

# Deformação contraccional cenozoica na Bacia de Cumuruxatiba: interação entre a halocinese e magmatismo de Abrolhos

*Cenozoic contractional deformation in the Cumuruxatiba Basin: interaction between halokinesis and Abrolhos magmatism*

Talles Souza Ferreira | Mário Neto Cavalcanti de Araújo | Fernando César Alves da Silva

## resumo

A Bacia de Cumuruxatiba, localizada na costa sul do estado da Bahia, tem sua origem associada ao episódio de fragmentação do paleocontinente Gondwana Ocidental, cujo rifteamento em ambiente distensional durante o Neocomiano foi seguido por subsidência termal até o final do Cretáceo. Posteriormente, durante o Cenozoico, ocorre o magmatismo Abrolhos, com picos durante o Paleoceno e Eoceno. Neste período ocorre uma inversão cinemática na bacia, representada principalmente por dobras relacionadas a falhas reversas (*fault-related folds*). Algumas falhas normais com descolamento no sal foram reativadas como estruturas em arpão, invertendo o crescimento sedimentar da seção do Cretáceo Superior. Restaurações estruturais regionais de seções sísmicas 2D revelaram que a maior parte da deformação está concentrada no início do Cenozoico, com o pico no Eo-Eoceno. O período pós-Eoceno é marcado pela diminuição da taxa de deformação até o presente. Derrames magmáticos provenientes de altos magmáticos causaram uma sobrecarga diferencial nas bordas da bacia, servindo de gatilho para atuação

da halocinese, como já demonstrado na literatura em modelagens físicas. As rochas magmáticas ocorrem principalmente como derrames associados com sedimentos sin-tectônicos, revelando uma deposição concomitante à deformação. O estudo dos mapas de isópacas, associado com diagramas com orientação do eixo de maior deformação, mostrou que a maioria das dobras foi ativada ou reativada em diferentes períodos durante o Cenozoico sem um padrão definido. As dobras apresentam padrões cinemáticos variados ao longo do tempo, refletindo um história complexa de variação da carga diferencial dos altos magmáticos adjacentes. Esta análise estrutural possibilitou montar um modelo evolutivo desta deformação contraccional ao longo do Cenozoico na Bacia de Cumuruxatiba, reforçando a hipótese de que a atividade magmática de Abrolhos foi o principal fator de gatilho e estruturação da bacia pela halocinese durante o Paleógeno. Este modelo estrutural evolutivo tem papel fundamental na obtenção das idades relativas das estruturas cenozoicas que podem se tornar prospectos para exploração de petróleo.

**Palavras-chave:** Bacia de Cumuruxatiba | deformação contraccional cenozoica | magmatismo de Abrolhos | halocinese

## abstract

*The Cumuruxatiba basin, located on the southern coast of Bahia State in northeastern of Brazil was formed within distensional context, by rifting and a subsequent thermal phase during the Neocomian to late Cretaceous periods. In Cenozoic ages, the Abrolhos magmatism took place by several peaks during the Paleocene and Eocene times. In this period, there was a contractional deformation in the basin represented by folds related to reverse faults (fault-related folds). Structural restoration of regional 2D seismic sections revealed that most of the contractional deformation was concentrated at the beginning of the Cenozoic period with the maximum strain peak in the Eo-Eocene. The Post-Eocene was marked by a decrease of strain rate to the present. The 3D structural modeling presented a fold belt (trending EW to NE-SW) accommodating the deformation between the Royal Charlotte and Sulphur Minerva magmatic highs where volcanic eruptions and flows resulted in a differential overburden on the borders of the Cumuruxatiba basin being acted as the trigger for halokinesis demonstrated by 3D digital modeling whereas deformation tends to be higher in the edges of the basin. The magmatic rocks occur mainly as concordant features in the syn-tectonic sediment that denotes a clearly association between magmatism and contractional deformation. Isopach maps associated with maximum strain vectors diagrams revealed that most of the folds were activated and reactivated at several times during the Cenozoic without a structural pattern. Moreover, the Cenozoic folds show diverse kinematic systems over time which would be a response to variation of magmatic activity at adjacent volcanic highs. These structural interpretations allied with information on the petroleum system of the basin play an important role in mapping of low-risk hydrocarbon prospects.*

*(Expanded abstract available at the end of the paper).*

**Keywords:** *Cumuruxatiba Basin | contractional Cenozoic deformation | Abrolhos magmatism | halokinesis*

## introdução

A Bacia de Cumuruxatiba teve sua evolução tectônica relacionada à formação de riftes interiores no Neocomiano progredindo para a abertura do Oceano Atlântico no Aptiano e posterior desenvolvimento de uma bacia de margem rifteada, com evolução similar à das suas vizinhas da margem leste brasileira (Asmus, 1982; Chang *et al.*, 1990). No entanto, a Bacia de Cumuruxatiba apresenta uma estruturação de sua estratigrafia, principalmente em águas profundas, que a difere das bacias vizinhas (Gontijo, 1996; Rodovalho *et al.*, 2007). No início do Paleoceno e durante todo o Eoceno, a bacia esteve sob a influência de derrames basálticos e intrusões de diabásios nas suas seções estratigráficas (Cordani, 1970; Mizusaki *et al.*, 1994; Thomaz-Filho, 2008). Este vulcanismo Cenozoico formou expressivos montes vulcânicos, conhecidos como Royal Charlotte, Abrolhos e Sulphur Minerva, que fazem parte do complexo de Abrolhos (Sobreira e França, 2006). Este complexo de rochas vulcânicas de maior densidade modificou a dinâmica deposicional dos sedimentos Cenozoicos da fase regressiva e provocou movimentos halocinéticos, causando deformações significativas da seção pós-sal neste período (Guerra, 1989; Conceição *et al.*, 1993; Ferreira, 2010; Ferreira *et al.* 2012).

Além da influência deste magmatismo, alguns autores advogam que uma tectônica em escala de placa estaria atuando desde o Eoceno nas bacias da margem leste, em especial, na Bacia do Espírito Santo (Mizusaki *et al.*, 2002; Mohriak, 2006). Atualmente estes dois fatores, vulcanismo local e tectônica de placa, têm demonstrado sua importância em diversos trabalhos sobre as bacias da margem leste brasileira. Um ponto importante desta discussão é a contribuição para a deformação cenozoica de cada um destes fatores em diferentes pontos da margem leste brasileira (Szatmari e Mohriak, 1995; Almeida *et al.*, 1996; Mohriak *et al.*, 2003; Ferreira *et al.*, 2012).

Partindo desta linha de pensamento, algumas questões se mostram interessantes devido à deformação cenozoica nas bacias da margem leste, principalmente nas costas do Espírito Santo e Bahia: por que a intensidade da deformação cenozoica, revelada pela estruturação de dobramentos e inversões, é maior nas bacias do Espírito Santo, Cumuruxatiba e Jequitinhonha próximo aos altos vulcânicos de Abrolhos, enquanto outras bacias da costa da Bahia, como Almada e Camamu, não evidenciam claramente deformações da

magnitude de dobras e inversões? Qual seria o papel do sal na compartimentação tectônica da deformação do Cenozoico? Estas e outras questões mostram que a simples generalização de um evento regional ou apenas a contribuição de magmatismo local podem não ser suficientes para responder a tais peculiaridades das bacias. Diante deste problema, este trabalho objetiva analisar qualitativa e quantitativamente as estruturas formadas no Cenozoico, representadas por dobras relacionadas a falhas (*fault-related folds*, Mitra, 1990; Chaw *et al.*, 2005) na Bacia de Cumuruxatiba a fim de fornecer subsídios para o entendimento de questões geológicas regionais, assim como prover informações para a exploração de petróleo sobre:

- i) sincronismo na formação das trapas e sua deformação no decorrer do tempo;
- ii) controle exercido pela deformação do sal na sequência sedimentar e formação de trapas estratigráficas;
- iii) um arcabouço estrutural para avaliação de rotas de migração e sincronismo.

## Localização da área de estudo e dados disponíveis

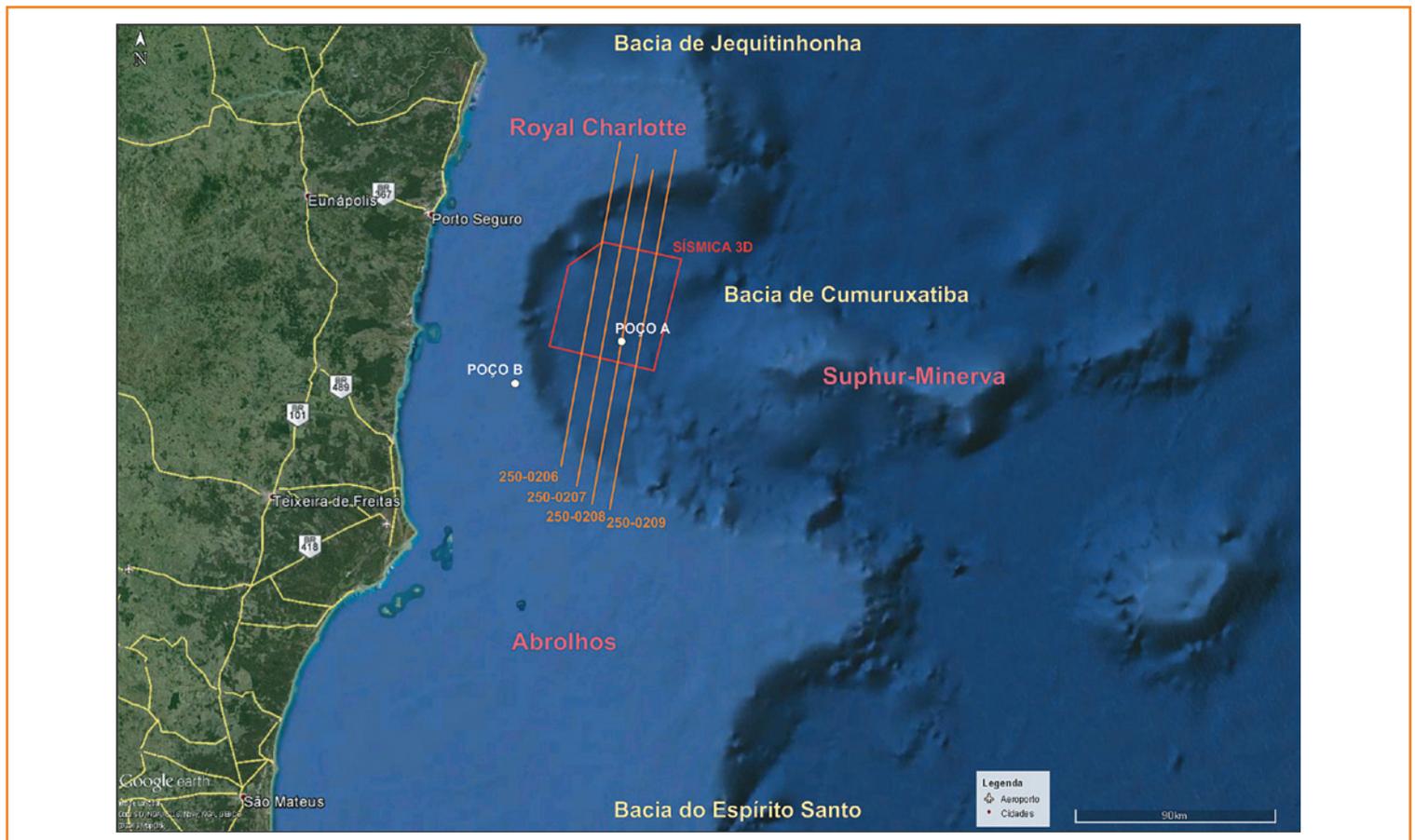
A área em estudo localiza-se em águas profundas (cota batimétrica acima de 1.500m) na costa do estado da Bahia próximo ao seu limite sul com o Estado do Espírito Santo, tendo a cidade de Porto Seguro como a mais próxima no litoral baiano. A área de estudo corresponde a um polígono retangular de aproximadamente 1.110km<sup>2</sup>, com lado maior de orientação 013°Az. Nesta área estão inseridas quatro seções sísmicas 2D que serão restauradas e cerca de 50% de um volume sísmico 3D, além de dois poços usados na amarração dos dados sísmicos e calibração da modelagem estrutural (fig. 1). A Petrobras detém a propriedade de todos estes dados, dos quais as linhas sísmicas 2D (250-0206, 250-0207, 250-0208 e 250-0209, doravante 206, 207, 208 e 209, respectivamente) e os dados do poço também constam no acervo da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) (fig. 1).

Figura 1

Mapa de localização da Bacia de Cumuruxatiba, mostrando a disposição dos dados utilizados neste trabalho: dois poços (A e B), cubo sísmico 3D (polígono vermelho) e linhas sísmicas 2D (linhas laranja). Observe o formato em "C" da Bacia de Cumuruxatiba, resultado da atuação de altos vulcânicos a partir do Eoceno. Modificado do Google Earth.

Figure 1

Location map Cumuruxatiba Basin, showing the arrangement of the data used in this paper: two wells (A and B wells), 3D seismic cube (red polygon) and seismic 2D lines (orange lines). Observe C-shaped boundary of Cumuruxatiba basin, as result of volcanic activity from the Cenozoic times. Modified from Google Earth.



## metodologia

O conceito original de seção balanceada de Chamberlim (1910, *apud* Groshong, 2006) prevê que o estado deformado e as seções restauradas mantenham suas respectivas áreas constantes. Este conceito foi generalizado por Dahlstrom (1969, *apud* Nemcok *et al.*, 2009) como um critério de volume constante. Em muitas estruturas existe pouca ou nenhuma deformação ao longo do seu eixo, podendo ser então, na prática, a terceira dimensão pode ser ignorada, e o volume constante pode ser aplicado à seção pela regra da área constante. Uma seção é dita como restaurada quando é restaurável para uma geometria pré-deformação, mantendo a estratigrafia regional e a área constante.

O método do domínio de mergulho foi aplicado nas seções sísmicas da Bacia de Cumuruxatiba com a finalidade de validar a geometria das dobras formadas essencialmente por processos de *fault-related folds* (Mitra, 1990; Chaw *et al.*, 2005). A validação das dobras foi realizada anteriormente à restauração digital das seções com os objetivos principais da interpretação do posicionamento e da geometria das

falhas envolvidas nos dobramentos e, principalmente, para que na restauração houvesse pouco ou nenhum problema de excesso ou falta de área.

A restauração de uma estrutura geológica é baseada no modelo cinemático viável da sua geometria. Um mapa ou seção válido é aquele que pode ser restaurado por métodos baseados em um ou mais modelos cinemáticos. Não há apenas uma solução para tornar uma geometria viável. A escolha do método de retrodeformação depende do caminho assumido pelo fluxo de material para alcançar o estado deformado. Para reconstruções das dobras relacionadas a falhas foram utilizados, principalmente o mecanismo de deslizamento flexural e, de forma secundária, o fluxo paralelo à falha e *trishear*. Neste trabalho foram restaurados sete horizontes em quatro seções orientadas N11°E. A cada horizonte restaurado (retirada dos registros deformacionais que afetaram o paleorrelevo original) segue-se a descompactação.

