, e sua sucessão é composta por uma delgada sequência, onde o *onlap* avança sobre o embasamento da plataforma interna em todas as seções analisadas (Figuras 9 a 13). O pacote oligoceno é constituído por uma clinoforma composta de acordo com a definição de Patruno e Helland-Hansen (2018), pois apresenta dois conjuntos de *foreset*: um logo após a Zona da Charneira, e outro na região da quebra da plataforma e talude (Figuras 9, 11 e 12). Nas seções 248-033 e 248-038 um domo de sal deforma o *foreset* mais distal (Figuras 12 e 13). Na sua porção mais proximal, que abrange a plataforma, predominam a fácie sísmica *Fs4* (Tabela 1); já na região do talude prevalece a fácie sísmica *Fs2* (Figuras 9, 11 e 12), de configuração interna paralela a *wave*, amplitude média, e continuidade média (Tabela 1).

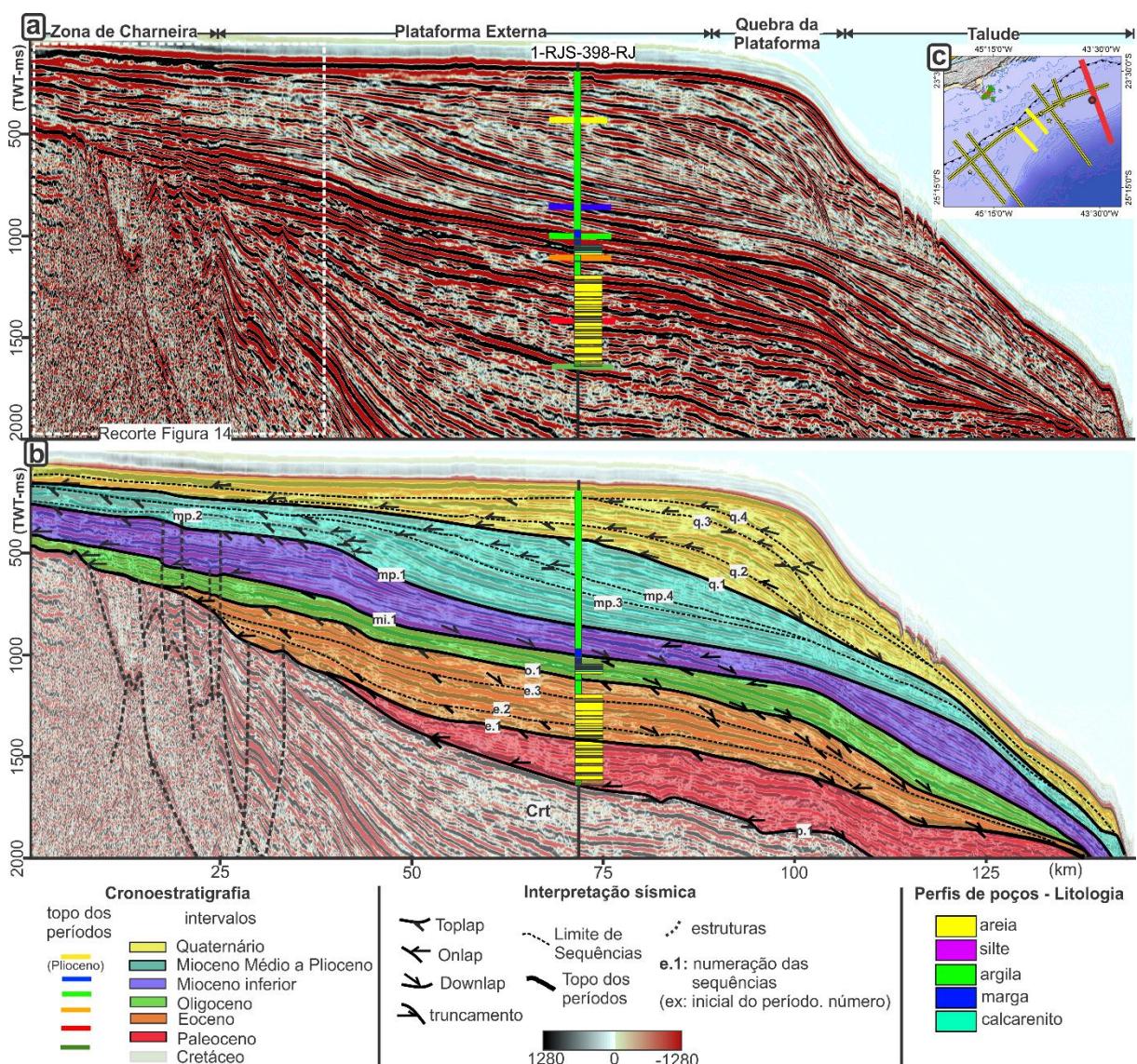


Figura 9: Seção sísmica 222-105; a) Seção sísmica não interpretada, onde é apresentado o compartimento de acordo com a batimetria atual da PCS e a Zona da Charneira baseada em Zalán e Oliveira (2005). Também se encontra plotado o poço 1-RJS-398-RJ com sua variação litológica e cronoestratigráfica, bem como a posição do recorte da figura de interpretação estrutural referente a essa seção (Figura 14); b) Seção com o padrão de

terminação de refletores interpretado, o intervalo sísmico de cada Época cenozoica está definido por cores, e o panorama geral da interpretação estrutural. A nomenclatura dos limites de sequências segue o padrão “*inicial do período. número*” (ex. Base do Mioceno Inferior = mi.1); c) Mapa com destaque para a localização da seção 222-105, e do poço 1-RJS-398-RJ.

O intervalo do Mioceno Inferior inicia-se com um novo *limite de sequências*, nomeado de *mi.1* (Figura 9 a 13). O seu padrão de empilhamento é progradante, com o *onlap* avançando em direção ao continente e o *downlap* em direção a bacia em todas as seções sísmicas analisadas. *Toplaps* também são identificados, permitindo a definição de uma a três sequências a depender da seção sísmica em análise. Este pacote apresenta o mais definido exemplo de clinoforma composta no pacote cenozoico analisado: o *foreset* mais raso é proeminente na região da Zona da Charneira e início da plataforma externa; enquanto o *foreset* mais profundo se dá na região do talude (Figuras 9 a 11). Nas seções 248-033 e 248-038, um domo de sal deforma o *foreset* mais distal (Figuras 12 e 13). Em todas as seções a trajetória do *rollover point* no *foreset* mais raso é ascendente (Figuras 9 a 13). A fácie sísmica *Fs2* (Tabela 1) se mostra predominante em todo o intervalo do Mioceno Inferior nas seções sísmicas analisadas (Figuras 9 a 13). Entretanto, convém destacar a existência da fácie sísmica *Fs3* no topo do *foreset* mais raso das seções 222-105 e 222-110 (Figuras 9 e 10), a qual é caracterizada por uma configuração interna subparalela, baixa amplitude, baixa continuidade e com a maior densidade de *toplaps* por área de toda a sequência cenozoica (Tabela 1), compondo clinoformas do tipo *shingled*.

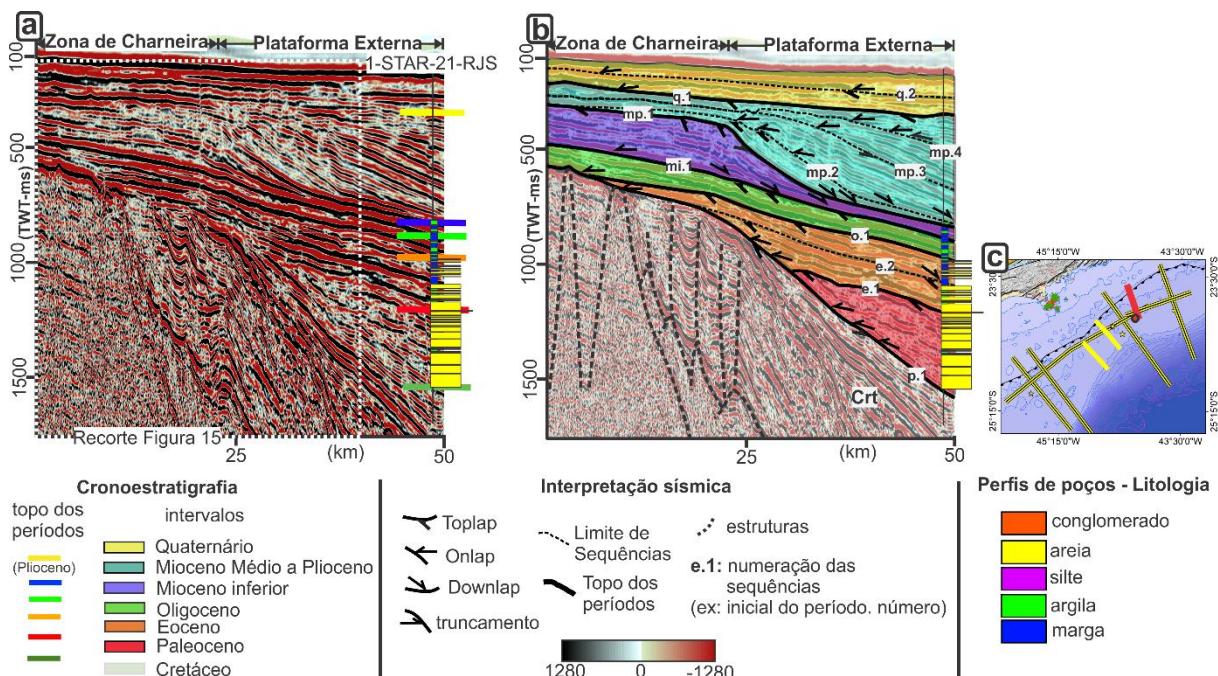


Figura 10: Seção sísmica 222-110; a) Seção sísmica não interpretada, onde é apresentado o compartimento de acordo com a morfologia atual da PCS e a Zona da Charneira baseada em Zalán e Oliveira (2005). Também se encontra plotado o poço 1-STAR-21-RJS com sua variação litológica e cronoestratigráfica, bem como a posição do recorte da figura de interpretação estrutural referente a essa seção (Figura 15); b) Seção com o padrão de terminação de refletores interpretado, o intervalo sísmico de cada Época cenozoica está definido por cores, e o

panorama geral da interpretação estrutural. A nomenclatura dos limites de sequências segue o padrão “*inicial do período, número*” (ex. Base do Mioceno Médio - Plioceno = mp.1); c) Mapa com destaque para a localização da seção 222-110, e do poço 1-STAR-21-RJS.

O pacote do Mioceno Médio - Plioceno é marcado por um *limite de sequências*, nomeado como *mp.1* (Figuras 9 a 13). Destaca-se neste intervalo a mais expressiva sucessão de clinoformas progradacionais, que avança da região da Charneira Cretácea até o início da atual quebra da plataforma (Figuras 9 a 13). Tais clinoformas definem quadro sequências deposicionais (Figuras 9 a 13). Até a terceira sequência (superfícies *mp.1* a *mp.4*) as clinoformas assumem morfologias oblíquas com a trajetória do *rollover point* descendente, e progradando fortemente em direção a bacia (Figuras 9 a 13). A partir da superfície *mp.4* o *rollover point* volta a possuir uma trajetória ascendente e a morfologia da clinoforma é sigmoidal. A fácie sísmica *Fs2* (Tabela 1) é predominante em toda a sucessão. Nas seções 222-105 e 222-110 a fácie *Fs3* (Tabela 1) compõe clinoformas do tipo *shingled* na base do *foreset* mais raso do pacote do Mioceno Médio – Plioceno (Figuras 9 e 10).

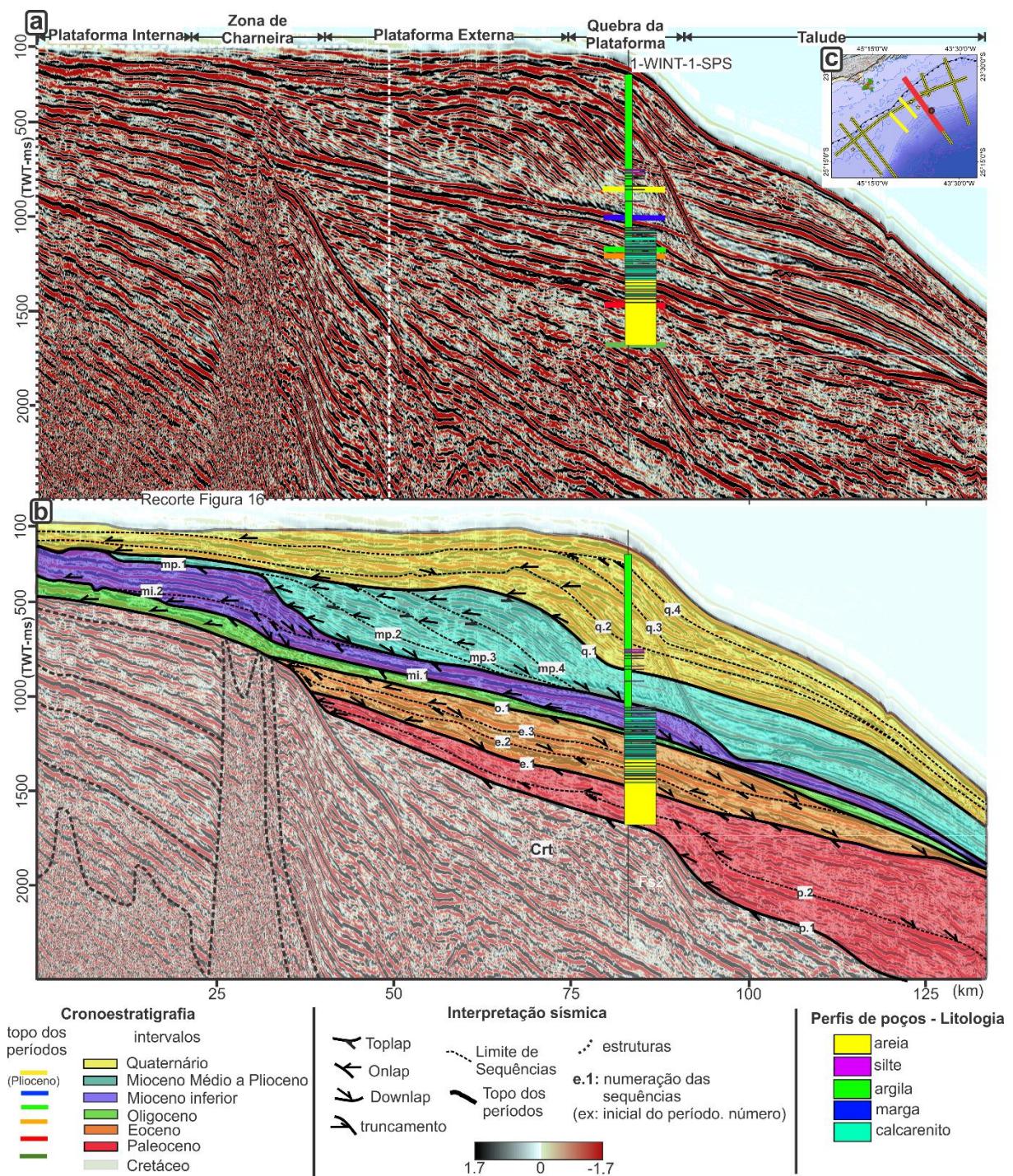


Figura 11: Seção sísmica 248-010; a) Seção sísmica não interpretada, onde é apresentado o compartimento de acordo com a morfologia atual da PCS e a Zona da Charneira baseada em Zalán e Oliveira (2005). Também se encontra plotado o poço 1-WINT-1-SPS, e sua variação litológica e cronoestratigráfica, bem como a posição do recorte da figura de interpretação estrutural referente a essa seção (Figura 16); b) Seção com o padrão de terminação de refletores interpretado, o intervalo sísmico de cada Época cenozoica está definido por cores, e o panorama geral da interpretação estrutural. A nomenclatura dos limites de sequências segue o padrão “*inicial do período. número*” (ex. Base do Quaternário = q.1); c) Mapa com destaque para a localização da seção 248-010, e do poço 1-WINT-1-SPS.

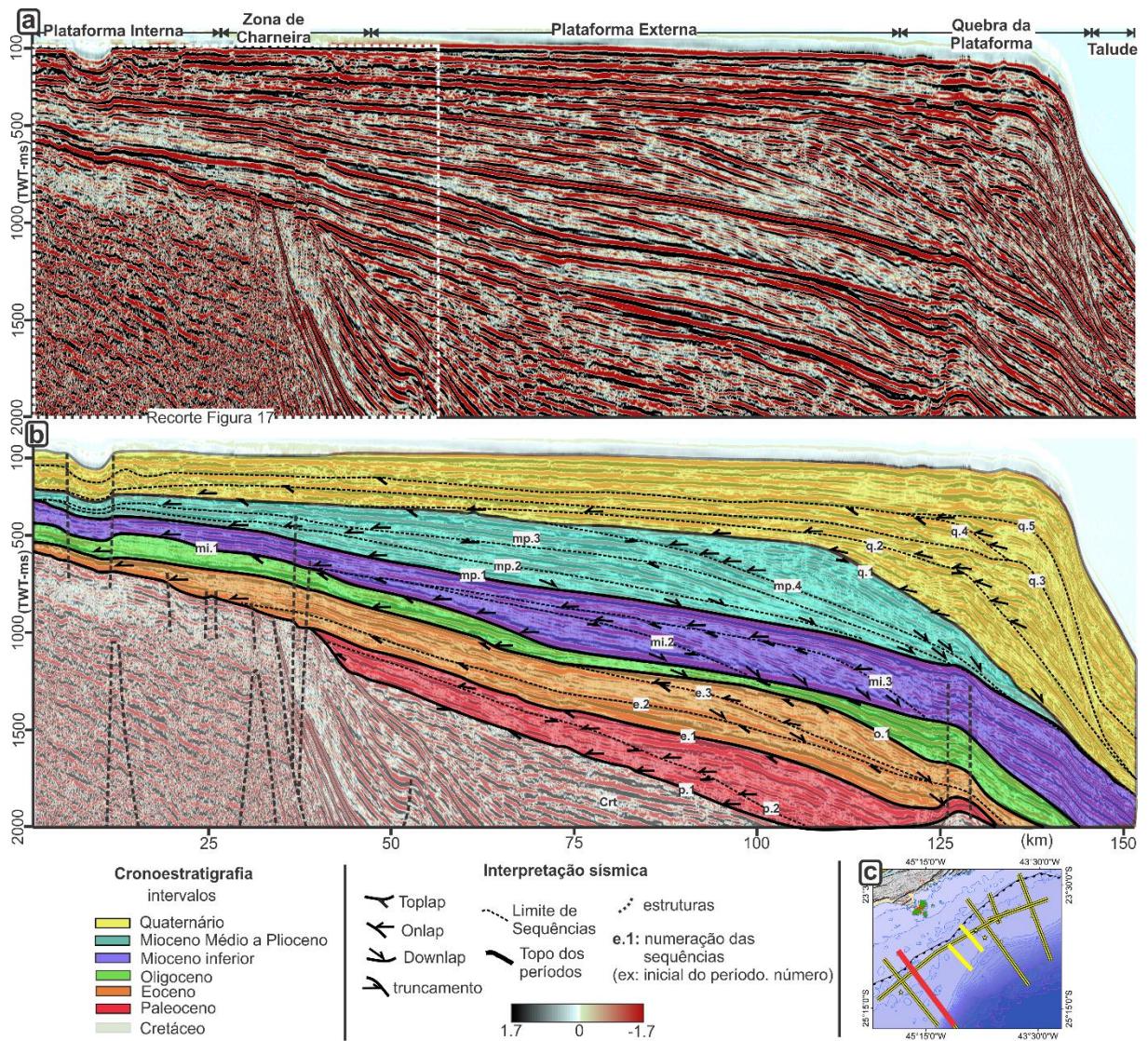


Figura 12: Seção sísmica 248-033; a) Seção sísmica não interpretada, onde é apresentado o comportamento de acordo com a morfologia atual da PCS e a Zona da Charneira baseada em Zalán e Oliveira (2005). A posição do recorte da figura de interpretação estrutural referente a essa seção (Figura 17) também está retratada; b) Seção com o padrão de terminação de refletores interpretado, intervalo sísmico de cada Época cenozoica definido por cores, e o panorama geral da interpretação estrutural. A nomenclatura dos limites de sequências segue o padrão “*inicial do período. número*” (ex. Base do Eoceno = e.1). c) Mapa com destaque para a localização da seção 248-033.

A base do Quaternário é marcada pelo *limite de sequências q.1* (Figuras 9 a 13). O empilhamento deste período é progradante em todas sequências e marcado por clinoformas sigmoidais. Puderam ser definidos de 3 a 4 limites de sequências a depender da seção sísmica em análise. Em todas as seções que abrangem o talude, o *foreset* das clinoformas quaternárias possuem posição muito próxima à quebra da plataforma desde o início do Quaternário (Figuras 9, 11 e 12). Na seção 248-038, um domo de sal deforma o *foreset* mais distal (Figura 13). O *topset* destas clinoformas se encontra na plataforma interna e externa, onde o empilhamento é subparalelo com discretos *onlaps* que permitem definir as sequências (Figuras 9 a 13). Na região da plataforma a fácies sísmica predominante é *Fs1*, com

configuração subparalela a *hummocky*, amplitude média a alta e continuidade média a baixa (Tabela 1). Na região da quebra da plataforma e talude a fácie sísmica predominante é a *Fs2* (Tabela 1).

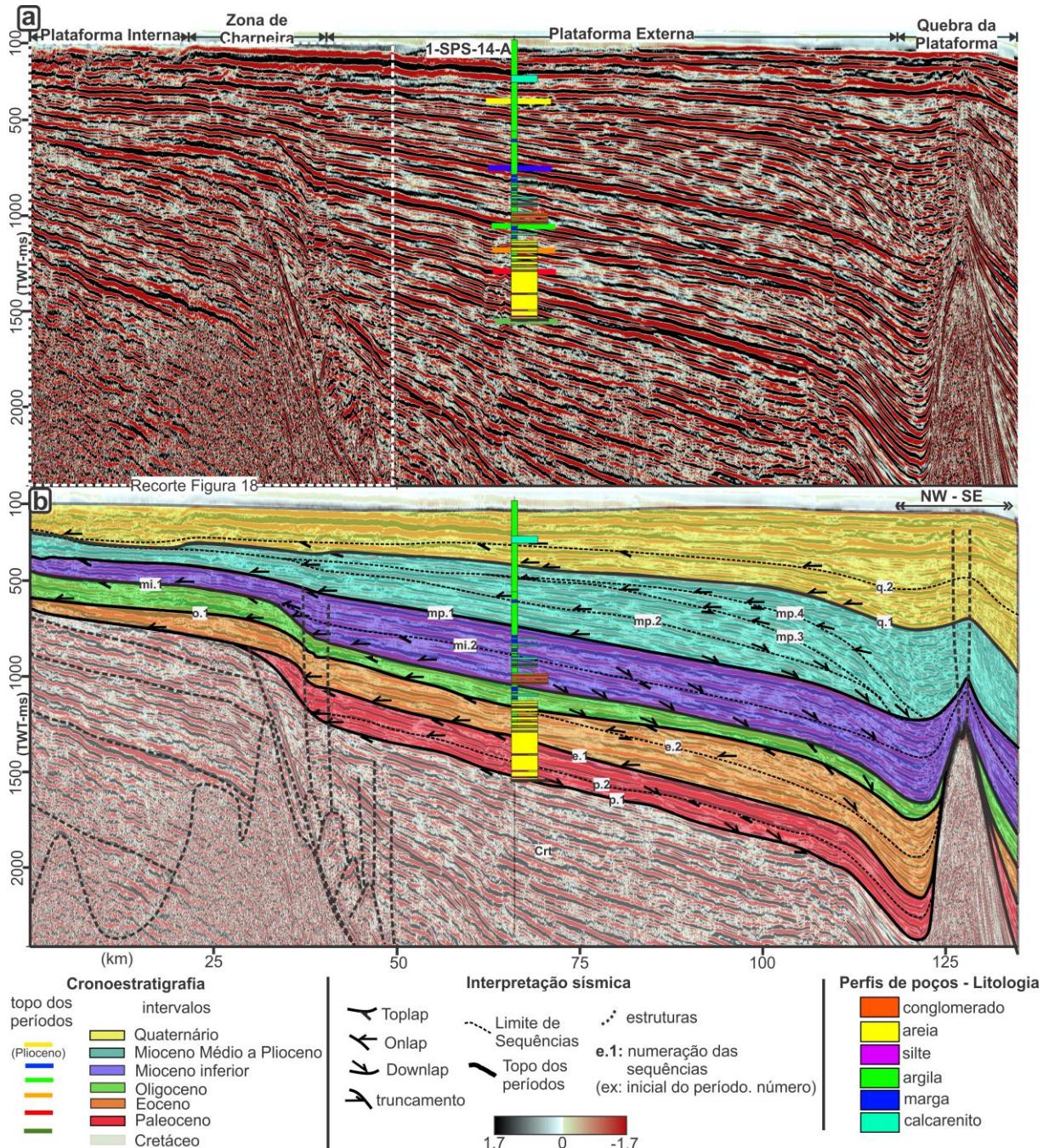


Figura 13: Seção sísmica 248-038; a) Seção sísmica não interpretada, onde é apresentado o comportamento de acordo com a morfologia atual da PCS e a Zona da Charneira baseada em Zalán e Oliveira (2005). Também se encontra plotado o poço 1-SPS-14-A, com sua variação litológica e a cronoestratigráfica, bem como a posição do recorte da figura de interpretação estrutural referente a essa seção (Figura 18); b) Seção com o padrão de terminação de refletores interpretado, intervalo sísmico de cada Época cenozoica definido por cores, e o panorama geral da interpretação estrutural. A nomenclatura dos limites de sequências segue o padrão “*inicial do período. número*” (ex. Base do Oligoceno = o.1).

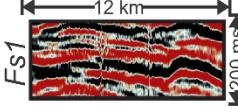
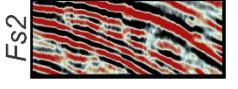
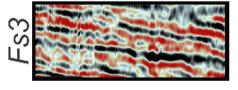
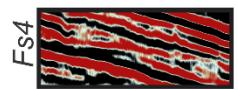
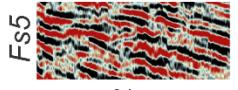
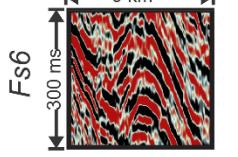
Fácies sísmica	Diagnose			Abrangência temporal	Abrangência espacial
Amostragem	Configuração Interna	Amplitude	Continuidade	período geológico	
	Subparalela a hummocky	Média a Alta	Média a Baixa	Quaternário	
	Paralela a wave	Média	Média	Quaternário a Oligoceno	
	Subparalela	Baixa	Baixa	Plioceno a Mioceno inferior	
	Subparalela	Alta	Média	Oligoceno a Eoceno	
	Hummocky	Média	Baixa	Paleoceno	
	Contoured	Média	Média	Pré-Cenozoico	
	Caótico	Baixa	—	Pré-Cenozoico	
	Subparalelo	Média	Média	Pré-Cenozoico	

Tabela 1: Tabela de descrição das principais fácies sísmicas identificadas nas seções analisadas. Também estão presentes a abrangência temporal segundo as Épocas analisadas, e a abrangência espacial de acordo com a presença (preenchimento verde) ou não (preenchimento transparente) nas seções sísmicas analisadas.

5.1.3) Padrões deformacionais regionais.

Falhamentos predominantemente normais puderam ser identificados nos pacotes cenozoicos das seções 222-105, 248-033 e 248-038 (Figuras 14; 17 e 18).

Nas seções 222-105 e 248-038 (Figuras 14 e 18), a deformação cenozoica se dá por falhas lístricas e falhas antitéticas que se concentram na Zona da Charneira, e possuem suas raízes localizadas no topo de domos de sal aptianos correspondentes à Formação Ariri. Grábens de crista nos domos de sal que deformam pacotes cretáceos também afetam pacotes miocenos na seção 222-105 (Figura 14). Na seção 248-038, algumas falhas que afetam depósitos cenozoicos não se encontram enraizadas diretamente em domos de sal, mas na região da Charneira a eles adjacente (Figura 18).

Os depósitos de sal puderam ser interpretados a partir de sua sismofácie *Fs6* (Tabela 1), com padrão externo dômico, configuração interna *contoured* (contorcida, em tradução livre),

e refletor de topo coincidindo ou próximo ao topo da Formação Ariri no perfil dos poços. Já o embasamento metamórfico da plataforma interna (Figuras 14, 15 e 17) foi identificado pela presença da fácie *Fs7*, com configuração interna caótica, baixa amplitude e nenhuma continuidade (Tabela 1). Este embasamento está presente como um bloco estruturalmente elevado que adentra a plataforma interna e se encontra sob estratos cenozoicos.

A seção 248-033 (Figura 17) exceta-se do padrão acima descrito pois apresenta falhamento cenozoico na plataforma interna. Neste caso, as falhas apresentam suas raízes no embasamento metamórfico, e seu rejeito é expresso na forma de dobras de arraste, inclusive formando proeminente feição de gráben que afeta o leito marinho (Figura 17). Nesta seção, as falhas lístricas e antitéticas na Zona da Charneira, que deformam pacotes cenozoicos, não são nucleadas diretamente em domos de sal, mas em estratos cretáceos (Figura 17).

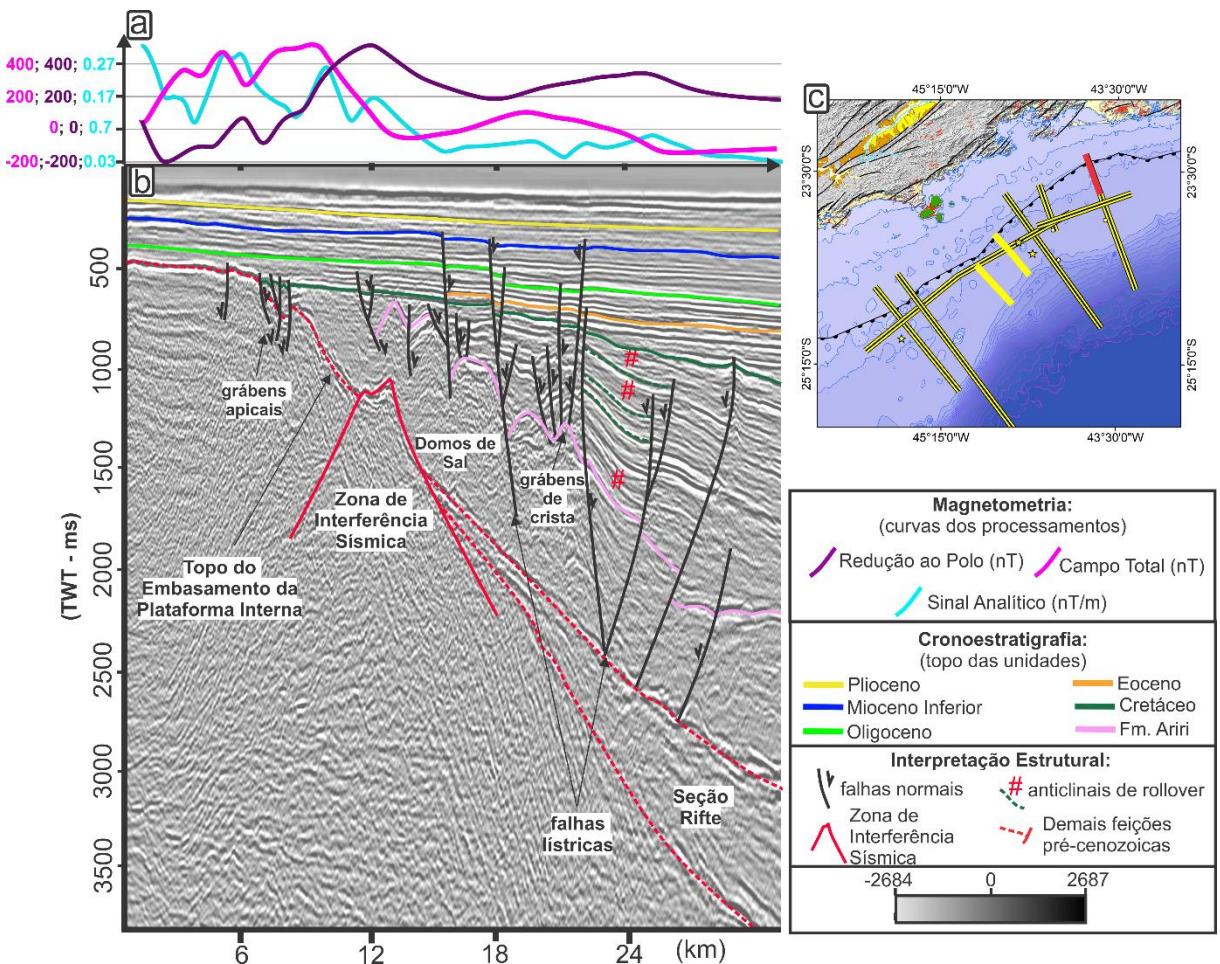


Figura 14: Recorte e interpretação estrutural da seção 222-105: a) Perfis magnetométricos de Redução ao Polo (nT), Campo Total (nT) e Sinal Analítico (nT/m); b) Cronoestratigrafia e padrão deformacional cenozoico interpretado. c) Mapa de localização do recorte da seção 222-105 apresentado.