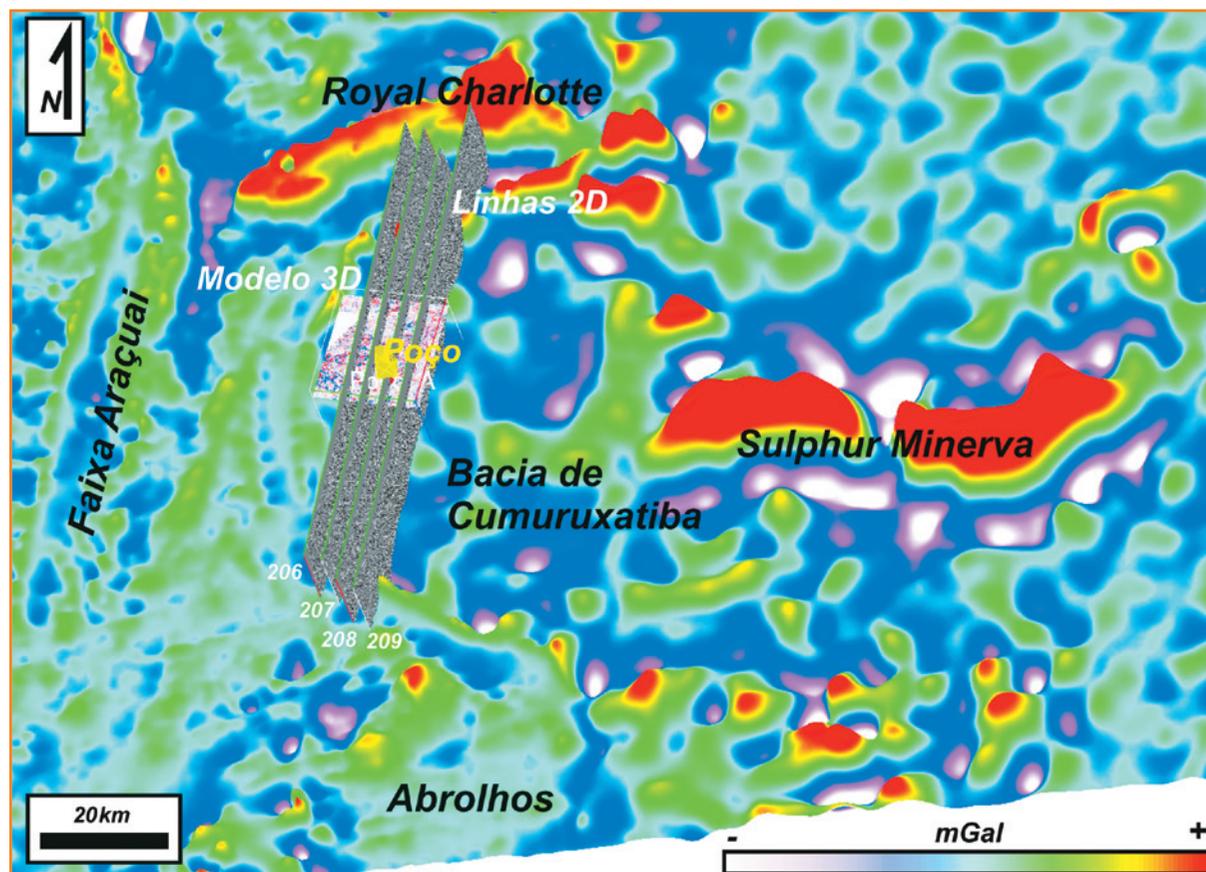
O modelo 3D foi construído a partir de nove horizontes sísmicos e 13 falhas que representaram o arcabouço tectonoestratigráfico da seção pós-sal da porção norte da Bacia de Cumuruxatiba. Esta região sofre influência dos altos vulcânicos de Royal

Figura 2

Mapa gravimétrico Bouguer (2ª derivada), identificando os principais altos magmáticos de idade cenozoica, Abrolhos, Royal Charlotte e Sulphur Minerva, com relação à localização dos dados sísmicos utilizados neste trabalho.

Figure 2

Bouguer gravity map (2nd derivative) identifying the major Cenozoic magmatic highs: Abrolhos and Royal Charlotte Sulphur Minerva with relative to the location of the seismic data and well used in this study.



Charlotte e Sulphur Minerva, ao norte e a leste, respectivamente (fig. 2). A amarração e a interpretação dos horizontes e falhas foram feitas com uso do programa 3D Canvas, e a gridagem e interpolação das superfícies foram realizadas no GOCAD2009, ambos pertencentes à plataforma *Paradigm*. Os dados de poços utilizados nas estimativas de porosidade inicial dos intervalos cronoestratigráficos foram corrigidos com o programa Interactive Petrophysics, a fim de se obterem as estimativas de porosidade inicial dos horizontes (tabela 1).

Após a construção do modelo foram feitos ajustes nas superfícies de falhas e horizontes, buscando melhor coerência com o cubo sísmico e com as geometrias estruturais de dobras e falhas associadas de Suppe (1983). Esta etapa da interpretação foi fundamental para a obtenção de uma restauração estrutural coerente em termos cinemáticos e geométricos. A interpretação e a restauração estrutural resultaram em uma gama de produtos, principalmente mapas, onde se interpreta a história da deformação contracional cenozoica na região.

## descompactação e calibração com dados de poços

A descompactação consiste na retirada dos efeitos da carga litostática do intervalo restaurado, aliviando a carga sobre as camadas sotopostas. Este procedimento é feito para cada horizonte, de forma sequencial. Na descompactação foram utilizados dados de porosidade e composição dos intervalos de interesse para, a partir deles, serem obtidos valores de porosidade inicial e a constante de decaimento. Antes das modelagens 2D e 3D, foi feita uma estimativa de dados de porosidade inicial a partir de dados de perfis de poços. Os perfis foram corrigidos e editados

onde havia problemas de medidas devido a erros operacionais. O valor médio da porosidade inicial e sua constante de decaimento são usados como dados de entrada para descompactação de cada camada (tabela 1). Na restauração estrutural, o processo de descompactação é realizado na camada superior ao horizonte a ser restaurado, para em seguida se retirar esta camada (sobrecarga).

## identificação das estruturas magmáticas

As rochas vulcânicas apresentam uma velocidade da onda P ( $V_p = 5.000\text{km/s}$  a  $5.800\text{km/s}$ ) maior do que as principais rochas que compõem o arcabouço sedimentar de uma bacia. Estas rochas são o folhelho ( $V_p = 1.700\text{km/s}$  a  $4.000\text{km/s}$ ) e o arenito ( $V_p = 1.800\text{km/s}$  a  $4.500\text{km/s}$ ), que apresentam velocidades menores que as vulcânicas. Além desta diferença, as rochas vulcânicas são, em geral, mais densas (cerca de  $0,15\text{g/cm}^3$ ) do que os sedimentos.

A impedância acústica é o produto da velocidade das ondas P pela densidade média da camada de rocha. Este é um atributo da interface das camadas rochosas que mostra a diferença de impedância entre as camadas. A impedância é representada em pulsos sísmicos, onde o formato e a amplitude dependem da diferença desta propriedade entre as camadas.

Como as rochas vulcânicas têm velocidade e densidade maiores do que suas rochas encaixantes (folhelhos e arenitos), sua impedância acústica é maior; conseqüentemente, a amplitude do pulso sísmico também será maior do que o *background* da bacia, com exceção dos carbonatos, que apresentam respostas sísmicas parecidas com as das rochas vulcânicas devido à semelhança de sua velocidade e densidade. Através desta abordagem, juntamente com feições características (p. ex.: derrames e estruturas discordantes), é possível distinguir as rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas

Seção cronoestratigráfica	Principais litologias	Porosidade inicial estimada(%)*	Constante de decaimento (/km)
Oligoceno	Carbonato, Marga	32	0,7
Eoceno	Arenito, Folhelhos	39	0,5
Palaoceno	Folhelho	48	0,7
Cretáceo Superior	Folhelho, Marga	48	0,7
Albo-Cenomaniano	Carbonato, Marga	32	0,7

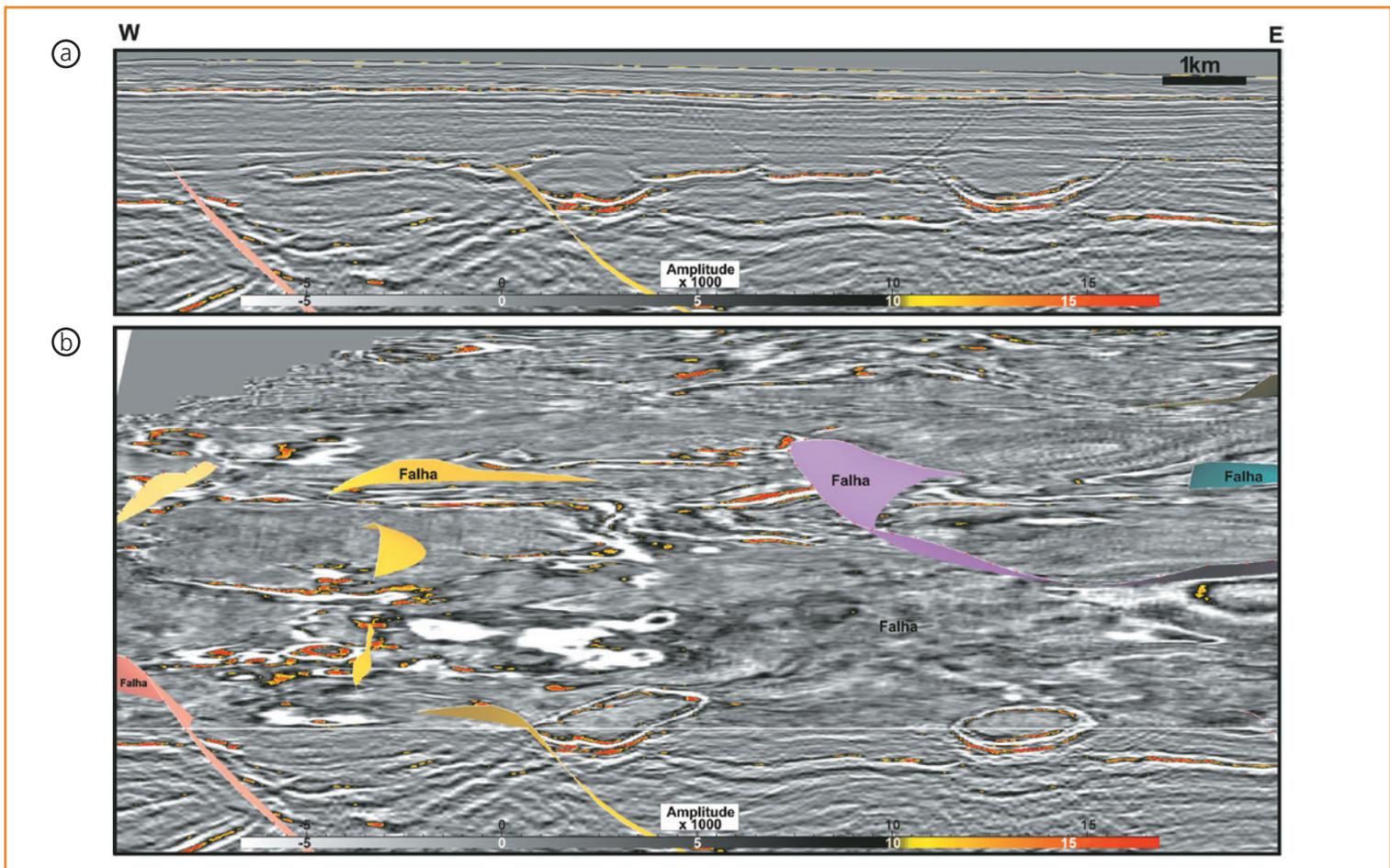
\* Porosidades para época da deposição, estimadas a partir dos perfis dos poços A e B.

Tabela 1

Dados de porosidade e constantes de decaimento estimados a partir de dados de perfis dos poços A e B.

Table 1

Porosity and decay constants estimated from profile data of A and B wells.



**Figura 3**  
Expressão sísmica (cores quentes) das vulcânicas associadas ao magmatismo Cenozoico de Abrolhos. (A) Seção sísmica mostrando estruturas como vitórias-régias características de vulcânicas. (B) Visão em planta das estruturas como vitórias-régias mostrando o aspecto circular da estrutura.

**Figure 3**  
Seismic expression (warm colors) of Cenozoic volcanic structures associated with the Abrolhos magmatism. (A) Seismic section showing seismic Victoria-regia-shaped volcanic features. (B) 3D view of Victoria-regia-shaped structures showing the circular geometry in plan view.

nas seções sísmicas. Para isto, iluminam-se os maiores valores de amplitude sísmica com cores quentes (amarelo a vermelho), que ajudam a identificar possíveis vulcânicas nas seções sísmicas. O ponto de corte foi escolhido como o valor de amplitude 10.000, por se ajustar melhor às estruturas caracteristicamente magmáticas (fig. 3).

## geologia regional

A Bacia de Cumuruxatiba integra o conjunto de bacias da margem leste brasileira, caracterizadas como marginais passivas ou tipo Atlântico (Asmus, 1982; Chang *et al.*, 1990), e apresenta uma seção sedimentar inferior, seccionada por falhas normais formadas durante uma fase de distensão (rifteamento e subsidência mecânica local). Na seção superior rifte ocorrem sedimentos correspondentes à fase de transição e deriva continental. Esta se inicia por expansão térmica, e sua subsequente contração

causa subsidência térmica regional. Admite-se que a sobrecarga flexural provocada por elevadas taxas de sedimentação amplifique a subsidência nesta fase (Chang *et al.*, 1990). O registro sedimentar é formado por depósitos fanerozoicos, datados do Cretáceo Inferior (Neocomiano) ao Cenozoico, representado por sedimentos fluviodeltaicos e lacustres do intervalo rifte; fluviolagunares e evaporíticos (marinho restrito) do intervalo transicional; e sedimentos marinhos do intervalo de margem passiva (Gontijo, 1996; Rodvalho *et al.*, 2007).

O substrato cristalino onde a bacia se implanta se correlaciona à faixa de dobramentos Araçuai, um domínio geotectônico caracterizado por Inda e Barbosa (1978) como uma faixa móvel brasileira marginal ao Cráton São Francisco. Litologicamente, é representado por rochas graníticas e gnáissicas, com núcleos granulíticos e charnoquíticos, arqueanos a proterozoicos (fig. 2). A faixa Araçuai apresenta alinhamento principal NE-SW e secundariamente NW-SE, onde preferencialmente se desenvolvem estruturas transferentes na seção rifte proximal da Bacia de Cumuruxatiba (p. ex.: Falha de Porto Seguro).

## magmatismo Cenozoico na margem leste brasileira

Os principais eventos magmáticos que atingiram as bacias sedimentares brasileiras durante a separação entre os continentes sul-americano e africano foram (Mizusaki *et al.*, 1998, 2002; Thomaz-Filho *et al.*, 2000):

- 1) ao redor de 215 Ma (Triássico);
- 2) ao redor de 180 Ma (Jurássico): diques e derrames de composição toleítica;
- 3) ao redor 130 Ma (Neocomiano): derrames e diques de composição toleítica e intermediária;
- 4) maior incidência entre 80 Ma e 90 Ma (Santoniano/Turoniano): – predominam intrusões de composição básica a intermediária;
- 5) maior incidência entre 40 Ma e 60 Ma (Eoceno);
- 6) idades inferiores a 50 Ma (Eoceno ao Pós-Eoceno): normalmente sob a forma de cones vulcânicos de composição intermediária a alcalina.

O Eoceno é marcado por inúmeros e importantes eventos tectônicos, sedimentares e magmáticos que afetaram a margem leste brasileira. Dentre esses eventos, podem ser citados (Mizusaki *et al.*, 2002):

- 1) a Plataforma de Cabo Frio (RJ) e o Arquipélago de Abrolhos (ES) foram palcos de importantes vulcanismos eocênicos (Cordani, 1970). Na Plataforma de Cabo Frio, entre as bacias de Campos e Santos, ocorrem edifícios vulcânicos identificados por sísmica de reflexão e dados de poços, além de soleiras e diques intrudidos na seção sedimentar, todos de idade eocênica (Mizusaki e Mohriak 1992). Na porção marinha das bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba, Mizusaki *et al.* (1994) identificaram rochas ígneas-básicas, rochas vulcanoclásticas e intercalações de sedimentos (Formação Abrolhos) com idades K/Ar entre 37 Ma e 59 Ma, que correspondem ao período de maior atividade vulcânica reconhecido na área do Complexo de Abrolhos e áreas adjacentes (fig. 2). Naquelas bacias foram

reconhecidos cones vulcânicos associados a condutos profundos identificados em linhas de reflexão sísmica;

- 2) as sequências sedimentares das bacias marginais brasileiras de Pelotas, Santos, Campos, Espírito Santo, Cumuruxatiba e Jequitinhonha apresentam pronunciadas discordâncias sedimentares eocênicas e magmatismo contemporâneo. No caso da Bacia de Campos, destaca-se uma notável discordância no Eoceno Médio, onde ocorrem vulcânicas intrusivas e extrusivas.

De acordo com Thomaz-Filho *et al.* (2000), este magmatismo básico e básico-alcalino do Cenozoico, com intensa manifestação no Eoceno, teria sido desenvolvido durante o deslocamento para oeste da placa sul-americana, sendo atribuído à presença de um *hot spot* abaixo da litosfera; e sua composição química e mineralógica teria sido controlada pela assimilação crustal das rochas litosféricas atravessadas pelo magma ascendente da astenosfera.

A Formação Abrolhos de idade cenozoica é caracterizada por uma associação litológica complexa que engloba rochas básicas de composição toleítica a alcalina com intercalações de rochas vulcanoclásticas e rochas sedimentares. Esse magmatismo foi identificado como de conduto central em ambiente marinho e acumulado sobre plataforma continental estreita. Esta formação ocorre preferencialmente na porção submersa dessas bacias e em idade K-Ar entre 37 Ma e 59 Ma (Mizusaki *et al.*, 1994). Na região, ocorre ainda o Banco de Royal Charlotte, com idade de  $28 \pm 0,4$  Ma. As rochas ígneas da região marinha de Abrolhos, entre a Bahia e o Espírito Santo, eram geralmente interpretadas como associadas a feições intrusivas (Asmus, 1982; Conceição *et al.*, 1993), mas Parsons *et al.* (2001) sugerem que as vulcânicas teriam um comportamento mais passivo que intrusivo, preenchendo calhas sedimentares formadas durante a evolução da bacia. Mohriak (2006) relata as ilhas vulcânicas de Siriba e Redonda, pertencentes ao Parque Nacional de Abrolhos, como compostas por camadas vulcânicas que capeiam rochas siliciclásticas com notável mergulho estrutural, mostrando possíveis turbiditos ou sedimentos de plataforma numa sequência de idade cretácea a paleógena.