O falhamento cenozoico presente na Zona da Charneira (Figuras 14, 17 e 18) possui seu rejeito majoritariamente expresso pela descontinuidade dos refletores, e apresenta maior deformação nos estratos cretáceos que nos estratos cenozoicos.

As falhas lístricas e antitéticas na Zona de Charneira das seções 222-110 e 248-010 não deformam pacotes cenozoicos, mas apenas as sucessões cretáceas (Figuras 15 e 16). Nestas duas seções as falhas lístricas formam anticlinais de *rollover* nos pacotes cretáceos. Grábens na margem do embasamento da plataforma interna, chamados aqui de *grábens apicais*, ocorrem nas seções 222-105 e 248-033 e não deformam os pacotes cenozoicos (Figuras 14 e 17).

Discreta seção rifte pôde ser identificada sobre o embasamento da plataforma interna e sob os domos salinos (Figuras 14 e 18). Essa identificação se deu a partir de uma fácies subparalela, além da geometria externa e posicionamento semelhante à seção esquemática de Carminatti et al. (2008) (Figura 3).

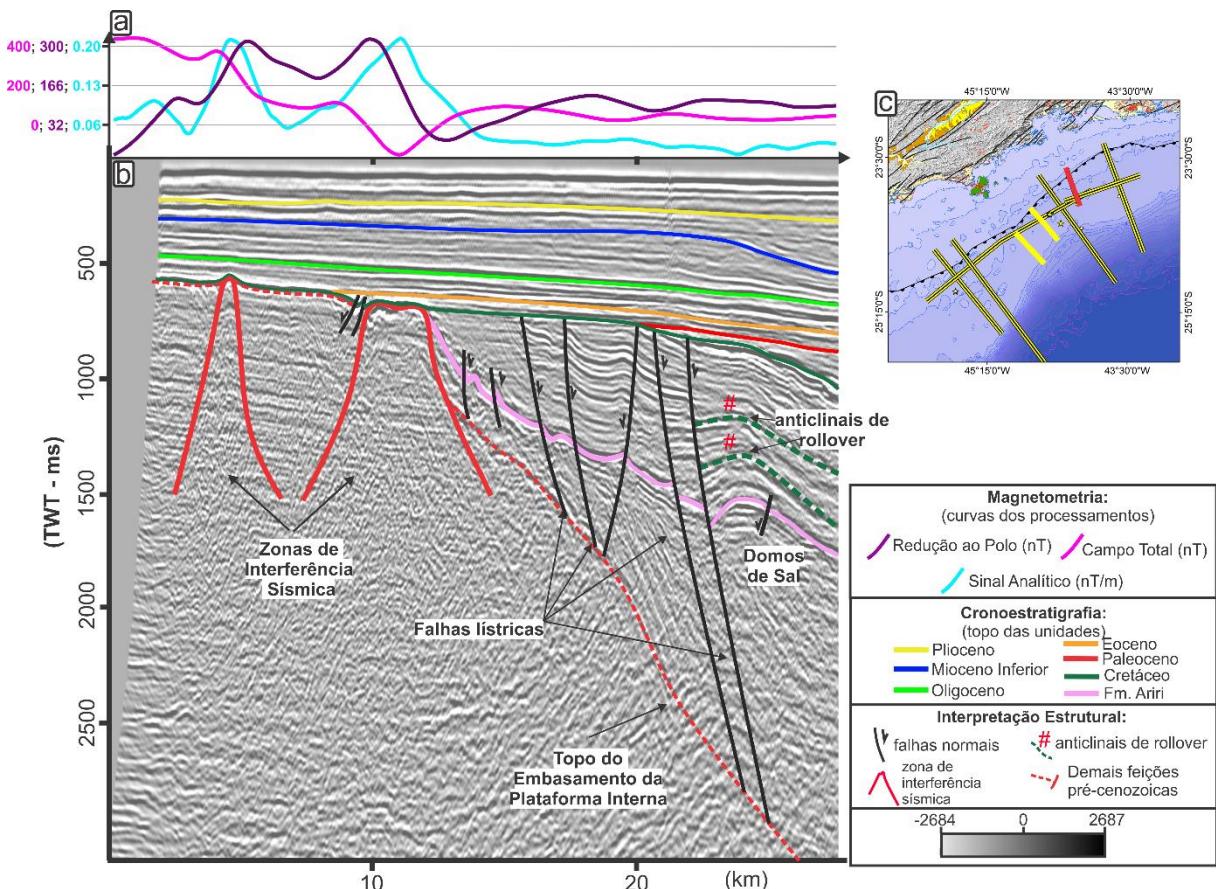


Figura 15: Recorte e interpretação estrutural da seção 222-110: a) Perfis magnetométricos de Redução ao Polo (nT), Campo Total (nT) e Sinal Analítico (nT/m); b) Cronoestratigrafia e padrão deformacional interpretado; c) Mapa de localização do recorte da seção 222-110 apresentado.

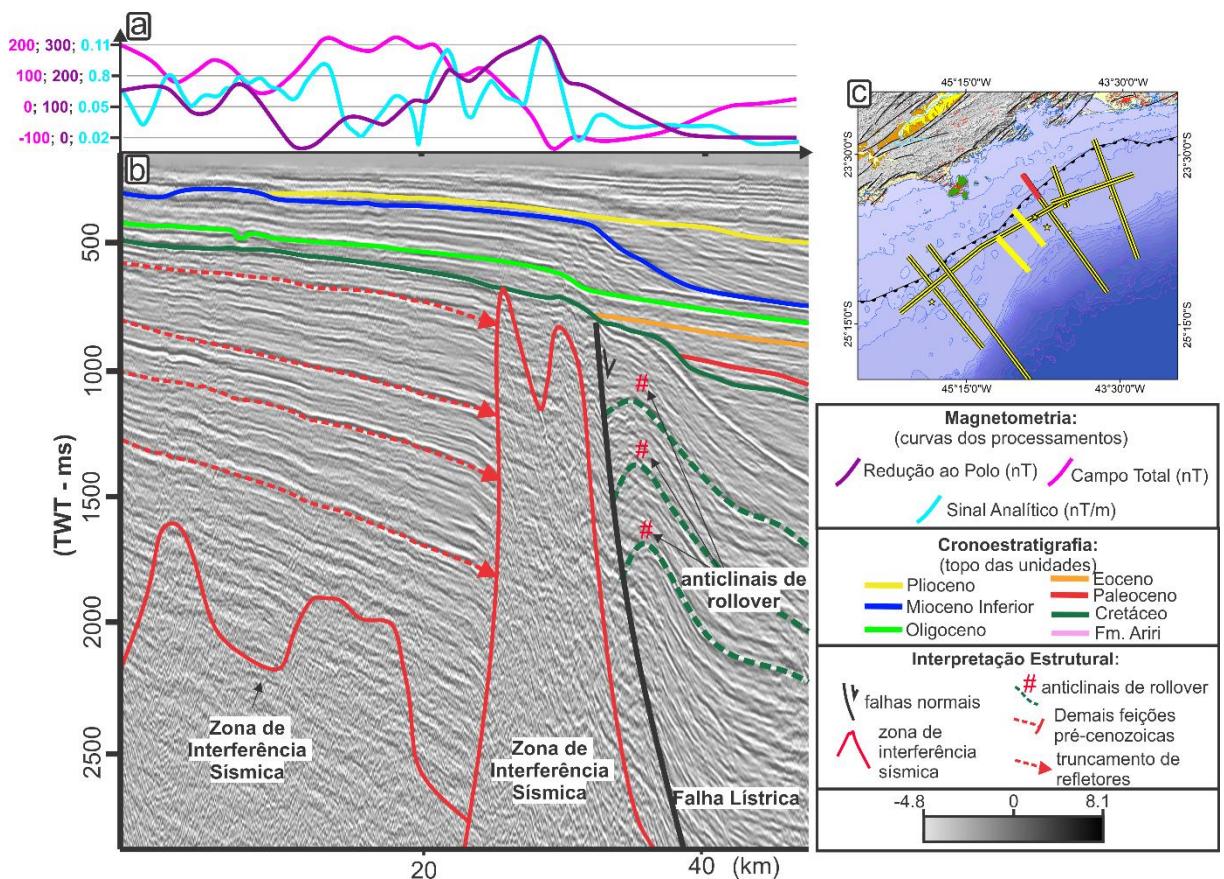


Figura 16: Recorte e Interpretação estrutural da seção 248-010: a) Perfis magnetométricos de Redução ao Polo (nT), Campo Total (nT) e Sinal Analítico (nT/m); b) Cronoestratigrafia e padrão deformacional interpretado. c) Mapa de localização do recorte da seção 248-010 apresentado.

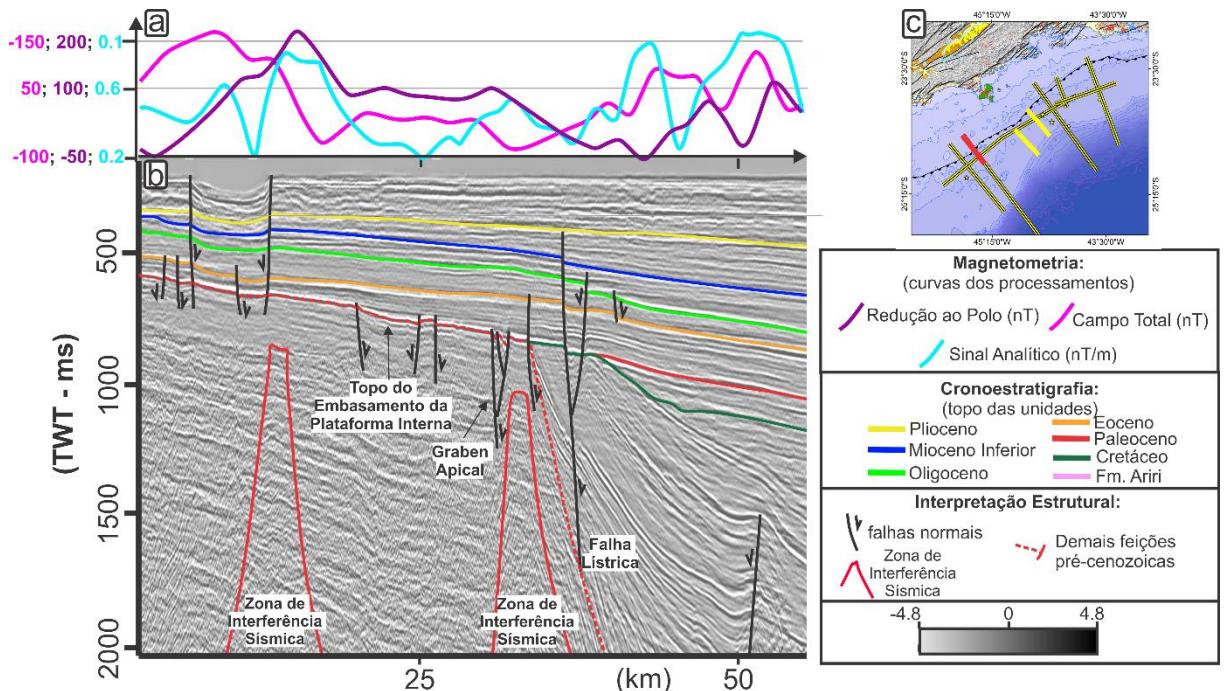


Figura 17: Recorte e Interpretação estrutural da seção 248-033: a) Perfis magnetométricos de Redução ao Polo (nT), Campo Total (nT) e Sinal Analítico (nT/m); b) Cronoestratigrafia e padrão deformacional cenozoico interpretado. c) Mapa de localização do recorte da seção 248-033 apresentado.

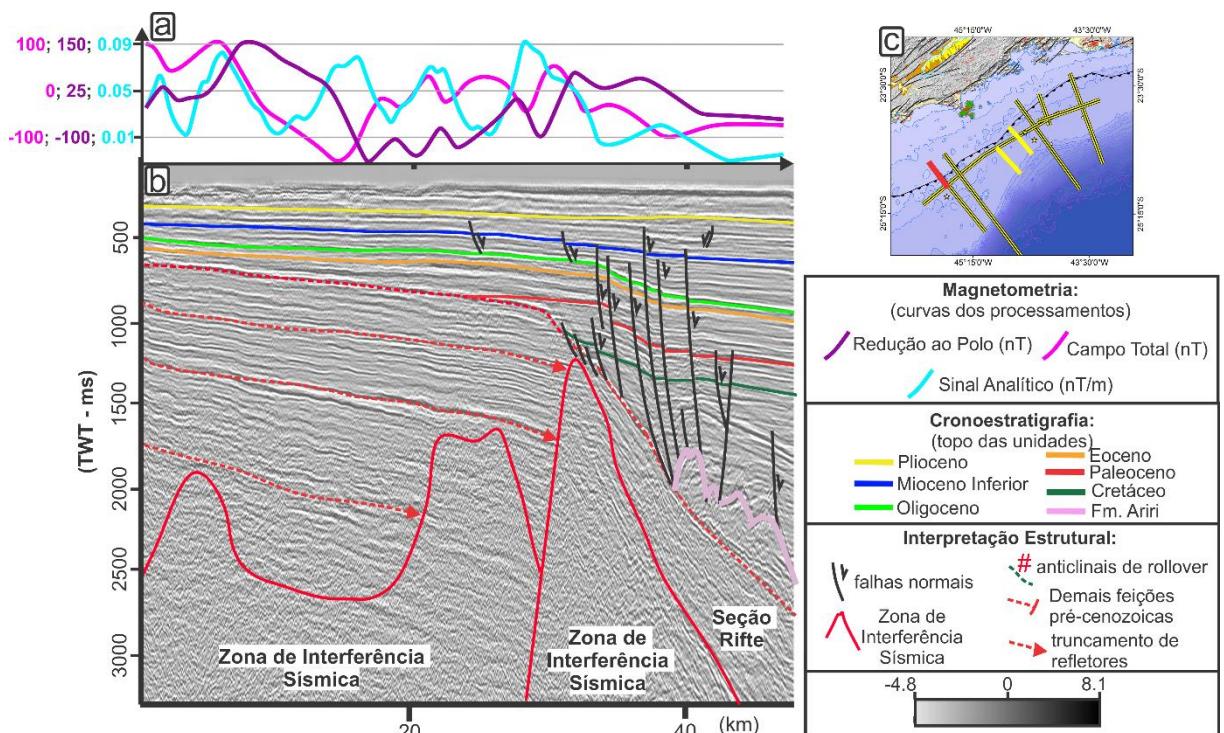


Figura 18: Recorte e Interpretação estrutural da seção 248-038: a) Perfis magnetométricos de Redução ao Polo (nT), Campo Total (nT) e Sinal Analítico (nT/m); b) Cronoestratigrafia e padrão deformacional cenozoico interpretado. c) Mapa de localização do recorte da seção 248-038 apresentado.

5.1.4) Resposta magnética do embasamento plataforma

A comparação dos três processamentos magnetométricos realizados com as feições sísmicas mostrou que o sinal da redução ao polo é o que possui maior correspondência com possíveis feições do embasamento da PCS (Figuras 14 a 18).

Picos de contagem da redução ao polo (150 a 400 nT) se localizam acima de feições cônicas preenchidas por fácies sísmicas do tipo *Fs7* (Tabela 1) com reflexões verticais desordenadas nomeadas aqui como *Zonas de Interferência Sísmica* (Figuras 14 a 18). Essas feições por vezes não afloram sobre o embasamento metamórfico (Figuras 16, 17 e 18), ou geram discreto relevo residual (Figuras 14 e 15). Em mapa, os picos de contagem de redução ao polo se mostram como delgadas anomalias lineares com *trend* regional NE-SW (200 - 9000 nT) (Figura 19a).

Foram identificadas 4 anomalias principais de direção NE-SW (Figura 19b): a anomalia **I** que se encontra mais proximal à costa; a anomalia **II** que transecta toda a área de estudo, passando por Ilhabela-SP e Ilha Grande-RJ; a anomalia **III** que é coincidente para com as *Zonas de Interferência Sísmica* presentes na Charneira da Bacia de Santos (Figuras 14 a 18); e por fim a anomalia **IV** mais a offshore, localizada na região estruturalmente abatida em relação à Zona da Charneira.

Anomalias de 100 a 200 nT, de direção NE-SW, também foram identificadas na plataforma interna, e foram aqui nomeadas como “secundárias” (Figura 19b).

Oito anomalias circulares positivas (400 – 1000 nT) também puderam ser identificadas em mapa, e se distribuem desde as localidades de Santos-SP até Ilha Grande-RJ (Figura 19b).

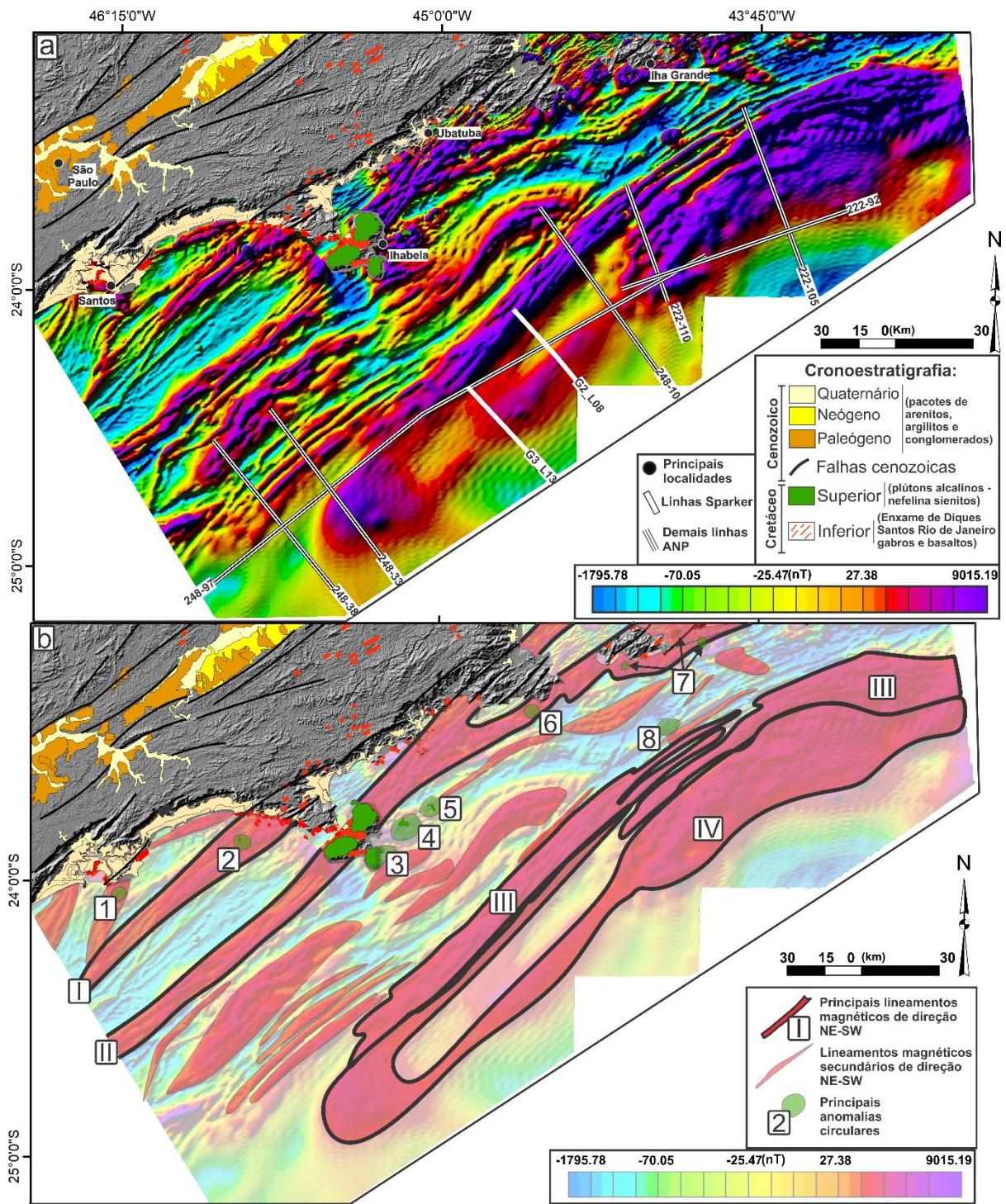


Figura 19: a) Mapa de Redução ao Polo, o processamento que apresenta maior congruência para com as feições sísmicas interpretadas no embasamento da plataforma interna; b) Anomalias circulares identificadas, bem como as anomalias NE-SW principais e secundárias.

Refletores plano paralelos das seções 248-010 e 248-038 (Figuras 16 e 18) preenchem a região onde existe a fácie sísmica caótica *Fs7* correspondente ao embasamento

metamórfico da plataforma interna nas seções 248-105; 248-110 e 248-033 (Figuras 14, 15 e 17). Eles constituem a fácie sísmica *Fs8* (Tabela 1), de configuração interna subparalela, amplitude e continuidade média, além de realizarem truncamentos para com as feições cônicas que coincidem com anomalias magnéticas (Figuras 16 e 18).

5.2) Análise de semidetalhe: sísmica *Sparker*

Os padrões de terminação de refletores, morfologias de empilhamento, e fácies sísmicas foram mapeados ao longo das seções *Sparker G2_L08* e *G3_L13* (Figuras 20 e 21).

5.2.1) Preenchimento sedimentar em semidetalhe.

O empilhamento sedimentar da seções *Sparker G2_L08* e *G3_L13* é caracterizado por sucessões de clinoformas (nomeadas como sucessões progradantes – “*p.numeração*”), intercaladas a delgados pacotes agradacionais (nomeados como sucessões agradacionais-“*a.numeração*”) (Figuras 20 e 21). Em ambas as seções foram identificadas 7 sucessões progradantes e 3 sucessões agradacionais, que constituem 7 sequências deposicionais completas, limitadas por superfícies de *toplalp*.

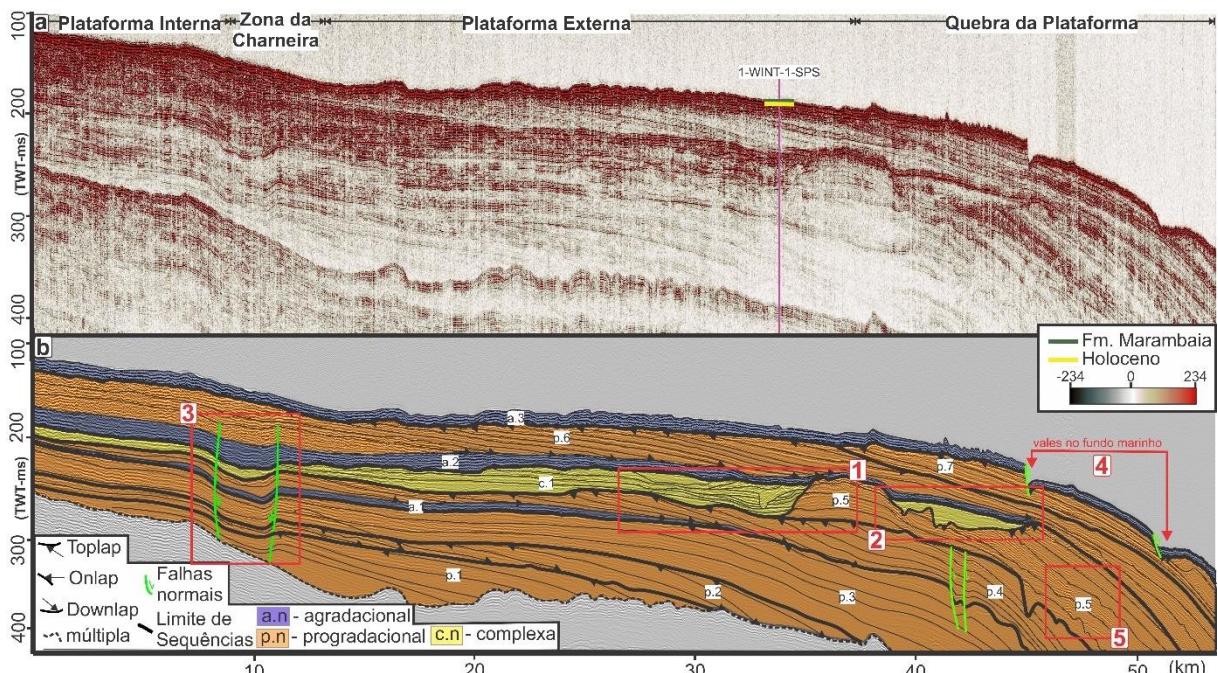


Figura 20: Seção *Sparker G2_L08*: a) Seção sem interpretação e com o poço 1-WINT-1-SPS carregado; b) Seção interpretada, onde o empilhamento estratigráfico está representado por linhas pretas, enquanto as estruturas por linhas verdes. Polígonos vermelhos são destaque das feições erosivas e deformacionais.

A arquitetura interna das clinoformas segue padrão progradante paralelo, com *toplaps* e *downlaps* bem expressos na região da plataforma externa (Figuras 20 e 21). Refletores sub-horizontais plano paralelos predominam na região da plataforma interna e talude (Figuras 20 e 21).

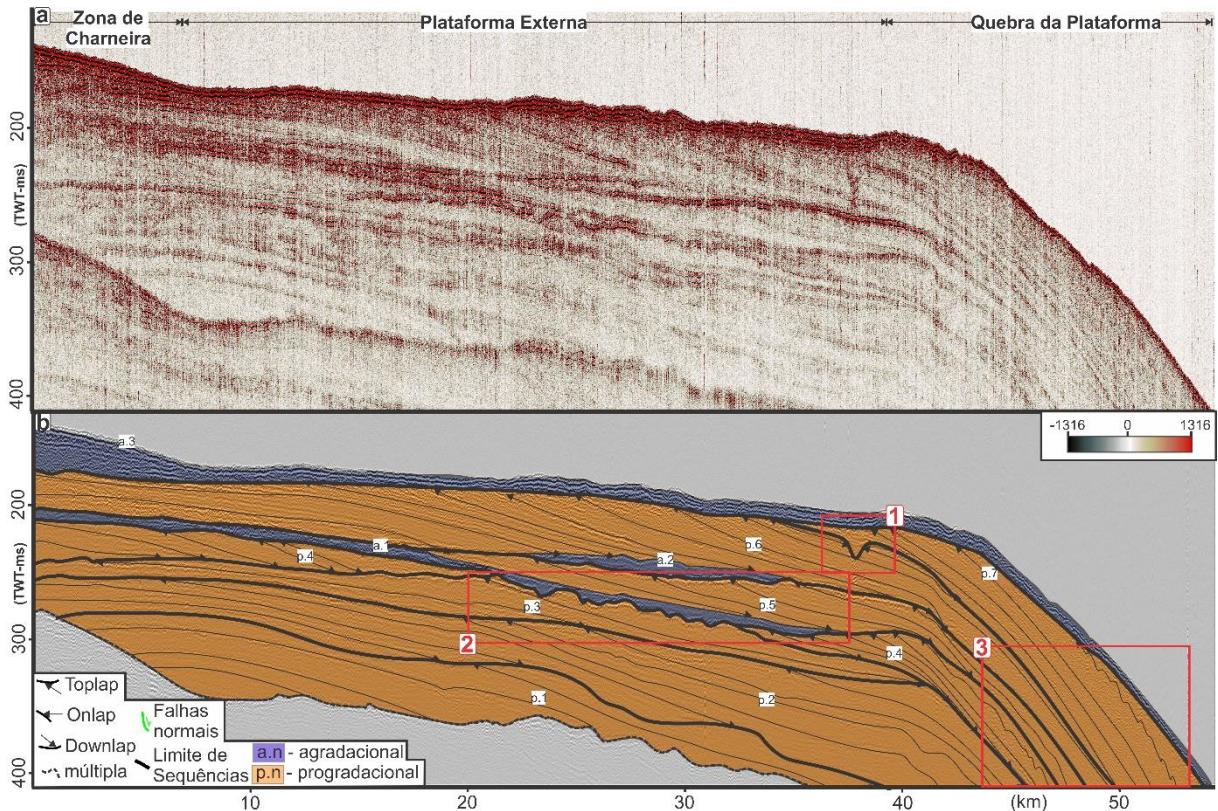


Figura 21: Seção Sparker G3_L13: a) Seção sem interpretação; b) Seção interpretada. Empilhamento estratigráfico está representado por linhas pretas. Os polígonos vermelhos são destaque das feições erosivas e deformacionais.

Na seção G2_L08, os *foreset*s das clinoformas presentes nas sucessões *p.1* e *p.2* se encontram ainda na plataforma externa (Figura 20). O mesmo ocorre com o *foreset* da sucessão *p.1* na seção G3_L13 (Figura 21). Os *foreset*s das clinoformas nas demais sucessões se encontram na posição da atual quebra da plataforma (Figuras 20 e 21).

As fácies sísmicas predominantes são do tipo contínua, paralela e de baixa amplitude no interior das clinoformas, enquanto em seus limites predominam fácies do tipo *wave* de alta amplitude (Figura 20 e 21). Fácies do tipo *wave* na região da quebra da plataforma também ocorrem no interior das clinoformas (Figura 20 – destaque 5 e Figura 21 – destaque 3).

Na seção G2_L08 destaca-se a sucessão complexa (“c.numeração”), localizada entre as unidades *p.4*; *p.5* e *a.2*, entre 200 e 250 ms (Figura 20 – destaque 1 e 2). Os limites superiores e inferiores desta sucessão apresentam truncamento erosivo, expresso por *toplaps* (Figura 20). No interior deste pacote, refletores com concavidade voltada para cima aparecem truncando os refletores imediatamente abaixo e o padrão concavo migra lateralmente em direção ao continente à medida que se desloca em direção ao topo da seção sísmica (Figura 22a e b). No recorte 2 da seção G2_L08, esta sucessão possui morfologia de canal com forte superfície irregular em sua base (Figura 22c e d).

Na seção G3_L13, uma superfície notadamente irregular destaca-se no topo da sucessão *p.3* e *p.4*, a 250 ms de profundidade (Figura 21 – destaque 2).