Guerra (1989) estudou a influência da sobrecarga do Banco Vulcânico de Abrolhos sobre a estruturação

**Figura 4**  
 (a) Seção sísmica 208 que mostra dobras por propagação de falhas com formação de retro-empurrões para acomodação da deformação. A seta indica espessamento e afinamento da seção eocênica. (B) Seção sísmica 209 evidenciando estruturas em arpão, formando um triângulo de deformação com uma dobra de propagação de falhas de vergência contrária, à esquerda da figura. À direita da figura observa-se uma frente de empurrões com rejuvenescimento *forward*, como indicam o espessamento e afinamento da seção eocênica sin-deformação (setas brancas).

**Figure 4**  
 (a) 208 seismic section showing fault-propagation folds with formation of back-thrusts to accommodate the increasing of the deformation. White arrow indicates thickening and thinning of the Eocene section. (B) 209 seismic section showing harpoon-structures that form a triangular zone. On the right side, also is shown a forward thrust-belt front which rejuvenation is indicated by the thickening and thinning Eocene section (white arrows).

halocinética da Bacia do Espírito Santo. Sabendo que este banco divide as bacias do Espírito Santo, ao sul, e Cumuruxatiba, ao norte, este experimento pode ser tratado como análogo para observar a hipótese da influência deste magmatismo na deformação cenozoica na Bacia de Cumuruxatiba. Seções verticais do modelo físico realizado por Guerra (1989) revelaram a predominância de inversões em falhas listricas com mergulho para leste, em sua maioria estruturas em arpão, associadas a pequenos anticlinais de silicone (*salt-rollers*). As estruturas formadas no modelo experimental realizado por Guerra (1989) apresentam similaridade com as estruturas observadas na Bacia de Cumuruxatiba. Falhas reversas, *pop-ups* e dobras associadas são as principais estruturas observadas no experimento, que se correlacionam com as frentes de dobras nas bordas dos altos vulcânicos de Royal Charlotte e Sulphur Minerva na Bacia de Cumuruxatiba.

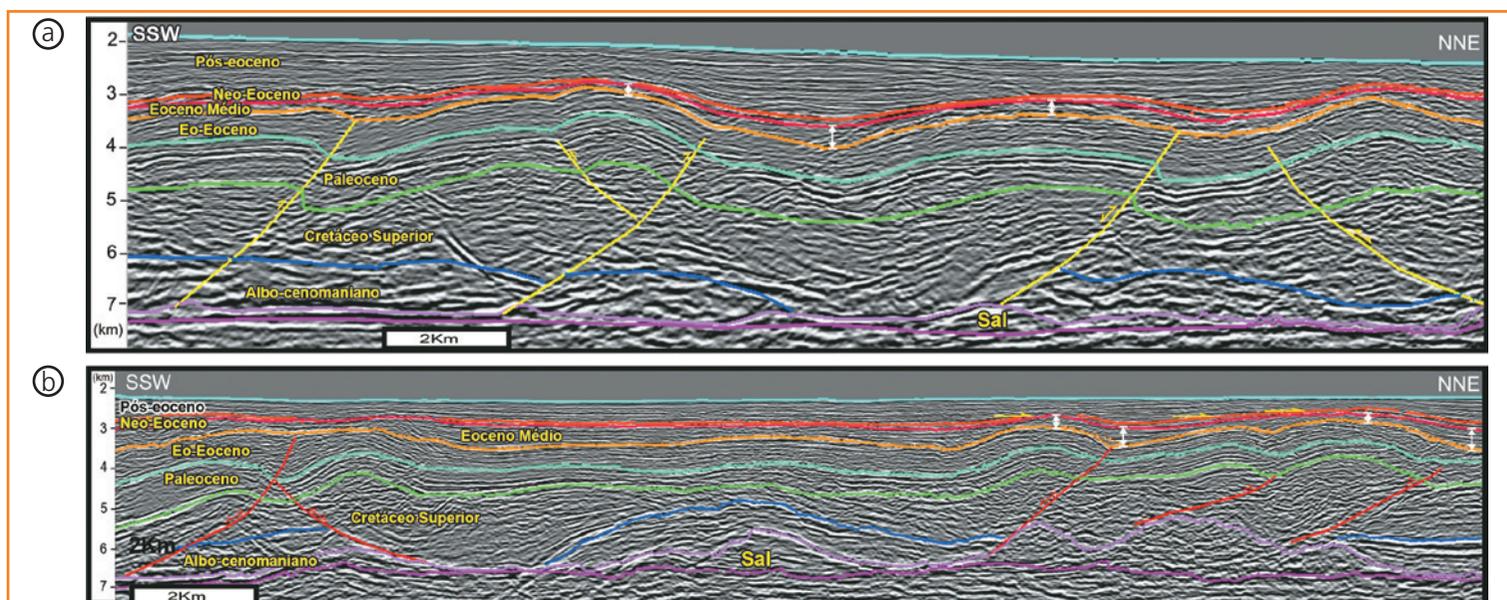
## halocinese

Halocinese é o principal processo associado à formação das falhas e dobras. Este deslocamento teria como gatilho os derrames vulcânicos e a deposição de vulcanoclásticas associadas ao magmatismo de Abrolhos (Guerra, 1989). O deslocamento do sal se daria devido a variações na sobrecarga inicial. O magmatismo ocorreu a partir do Paleoceno com pulsos principais no Eoceno, deflagrando a movimentação regional do sal para o centro da bacia, como observado nas restaurações regionais 2D (figs. 4 a 6). Nesta região tem-se o maior número de diápiros de sal,

por vezes associados a dobras por descolamento e *pop-ups*. Próximo aos altos vulcânicos o sal é pouco espesso, geralmente preenchendo os blocos baixos das frentes de empurrão.

As variações temporais na geometria do topo do sal podem ser analisadas com as restaurações estruturais do modelo 3D. A partir do Eoceno ocorrem alinhamentos secundários de orientação E-W e SW-NE, que se interligam com os alinhamentos N-S. O alinhamento N-S está associado às falhas listricas da fase distensional de deformação da bacia. Por sua vez, os alinhamentos E-W e SW-NE estão associados às dobras e falhas reversas que se desenvolvem a partir do Cenozoico (figs. 4B, 5 e 6).

No Paleoceno e Cretáceo, os diápiros de sal foram mais desenvolvidos, ocorrendo principalmente numa calha profunda no centro da bacia, posicionada entre os dois alinhamentos principais N-S. A partir do Eoceno esta calha desaparece, e os diápiros são menores. Isto estaria controlado por grandes falhas listricas N-S, com a fuga do sal a partir das calhas associadas ao crescimento de seção cretácica (maior sobrecarga) (figs. 4 a 6). Este deslocamento do sal ocorre até o Paleoceno, que seria o final da fase distensional. Desde o Cretáceo se desenvolve um alinhamento NE-SW, na porção norte do modelo, seccionando o alinhamento N-S do sal. Este alinhamento NE-SW poderia estar associado a uma zona de transferência da fase distensional e pode ter sido aproveitado durante a deformação cenozoica. A principal frente de dobras está sobre esta estrutura E-W a NE-SW.



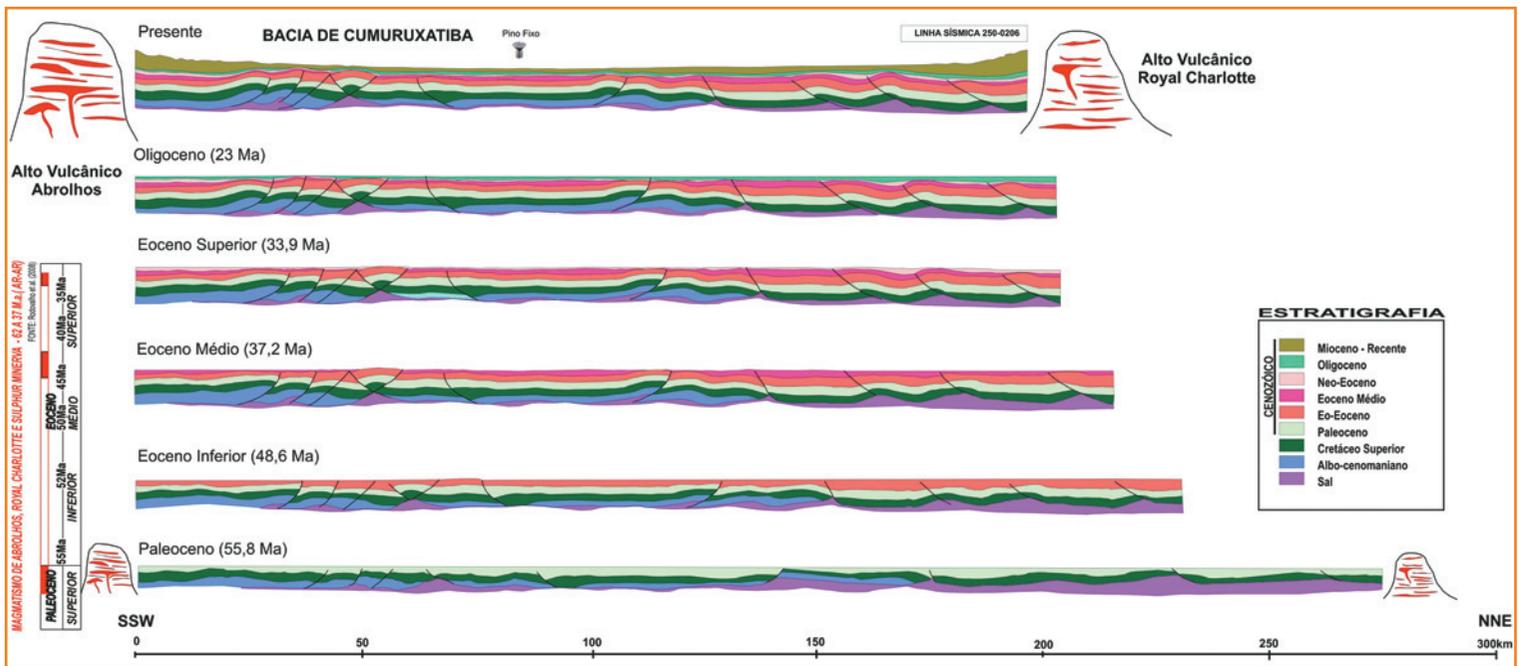


Figura 5 - Sequência da restauração estrutural da linha sísmica 250-0206 para a deformação cenozoica.

Figure 5 - The structural restoration sequence of 250-0206 seismic line for Cenozoic deformation.

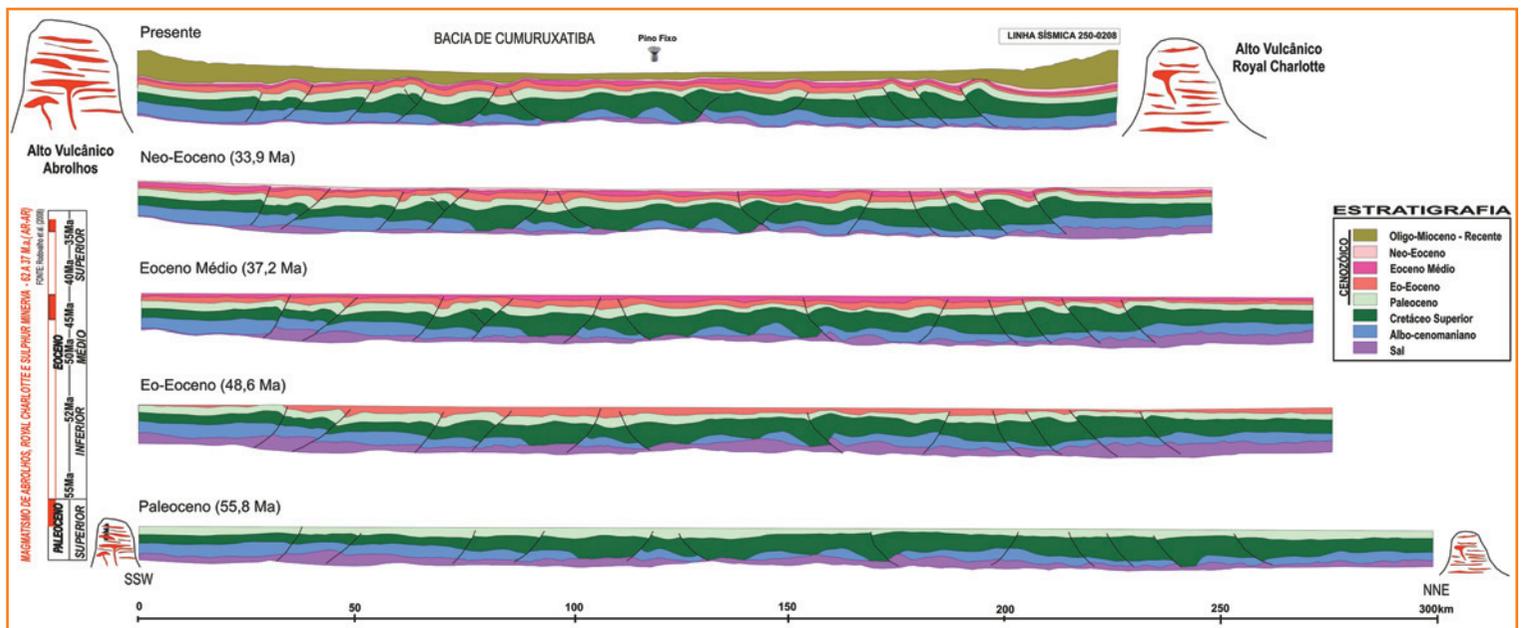


Figura 6 - Sequência da restauração estrutural da linha sísmica 250-0209 para a deformação cenozoica.

Figure 6 - The structural restoration sequence of 250-0209 seismic line for Cenozoic deformation.

### geometria das estruturas cenozoicas

O modelo 3D mostra as dobras desenvolvidas por propagação de falhas (*fault-propagation folds*) como principais estruturas na deformação cenozoica. Elas ocorrem reativando *trends* N-S de falhas

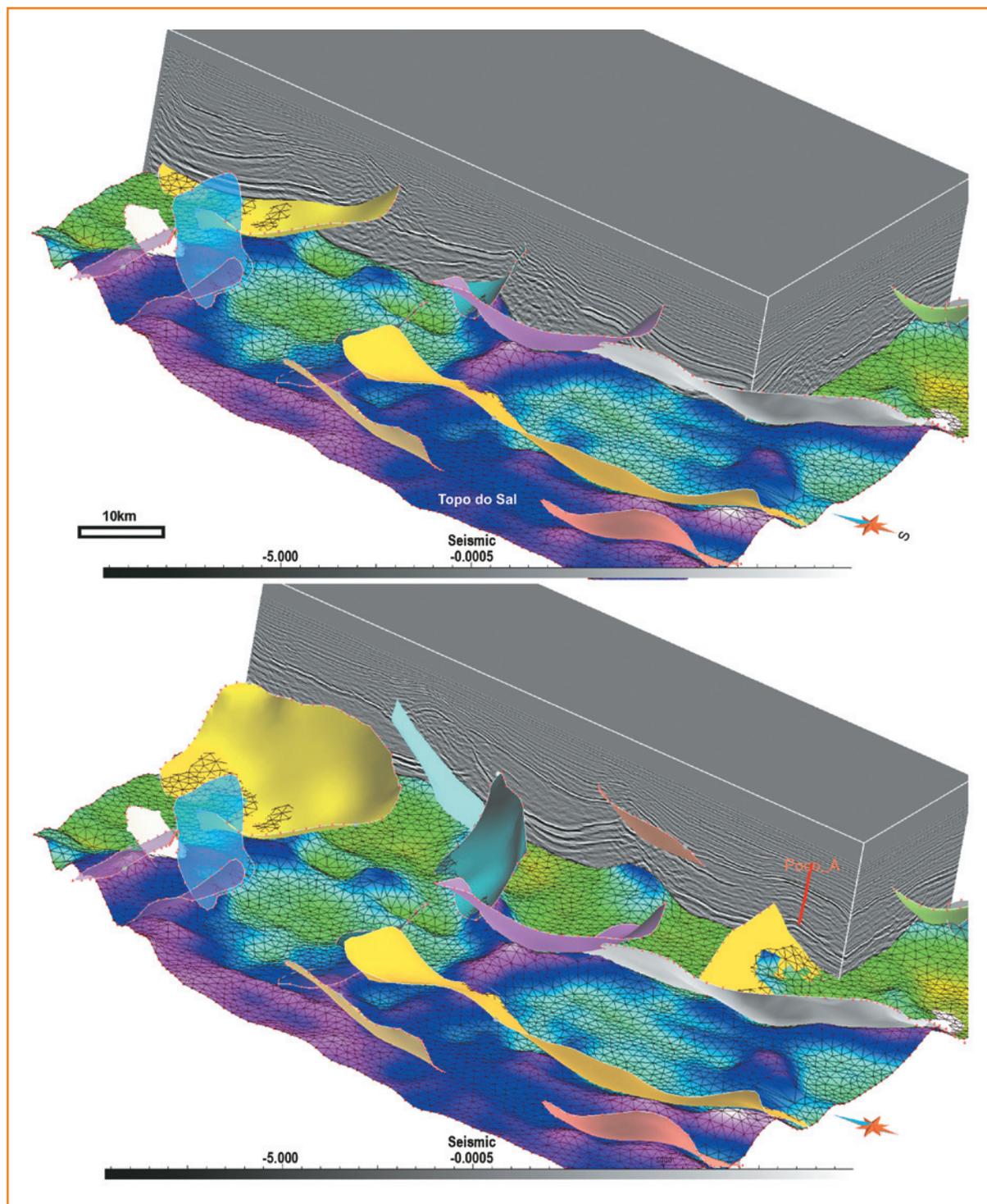
normais lítricas e falhas cenozoicas (fig. 7), ambas com geometria curvilinear. As falhas cenozoicas têm orientação predominantemente E-W a NE-SW, perpendiculares a oblíquas ao *trend* distensional. Algumas falhas de transferência da fase distensional podem ter sido reaproveitadas. De modo geral, os rejeitos das

Figura 7

Vista oblíqua para leste da porção central e distal, mostrando a configuração das falhas e dobras no modelo tridimensional. A superfície de descolamento das falhas é o topo do sal. Notar o padrão sintético de frentes de dobras relacionadas a falhas NE-SW com transporte de massa, ora para sul ora para norte. Falhas em forma de colher se desenvolvem, gerando dobras acima de suas terminações.

Figure 7

Oblique view of 3D model showing the configuration of faults and folds. The detachment surface is the top of the salt. Note the pattern of folds synthetic fronts related to NE-SW faults with mass transport, alternating toward north and south. Spoon-shaped faults are related folds developed its terminations.



falhas atingem centenas de metros, proporcionando deslocamento reverso considerável em alguns casos, principalmente, marcados nos horizontes do Albo-Cenomaniano (com cavalgamentos) e Cretáceo, diminuindo até o Paleoceno. Em geral, os topos dos horizontes do Eoceno não são cortados pelas falhas, apresentando apenas dobras abertas a suaves que se reproduzem até o Neo-Eoceno.

Existe predominância de um transporte cinemático para norte, logo as estruturas que mostrem essa polaridade doravante irão ser tratadas como sintéticas. Em alguns setores é possível caracterizar a mudança de polaridade das falhas configurando um padrão do tipo *flip-flop*. Esta mudança é acompanhada pela variação também da vergência e direção do transporte cinemático que, por vezes, proporciona a formação

de zonas triangulares (figs. 4 e 7). Nestas zonas a interação e propagação das dobras nas terminações das falhas causam grandes variações de deformação ao longo do *strike* (Higgins *et al.* 2007).

Na porção norte do modelo 3D há predominância de dobras com vergência e transporte de massa para sul, configurando uma zona de interação antitética de orientação E-W na porção oeste (fig. 7). Na porção central do modelo o padrão é sintético, com transporte de massa para sul. Já a leste, o *trend* de dobras muda para NE-SW, com a retomada do padrão antitético, agora com transporte de massa e vergência das dobras para norte. Não há contato ou intersecção entre as falhas durante a variação de polaridade, e as dobras respondem a esta variação com zonas mais bem desenvolvidas (dobras mais fechadas) e zonas menos desenvolvidas, formadas por celas entre as dobras principais ao longo do *strike*. Em alguns horizontes as dobras estão totalmente desconectadas ao longo do *strike*. Uma zona triangular forma um

corredor de orientação E-W e inflete para NE-SW na porção mais distal do modelo (fig. 7).

A porção sul do modelo, ou central da Bacia de Cumuruxatiba, é caracterizada por dobras e estruturas em arpão associadas à reativação de falhas listricas no *trend* N-S. As dobras mostram-se bem desenvolvidas e formam ramificações para NE-SW com estruturas curvas de baixo ângulo que acomodam as dobras subjacentes (fig. 7).

### relação do magmatismo de Abrolhos com a deformação

As vulcânicas identificadas se apresentam como refletores concordantes em sua grande maioria, com as camadas dobradas mostrando clara relação com as terminações dos planos de falha, ou seja, muitas dessas vulcânicas terminam nas falhas. Em planta, as vulcânicas ocorrem em geometria circular devido ao seu caráter concordante com as camadas que formam as charneiras das dobras. Algumas

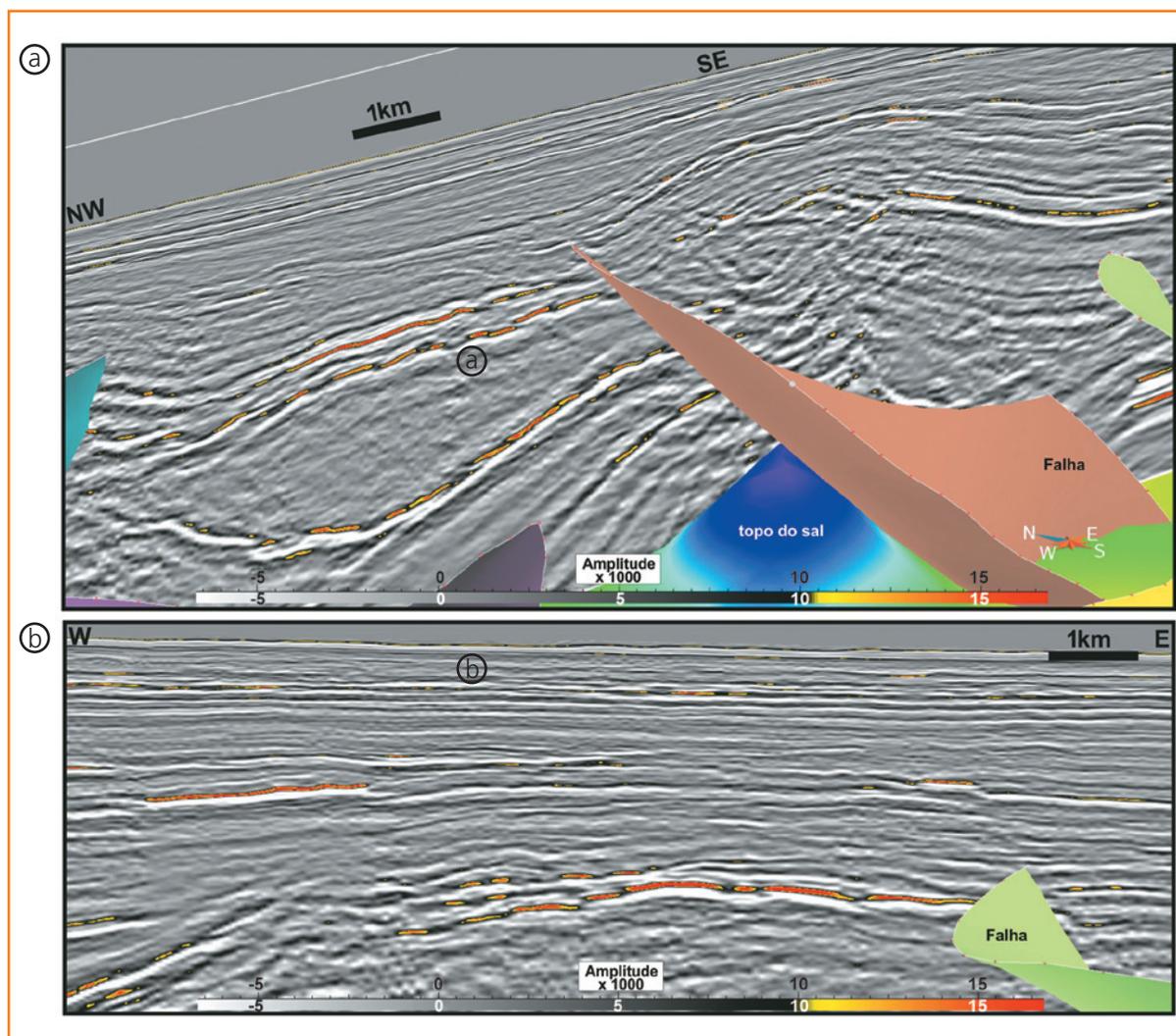


Figura 8

Distribuição de possíveis níveis de rochas vulcânicas e suas relações com as falhas (cores quentes). Notar a concentração na seção paleogena sin-deformação próximo às terminações das falhas. Vários níveis de vulcânicas ocorrem concordantes às camadas cenozoicas (setas pretas) onde as falhas seriam os principais condutos verticais do material magmático.

Figure 8

Distribution of possible levels of volcanic rocks and their relationship with faults (warm colors). Note the magmatic concentration in syn-deformation Paleogene section close to tip of faults. Multiple magmatic levels take place as sills in Cenozoic layers (black arrows) where the faults be the main vertical conduits of magmatic material.

vulcânicas ocorrem como derrames, diques e estruturas discordantes, como vitórias-régias. Nesta última, mais comum, as bordas da camada vulcânica apresentam-se em seções sísmicas levantadas. Este efeito aparece como resposta da onda sísmica nas extremidades da camada vulcânica (Conceição *et al.*, 1993). Esta feição é característica para identificação das vulcânicas, ocorrendo amplamente na Bacia do Paraná, algumas sendo perfuradas e confirmadas como vulcânicas. As estruturas como vitórias-régias se apresentam também associadas às falhas. Estas estruturas por vezes mostram-se escalonadas em diferentes níveis dentro da seção cenozoica (fig. 3).

As vulcânicas não apresentam muitas relações de cortes entre as camadas sin-deformação cenozoica. As vulcânicas se mostram em geral de forma concordante (provavelmente derrames vulcânicos) com as camadas dobradas da seção paleógena. Na seção cretácea (pré-deformação cenozoica), ocorrem algumas vulcânicas discordantes (figs. 3 e 8). Os caminhos de alimentação das soleiras são pouco visíveis nas seções sísmicas; as falhas aparecem como caminhos principais mais característicos. Vários níveis de vulcânicas são observados ligados às falhas, principalmente na sua terminação (figs. 3 e 8).

Algumas feições discordantes entre os níveis vulcânicos denotam que níveis podem estar interligados através de vários condutos (fig. 8). Na área foi identificado o alinhamento E-W das vulcânicas como principal *trend* condutor do magmatismo na região. Este alinhamento pode estar associado a estruturas preexistentes, pois não coincide exatamente com as falhas reversas que propagam as dobras nas camadas cenozoicas.

Há um forte controle estrutural do magmatismo Cenozoico na região, com as falhas cenozoicas de alinhamento E-W, sendo interpretado como principal condutor para soleiras ou derrames entre as camadas sin-deformacionais do Cenozoico. As intrusões se encontram em vários níveis cronoestratigráficos. As estruturas concordantes se concentram no pacote paleógeno (sin-deformação cenozoica), e as feições discordantes na seção cretácea (pré-deformação cenozoica). Não há relação sistemática de cortes que possam individualizar, em mais detalhe, as várias intrusões ou derrames.

### interpretação quantitativa da deformação cenozoica

As quatro restaurações estruturais das seções regionais na Bacia de Cumuruxatiba produziram

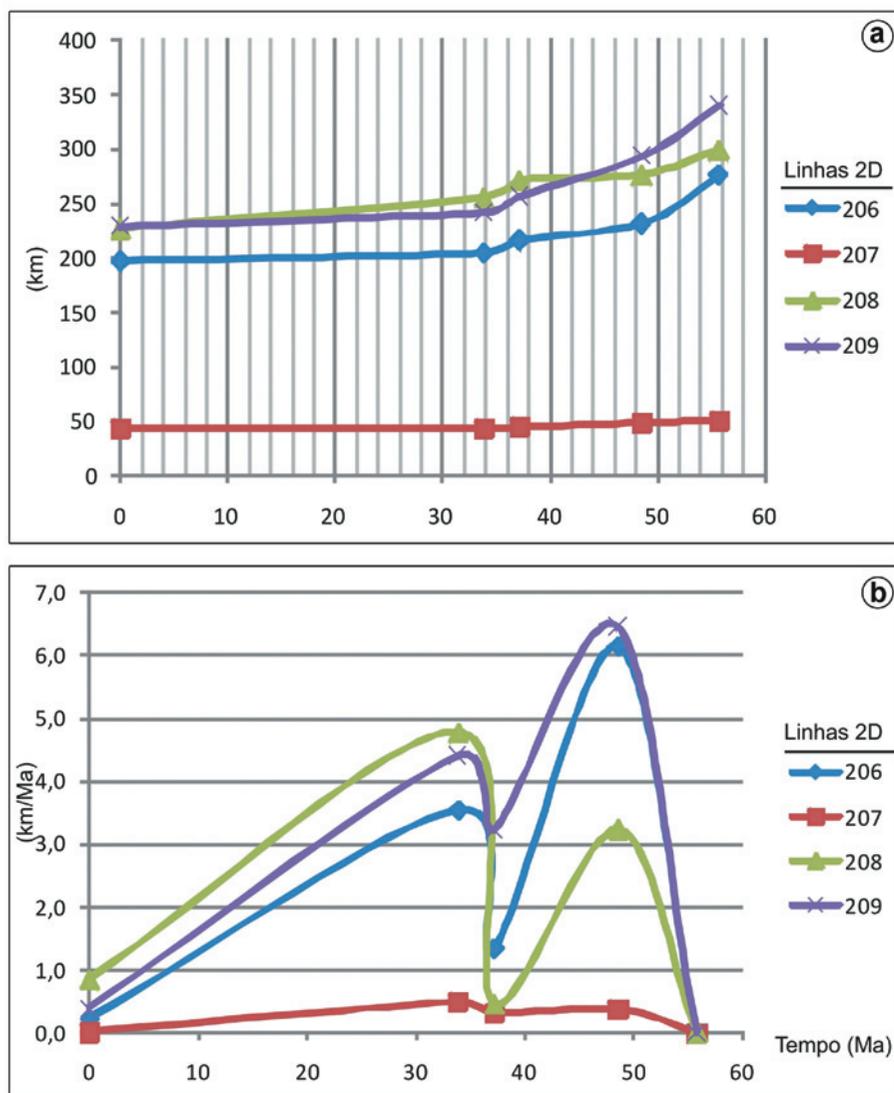
uma grande variedade de dados quantitativos sobre a deformação cenozoica na bacia. A análise destes dados buscou caracterizar a deformação cenozoica ao longo do tempo e suas variações no contexto regional, observando sempre sua possível relação com os altos vulcânicos de Abrolhos e Royal Charlotte.

Os dados obtidos nas restaurações das seções sísmicas 2D mostram a distribuição da deformação como uma abordagem regional. Os maiores encurtamentos observados nas seções restauradas são observados durante o Eoceno; antes disto, no Paleoceno a deformação é crescente, enquanto no período Pós-Eoceno ela decresce devido ao menor encurtamento observado nas seções.

A figura 9A representa de forma mais detalhada o encurtamento das seções nestes períodos. Este gráfico mostra a concentração da deformação no período de 30 Ma a 55 Ma com encurtamento de 110km na seção 209, que passou dos 340km, em relação aos quase 230km atuais. Nas seções 206 e 208, os encurtamentos foram da ordem de 70-80km (72,3km e 78,5km, respectivamente), com comprimentos atuais de 226,5km e 196,6km, respectivamente. A interpretação da seção 207 foi feita apenas na parte central de forma direta (*forward*, interpretação preditiva que modela previamente as estruturas através do método de domínio de mergulho com uso de programas de computador, no caso, *2D move*); por isso, apresenta uma seção menor e uma variação na deformação restaurada em relação às demais seções.

A taxa de deformação (ou encurtamento longitudinal), que representa a quantidade de encurtamento longitudinal dividida pelo intervalo temporal do horizonte restaurado, apresenta variação significativa ao longo da bacia. Do Paleoceno ao Eo-Eoceno, essa taxa aumenta até atingir o pico máximo de deformação no Cenozoico. A figura 9B mostra a variação da taxa de deformação ao longo do tempo nas seções restauradas. Nele são ilustrados os comportamentos das curvas com dois picos principais da deformação, no Eo-Eoceno e Neo-Eoceno (34 Ma e 48 Ma), entre o período de menor deformação que corresponde ao Eoceno Médio. Após o Eoceno (após 30 Ma), a taxa de deformação diminui gradativamente até o presente. Isto denotaria o arrefecimento da deformação na Bacia de Cumuruxatiba após o Eoceno.

Uma primeira abordagem para a variação da deformação cenozoica na Bacia de Cumuruxatiba em relação à distância da costa pode ser vista na figura 10. Este gráfico apresenta o encurtamento cumulativo das seções durante o Cenozoico e a sua localização em relação à



**Figura 9**  
 (a) Encurtamento das seções restauradas ao longo do Cenozoico. A seção restaurada da linha sísmica 207 tem comprimento menor; por este motivo sua linha no gráfico fica abaixo das demais. (B) Taxa de deformação nas seções ao longo do Cenozoico. Note dois picos de deformação em torno de 34 Ma e 48 Ma, intercalados com período de menor taxa em torno de 37 Ma. Ver explicações no texto.