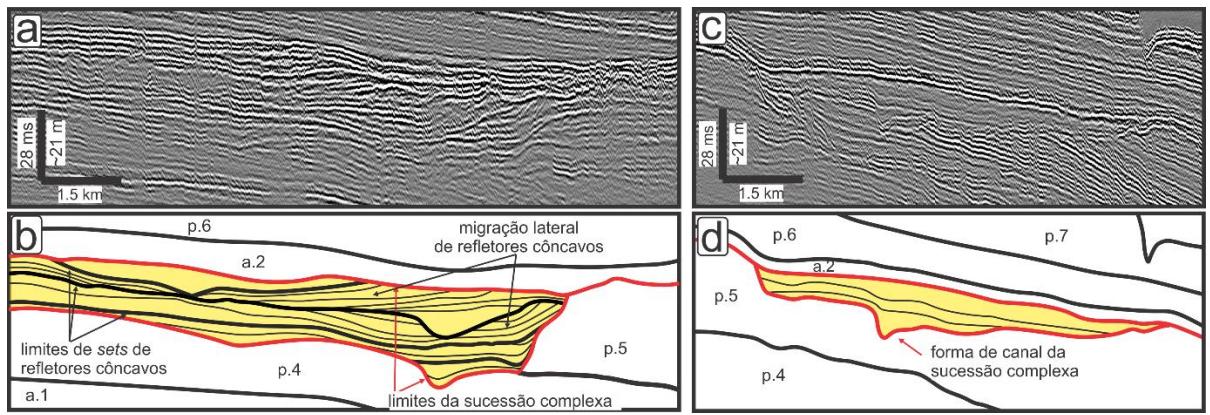


Figura 22: a) Destaque “1” do pacote c.1 da seção G2_L08 não interpretado; b) Destaque “1” interpretado, onde estão representadas feições de migração de refletores; c) Destaque “2” da seção G2_L08 não interpretado; d) Destaque “2” onde está interpretada feição de canal com base irregular para com a sucessão p.5. Para o cálculo de espessura em metros foi usada a velocidade de ondas acústicas de 1,52 m/ms para a coluna sedimentar.

No leito marinho da seção G2_L08 ressalta-se duas feições de vale na região da quebra da plataforma, com terraço sedimentar entre eles (Figura 20 – destaque 4). Esses vales aparentam ter discreto falhamento normal condicionando-os. Outro vale próximo ao leito marinho também ocorre na seção G3_L13 (Figura 21 – destaque 1).

A correlação das seções sísmicas com dados cronoestratigráficos de poços, e a amarração das seções Sparker com as seções *dip* ANP, indicam que as sucessões Sparker analisadas possuem idade quaternária.

5.2.2) Padrões deformacionais em semidetalhe.

Falhamentos normais foram identificados na seção G2_L08, e estão presentes na Zona da Charneira (Figura 20 – destaque 3), na região da quebra da plataforma (Figura 20) e no atual fundo marinho (Figura 20 – destaque 4).

Na Zona da Charneira destacam-se duas falhas normais que juntas formam feição de gráben (Figura 23a e b). O rejeito aparente das falhas é de cerca de 6 ms (~9m) e afeta pacotes pertencentes as unidades p.1 a p.6. O falhamento normal gera dobras de arrasto na lapa e na capa, onde o espessamento de seção também é observado (Figura 23b).

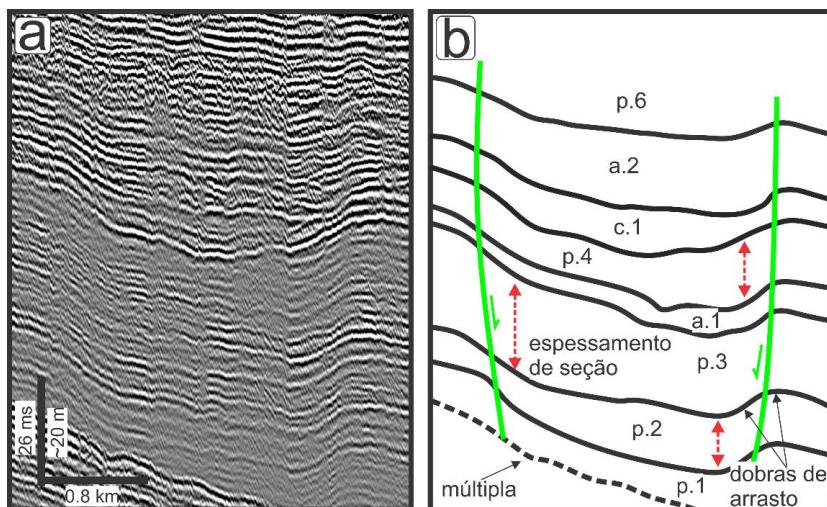


Figura 23: a) Destaque “3” da seção sísmica G2_L08 evidenciando feição de gráben; b) Geometria de falhamento normal interpretado, onde destacam-se espessamento de seção e dobras de arrasto. Para a estimativa da espessura de sedimentos em metros foi usada a velocidade de ondas acústicas de 1.52 m/ms para a coluna sedimentar.

Os demais falhamentos normais se concentram na região da quebra da plataforma (Figura 20), onde os mergulhos das falhas se dão em direção a bacia e dobras de arraste também são observadas.

6) DISCUSSÕES

Neste item os resultados alcançados no presente Trabalho de Formatura serão analisados e confrontados com os dados da literatura, de modo a discutir a evolução tectonoestratigráfica da área de estudo.

6.1) Estratigrafia

6.1.1) Paleoceno

O limite de sequências que define a base do Paleoceno nas seções sísmicas (Figuras 9 a 13 e 24b) é coincidente com discordância identificada por Moreira et al. (2007) (Figura 2) e por Assine et al. (2008).

Em nenhuma seção sísmica analisada o pacote paleoceno adentra o embasamento da plataforma interna (Figuras 9 a 13), como representado na carta cronoestratigráfica da PCS proposta por este TF (Figura 24c). Assine et al. (2008) também identifica a ausência de depósitos paleoceno nas áreas proximais, restringindo-os a porções profundas da Bacia.

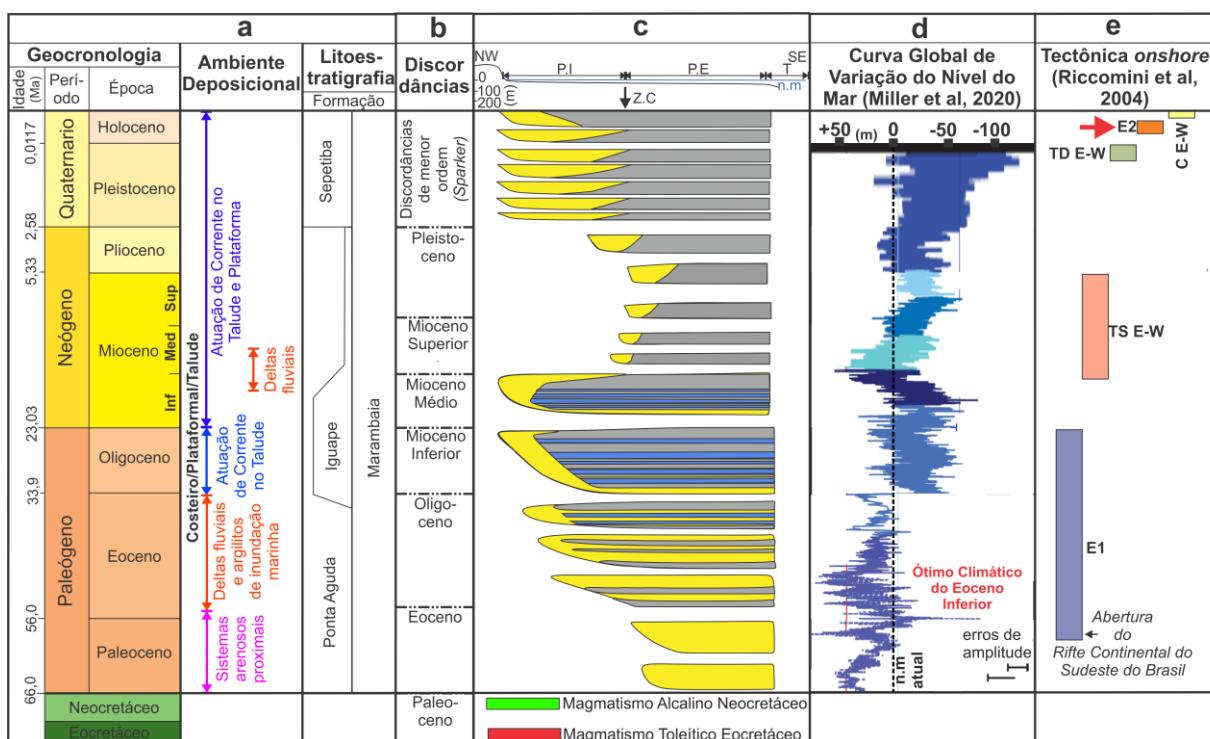


Figura 24: Proposta de carta cronoestratigráfica da Plataforma Continental de Santos com base em dados sísmicos, de poços, e aeromagnetométricos investigados neste TF. Estão confrontados o registro sedimentar

proposto (Figuras a, b e c), com a curva de variação de nível eustático calculada a partir de δO^{18} (Miller et al., 2020 – Figura d); e tectônica onshore (Riccomini et al., 2004 – Figura e). Cor amarela na carta cronoestratigráfica significa litotipo arenoso; cinza representa litotipo argiloso e azul simboliza litotipo carbonático. Siglas P.I = plataforma interna; Z.C = Zona da Charneira; P.E = plataforma externa e T = talude. Os pacotes areosos proximais à costa foram extraídos de Moreira et al. (2007).

A primeira hipótese para explicar essa observação trata-se de um evento erosivo posterior, que eliminaria do registro geológico os depósitos paleocenos outrora depositados na plataforma interna. Outra possibilidade é que o embasamento da plataforma interna seria mais soerguido neste período, havendo pouco espaço de acomodação para os sedimentos neste setor, e resultando na sedimentação costa afora da Charneira Cretácea.

A primeira hipótese levantada considera um espaço de acomodação considerável na plataforma interna paleocena, o que é mais compatível com o modelo paleogeográfico de Almeida e Carneiro (1998). Neste modelo, o limite leste da Serra do Mar neste período já se encontrava na Falha de Santos, deixando cerca de 50 km de plataforma interna “peneplanizado” e suscetível as variações do nível relativo do mar. O evento que viria a erodir os pacotes paleocenos poderia ser a queda eustática de aproximadamente 50 m ocorrida na transição Paleoceno-Eoceno (Miller et al., 2020). Neste sentido, Modica e Brush (2004) identificam estratos paleocenos escavados por cânions eocenos na região do talude e na planície abissal da Bacia de Santos.

Já a segunda hipótese é mais compatível com o modelo de Zalán e Oliveira (2005), onde o limite leste da Serra do Mar paleocena se encontrava na Charneira Cretácea da Bacia de Santos, o que impossibilitaria a deposição de sedimentos na plataforma interna já que esta última não existiria quanto feição paleogeográfica.

No que se refere a proveniência de sedimentos, as fácies sísmicas do tipo *Fs5* (Tabela 1) presentes na plataforma externa são características de sistemas proximais arenosos (Xu e Haq, 2022). As proporções muito maiores dos pacotes de areia quartzosa mal selecionada em relação aos pacotes argilosos nos perfis de poços (Figura 8) corroboram essa interpretação. Tal correlação é sugestiva de um cenário no qual a fonte de sedimentos teria uma origem próxima ao embasamento adjacente, regionalmente representado pela Serra do Mar.

6.1.2) Eoceno

O *limite de sequências* que marca a base do Eoceno (Figuras 9 a 13 e 24b) se mostra compatível com um evento de queda eustática (Miller et al., 2020), e com a discordância da transição Paleoceno-Eoceno proposta por Moreira et al. (2007) (Figura 2); Modica e Brush (2004) e Assine et al. (2008). A ocorrência de conglomerados no poço 1-STAR-21-RJS (Figura 8) pode se tratar de um aporte siliciclástico grosso devido ao processo de rebaixamento do nível relativo do mar.

A abrangência paleogeográfica do pacote eoceno varia nas seções sísmicas analisadas: as seções ao norte de Ilhabela-SP não apresentam *onlap* eoceno por sobre a plataforma interna (Figuras 9 a 11); enquanto ao sul de Ilhabela-SP o *onlap* eoceno é observado (Figuras 12 e 13). Este resultado indica que havia espaço de acomodação suficiente para a deposição e posterior preservação de sedimentos eocenos na área de estudo à sul de Ilhabela-SP.

Como discutido no item 6.1.1-Paleoceno, o modelo de Almeida e Carneiro (1998) é congruente com a existência do espaço de acomodação eoceno supracitado. Já o modelo de Zalán e Oliveira (2005) afirma que houve colapso gravitacional e rifteamento eoceno na região da Serra do Mar que viria a se tornar a plataforma interna atual. Entretanto, Zalán e Oliveira (2005) não deixa claro a posição paleogeográfica da Serra do Mar neste período. Aqui é considerado que o processo evolutivo para o eoceno de Zalán e Oliveira (2005) geraria obstáculos a sedimentação neste período (como altos estruturais), algo incongruente com o expressivo *onlap* observado nas seções a sul de Ilhabela-SP (Figuras 12 e 13).

Desta forma, permanece a dúvida se nas seções a norte de Ilhabela-SP o recuo erosivo da Serra do Mar em relação à Charneira Cretácea foi mais lento de forma a não permitir espaço de acomodação eoceno na área da atual plataforma interna, ou um evento erosivo pós-eoceno foi mais efetivo neste setor da área de estudo. Entretanto, o que se pode afirmar com os dados deste TF é que a Serra do Mar a sul de Ilhabela-SP se encontrava, antes do fim do Eoceno, recuada pelo menos 30 km em relação à Charneira Cretácea (limite mais ocidental das seções sísmicas do presente estudo).

Com base no princípio de correlação de picos de contagem gama a avanços do nível relativo do mar (Miller et al., 2018), é possível inferir que os maiores picos de contagem gama durante o cenozoico, observados em argilitos eocenos (Figura 8), se devem a uma transgressão marinha, a qual também pode ter auxiliado na geração de espaço de acomodação para a deposição de sedimentos eocenos na plataforma interna das seções sísmicas 248-038 e 248-033 (Figura 12 e 13). Essa interpretação é corroborada pela Curva Global do Nível do Mar de Miller et al. (2020), onde o Ótimo Climático do Eoceno Inferior apresenta o maior nível eustático cenozoico (40 a 50 m acima do nível atual - Figura 24d).

O aumento do aporte sedimentar devido à abertura do RCSB (Modica e Brush, 2004 - Figura 25e), associado à subida do nível relativo do mar sugerido por este TF, provavelmente é o processo responsável pela intensa intercalação de areias e argilitos nos poços. Este processo representaria uma alta competição entre a taxa de aporte sedimentar e de geração de espaço de acomodação, resultando na intercalação de litotipos supracitada e representada na carta cronoestratigráfica da PCS proposta por este TF (Figura 24c).

A arquitetura do empilhamento sedimentar em clinoformas do tipo *shingled*, com cerca de 100 ms de espessura no *foreset*, são sugestivas de paleo-deltas arenosos sub-aquosos (Patruno e Helland-Hansen, 2018). Modica e Brush (2004) também identificaram depósitos deltaicos eocenos no talude e planície abissal. Entretanto, não foram encontradas evidências

de que os depósitos deltaicos identificados neste TF são relativos a um “paleo-Rio Paraíba do Sul” que teria sua foz na Bacia de Santos durante o Eoceno, como proposto por Modica e Brush (2004). O aporte fluvial poderia ter origem em qualquer outra drenagem que escoava da Serra do Mar eocena em direção à PCS.

O material carbonático do eoceno médio a superior verificado nos poços 1-WINT-SPS e 1-STAR-21-RJS (Figura 8) foi incluído na carta cronoestratigráfica da Plataforma Continental de Santos proposta pelo presente estudo (Figura 24c). A sedimentação carbonática, associada a intensa intercalação de argila e areia (Figura 8), provavelmente é responsável pela alta amplitude dos refletores eocênicos (Fácies sísmica *Fs4* – Tabela 1).

6.1.3) Oligoceno

O limite de sequências que compõe a base do Oligoceno (Figuras 9 a 13 e 24b) foi designado como *Discordância do Oligoceno* por Moreira et al. (2007) (Figura 2) e é sincrônico a um significativo evento de queda eustática (Miller et al., 2020 – Figura 24d). Este processo de queda eustática provavelmente contribuiu para o aporte sedimentar grosso expresso pelo pacote de conglomerados do poço 1-SPS-14-A (Figura 8).

Modica e Brush (2004) e Assine et al. (2008) identificaram uma superfície de inundação marinha neste período. Entretanto, a curva de contagem gama e o padrão de *toplalp* apresentados neste TF não corroboram a interpretação dos referidos autores.