**Figure 9**  
 (a) Longitudinal shortening of restored sections throughout the Cenozoic. The 207 section length is smaller; therefore it's line on the graph is below the others. (B) Strain rate in sections during the Cenozoic times. Note two deformation peaks around 34 and 48 Ma, intercalated with periods of low rate around 37 Ma. See explanations in the text.

linha de costa, da seção mais proximal (*onshore*) à mais distal (*offshore*). O gráfico mostra um encurtamento total (Pós-Eoceno) variando de 16% a 33% nas seções, sendo os maiores valores localizados na porção proximal e distal da bacia, sendo a maior, cerca de 33%, nesta última. A parte central da bacia parece acomodar menor taxa de deformação. Como visto na interpretação qualitativa das estruturas (figs. 4 a 7), esta porção da bacia denota menor deformação em relação às bordas da bacia e maior influência da halocinese.

Outro dado importante que pode ser interpretado com este gráfico é o encurtamento relativo (diferença dos valores de encurtamento entre duas curvas). Assim, os menores encurtamentos relativos obtidos nas seções restauradas ocorreram no Eoceno Médio e no período Pós-Eoceno, nas seções 208 e 207, respectivamente. (figs. 8 e 9). Somente nas seções da porção central da

bacia ocorrem grandes variações relativas de encurtamento longitudinal (deformação). Nas seções 206 e 209 (de maior encurtamento), não ocorrem grandes anomalias relativas, sendo o período de maior deformação o Eo-Eoceno e o de menor o período Pós-Eoceno, para ambas as seções (figs. 5, 8 e 9).

A partição da deformação ocorre também de forma heterogênea ao longo da bacia, o que pode ser visto na figura 10, que mostra variação nas seções restauradas. Neste gráfico é possível observar a contribuição da deformação em cada período para a deformação total (100%) de cada seção, e por sua posição na bacia se afastando da costa. A figura 10 também mostra que a deformação está concentrada no Eo-Eoceno nas porções mais distais e proximais (seções 206 e 209). Este gráfico indica claramente que, ao contrário das porções marginais,

Figura 10

Gráfico mostrando o encurtamento cumulativo durante o Cenozoico. O encurtamento total pode ser visto na linha que representa o Pós-Eoceno (PEO). Nota-se um encurtamento maior da bacia nas porções proximal (seção 206) e distal (seção 209) da Bacia de Cumuruxatiba. (PEO) – Pós-Eoceno; (ES) – Neo-Eoceno; (EM) – Eoceno Médio; (EI) – Eo-Eoceno.

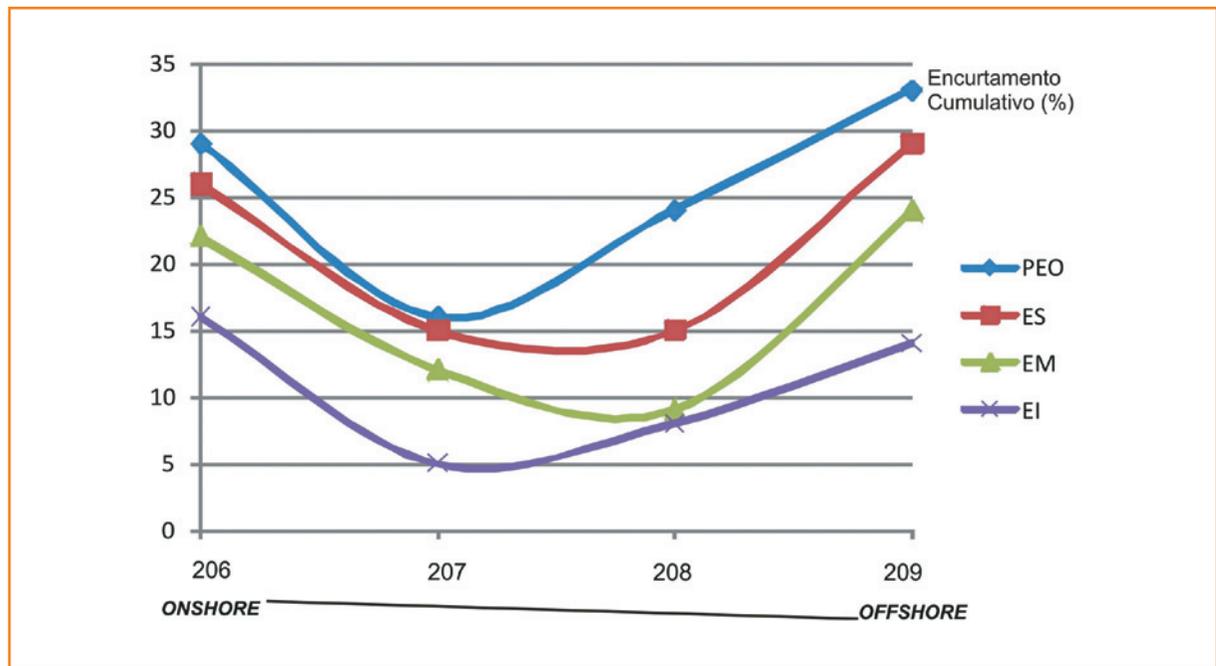


Figure 10

Graph showing the cumulative longitudinal shortening of 2D restored sections during Cenozoic times. The total shortening is showed on the Post-Eocene line (PEO). Note that larger shortenings are concentrated in the proximal and (section 206) distal portions (section 209) of Cumuruxatiba Basin. (PEO) - Post-Eocene; (ES) - Neo-Eocene; (IN) - Middle Eocene; (EI) - Eo-Eocene.

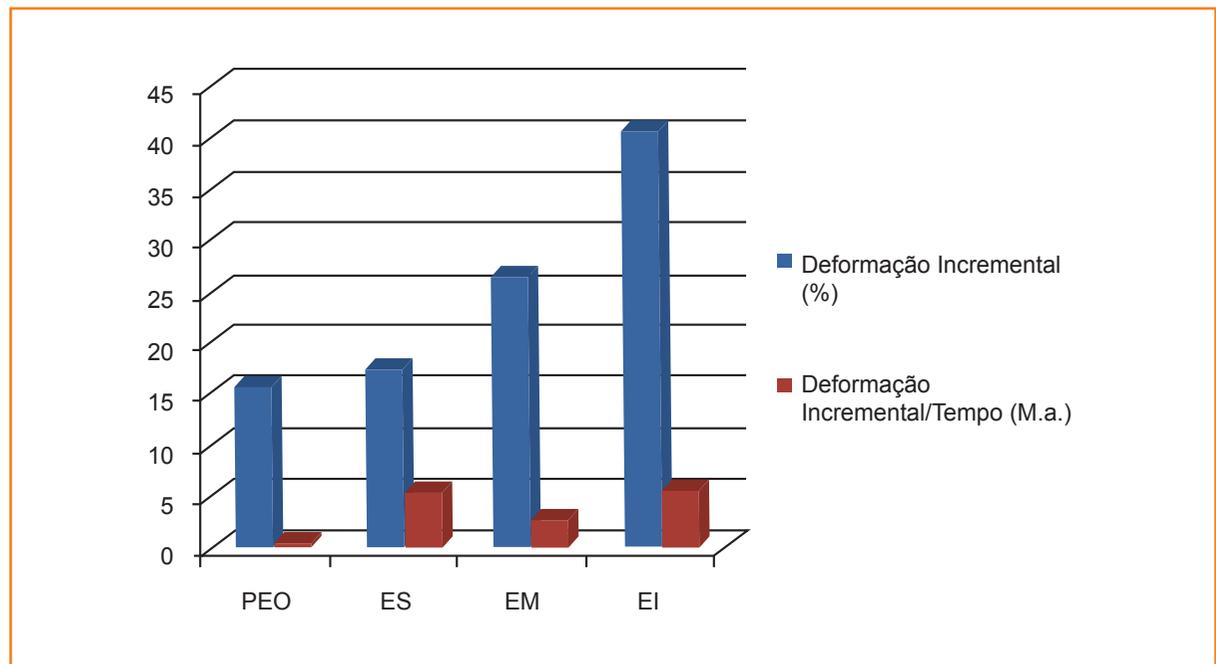


Figura 11 - Partição da deformação (média de todas as seções) para cada período (barra azul). A taxa de partição no período (barra vermelha) apresenta menor deformação proporcional no Neo-Eoceno (ES). Observar a maior deformação na bacia (cerca de 40%, em média) durante o Eo-Eoceno; e o decréscimo contínuo até o período Pós-Eoceno. (PEO) – Pós-Eoceno; (ES) – Neo-Eoceno; (EM) – Eoceno Médio; (EI) – Eo-Eoceno.

Figure 11 - Strain partition (average of all 2D sections) for each period (blue bar). Incremental deformation in each period of the Cenozoic (red bar) has a lower proportional deformation in Neo-Eocene (ES). Observe the larger deformation in the basin (about 40% on average) during the Eo-Eocene, and the continuous decrease until the Post-Eocene times. (PEO) - Post-Eocene; (ES) - Neo-Eocene; (IN) - Middle Eocene; (EI) - Eo-Eocene.

a porção central (seções 207 e 208) concentra a maior deformação cenozoica que ocorre no Eoceno Médio e no Pós-Eoceno.

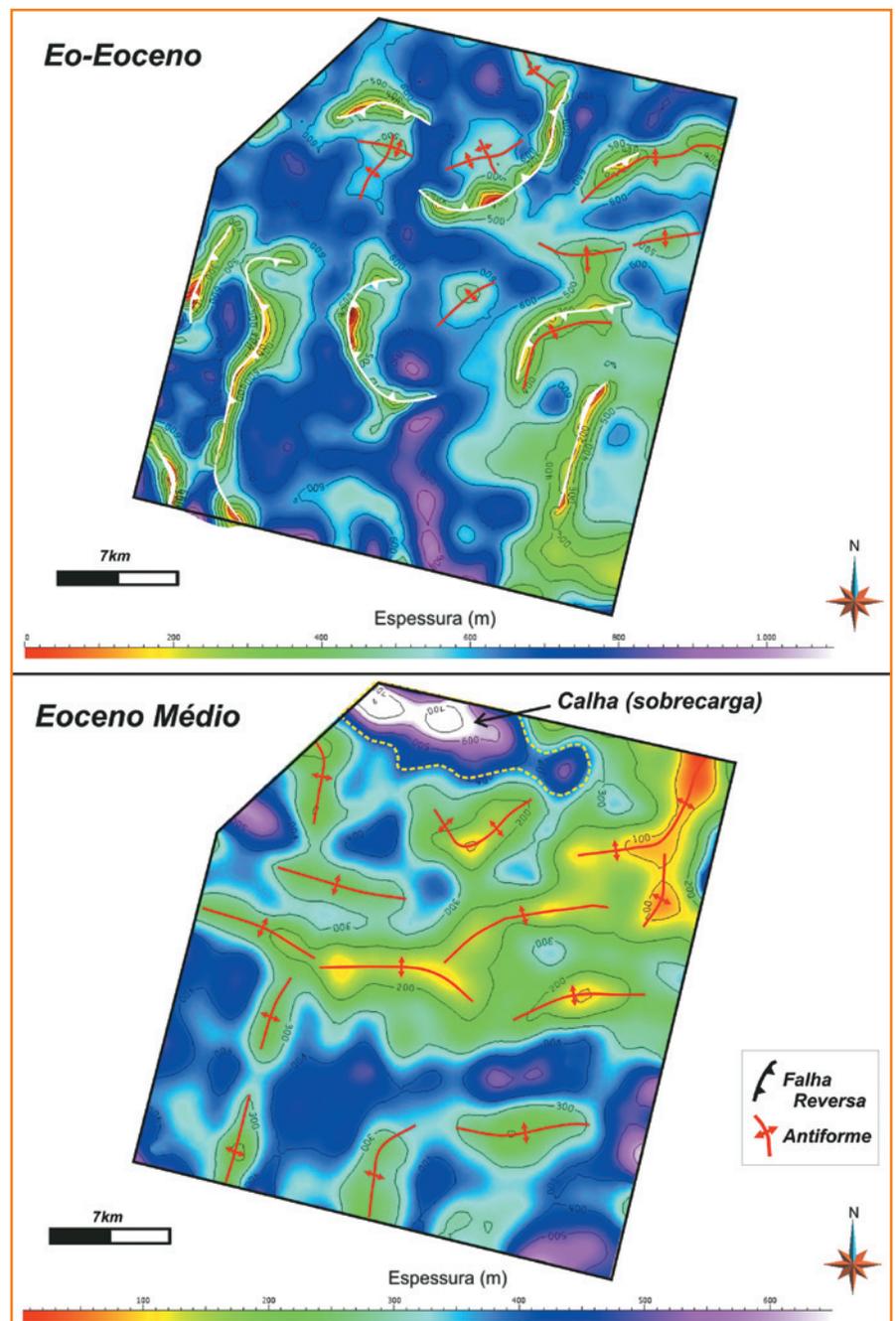
Em termos de proporção relativa de deformação ao longo do tempo, ou seja, a deformação incremental ao longo do Cenozoico, os dados da restauração regional

revelam que mais de 40% (em média) da deformação ocorreu no Eo-Eoceno. Os outros períodos dividem o restante da deformação com uma diminuição contínua até o Pós-Eoceno (fig. 11). Ponderando a partição da deformação pelo tempo de cada período, observamos que nos períodos mais jovens ocorrem o maior e menor pico de deformação. Isto se deve ao maior tempo do período Pós-Eoceno (mais de 30 Ma) e menor tempo do Neo-Eoceno (menos de 4 Ma) refletido na taxa de deformação de cada período. Os dois períodos de maior taxa de deformação (fig. 11), Eo-Eoceno e Neo-Eoceno, têm proporções de deformação bem diferentes, porém compensadas pela variação da duração do período.

## ativação das dobras e falhas no Cenozoico

A variação de espessura entre dois horizontes cro-noestratigráficos pode refletir processos sedimentares (fluxos gravitacionais em bordas de bacia, cunhas clásticas depositadas pela variação eustática, etc.) e processos deformacionais (crescimento sin-sedimentar em falhas listricas, afinamento por soerguimentos em zonas de charneiras de dobras, etc.). É comum que as espessuras mostradas nos mapas sejam produtos de uma soma de vários processos simultâneos. Neste caso estudado, as isópacas foram influenciadas principalmente pela (i) ativação das falhas reversas e charneiras das dobras e (ii) pela sobrecarga das vulcânicas/vulcanoclásticas. No primeiro processo se têm, de forma geral, afinamentos das seções sin-deformação na charneira das dobras, enquanto no último ocorre um espessamento da seção causado pela formação de calhas adjacentes, formadas pela sobrecarga do vulcanismo. A variação da espessura dos sedimentos sin-deformação cenozoica nas dobras tende a formar *onlaps* oblíquos contra os flancos e ápices das dobras (figs. 4 e 12). Dependendo da taxa de sedimentação no intervalo sin-deformação, podem ocorrer maiores diferenças entre os flancos das dobras. Em regiões com taxa de sedimentação baixa pode ocorrer não deposição e até erosão das charneiras. No caso dos sedimentos Cenozoicos em águas profundas da Bacia de Cumuruxatiba, a taxa de sedimentação é baixa, ocorrendo então erosão na charneira em algumas dobras (figs. 4, 5, 6 e 12).

A diminuição da espessura em cada intervalo estratigráfico, auxiliada com relações de terminação da seção sin-deformação, foi o principal critério usado neste trabalho para indicar a atividade da estrutura



em cada intervalo cronoestratigráfico. Desta forma, foi possível estabelecer uma cronologia relativa de movimentação das estruturas ao longo do tempo e observar a interação entre diferentes frentes de cavalgamento. A interpretação dos mapas de isópacas com base nestes critérios serviu para demonstrar a evolução das dobras durante o Cenozoico (fig. 12).

No Paleoceno e Eo-Eoceno, fase inicial da deformação cenozoica, a maioria das dobras está enraizada nas falhas reversas (figs. 4, 5, 6 e 12). Na porção sul da bacia, algumas falhas listricas apresentam rejeitos reversos com dobras nas terminações. Nesta região as

**Figura 12**  
Mapas de isópacas com a interpretação das charneiras das dobras (linhas vermelhas) e falhas reversas (linhas brancas) ativas durante o Paleoceno, Eo-Eoceno e Neo-Eoceno.

**Figure 12**  
Isopach maps showing the hinge folds (red lines) and reverse faults (white lines) that were active during the Paleocene, Eo-eocene and Neo-eocene periods.

grandes espessuras de sedimento podem estar relacionadas a uma paleocalha cretácea. Falhas curvilineares E-W e NE-SW acomodam a maior parte da deformação cenozoica na porção norte da área. Na porção leste da bacia há uma tendência de afinamento das camadas para a porção distal da bacia (fig. 12).