Em todas as seções sísmicas o Oligoceno recobre em *onlap* o embasamento da plataforma interna (Figuras 9 a 13), sugerindo que a linha de costa junto a Serra do Mar em toda a área de estudo se encontrava recuada no mínimo 30 km (limite mais ocidental das seções sísmicas do presente estudo) em relação à posição da Charneira Cretácea.

O predomínio de camadas pelíticas sobre pacotes arenosos se estabelece no Oligoceno, com forte intercalação a carbonatos (Figura 8 e 24c). Essa alternância de litotipos produz uma alta amplitude de refletores sísmicos (Xu e Haq, 2022), que é observada na fácies sísmica *Fs4* em todo o pacote oligoceno que recobre a plataforma (Figuras 9 a 13). A predominância de pelitos com intercalação de carbonatos também foi observada por Assine et al (2008), e está em concordância com a hipótese de pouco aporte sedimentar advindo da área emersa adjacente (Serra do Mar) proposta por Modica e Brush (2004).

A presença da fácies sísmica *Fs2* (Tabela 1) no *foreset* mais distal da *clinoforma composta* oligocena (Figuras 9, 11, 12 e 13) sugere uma atuação de correntes oceânicas na construção de clinoformas na região do talude durante este período. Este agente de transporte comumente forma arquiteturas sedimentares chamadas de *sediment-waves* e *dunas subaquosas* (Miramontes et al., 2021), que podem estar associadas à fácies sísmica do tipo *wave*, observada neste TF (Fácies *Fs2* – Tabela 1). Miramontes et al., (2021) pontua que as baixas amplitudes observadas na fácies *Fs2* por este TF são frequentes em depósitos formados por correntes oceânicas. Patruno e Helland-Hansen (2018) destaca que a atuação

de correntes é comum na região do *foreset* mais distal de *clinoformas compostas*. Assim, a contribuição deste agente de transporte sedimentar na confecção de clinoformas no talude durante o Oligoceno foi inserida na carta cronoestratigráfica da Plataforma Continental de Santos proposta pelo presente estudo (Figura 24a).

6.1.4) Mioceno Inferior

O *limite de sequências* que marca a base do Mioceno Inferior (Figuras 9 a 13 e 24b) é condizente com a *Discordância do Mioceno Inferior* e com o *Marco Cinza da Bacia de Campos* (importante balizador estratigráfico e indicador de queda global do nível do mar segundo Moreira et al. (2007)). Este limite de sequências também é relacionável ao processo de queda eustática verificado por Miller et al. (2020) (Figura 24d). O espesso pacote de conglomerados eo-miocenos do poço 1-SPS-14-A (Figura 8) pode estar relacionado à entrada de sedimentos mal selecionados na Bacia devido ao evento de queda eustática supracitado.

O predomínio de argilitos sobre material carbonático que se inicia neste período (Figura 8), provavelmente está associado às médias amplitudes das fáceis sísmica *Fs2* (Tabela 1). Esta fácie, que era restrita ao talude no Oligoceno, agora adentra a plataforma, e indica que a atuação de correntes oceânicas (como interpretado no item 6.1.3 – *Oligoceno*) possui um papel importante na redistribuição de sedimentos ao longo da plataforma no Mioceno Inferior (Figura 24a). Esta hipótese é corroborada pela predominância de argilitos em detrimento à sedimentação carbonática à medida que se avança ao topo desta Época (Figura 8). Tais correntes podem se tratar da Corrente do Brasil e/ou Corrente Costeira do Brasil, com atuação no Mioceno Médio observada por Schattner et al. (2019).

No *foreset* mais raso da *clinoforma composta* do Mioceno Inferior predomina a fácie *Fs3*. Esta fácie possui configuração interna descontínua com baixa amplitude (Tabela 1 - Figuras 9 e 10), e é sugestiva de litotipos arenosos de acordo Xu e Haq (2022). Esta fácie compõe clinoformas do tipo *shingled* (Figuras 9 e 10), que são características do registro sísmoestratigráfico de deltas fluviais sub-aquosos (Patruno e Helland-Hansen, 2018) (Figura 24a) e condizentes com a predominância de litotipos arenosos acima proposta. Seguindo esta interpretação, provavelmente havia contribuição em menor escala de um aporte sedimentar proximal (Serra do Mar), transportado através de redes de drenagem que se somavam durante épocas de queda do nível relativo do mar. O aporte sedimentar proximal e distal (por correntes oceânicas) acima proposto é comum na construção de *clinoformas compostas* (Patruno e Helland-Hansen, 2018), como a observada por este TF no Mioceno Inferior (Figuras 9 a 13).

6.1.5) Mioceno Médio-Plioceno

O *limite de sequências* que marca a transição Mioceno Inferior-Mioceno Médio (Figuras 9 a 13 e 24b) também foi identificado por Assine et al. (2008). Entretanto, este limite não coincide com qualquer discordância proposta Moreira et al. (2007) ou com alguma queda

eustática (Miller et al., 2020)). Provavelmente o limite de sequências supracitado foi originado por um processo local da área de estudo: como uma taxa de aporte sedimentar que ganhou da taxa de geração de espaço de acomodação, ou soerguimento local que rebaixou o nível relativo do mar. A hipótese do aporte sedimentar é corroborada pelas clinoformas do tipo *shingled* associadas às fácies sísmicas *Fs3* (Tabela 1) presentes na base do *foreset* mais proximal deste pacote (Figuras 9 e 10), que é indicativa de deltas fluviais sub-aquosos arenosos (como interpretado no item 6.1.4 – *Mioceno Médio*) (Figura 24a).

Em relação ao controle do forte padrão progradacional das clinoformas neogenas (Figuras 9 a 13), a trajetória ascendente do *rollover point* no Mioceno Inferior (Figura 25a, b, c, d) coincide com a trajetória de subida do nível eustático que culmina no Ótimo Climático do Mioceno, presente na curva de Miller et al. (2020) (Figura 25e). Já a trajetória estacionária/descendente do *rollover point* que segue (Figura 25a, b, c, d) coincide para com uma tendência de queda do nível global do mar no período compreendido como a Transição Climática do Mioceno Médio (Miller et al., 2020 - Figura 25e). Por fim, a trajetória ascendente que fecha o pacote neogeno (Figura 25a, b, c e d) é congruente com a tendência de subida do nível eustático na metade mais recente do Mioceno Superior até o Plioceno Superior, e que culmina no Ótimo Climático do Plioceno (Figura 25e).

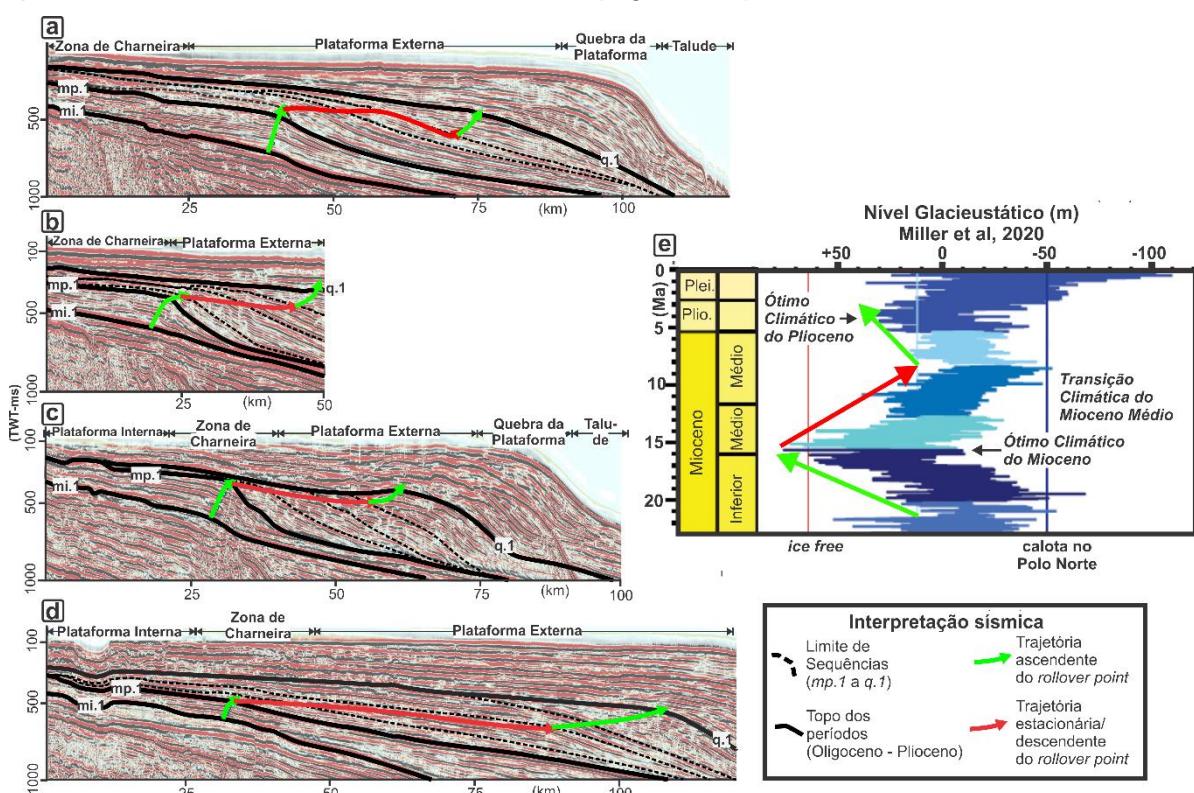


Figura 25: Correlação da trajetória dos *rollover points* neogenos para com a curva de variação glacioeustática de Miller et al (2020). Figura a – d: Trajetória do *rollover point* nas sequências neogenas das seções sísmicas 222-105 (a); 222-110(b); 248-010(c) e 248-038(d). A seção 248-038 apresenta domos de sal que deformam os *foresets* e *bottomsets* dos pacotes neogenos (Figura 13), por isso a análise de trajetória nesta seção não foi considerada. Setas verdes indicam trajetória ascendente, e setas vermelhas indicam trajetória estacionária ou descendente.

Figura e: Curva de variação do nível eustático global em resposta a ciclos glaciais (Miller et al, 2020), com as tendências de subida (verde), e queda (vermelho), representadas.

O predomínio da fácie sísmica do tipo *Fs2* (Tabela - Figuras 9 a 13), juntamente ao domínio de argilitos no pacote neogeno (Figura 8), sugerem a atuação de correntes oceânicas na área de estudo durante o Mioceno Médio-Plioceno (como interpretado no item 6.1.3 – Oligoceno). Este agente de transporte provavelmente contribuiu para o aporte sedimentar e manutenção do padrão progradante descrito. O padrão progradante também foi identificado por Assine et al. (2008). Entretanto, como apresentado por este TF, a progradação se mostra sensível às variações glacioeustáticas (Figura 25). As correlações supracitadas são congruentes com as observações de Helland-Hansen e Hampson (2009), nas quais trajetórias ascendentes e descendentes são compatíveis com a ascensão e regressão no nível relativo do mar, respectivamente.

Os pacotes sísmicos do Mioceno Médio-Plioceno são delgados na plataforma interna, e muito expressivos após a Charneira Cretácea (Figuras 9 a 13). Considerando a escala de análise das seções a ANP, o registro deste período foi representado pós-Charneira Cretácea na carta cronoestratigráfica da Plataforma Continental de Santos proposta pelo presente estudo (Figura 24c).

6.1.6) Quaternário

O *limite de sequências* que marca o início do Quaternário (*q.1*) nas seções ANP (Figuras 9 a 13 e 24b) é correlato à discordância identificada por Moreira et al. (2007) e Maia et al (2010), bem como à uma queda eustática ao redor de 50 m (Miller et al., 2020).

O padrão sigmoidal das clinoformas quaternárias das seções ANP (Figuras 9 a 13), com seu *rollover point* definindo a posição de quebra da plataforma, e seu *topset* e *bottomset* abrangendo a plataforma e talude, respectivamente, permitem sua classificação como *clinoformas de margem de plataforma* de acordo com a definição de Patruno e Helland-Hansen (2018).

A presença da fácie sísmica do tipo *Fs2* (Tabela 1) na região do *foreset* e *bottomset* das clinoformas quaternárias (Figuras 9 a 13), e a predominância de argilitos nos perfis dos poços neste período, são sugestivas da atuação de correntes oceânicas (como interpretado no item 6.1.3- Oligoceno). Esta interpretação é condizente com a atuação da Corrente do Brasil na plataforma externa e quebra da plataforma verificada por Schattner et al. (2019) e Mahiques et al. (2022) na mesma área.

As altas amplitudes no limite das clinoformas observadas nas seções *Sparker* (Figuras 20 e 21) são comumente observáveis em outras clinoformas ao redor do mundo (Patruno e Helland-Hansen, 2018). Estes autores pontuam que a alta amplitude pode ser resultado da deposição de material carbonático, sedimentos ricos em matéria orgânica, ou materiais mais

finos que aqueles presentes no interior das clinoformas progradantes. Todas estas opções são aqui consideradas como plausíveis para a área de estudo.

Segundo a classificação de Patruno e Helland-Hansen (2018), as clinoformas progradantes observadas nas seções *Sparker* (Figuras 20 e 21) se enquadram na classificação de *deltas sub-aquosos lamosos* por apresentarem espessura do *foreset* ao redor de 50 m, expressivos *topsets* e baixa ocorrência de sedimentos arenosos (Figura 8). Segundo estes autores, apesar do termo *delta* estar presente na classificação, esse tipo de clinoforma sofre forte influência da atuação de correntes plataformais e marés, permitindo que sua fonte de sedimentos seja distal. Patruno e Helland-Hansen (2018) destacam que sucessões de clinoformas em escala deltaica, ao longo do processo progradacional e retrogradacional, constroem *clinoformas de margem de plataforma*. Este modelo é congruente com a proposta de atuação de correntes oceânicas junto a formação de *clinoformas de margem de plataforma* quaternárias feita neste TF com base nas seções ANP.

A arquitetura geral das clinoformas nas seções *Sparker* (Figuras 20 e 21) é semelhante às observadas por Costa Maia et al. (2010) e Reis et al. (2013), que relacionaram sua construção com variações glacioeustáticas pliocenas a holocenas. Entretanto, o refletor que marca a base do Quaternário, definido por este estudo através dos dados da ANP, está posicionado nas seções *Sparker* abaixo da região das múltiplas. Desta forma, os dados de poços ANP não fornecem um posicionamento estratigráfico adequado ao nível de resolução das seções *Sparker*, e se mostrou difícil correlacionar diretamente a trajetória do *rollover point* ou limite de sequências das seções *Sparker* com curvas eustáticas ao longo do Quaternário.

A sucessão complexa *c.1* (Figura 26a e 26b) apresenta seu padrão de refletores semelhante à arquitetura de migração de barras de pontal em sistemas fluviais proposta por Galloway e Hobday (1983) (Figura 26c). O truncamento erosivo deste pacote para com a sucessão *p.4* e *p.5* na seção G2_L08 (Figura 26a e b), sugere que houve significativa exposição da plataforma neste período. Uma fase de exposição subaérea favorece a hipótese de que a sucessão-erosiva *c.1* se trata de arquiteturas de barras de pontal de um sistema fluvial. A superfície agudamente irregular por sobre a sucessão *p.3* e *p.4* da seção G3_L13 (Figura 21 – destaque 2), também é aqui considerada como uma superfície erosiva durante um período de exposição subaérea. Esses períodos de exposição são compatíveis com a existência de quedas eustáticas pleistocenas, algumas delas com amplitude de 100 m (Miller et al., 2020).

As feições de canais no leito marinho na seção G2_L08 (Figura 20 – destaque 4), e as feições de *sediment-waves* da região do talude das seções G2_L08 (Figura 20 – destaque 5) e G3_L13 (Figura 21 – destaque 3) foram identificadas por Mahiques et al. (2022) através de dados de *sub-bottom*, e por ele atribuídas à Corrente do Brasil. A feição de canal observada na seção G3_L13 (Figura 21 – destaque 1) também pode ser atribuída a atuação de correntes oceânicas, devido sua proximidade à quebra da plataforma e morfologia semelhante aos

canais observados por Mahiques et al. (2022). A atuação deste agente de transporte na Plataforma Continental de Santos é condizente com a interpretação de correntes oceânicas que este estudo propôs no Quaternário através das seções sísmicas ANP.