O mapa de isópacas do Eoceno Médio apresenta um *trend* E-W a NE-SW de dobras na porção norte da área (fig. 12). Nesta porção da bacia, as isópacas são pouco espessas, enquanto ao sul as dobras ocorrem alinhadas N-S, controladas pela inversão cinemática das falhas lítricas. No extremo nordeste da área ocorrem as menores espessuras de sedimento, podendo refletir o maior desenvolvimento de dobras se não consideramos grandes variações deposicionais. As maiores isópacas ocorrem no extremo norte da área, possivelmente relacionadas à deposição da cunha de vulcanoclásticas a partir do alto de Royal Charlotte (fig. 12).

O Neo-Eoceno é marcado por isópacas bem menos espessas, alinhadas, na porção norte da área, segundo um *trend* E-W de dobras ativas nesse período. Na parte sul, dobras N-S aparecem também ativas neste intervalo de tempo, apresentando a menor espessura de sedimentos, refletindo um possível soerguimento. Este se contrapõe ao soerguimento do Eoceno Médio que ocorre na porção norte. No Neo-Eoceno, o maior espessamento continua relacionado à deposição da cunha de vulcanoclásticas (fig. 12).

O período Pós-Eoceno apresenta dobras ativas com um alinhamento E-W a NE-SW bem marcado. Estas dobras mostram um escalonamento que sugere uma zona de transcorrência dextral de orientação NW-SE neste período. Ocorre erosão ou não deposição para dobras na região central neste tempo. No geral, as menores espessuras estão localizadas a leste, na porção mais distal. O maior espessamento continua relacionado possivelmente à deposição da cunha de vulcanoclásticas e/ou derrames vulcânicos no extremo norte, próximo a Royal Charlotte.

## análise da deformação contracional cenozoica

A restauração de cada horizonte sísmico que representa um período estratigráfico possibilitou construir uma evolução da deformação ao longo do Cenozoico. Mapas de deformação máxima (*strain*) obtidos em cada horizonte restaurado apresentam os fluxos de massa e a distribuição da deformação

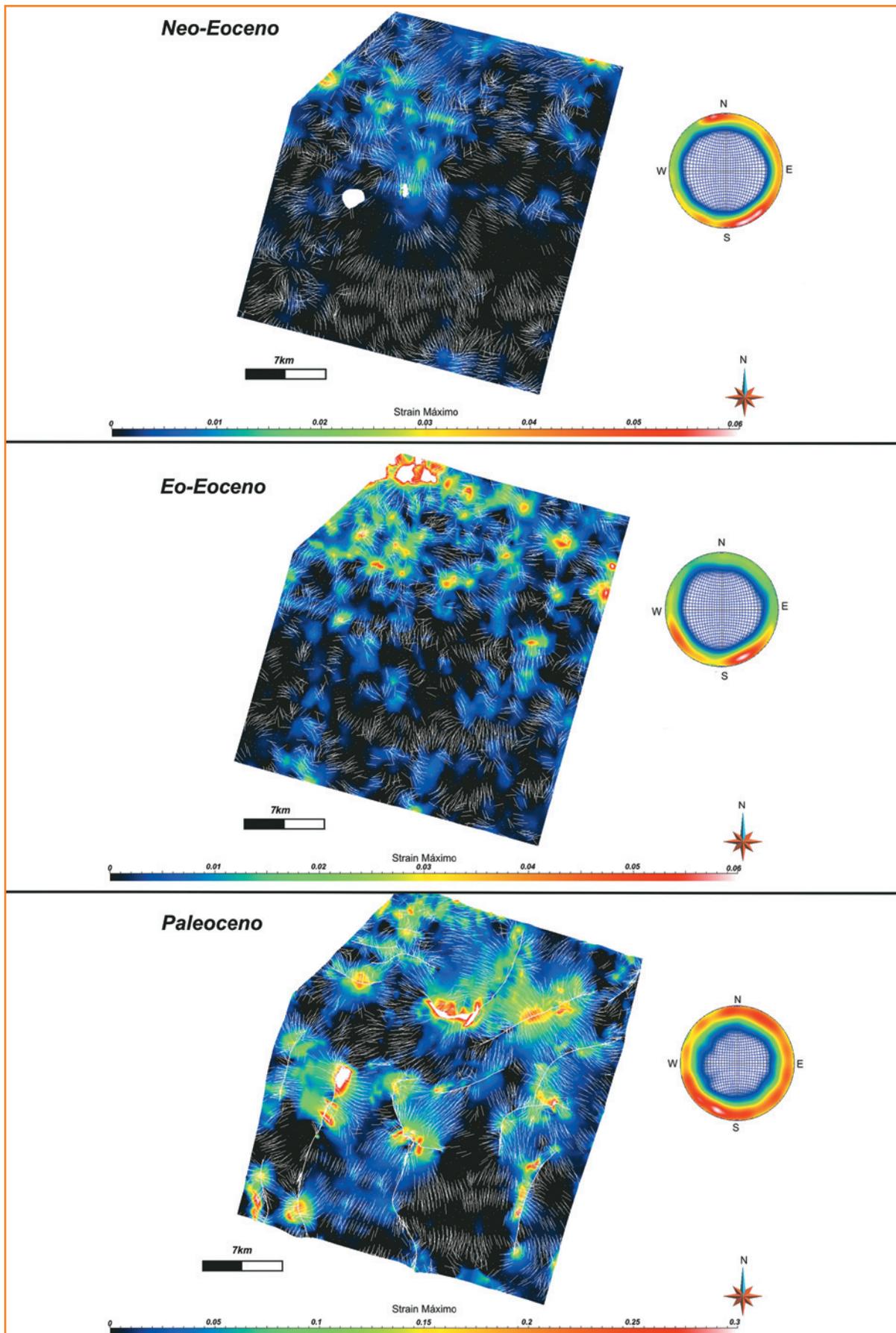
durante este período. Em associação a estes mapas foram compilados os vetores de máxima deformação, que mostram a orientação principal do eixo de maior deformação na bacia. Para as estruturas compressivas, este eixo corresponderia aproximadamente à direção de maior encurtamento da bacia.

Os mapas de *strain* máximo para os horizontes pré a sin-deformação cenozoica (Cretáceo e Paleoceno) são mostrados na figura 13. Estes horizontes são cortados principalmente por falhas reversas durante o Cenozoico. A maior deformação nestes períodos está claramente associada aos traços das falhas reversas. Os maiores valores de deformação ocorrem no centro e nas terminações das falhas, que na sua maioria são curvilíneas. A maior deformação (*strain*) está concentrada na porção central das falhas devido ao maior rejeito acumulado, enquanto que nas terminações ocorre dissipação da deformação. Zonas de interação entre duas falhas também apresentam altos valores de deformação. As zonas de dano (em azul, na fig. 13) são bem marcadas e acompanham os traços das falhas, se estendendo para alguns quilômetros.

A orientação do principal eixo de maior deformação para Cretáceo e Paleoceno é aproximadamente S10°W e um secundário de orientação N45°E a N80°E (ver diagramas de Wullf, com a densidade dos vetores de deformação, na fig. 13). Este eixo secundário pode estar relacionado à canalização da deformação cenozoica por estruturas preexistentes de orientação NE-SW que ocorrem principalmente no norte da área (fig. 13).

A deformação no Eoceno está distribuída de forma diferente dos períodos anteriores. No Eoceno, há menor quantidade de falhas e quase toda a deformação ocorre por dobramentos associados à propagação das falhas cegas (*fault-propagation folds*). Estas estruturas formam uma frente de dobramentos com vergência predominante para norte na porção setentrional da bacia, próximo (cerca de 32km) do alto vulcânico de Royal Charlotte (fig. 13).

No Eo-Eoceno, a deformação está distribuída em quase toda a área, com maior concentração na porção norte. Na porção sul, a deformação acompanha o alinhamento das dobras formadas a partir das falhas reversas N-S. A noroeste tem-se a porção mais deformada, com valores crescentes no extremo noroeste. A direção de maior deformação (encurtamento) deste período é S10°E, e secundariamente S60°W. Esta última pode ainda ser relacionada às estruturas preexistentes do Eo-Eoceno. Os valores atingem mais de 6% neste período (fig. 13).



**Figura 13**  
 Mapas de deformação (strain) para os horizontes restaurados do Paleoceno, Eo-Eoceno e Neo-Eoceno. O estereograma de Wulf representa as orientações dos vetores de máxima deformação (strain). Traços brancos dispostos em toda a área representam as direções de fluxo da deformação máxima para cada um dos intervalos de tempo. Neste período a deformação é principalmente resultado de dobras por propagação de falhas.

**Figure 13**  
 Strain Maps of horizons restored to Paleocene, Eo-Eocene and Neo-Eocene periods. The Wulf stereogram represents the orientations of the maximum vectors of deformation (strain). White lines arranged throughout the 3D area represent the strain flow directions for each of the time intervals. At this time the deformation is mostly the result of fault propagation folds.

No Eoceno Médio, a deformação se concentra na porção noroeste da área. Ao sul nota-se uma diminuição de *strain* na parte distal. Observa-se um alinhamento noroeste, aparentemente radial a partir do extremo noroeste. Embora haja pequenas variações, no Eoceno Médio o *strain* é predominantemente orientado segundo o *trend* S10°E. No Eoceno Médio as deformações chegam a 5% (fig. 13).

No Neo-Eoceno, tem-se uma distribuição de *strain* muito parecida com a do período anterior. Os baixos valores de *strain* para este período podem indicar o arrefecimento da deformação cenozoica. Este horizonte por vezes é cortado por dobras sotopostas (regiões sem dados no mapa), de períodos anteriores de maior deformação. A direção de maior deformação é aproximadamente S10°E, seguindo o comportamento do regional da bacia. Os incrementos da deformação são menores que 4% neste período (fig. 13).

## evolução cenozoica da Bacia de Cumuruxatiba

### Paleoceno (65,5-55,8 Ma) - início da deformação cenozoica

A inversão cinemática neste período é pouco expressiva, mantendo o registro da assinatura pré-paleocênica, caracterizada por falhas lítricas com *rollovers* associados e formação de jangadas albianas devido à grande acomodação de rejeito normal destas falhas (fig. 13). O sal é o agente controlador para formação destas estruturas e induz descolamento relacionado às falhas normais. No Paleoceno inicia-se a inversão cinemática das falhas lítricas normais, observadas em alguns *rollovers* marcados no topo do Cretáceo. Esta inversão cinemática é caracterizada pelo crescimento de seção cretácea e formação incipiente de estruturas em arpão. Não há inversão do rejeito normal das falhas (figs. 4, 5 e 6).

O sal se dispõe na forma de diápiros ou almofadas nos blocos altos das falhas lítricas. A ausência de seção albo-cenomaniense na porção norte da linha 206 restaurada (fig. 5) devido à ausência de seção albo-cenomaniense na porção norte resulta em maior espessura de sal após a restauração. Isto pode denotar que houve aumento na sobrecarga sedimentar, ocasionando o escape do sal para fora da seção entre o Eoceno Médio e o Neo-Eoceno. Na linha 209 ocorrem domos de sal na porção central. O sal age também ativamente na deformação das jangadas albo-cenomanienses, provocando o

dobramento, soerguimento e, em alguns casos, o processo de inversão cinemática. A partir do Eoceno, o gatilho para o deslocamento seria a sobrecarga das frentes de empurrão, que têm alinhamento E-W a SW-NE. Como as frentes de empurrão e dobras não produzem um diferencial de sobrecarga tão grande quanto às do crescimento sedimentar associado a falhas lítricas, as calhas são menos profundas e os diápiros são menores (figs. 4 a 7).

A configuração Pré-Paleoceno representada por um *trend* aproximadamente N-S de falhas lítricas controla o início da deformação contracional cenozoica, porém, como se verá a seguir, durante o Eoceno as frentes de dobras se reorientam para aproximadamente E-W, seguindo paralelamente às bordas dos altos vulcânicos adjacentes.

### Eo-Eoceno (55,8-48,6 Ma) - aumento e pico da deformação cenozoica

O Eo-Eoceno é o período de maior encurtamento das seções, com exceção da linha 208, onde ocorre um pulso mais importante do Oligo-Mioceno ao Neógeno (fig. 9B). A deformação neste período tem como característica principal dobras por propagação de falhas (fig. 4) bem desenvolvidas próximas (<100km) dos altos vulcânicos com orientação aproximadamente E-W na porção setentrional da bacia. O deslocamento é observado no sal, podendo ocorrer no topo do Albo-Cenomaniense. A halocinese contribui na formação de *pop-ups*, a partir de retroempurrões associados às dobras por propagação de falhas (figs. 4 a 6). Neste tempo as falhas apresentam pequeno (<1km) rejeito reverso. Em alguns casos não ocorre rejeito reverso, apenas diminuição do rejeito normal com formação de dobras e estruturas em arpão. Estas estruturas se desenvolvem principalmente na zona central da bacia.

Algumas dobras afloram no Eo-Eoceno, principalmente na zona próxima dos altos vulcânicos (figs. 4 a 6). A linha sísmica 207 apresentou basculamento da seção cerca de 1,6° para norte. Isto pode representar uma variação do relevo estrutural na porção central da bacia. Nesta linha é visto o desenvolvimento de duas frentes de empurrões com vergência para sul. O deslocamento é maior nas seções mais superiores do que na seção albo-cenomaniense. O descolamento das falhas ocorre no topo ou dentro do sal. As falhas são de baixo a médio ângulo, por vezes no topo do Albo-Cenomaniense, possivelmente representado por margas, que parecem ter atuado como uma superfície de descolamento secundário.

### Eoceno Médio (48,6-37,2 Ma) - continuação da deformação cenozoica

O Eoceno Médio é marcado pela inversão cinemática da maioria das falhas e pelo desenvolvimento de dobras por propagação de falhas. As falhas lístricas com crescimento sedimentar do Cretáceo já apresentam estruturas em arpão bem definidas (figs. 4 a 6). As jangadas albo-cenomanianas da fase distensional se apresentam limitadas por falhas inversas ou dobradas. O sal está alocado no bloco baixo das falhas reversas, abaixo de estruturas de *pop-up* ou no centro das dobras das jangadas albo-cenomanianas. Algumas dobras e *pop-ups* (figs. 4 a 6) afloram nesta idade. Onde é possível observar triângulos de deformação formados na interseção das dobras com vergências opostas com orientação NE-SW a E-W (fig. 12). As frentes de empurrões mostram rejuvenescimento *forward* até o Eoceno Médio e não atingiram o fundo do mar neste período. A linha 207 mostrou um basculamento incipiente para norte, com desenvolvimento de frentes de empurrão atrás das anteriores com vergência para norte. As frentes de empurrão mais antigas mostram o grande deslocamento da seção albo-cenomaniana, enquanto as mais novas têm maior amplitude e tamanho de charneira. Também ocorre descolamento em patamares dentro da seção do Cretáceo Superior, possivelmente a partir de folhelhos.

### Neo-Eoceno (37,2-33,9 Ma) - arrefecimento da deformação cenozoica

Os estratos do Neo-Eoceno acumulam grande parte da deformação cenozoica e mostram dobras bem desenvolvidas com vergência para o centro da bacia. O transporte de massa fica bem evidenciado neste sentido. O sal tende a ser mais espesso no centro da bacia (figs. 4 a 6). A base do sal (base estrutural da deformação) apresenta arqueamento na parte central. Muitas dobras afloram neste período tanto nas bordas, como no centro da bacia. A deposição dos sedimentos desta idade já encontraria calhas bem desenvolvidas e profundas nas frentes de empurrões e calhas suaves nas porções posteriores. Este relevo estrutural sin-deformação cenozoica deve ter controlado a deposição dos sedimentos siliciclásticos e vulcânicos (estes últimos principalmente nas bordas da bacia).

A linha 207 apresentou o desenvolvimento das charneiras no Neo-Eoceno mais próximas das bordas segundo o modelo *backward*. As outras seções restauradas (206, 208 e 209) tendem a seguir este

mesmo padrão com as charneiras das dobras ativas próximas às bordas da bacia (figs. 4 a 6).

### Pós-Eoceno (33,9 - presente) - final da deformação cenozoica

Durante o Oligoceno (33,9-23,0 Ma), a deformação é pequena quando comparada aos outros períodos de deformação. A linha 206 (fig. 5) exemplifica a deformação neste período, onde as dobras e falhas reversas mantêm o estilo similar ao do Eo-Eoceno apesar da menor sobrecarga neste período. Algumas dobras não atingem os sedimentos da seção Pós-Eoceno (figs. 5 e 6). Neste período ocorre a deposição da seção regressiva, marcada por canais submarinos, que erodem as charneiras das dobras formadas durante a deformação cenozoica. As dobras são abertas, de grande amplitude e espessamento da charneira. As falhas com rejeitos de centenas de metros colocam as seções albo-cenomanianas sobre sedimentos mais jovens do Cretáceo Superior.

## discussões

As restaurações regionais realizadas em linhas sísmicas 2D apresentam dados quantitativos alusivos à evolução desta deformação no Cenozoico. O encurtamento longitudinal total das seções neste período variou de 16% a 33%. Os menores valores se concentram nas linhas localizadas no centro da bacia. Cerca de 40% da deformação foi acumulada entre o Paleoceno e o Eo-Eoceno. No Eoceno ocorreu cerca de 35% do encurtamento, e o período Pós-Eoceno contribuiu com cerca 15% do encurtamento total. Os dados de taxa de deformação indicam que o pico de deformação ocorre no Eo-Eoceno e menor atividade tectônica no Eoceno Médio. Um novo aumento da taxa de deformação é registrada no Neo-Eoceno e, a partir de então, tem-se o arrefecimento da tectônica até o Pós-Eoceno (figs. 9 a 11).

A modelagem digital 3D revelou em mapa a geometria e o comportamento da deformação cenozoica na Bacia de Cumuruxatiba. O *trend* de dobras aproximadamente E-W que ocorre na parte norte da bacia apresenta grande variação de *strain* ao longo do *strike*. Esta variação é representada por inversões de polaridade das falhas e dobras formando zonas sintéticas e antitéticas com formação de triângulos de deformação. As falhas N-S herdadas da fase distensional exibem

terminações curvas que tendem para E-W. Estas terminações foram formadas durante a inversão cinemática com a subsequente propagação de dobras cenozoicas. A halocinese controla toda esta deformação através da formação de *salt-rollovers* associados a falhas. Não há formação de grandes diápiros relacionados a esta deformação. O sal seria mais espesso nos períodos iniciais da deformação. Nos estágios finais da deformação, o sal tende a se concentrar no centro da bacia, possivelmente em reposta à sobrecarga das rochas vulcânicas durante o Eoceno. (figs. 4 a 7)

A configuração Pré-Paleoceno representada por um *trend* aproximadamente N-S de falhas lítricas, herdado da seção rifte, controla o início da deformação contracional do Cenozoico. Porém, ao longo do desenvolvimento da deformação e vulcanismo de Abrolhos, este controle se torna insignificante. A partir do Eo-Eoceno (pico da deformação e magmatismo), as frentes de dobras são reorientadas predominantemente para NE-SW e E-W, com forte controle das bordas dos altos vulcânicos adjacentes (figs. 12, 13 e 14).

O comportamento das dobras ao longo do Cenozoico foi obtido através dos mapas de isópacas das seções sedimentares depositadas sin-deformação. Estas rochas servem como marcadores do período de ativação das dobras. As figuras 14 e 15 mostram as charneiras ativas em cada período, a direção do *strain* total máximo (direção de encurtamento) e o comportamento da taxa de deformação ao longo do tempo. É vista uma forte influência dos altos vulcânicos na estruturação das dobras. No Paleoceno ocorre um aumento brusco na taxa de deformação, e a inversão cinemática ocorre principalmente relacionada às terminações das falhas N-S. Neste período, o *strain* principal medido tem direção S-SW, e outro secundário SE (fig. 14).

Assumindo que a deformação das dobras é cilíndrica, a direção de *strain* corresponderia aproximadamente à direção principal da tensão (setas cinza nas figs. 14 e 15). Isto denota, dentro do contexto regional, o início do dobramento como resposta a primeiras atividades vulcânicas no alto de Royal Charlotte, ao norte (fig. 14). A deformação continua aumentando no Eo-Eoceno até atingir o pico máximo da deformação cenozoica. Este período é caracterizado por planos de falhas mais curvos e início da formação de dobras com eixos mais longos e contínuos de orientação NE-SW. Entrando no período Eoceno, a direção do *strain* principal muda quase 45°, agora para S-SE, e mantém um *strain* secundário próximo àquele do Paleoceno, ou seja, W-SW (fig. 14).

O Eoceno Médio é marcado pelo estabelecimento de grandes frentes de dobras. Estas aparentam uma geometria radial com ponto focal a NW e SE, dependendo do transporte de massa das dobras. A orientação do *strain* total máximo responde a isto com duas direções quase opostas. A direção principal se mantém S-SE, e a secundária em N-NW. Esta última pode ter como causa o início da influência da atividade vulcânica no alto de Sulphur Minerva a sudeste da área durante o Eoceno. Ainda neste período se inicia a formação de uma calha ao norte da área onde ocorrem derrames vulcânicos e a deposição de vulcanoclásticas de Royal Charlotte. A geometria das dobras neste período marca bem o encurtamento quase norte-sul que sofre a bacia durante a entrada das vulcânicas de Royal Charlotte e Sulphur Minerva (fig. 14).

O Neo-Eoceno é palco de uma reativação (aumento da taxa de deformação alcançado um pico intermediário). Neste período não ocorrem mais direções opostas de *strain* máximo, os *strains* têm direção média para S-SE. As dobras neste período são suaves, com padrão mais disperso, e uma grande calha preenchida por derrames vulcânicos/vulcanoclásticas aumenta em área na porção norte. Ambos os fatores estão controlados pelas atividades vulcânicas agora já bem estabelecidas de Royal Charlotte. (fig. 14).

O período Pós-Eoceno é caracterizado pelo arrefecimento da deformação, mostrado pela taxa de deformação e pela mudança no padrão cinemático das dobras. Neste período as dobras ocorrem com seus eixos escalonados à direita em um *trend* NW-SE, caracterizando uma cinemática transcorrente dextral (fig. 15). Isto pode ser interpretado como a fase final da deformação com o deslizamento lateral ocasionado pelo acúmulo de tensão em direções opostas, provenientes de Royal Charlotte, ao norte, e Sulphur Minerva, a sudeste. A maior atuação do Alto de Royal Charlotte poderia resultar em maior deslocamento de NW-SE, conduzindo ao escalonamento visto e, conseqüentemente, à cinemática dextral. Esta deformação também varia no eixo E-W, com as extremidades acumulando maior deformação (máximo de pouco mais de 30% de encurtamento) (ver gráfico na fig. 15).

## conclusões

Os estudos de restauração e modelagem estrutural realizados neste trabalho revelaram a ocorrência

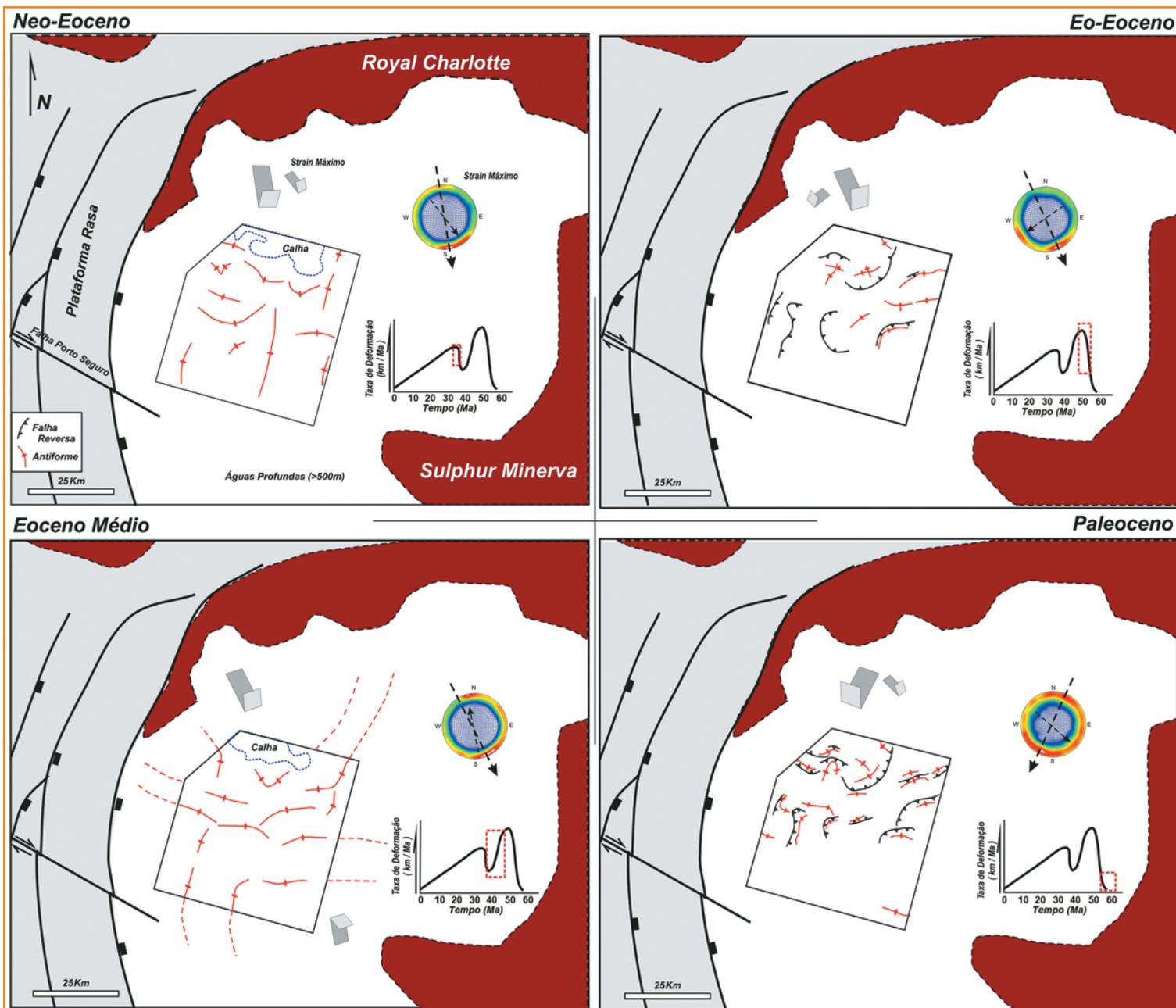


Figura 14 - Esquema mostrando mapas das estruturas ativas durante o Paleogeno na área modelada (polígono preto) na Bacia de Cumuruxatiba. Observar os altos vulcânicos adjacentes (Royal Charlotte e Sulphur Minerva), que funcionariam como gatilho para deformação cenozoica. No canto superior direito de cada quadro, o estereograma de Wullf representa as principais direções de *strain* (ressaltado pelas setas cinza). Logo abaixo, um gráfico com comportamento médio da taxa de deformação durante o Cenozoico, ressaltando cada período mostrado nos mapas. Ver discussões no texto.

Figure 14 - Frame maps showing active structures during the Paleogene times (3D modeled area as black polygon) in Cumuruxatiba basin. Observe the adjacent volcanic highs (Royal Charlotte and Sulphur Minerva) that would have acted as a trigger for Cenozoic deformation. On upper right corner of each frame, the Wullf stereogram presents main strain directions (highlighted by arrows in gray). Just below, a graph shows average behavior of strain rate during the Cenozoic, highlighting each period shown on the maps. See discussions in the text.

de uma inversão cinemática e contração na Bacia de Cumuruxatiba a partir do Paleoceno. Esta deformação é caracterizada por dobras abertas relacionadas a falhas reversas com alinhamento principal de E-W a NE-SW.

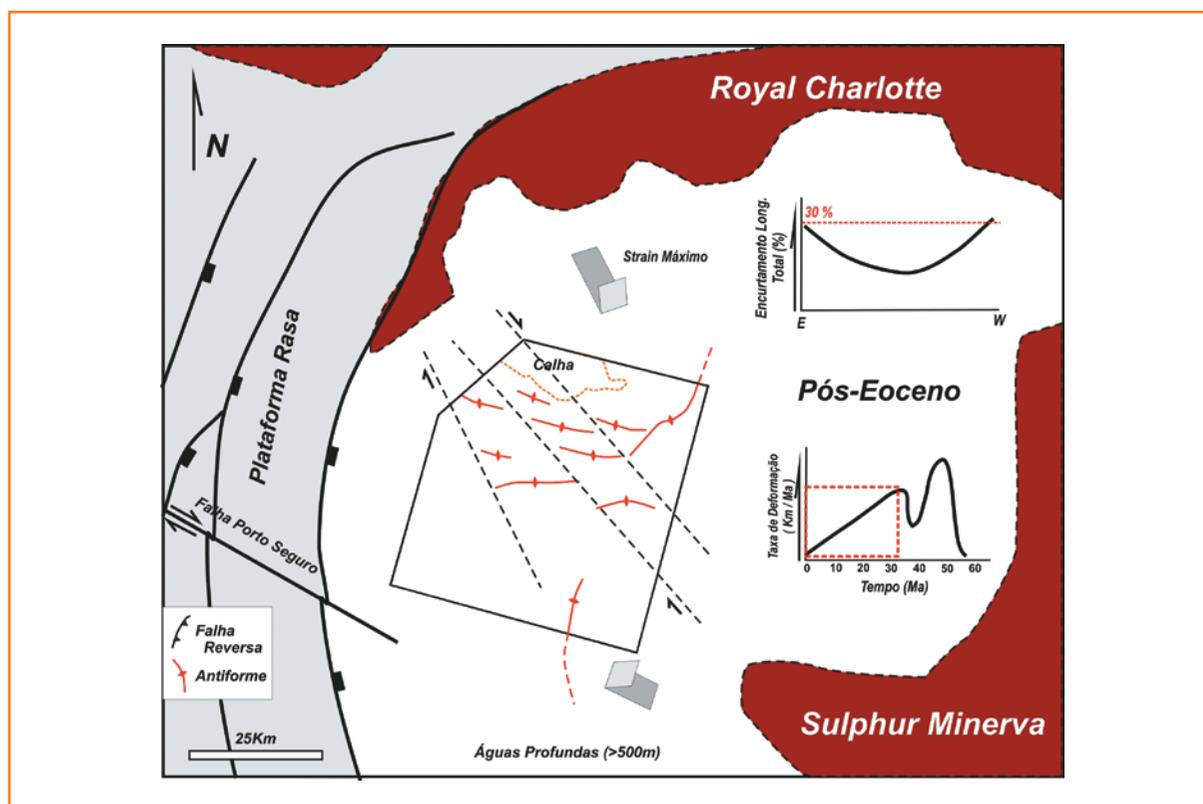
As rochas vulcânicas identificadas nas seções sísmicas são claramente sin-deformação cenozoica, ocorrendo majoritariamente de forma concordante como derrames. Já na seção pré-deformação cenozoica

Figura 15

Mapa esquemático mostrando as estruturas ativas durante o período Pós-Eoceno na área modelada (polígono preto) na Bacia de Cumuruxatiba. No canto superior direito, o gráfico representa o comportamento do encurtamento longitudinal em um perfil E-W na bacia, com valores máximos atingindo 30% nas extremidades. Logo abaixo, um gráfico com comportamento médio da taxa de deformação durante o Cenozoico na bacia, ressaltando o período mostrado no mapa. Ver discussões no texto.

Figure 15

Schematic map showing active structures during the Post-Eocene times (3D modeled area as black polygon) in Cumuruxatiba basin. On upper right, the graph presents the longitudinal shortening in the EW profile in throughout basin, with maximum values reaching 30%. Just below, a chart with average behavior of strain rate during the Cenozoic basin, emphasizing the period shown on the map. See discussions in the text.



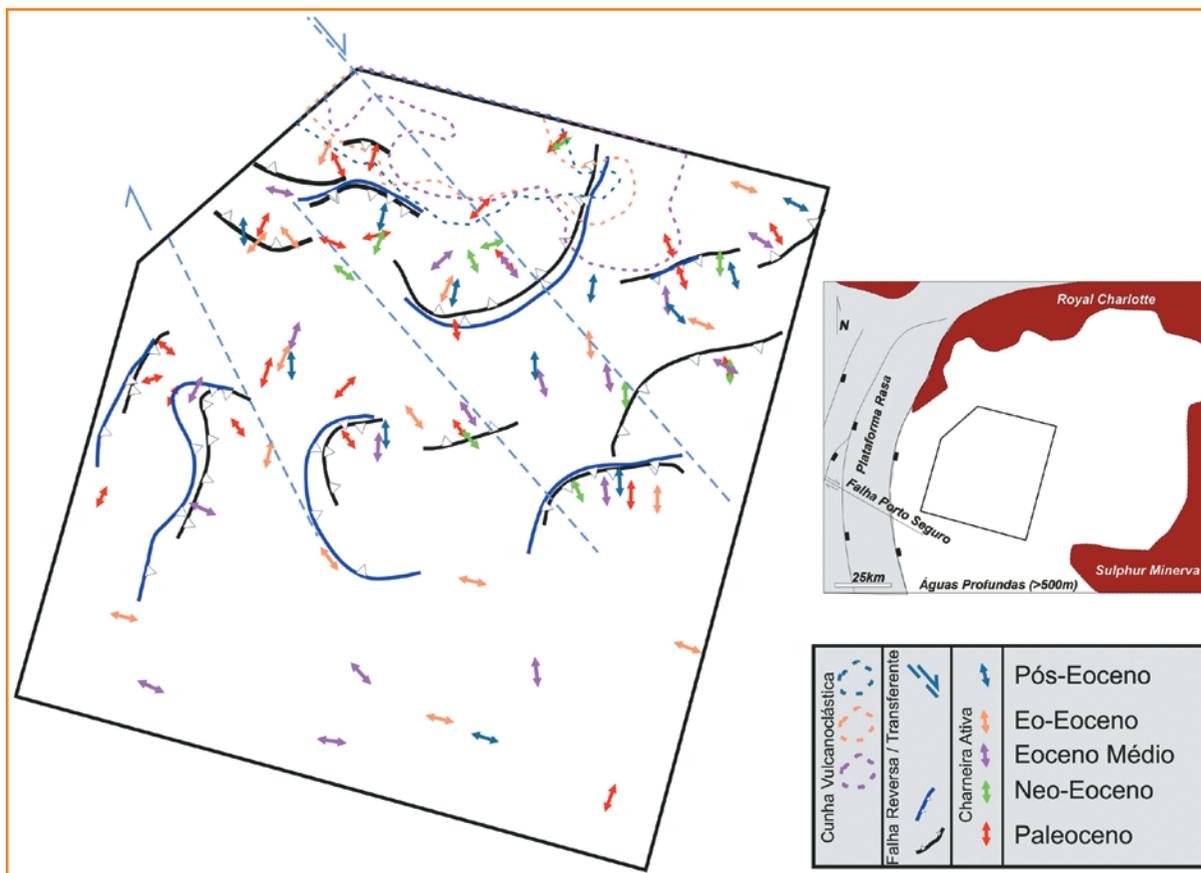
(seção cretácea), as rochas vulcânicas se apresentam principalmente de forma discordante, como diques e soleiras, apesar de não ter sido possível observar uma clara sistemática de corte que pudesse estabelecer uma relação temporal geral das diversas vulcânicas com a deformação cenozoica. As rochas vulcânicas ocorrem nitidamente ligadas às falhas reativadas, servindo como conduto até se depositarem como derrames de vulcânicas/vulcanoclásticas durante a formação das dobras. Vulcânicas encaixadas em rochas mais antigas do Cenozoico (p. ex. no Paleoceno) ocorrem também dobradas por eventos mais novos e mostram formas circulares em mapa.