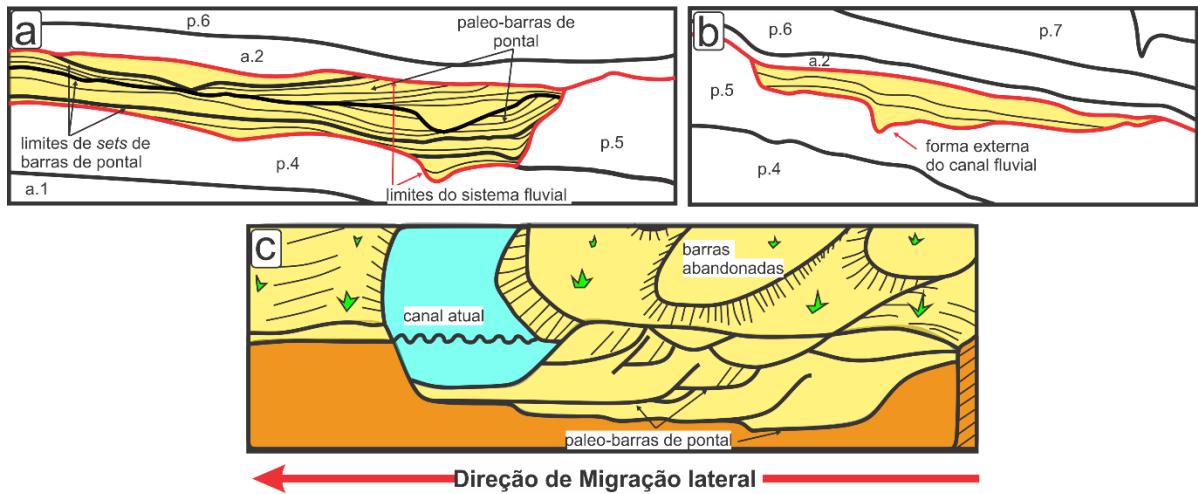


Figura 26: Comparação dos padrões internos de refletores sísmicos da sucessão c.1 (Figura 22) com o modelo de migração de barras de pontal (Galloway e Hobday, 1983). Figuras a-b: recortes interpretados da sucessão c.1; Figura c: Modelo de migração de canal e formação de barras de pontal (Galloway e Hobday, 1983).

A fácie sísmica *Fs1* presente no topo das seções ANP (Tabela 1 e Figuras 9 a 13) podem ter sua gênese na intercalação dos depósitos fluviais, como o proposto por este TF (Figura 27), a depósitos de correntes oceânica. Vale destacar que os refletores do topo de seções sísmicas comumente representam a chegada de ondas acústica com máxima energia, de forma que sua amplitude nem sempre pode ser comparada aos refletores em maior profundidade.

A análise multiescalar sismoestratigráfica demonstrou que a sísmica multicanal *Sparker* alcança um nível de resolução muito maior que os dados de *Airgun* nos primeiros 400 ms, de forma que 1 refletor ANP equivale de 5 a 10 refletores *Sparker* (Figura 6). Segundo o *ranking* de sequências estratigráficas compilado em Catuneanu (2019b), as arquiteturas deposicionais *Sparker* adentram em sequências de 4^a ordem (escala de 10⁰ a 10¹ metros e ciclos na ordem de 10² a 10⁵ anos), enquanto as arquiteturas das seções ANP se encontram em sequências de 3^o ordem (escala de 10¹ a 10² metros, e ciclos na ordem de 10⁴ a 10⁶ anos).

6.2) Gênese da deformação cenozoica

Como a maioria dos falhamentos normais identificados nas seções ANP se encontra na Zona de Charneira, e possui sua raiz em domos de sal (Figuras 14; 15 e 18), é provável que a deformação dos pacotes cenozoicos esteja fortemente influenciada pelo processo de colapso gravitacional da pilha sedimentar por sobre uma zona de descolamento (Fm. Ariri); de forma semelhante ao modelado por Garcia et al. (2012) (Figura 3). A presença de grábens apicais na borda do embasamento da plataforma interna (Figuras 14 e 17), além de falhas

lístricas e dobras de *rollover* em pacotes cretáceos na Zona de Charneira (Figuras 14, 15 e 16), corroboram este modelo.

Significativos rejeitos de falha podem ser observados nas regiões em que estas estruturas abrangem os estratos cretáceos, entretanto o rejeito é diminuto nos estratos cenozoicos (Figuras 14 a 18). Esta observação pode ser explicada pelo acúmulo de deformação da atividade halocinética ativa desde o Albiano (Garcia et al., 2012), e/ou diminuição de sua atividade após o Cretáceo.

A deformação cenozoica na plataforma interna observada na seção 248-033 é excepcional às demais seções sísmicas (Figura 17). As falhas normais cenozoicas com raiz no embasamento da plataforma interna e o gráben com feição de vale no leito marinho são sugestivos à atuação de campo de esforços neotectônicos, por estarem fora da região afetada pela tectônica salina. Falhamentos normais de direção NE-SW, com formação de *grábens* que originam vales tectônicos, são condizentes com o regime neotectônico de Extensão NW-SE holoceno (E2) (Negrão et al., 2020). No setor a sul da área abrangida por este TF, Rodrigues (2019) também identificou grábens associados a este regime tectônico.

Falhas normais de menor porte, que afetam depósitos quaternários na Zona da Charneira da seção Sparker G2_L08 (Figura 20), podem estar associadas ao campo neotectônico E2 holoceno devido a idade dos refletores deformados e o caráter normal do falhamento (Figura 23). Porém este tipo de falhamento possui gênese dúbia, já que se encontra em uma região onde ocorre atividade halocinética (como apresentando nas seções ANP deste TF) e não é possível analisar seu enraizamento na seção Sparker (Figura 20). Desta forma, o mesmo também pode estar relacionado ao desenvolvimento de grabens apicais induzidos pela halocinese, como o identificado na seção ANP 222-105 (Figura 14).

As falhas normais na região da quebra da plataforma identificadas nas seções Sparker (Figura 20) são condizentes com o processo de colapso gravitacional da pilha sedimentar cenozoica como modelado por Garcia et al. (2012).

6.2.1) Tectônica e geração de espaço de acomodação

Uma significativa subsidência local é necessária para explicar a profundidade atual dos pacotes do Paleoceno até o Quaternário médio na PCS, pois estão mais profundos que a máxima variação do nível eustático esperada para este período. Considerando uma velocidade de propagação de ondas acústicas no pacote cenozoico de 1,5 m/ms, a base do paleoceno está ao redor de 750 m de profundidade na plataforma externa (~1000 ms em TWT – Figuras 9 a 18); enquanto a base do Quaternário está ao redor de 300 m (~ 400 ms em TWT – Figuras 9 a 18); e o topo do embasamento metamórfico da plataforma interna está a 375 m (~ 500 ms em TWT – Figuras 9 a 18). Já a máxima variação eustática cenozoica é de aproximadamente 200 m (Miller et al., 2020 – Figura 24d).

Em relação a gênese desta subsidência, três possibilidades são aqui levantadas além da subsidência térmica esperada em margens passivas (McKenzie, 1978), e da subsidência causada pelo peso da coluna sedimentar (Reynolds et al., 1991): 1) subsidência flexural na plataforma relacionada ao soerguimento da Serra do Mar (Asmus e Ferrari, 1978); 2) deslocamento do sal aptiano (Fm. Ariri) para os setores da Zona de Charneira e planície abissal, com geração de espaço sob os estratos da plataforma externa; 3) Abatimento mecânico da plataforma por possíveis falhas mais proximais a costa não imageadas pelas seções sísmicas desde trabalho, que tenham acomodado a deformação do campo de tensões cenozoico (Asmus e Ferrari, 1978).

6.3) Fontes das anomalias magnéticas no embasamento plataformal

As feições sísmicas cônicas associadas às anomalias magnéticas positivas de direção NE-SW (Figuras 14 a 18) são coincidentes em *strike* com diques toleíticos eocretáceos da área *onshore* Rosa (2017) (Figura 27a). Rochas básicas são ricas em minerais ferromagnéticos, que geram anomalias magnéticas positivas (Dobrin, 1960). Esta relação sugere que as anomalias lineares de direção NE-SW (Figura 19b) representam enxames de diques, relacionados às manifestações magmáticas toleíticas eocretáceas que compõe o Enxame de Diques Santos – Rio de Janeiro (Guedes, 2005 e Pessano et al., 2021).

Desta forma, a anomalia I (Figura 19b) foi aqui nomeada como “*Enxame de Bertioga*”, devido ao município homônimo a ela próxima (Figura 27a). A anomalia II (Figura 19b) constitui-se no “*Enxame de São Sebastião*”, em analogia ao município de mesmo nome que comporta expressivo registro de diques toleíticos eocretáceos (Figura 27a). Já as anomalias III e IV (Figura 19b) são aqui designadas como o “*Enxame de Borda da Bacia de Santos*” (Figura 27a), devido a sua proximidade com a Zona da Charneira desta bacia sedimentar. Por fim, as anomalias de direção NE-SW nomeadas como “secundárias” (Figura 19b) são interpretadas como enxames de diques toleíticos eocretáceos de menor magnitude em relação aos enxames principais (Figura 27a).

As anomalias magnéticas circulares “2”, “3”, “4” e “5” (Figura 19b) coincidem geograficamente para com as plútuns alcalinos neocretáceos emersos da Ilha de Montão de Trigo, Ilhabela, Ilha de Búzios e Ilha da Vitória, respectivamente (Morais, 1999; Leite et al., 2004 e Silva et al., 2004). Tais intrusões comumente apresentam magnetita como mineral acessório, além de stocks gabróicos como no caso de Ilhabela (Enrich et al, 2005). Desta forma, todas as anomalias circulares identificadas na plataforma interna (Figura 19b) foram interpretadas como plútuns relacionados ao magmatismo alcalino neocretáceo (Figura 27a). Esta mesma correlação foi feita por Rodrigues (2019) na área a sul adjacente ao presente estudo; bem como por Zalán e Oliveira (2005) na área de estudo. Entretanto Zalán e Oliveira (2005) identificou 21 intrusões (Figura 1), sendo que a posição de algumas delas não

apresentam nenhuma anomalia magnética circular no mapa produzido neste TF. Eventualmente esta discrepância se deu pelos processamentos utilizados.

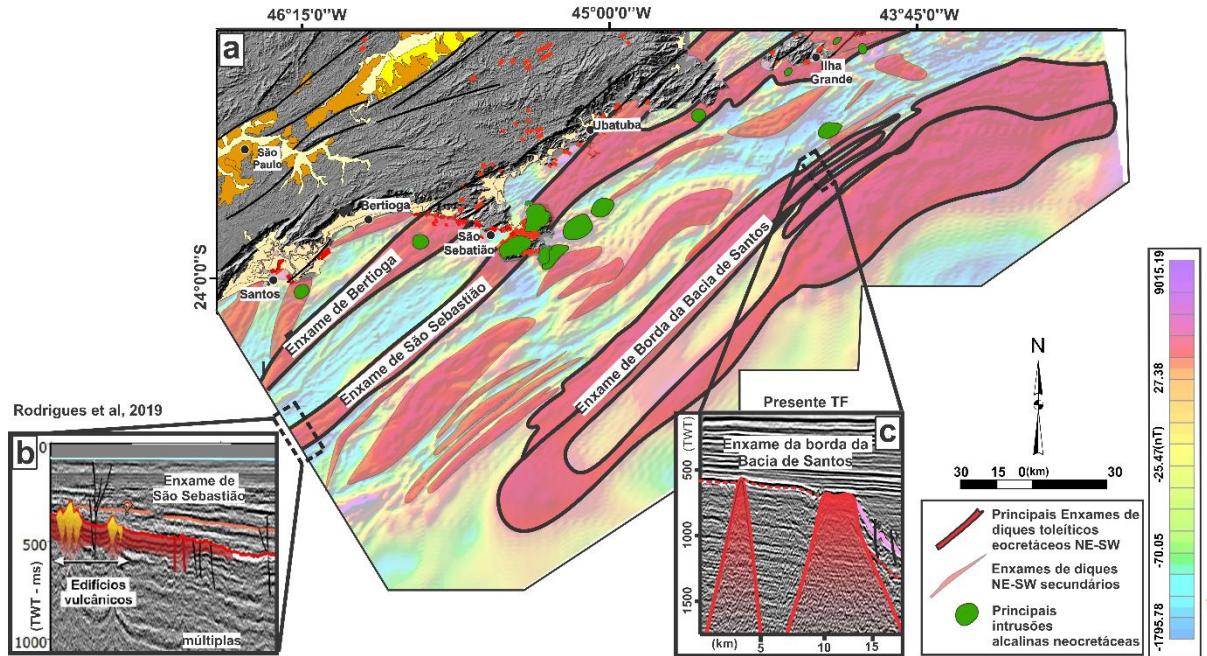


Figura 27: a) Anomalias magnéticas interpretadas segundo o contexto geológico regional da área emersa (Morais, 1999 e Rosa, 2017); b) manifestação sísmica do magmatismo neocretáceo (Rodrigues, 2019) e o duplo estilo de manifestação do magmatismo eocretáceo: derrames com refletores de forte amplitude (Rodrigues, 2019); e c) enxame de diques formando feições cônicas com zonas de interferência sísmica (presente TF).

Na Figura 27 foram plotadas 2 seções que representam a expressão sísmica do magmatismo cretáceo na Plataforma Continental de Santos. Na seção sísmica interpretada em Rodrigues (2019), que transecta o *Enxame de Diques de São Sebastião*, a manifestação alcalina neocretácea se dá por feições com paleorelevo fortemente pronunciado (Figura 27b). Tais feições se sobrepõe a refletores de alta amplitude, interpretadas por Rodrigues (2019) como derrames básicos da manifestação toleítica eocretácea. A interpretação em mapa do presente Trabalho de Formatura indica que a sobreposição no espaço destes dois eventos magmáticos é característica comum do *Enxame de Diques de São Sebastião*, já que intrusões alcalinas neocretáceas foram mapeadas próximas a Ubatuba, São Sebastião e Ilhabela-SP (Figura 27a).

Já as zonas de interferência sísmica, com forma externa cônicas e fácies caóticas *Fs7* (Figuras 14 a 18 e Tabela 1) constituem a expressão sísmica do *Enxame da Borda da Bacia de Santos* (Figura 27c), e provavelmente são resultado da interação das ondas acústicas com grande densidade de diques verticais e sub-verticais. Wall et al. (2010) reconhece a presença de *Zonas de Interferência Sísmica* em enxames de diques intrudindo rochas sedimentares. Neste TF as mesmas são sugeridas para o embasamento metamórfico como rocha encaixante. O discreto relevo residual identificado nas seções sísmicas (Figura 15) pode ser resultado de uma erosão diferencial para com o embasamento metamórfico adjacente.

Os refletores plano-paralelos identificados no embasamento da plataforma interna nas seções 248-010 e 248-038 (Figuras 16 e 18) são aqui classificadas como múltiplas (repetição irreal em profundidade de refletores sísmicos devido ao atraso de sua chegada aos receptores). Rodrigues (2019) também identificou este artefato no embasamento da plataforma interna da área a sul da abrangida pelo presente TF (Figura 27b).

A comparação das feições sísmicas com dados de redução ao polo (Figuras 14 a 18) indica que não existe correlação do gráben cenozoico identificado por este TF e por Zalán e Oliveira (2005) (Figura 17) com baixos magnéticos. A forte correlação de altos magnéticos com diques toleíticos eocretáceos da área *onshore* (Figuras 27) indica que estas anomalias devem ser interpretadas como enxames de diques, independentemente de uma gênese estrutural secundária. Os baixos magnéticos podem se tratar da parte negativa do dipolo magnético relacionado aos enxames de diques toleíticos. Já para as regiões próximas a costa não existem seções sísmicas que abrangem estas estruturas, sendo que a gênese tectônica levantada por e Zalán e Oliveira (2005), mesmo que secundária em relação à presença de diques, não pode ser descartada.

7) CONCLUSÕES

A análise sismoestratigráfica multiescalar resultado do processamento e interpretação dos dados sísmicos de alta resolução do tipo *Sparker*, aliados a análise de seções sísmicas e dados de poços da ANP, permitiram a identificação de processos deposicionais e deformacionais cenozoicos na área de estudo, bem como sua forçantes regionais e globais. A comparação dos processamentos magnetométricos realizados por este TF às manifestações magmáticas da área emersa possibilitaram reconhecer a gênese das anomalias magnéticas presentes na Plataforma Continental de Santos.

Anomalias magnéticas lineares de direção NE-SW na PCS constituem enxames de diques toleíticos eocretáceos. Já as anomalias magnéticas circulares configuram plútuns alcalinos neocretáceos semelhantes aos observáveis nas Ilhas de Montão de Trigo, Ilha de Búzios, Ilha da Vitória e Ilhabela.

É inexistente o registro sedimentar paleoceno sobre o embasamento da plataforma interna, de forma que permanece a dúvida entre um modelo de evento erosivo que apagou este registro sedimentar, ou um modelo no qual o embasamento da plataforma interna seria soerguido, de forma que a mesma não existiria quanto feição paleogeográfica. Na plataforma externa sistemas proximais arenosos abastecem a Bacia de Santos.

O registro estratigráfico eocênico se faz presente sobre a plataforma interna a sul de Ilhabela-SP, enquanto ocorre apenas costa afora da Charneira Cretácea no setor à norte desta ilha. Em ambos os casos, a intensa intercalação de depósitos deltaicos arenosos à pacotes argilosos transgressivos são relacionáveis à competição entre o aporte sedimentar advindo da área emersa em soergimento e o aumento do nível eustático global durante o

Ótimo Climático do Eoceno Inferior. A Serra do Mar a sul de Ilhabela-SP se encontrava, antes do fim do Eoceno, recuada pelo menos 30 km em relação à Charneira Cretácea. No Eoceno médio inicia-se sedimentação carbonática cenozoica na PCS.

Depósitos oligocenos com forte intercalação de argila e material carbonático fino recobrem toda o PCS, inclusive a plataforma interna, e indicam que a Serra do Mar estava recuada pelo menos 30 km em relação à Charneira Cretácea em toda a área de estudo após o Eoceno. Correntes oceânicas atuam na confecção de clinoformas do talude continental durante o Oligoceno.

As correntes oceânicas possuem papel importante na arquitetura dos depósitos sedimentares na PCS a partir do Mioceno Inferior. A partir do topo deste pacote, a sedimentação siliciclástica fina predomina no preenchimento cenozoico. Depósitos deltaicos arenosos do topo do Mioceno Inferior e da base do Mioceno Médio representam apporte proximal em menor escala à Bacia de Santos. Pacotes do Mioceno Médio-Plioceno são pouco expressivos na plataforma interna.

Durante o Neógeno, ciclos glacioeustáticos impõe controle sobre o forte estilo progradacional:

- A trajetória ascendente dos *rollover points* eo-miocênicos são sincrônicos com a subida do nível global do mar que culmina no Ótimo Climático do Mioceno Inferior;
- A trajetória estacionária fortemente progradante dos *rollover points* do Mioceno Médio é condizente com a tendência de queda do nível eustático durante a Transição Climática do Mioceno Médio;
- A trajetória ascendente pliocênica é concordante para com a subida do nível eustático que culmina no Ótimo Climático do Plioceno.

No Quaternário, clinoformas de escala *deltaica* compõe *clinoformas de margem de plataforma*. Arquiteturas sedimentares de sistemas deposicionais fluviais, como barras de pontal e canais, se fazem presentes na plataforma externa durante expressiva queda do nível relativo do mar. *Sediment-waves* e canais contorníticos estão presentes próximos ao atual leito marinho.

Os limites de sequências que definem a transição Paleoceno-Eoceno; Eoceno-Oligoceno; Oligoceno-Mioceno; Plioceno-Pleistoceno são sincrônicos a eventos de queda eustática global.

A deformação cenozoica na área de estudo se concentra na região da Charneira da Bacia de Santos, e possui sua gênese no processo de colapso gravitacional da pilha sedimentar e halocinese, que deforma mais intensamente pacotes cretáceos que cenozoicos. Deformação com origem provável em regimes de esforços neotectônicos foi encontrada na plataforma interna de apenas uma seção sísmica. Expressiva subsidência é necessária para explicar a profundidade atual dos pacotes sedimentares do Paleoceno ao Quaternário médio na PCS.

Levantamentos sísmicos na plataforma interna são necessários para esclarecer o papel dos regimes tectônicos cenozoicos na deformação de sedimentos e na geração de espaço de acomodação na Plataforma Continental de Santos. Tais levantamentos também se fazem fundamentais para esclarecer uma possível fonte proximal de sedimentos na PCS, bem como a gênese estrutural cenozoica de anomalias magnéticas proximais a costa. Datações estratigráficas de maior detalhe são necessárias para balizar com maior precisão as sequências deposicionais presentes nas seções *Sparker*.

A sísmica *Sparker* adentra na escala de sequências deposicionais de 4^a ordem. Este método permite com maior riqueza de detalhes o estudo de sistemas deposicionais quaternários, enriquecendo a abordagem regional possível nas seções ANP, que adentram em sequências de 3^a ordem. Desta forma, ambos os métodos se completam na análise tectonoestratigráfica contínua de uma bacia sedimentar. Novos levantamentos sísmicos *Sparker*, além do aperfeiçoamento nas técnicas de aquisição e processamento, permitirão o alcance de conhecimentos inéditos sobre a evolução de Plataformas Continentais.

8) REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., 1983, Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana: Revista Brasileira de Geociências, v. 13, no. 3, p. 139-158.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 1998, Origem e evolução da Serra do Mar: Brazilian Journal of Geology, v. 28, no. 2, p. 135-150.
- Asmus, H. E., Ferrari, A. L., 1978, Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: Série Projeto REMAC, no. 4, p. 75-88.
- Assine, M. L., Corrêa, F. S., Chang, H. K., 2008, Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos: Brazilian Journal of Geology, v. 38, no. 2, p. 111-127.
- Azzone, R. G., Ruberti, E., Rojas, G. E. E., de Barros Gomes, C., 2009, Geologia e geocronologia do maciço alcalino máfico-ultramáfico Ponte Nova (SP-MG): Geologia USP. Série Científica, v. 9, no. 2, p. 23-46.
- Blakely, R.J., 1995, Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications: Cambridge, Cambridge University, 464 p.
- Carminatti, M., Wolff, B., Gamboa, L., 2008, New exploratory frontiers in Brazil. 19th World Petroleum Congress. Madrid, Spain, 11 p.
- Catuneanu, O., 2006, Principles of sequence stratigraphy: Oxford, Elsevier, 387 p.
- Catuneanu, O., 2019a, Model-independent sequence stratigraphy: Earth-science reviews, v. 188, p. 312-388.
- Catuneanu, O., 2019b., Scale in sequence stratigraphy: Marine and Petroleum Geology, v. 106, p. 128-159.

- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001, Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil: AAPG bulletin, v. 85, no. 11, p. 1925-1944.
- Costa Maia, R.M.D., Reis, A.T.D., Alves, E.D.C., Silva, C.G., Guerra, J.V., Gorini, C., Silva, A., Arantes-Oliveira, R., 2010, Architecture and stratigraphic framework of shelf sedimentary systems off Rio de Janeiro state, Northern Santos Basin-Brazil: Brazilian Journal of Oceanography, v. 58, p. 15-29.
- CPRM., Geologia Marinha – Batimetria do Brasil
<https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html> (fevereiro de 2022).
- Deco Geophysical Software Company., 2022, RadExPro (v. 2022.1).
- Dobrin, M.B., 1960, Introduction to Geophysical Prospecting, 2º ed: New York, McGraw-Hill, 446 p.
- dGB Beheer B.V., 2021, OpendTect (v.6.6).
- Emery, D., Myers, K. J., 1996, Sequence stratigraphy: Oxford, Blackwell Science, 297 p.
- Enrich, G.E.R., Azzone, R.G., Ruberti, E., Gomes, C.B., Comin-Chiaromonti, P., 2005, Itatiaia, Passa Quatro and São Sebastião island, the major alkaline syenitic complexes from the Serra do Mar region, *in* Comin-Chiaromonti, P.; Gomes, C. B., org., Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform, EDUSP-FAPESP, p. 419-443.
- Galloway, W. E., Hobday, D. K. (1983). Terrigenous clastic depositional systems: Applications to petroleum, coal, and uranium exploration: New York, Springer, 416 p.
- Garcia, M.S.F., Letouzey, J., Rudkiewicz, J. L., Danderfer Filho, A., de Lamotte, D. F., 2012, Structural modeling based on sequential restoration of gravitational salt deformation in the Santos Basin (Brazil). Marine and Petroleum Geology, v. 35, no. 1, p. 337-353.
- GeoANP., Dados Técnicos – Poços <http://geo.anp.gov.br/home#/mapview> (fevereiro de 2022)
- Geosoft., 2015, Oasis Montaj (v. 8.4).
- Gomes, C. B., 2005, Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. EdUSP, 750 p.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., de Morisson Valeriano, C., de Almeida, J.C.H., Teixeira, W., Thomaz Filho, A., 2005, K-Ar and 40Ar/39Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation: Journal of South American Earth Sciences, v. 18, no. 3-4, p. 371-382.
- Heilbron, M., Eirado, L.G., Almeida, J., 2016, Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Rio de Janeiro, Escala 1:400.000., Belo Horizonte, CPRM.
- Holland-Hansen, W., Hampson, G. J., 2009, Trajectory analysis: concepts and applications. Basin Research, v. 21, no. 5, p. 454-483.
- Hart, B.S., 2004, Principle of 2D and 3D Seismic Interpretations: Cairo, McGill University. 261 p.

- Leite, C.A.S., Perrotta, M.M., Silva, L.C., Silva, M.A., Heineck, C.A., Salvador, E.D., Lacerda-Filho, J.V., 2004, Folha SF. 23-Rio de Janeiro (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas): Serviço Geológico do Brasil, escala 1:1.000.000.
- Mahiques, M. M., Lobo, F. J., Schattner, U., López-Quirós, A., Rocha, C. B., Dias, R. J. S., Montoya-Montes, I., Vieira, A. C. B., 2022, Geomorphological imprint of opposing ocean bottom currents, a case study from the southeastern Brazilian Atlantic margin. *Marine Geology*, v. 444, no. 106715, p 1-13.
- McKenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, v. 40, no. 1, p. 25-32.
- Milani, E.J., 2004, Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná, *in* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., org., *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Frenando Flávio Marques de Almeida*, Beca, p. 265-291.
- Miller, K. G., Lombardi, C. J., Browning, J. V., Schmelz, W. J., Gallegos, G., Mountain, G. S., Baldwin, K. E., 2018, Back to basics of sequence stratigraphy: early Miocene and mid-Cretaceous examples from the New Jersey paleoshelf. *Journal of Sedimentary Research*, v. 88, no. 1, p. 148-176.
- Miller, K. G., Browning, J. V., Schmelz, W. J., Kopp, R. E., Mountain, G. S., Wright, J. D., 2020, Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science advances*, v. 6, no. 20, 15 p.
- Miramontes, E., Thiéblemont, A., Babonneau, N., Penven, P., Raisson, F., Droz, L., Jorry, S.J., Fierens, R., Counts, J.W., Wilckens, H., Cattaneo, A., Jouet, G., 2021, Contourite and mixed turbidite-contourite systems in the Mozambique Channel (SW Indian Ocean): Link between geometry, sediment characteristics and modelled bottom currents. *Marine Geology*, v. 437, no. 106502, p. 1-20.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., Thompson, S., 1977a, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis, *in* Payton, C. E., org., *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*, AAPG, p. 53-62.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sangree, J. B., 1977b, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences, *in* Payton, C. E., org., *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*, AAPG, p. 117-133.
- Modica, C. J., & Brush, E. R., 2004, Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil: AAPG bulletin, v. 88, no. 7, p. 923-945.
- Morais, S. M., 1999, Integração geológica da folha Santos SF. 23-Y-D: Serviço Geológico do Brasil, escala: 1: 250.000.

- Moreira, J.L.P., Madeira, C.V., Gil, J.A., Machado, M.A.P., 2007, Bacia de Santos: Boletim de Geociências da PETROBRAS, v. 15, no. 2, p. 531-549.
- Negrão, A. P., Mello, C. L., Ramos, R. R. C., Sanson, M. D. S. R., Louro, V. H. A., Bauli, P. G., 2020, Tectonosedimentary evolution of the Resende and Volta Redonda basins (Cenozoic, Central Segment of the Continental Rift of Southeastern Brazil: Journal of South American Earth Sciences, v. 104, no. 102789, p. 1 – 20.
- Patruno, S., Helland-Hansen, W., 2018, Clinoforms and clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. Earth-Science Reviews, v. 185, p. 202-233.
- Pessano, P.C., Ganade, C.E., Tupinambá, M., Teixeira, W., 2021, Updated map of the mafic dike swarms of Brazil based on airborne geophysical data: Journal of South American Earth Sciences, v. 107, p. 103076.
- Reis, A.T., et al., 2013, Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil: Geomorphology, v. 203, p. 25-45.
- Reynolds, D. J., Steckler, M. S., Coakley, B. J., 1991, The role of the sediment load in sequence stratigraphy: The influence of flexural isostasy and compaction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 96, no. B4, p. 6931-6949.
- RadExPro., 2016, Offshore High-Resolution Multichannel Seismic Data Processing in RadExPro Software, Tutorial de Processamento (http://radexpro.com/wp-content/pdf/tutorials/HiResOffshoreMultichan_161222.pdf).
- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004, Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil, *in* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., org., Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Frenando Flávio Marques de Almeida, Beca, p. 383-405.
- Riccomini, C., Velázquez, V. F., Gomes, C. B., 2005, Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in the central-southeastern Brazilian Platform, *in* Comin-Chiaromonti, P., Gomes, C. B., org., Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform, EDUSP-FAPESP, p. 31-56.
- Rodrigues, F.C., 2019, Análise estrutural e sismoestratigráfica do setor sul da plataforma continental interna de santos: integração de dados sísmicos, magnetométricos e de poços [Trabalho de Conclusão de Curso]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 50 p.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: Geophysics, v. 57, no. 1, p. 116-125.
- Rosa, P. A. D. S., 2017, Geologia e evolução petrogenética do maciço alcalino de Itatiaia, MG-RJ [Tese de Doutorado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 235 p.

- Schattner, U., Lobo, F. J., López-Quirós, A., dos Passos Nascimento, J. L., de Mahiques, M. M., 2019, What feeds shelf-edge clinoforms over margins deprived of adjacent land sources? An example from southeastern Brazil. *Basin Research*, v. 32, p. 293-301.
- Silva, M.A., Camozzato, E., Paes, V.J.C., Junqueira, P.A., Ramgrab, G.E., 2004, Folha SF.24-Vitoria (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas): Serviço Geológico do Brasil, escala 1:1.000.000.
- Silva, L.G.E, Fernandes, G., Duarte, B.P., Heilbron, M., Pimentel, R., Cuellar, A., 2007, Folha SF 23-Z-C-II (Folha Angra dos Reis): Serviço Geológico do Brasil, escala 1:100.000.
- U.S. Geological Survey., dados SRTM 1 Arc-Second Global <https://earthexplorer.usgs.gov/> (fevereiro de 2022).
- Vail, P. R., Todd, R. G., Sangree, J. B., 1977a, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5: Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections, *in* Payton, C. E., org., Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, AAPG, p. 99-116.
- Vail, P. R., Todd, R. G., Sangree, J. B., 1977b, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap, *in* Payton, C. E., org., Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, AAPG, p. 63-82.
- Wall, M., Cartwright, J., Davies, R., McGrandle, A., 2010, 3D seismic imaging of a Tertiary Dyke Swarm in the Southern North Sea, UK: *Basin Research*, v. 22, no. 2, p. 181-194.
- Xu, G., Haq, B.U., 2022, Seismic facies analysis: Past, present and future: *Earth-Science Reviews*, v. 224, p. 103876.
- Yilmaz, O., Doherty, S. M., 1987, Seismic data processing: Tulsa, OK Society of Exploration Geophysicists, 526 p.
- Zalán, P.V., Oliveira, J.A., 2005, Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil: *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 13, no. 2, p. 269-300.
- Sites consultados:
<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/calculators/magcalc.shtml#igrfwmm>. (agosto de 2022)