Aliados a estas observações, estudos de modelagem física em área análoga na Bacia do Espírito Santo (Guerra, 1989) já demonstraram que a deposição de derrames vulcânicos/vulcanoclásticas pode causar uma sobrecarga suficiente para dar o gatilho à movimentação halocinética que formaria, basicamente, estruturas semelhantes às observadas neste trabalho. Os dados obtidos das restaurações e modelagens digitais realizadas neste trabalho podem servir como parâmetros de contorno para modelagens físicas futuras na Bacia de Cumuruxatiba ou análogas.

Conclui-se que derrames vulcânicos ou a deposição de vulcanoclásticas seriam o principal fator de iniciação e de propagação da inversão cinemática e contração que

ocorre em águas profundas na Bacia de Cumuruxatiba durante o Cenozoico. Esta inversão ocorre em vários pulsos em um padrão complexo, resultante principalmente da implantação do vulcanismo de Abrolhos nos bancos/altos de Royal Charlotte e Sulphur Minerva, ao norte e a leste da bacia, respectivamente. Nota-se que algumas dobras são ativas somente em um período ao longo do Cenozoico (principalmente na porção sul da área modelada), enquanto outras são reativadas em diversos momentos (fig. 16).

O modelo estrutural tridimensional também caracteriza melhor a geometria das estruturas e, junto com a restauração, pode dar indicações do período no qual as falhas poderiam ser selantes ou condutoras de hidrocarbonetos. Áreas com grandes valores de dilatação também podem ajudar na identificação de áreas com maior índice de fraturamento em carbonatos albianos. A análise destas informações é de grande relevância para a escolha de prospectos para exploração de petróleo. Sabendo-se que já existe um sistema petrolífero ativo na Bacia de Cumuruxatiba, cuja rocha geradora é de idade albiana (campo descoberto em água rasa), o entendimento do sincronismo entre o desenvolvimento das dobras e suas reativações (trapas estruturais) e o pico de geração levaria à escolha de prospectos de menor risco exploratório (fig. 16).



**Figura 16**  
Mapa esquemático mostrando a sobreposição das estruturas ativas (charneiras e falhas) em diversos períodos durante a deformação cenozoica na área modelada (polígono preto) na Bacia de Cumuruxatiba. Notar que algumas dobras são reativadas durante vários períodos. Algumas apresentam migração de sua frente de dobras. Quadro no canto direito mostra a localização da área (polígono) no contexto dos altos vulcânicos adjacentes.

**Figure 16**  
Schematic map showing the overlapping of active structures (faults and hinges) in different periods during the Cenozoic deformation (3D modeled area as black polygon) in Cumuruxatiba basin. Note that some folds are reactivated during several periods. Some folds had migration fold-belt front over time. Framework on the right shows the location of the area (polygon) in the context of adjacent volcanic highs.

## agradecimentos

Os autores agradecem à Petrobras pela liberação dos dados sísmicos e de poços, bem como ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN) pelo apoio na realização deste trabalho.

## referências bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M. P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 26, n. 3, p. 125-138. jun.1996.

ASMUS, H. E. Geotectonic significance of Mesozoic-Cenozoic magmatic rocks in the Brazilian continental margin and adjoining emerged area. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO GEOLOGIA, 5., Buenos Aires,

1982. **Actas...** Buenos Aires: Serviço Geológico Nacional, 1982. p. 761-779.v. 3

CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; DAYAN, H. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: classificação e mecanismos de intrusão. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 7, n. 1-4, p. 57-91. jan./dez. 1993.

CORDANI, U. G. Idade do vulcanismo no oceano Atlântico Sul. **Boletim do Instituto de Geociências e Astronomia**, São Paulo, v. 1, p. 1-80. 1970.

CHANG, H. K.; BENDER, A. A.; KOWSMANN, R. E; MELLO, U. T. Origem e evolução termodinâmica de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Eds.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. 205 p.

CHAW, J. H.; CONNORS, C.; SUPPE, J. **Seismic interpretation of contractional fault-related folds**: and AAPG Seismic Atlas. New York: American Association of Petroleum Geologists, 2005. 156 p. (Studies in Geology, v. 53).

- FERREIRA, T. S. **Análise estrutural da deformação cenozoica na Bacia de Cumuruxatiba**. 2010. 127 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2010.
- GONTIJO, R. C. **Estratigrafia de sequências da plataforma carbonática do Terciário da Bacia de Cumuruxatiba (Bahia, Brasil):** integração de múltiplas técnicas de análise estratigráfica. 1996. 345 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.
- GUERRA, M. C. M. **A Estruturação da Bacia do Espírito Santo por halocinese e influência de vulcanismo de Abrolhos**. 1989. 140 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1989.
- GROSHONG, R. H. **3-D structural geology: a practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation**. 2. ed. New York: Springer. 2006. 400 p.
- HIGGINS, S.; DAVIES, R. J., CLARKE, B. Antithetic fault linkages in a deep water fold and thrust belt. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 29, n. 12, p. 1900-1914. Dez. 2007.
- INDA, H. A. V.; BARBOSA, S. F. **Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, escala: 1: 1.000.000**. Salvador: Secretaria das Minas e Energia. Coordenação da Produção Mineral, 1978. Mapa geológico.
- MITRA, S. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 74, n. 6, p. 921-945, June 1990.
- MIZUSAKI, A. M. P.; MOHRIAK, W. U. Sequências vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, Cabo Frio. **Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. p. 468-469. v. 2
- MIZUSAKI, A. M. P., ALVES, D. B., CONCEIÇÃO, J. C. J. Eventos magmáticos nas bacias do Espírito Santo, Mucuri e Cumuruxatiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. **Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG, 1994. p. 566-568.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; CESERO, P. Ages of the magmatism and the opening of the South Atlantic ocean. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 25, n. 1, p. 47-57. jan./jun. 1998.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, New York, v. 15, n. 2, p. 183-198, June 2002.
- MOHRIAK, W. U.; PAULA, O.; SZATMARI, P.; SOBREIRA, J. F.; PARSONS M.; MACQUEEN, J.; UNDLI, T. H.; BERSTAD, S.; WEBER, M.; HORSTAD, I. Volcanic provinces in the eastern brazilian margin: geophysical models and alternative geodynamic interpretations. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., 2003. Rio de Janeiro. **Anais...** São Paulo: SBGf, 2003.1 CD-ROM.
- MOHRIAK, W. U. Interpretação geológica e geofísica da Bacia do Espírito Santo e da região de Abrolhos: petrografia, datação radiométrica e visualização sísmica das rochas vulcânicas. **Boletim Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 133-142, nov. 2005/maio 2006.
- NEMCOK, M.; SCHAMEL, S.; GAYER, R. A. (Eds.) **Thrustbelts: structural architecture, thermal regimes and petroleum systems**. New York: Cambridge University Press, 2009. 294 p.
- PARSONS, M.; MACQUEEN, J.; UNDLI, T. H.; BERSTAD, S.; HORSTAD, I. A tale of three methods: volcanics in the Abrolhos bank, Brazil. In: SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS INTERNATIONAL EXPOSITION AND ANNUAL MEETING, 2001, San Antonio, Texas. **Abstract...** Texas: SEG, 2001. p. 52-53.
- RODOVALHO, N.; GONTIJO, R. C., SANTOS, C. F., MILHOMEM, P. S. Cartas estratigráficas: Bacia de Cumuruxatiba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p.490, nov. 2007.
- SOBREIRA, J. F. F.; FRANÇA, R. L. Um modelo tectono-magmático para a região do Complexo Vulcânico de Abrolhos. **Boletim de Geociências Petrobras**, v. 14, n.1, p. 143-147. nov. 2005/maio 2006.
- SZATMARI, P.; MOHRIAK, W. U. Plate model of post-breakup tectono-magmatic activity in SE Brazil

and the adjacent Atlantic. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Anais...**, Gramado: SBG/Núcleo Rio Grande do Sul, 1995. p. 213-214.

SUPPE, J. Geometry and kinematics of fault-bend folding. **American Journal of Science**, v. 283, n. 7, p. 684-721, Sept. 1983

THOMAZ-FILHO, A.; MIZUSAKI, A. M. P.; MILANI, E. J.; CESERO, P. Rifting and magmatism associated with the South America and Africa break up. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 17-19, mar. 2000.

THOMAZ-FILHO, A. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do

petróleo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, p. 128-137, jun. 2008. Suplemento.

## webgrafia

FERREIRA, T. S.; ARAÚJO, M. N. C.; SILVA, F. C. A. The Abolhos Magmatism as a Trigger for Cenozoic Deformation in Cumuruxatiba Basin, Brazil. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2012, Long Beach, California. **Extended Abstract...** Tulsa: AAPG, 2012. Disponível em: <[http://www.searchanddiscovery.com/documents/2012/30232ferreira/ndx\\_ferreira.pdf](http://www.searchanddiscovery.com/documents/2012/30232ferreira/ndx_ferreira.pdf)>. Acesso em: 22 nov. 2012.

## expanded abstract

The Cumuruxatiba basin is located in the southern coast of Bahia State in northeastern Brazil. This basin was formed in a distensional setting, with rifting and a subsequent thermal phase during Neocomian to Late Cretaceous. During the Cenozoic, the Arolhos magmatism peaks occurred during the Paleocene and Eocene. In this period, there was a kinematic inversion in the basin represented by folds related to reverse faults. Structural restoration of regional 2D seismic sections revealed that most of the deformation was concentrated at the beginning of Cenozoic time with the peak in Eo-Eocene. The Post-Eocene has been marked by a decrease of strain rate to the present. The post-rift section, the object of the present study, is controlled by salt tectonics as a result of the onset of thermal subsidence of sedimentary basin and volcanic overload. The listric faults, rollovers and diapiric salt occur mainly in response to high sedimentation rate from Albian to Maastrichtian (Gontijo, 1996). In Cenozoic times, the overload of Arolhos magmatism associated with thick shale section of Urucutuca Formation resulted in salt-tectonic reactivation of listric faults as reverse faults and drag folds. As a result, the peaks and troughs that were generated conditioned the distribution of siliciclastic sediments reaching the basin (Gontijo, 1996).

The 3D structural modeling revealed a fold belt (trending E-W to NE-SW) accommodating the deformation between the Royal Charlotte and Sulphur Minerva volcanic highs. The volcanic eruptions resulted in a differential overburden on the borders of the basin acting as the trigger for halokinesis. Consequently, the deformation tends to be higher in the edges of the basin. The volcanic rocks occur mainly as sills in the syn-tectonic sediments showing deposition coeval with deformation. The Cenozoic magmatism is represented by basalts, diabase, and several volcanoclastic rocks, such as hyaloclastites, tuffs, and breccias. These lithologies show a complex magmatism due to association of explosive, subaerial, and subaqueous deposits. The Arolhos magmatism occurred as several pulses between 37 and 59 Ma that deformed the sedimentary section as well as the earlier formed volcanic-sedimentary sequences (Conceição et al., 1994). The 3D structural model shows the folds developed by the propagation of faults (fault-propagation folds) as key structures in the Cenozoic deformation. They occur along reactivating trends (N-S) listric normal fault trend or as new Cenozoic faults that

show curvi-planar geometry. The Cenozoic faults are predominantly oriented EW to NE-SW, perpendicular to oblique to the trend of extensional phase. Some transfer zones were reactivated in Cenozoic. There is a predominance of a mass transport toward the north. In some sectors of the basin, it is possible to characterize a local change of fault polarity like a flip-flop. Such change is also accompanied by a change of vergence, which sometimes provides the formation of triangular areas. Halokinesis is the main process associated with the formation of faults and folds in the Cumuruxatiba basin. The movements of salt were due to variations in loading that initiated the formation of structures during the Paleocene. The trigger for salt tectonics was associated with flows or eruptions from Arolhos magmatism which began in the Paleocene period and had main pulses during Eocene times, resulting in regional movement of salt towards the center of the basin. The central portion of the basin presents large salt diapirs, in some cases associated with detachment folds and pop-ups filling-in the low blocks of thrust fronts. Variations in the geometry of the salt top can be analyzed by the structural restoration of the 3D model. Such variations are illustrated with maps that show two N-S trends, which have developed since the Cretaceous. During the Eocene, E-W and NE-SW diapiric salt trends also developed. The N-S trend is associated with listric faults of the Albian rifting phase. The E-W and NE-SW salt diapir trends that developed from Eocene onward show strong relation to reverse faults and folds that have developed during the Cenozoic.

Data analysis from four regional 2D sections was performed to characterize the Cenozoic deformation over a period of time in the Cumuruxatiba basin. This analysis also shows the relation between the Arolhos and Royal Charlotte high magmatic and Cumuruxatiba basin. Deformation started in the Paleocene. The greatest shortening obtained in the restored sections was observed in the Eocene section (here divided into early, middle and late). In Post-Eocene, the deformation decreased. There was a concentration of deformation in the period from 30 to 55 Ma. The section 209 shows linear shortening up to 110 km. In sections 206 and 208, the shortenings are around 70 km (72.3 and 78.5 km, respectively). The strain rate (the amount of longitudinal shortening divided by the time horizon) has significant variation throughout the basin and over time. The strain rate from Paleocene to Eo-Eocene increases until the peak of contractional deformation in the Cenozoic. The variation of strain rate over time in restored sections presented two

peaks of maximum deformation, in the early and late Eocene (34 to 48 Ma) between a period of lower deformation, which corresponds to the middle Eocene. After the Eocene (30 Ma), the strain rate gradually decreased until the present. In addition, it denotes the cooling associated with the deformation in the Cumuruxatiba basin after the Eocene times. Moreover, cumulative shortening of the sections during the Cenozoic ranging from 16 to 33% in sections, with the highest values located in the proximal and distal portion of the basin, respectively. The central part of the Cumuruxatiba basin would have accommodated less deformation than near to the edges of the basin. Isopach maps from Paleocene and Eo-Eocene sections revealed that major variations in the sediment thickness are related to the beginning of the formation of fault-propagation folds. In the southern portion of the basin, some reverse faults were reactivated as spoon-shaped from the tips of normal listric faults. The strain maps obtained from each restored horizon were related to maximum strain vectors in order to show strain behavior over time in the study area. The highest strain values are concentrated in the center and edges of the faults, which are mostly curved. Moreover, the strain concentration in the center of the fault displacement and extent may be related to the cumulative largest throw, while the terminations are related to dissipation of the strain at the tip. Areas of interaction between two faults, as triangular zones, also show high strain values where damage zones are well marked and followed by the fault traces for several kilometers. The orientation of the maximum strain axis since Cretaceous to Paleocene is approximately S10W, coinciding with orientation of 2D regional restored seismic sections. Also noticed is a secondary strain axis with orientation N45E to N80E, in Paleocene and Cretaceous times, respectively. Such secondary axis may be related to interference of Cenozoic deformation structures by pre-existing NE-SW orientation that occurs mainly in the northern area.

Regional 2D seismic that were restored present quantitative data of this Cenozoic deformation. The shortening of the total longitudinal sections in this period ranged from 16% to 33%. The lowest values are concentrated in the restored lines located in the center of the basin. About 40% of strain was accumulated between the Paleocene and Eo-Eocene. In the late Eocene and Post-Eocene period about 35% and 15% of total shortening occurred, respectively. The strain rate data indicate that the maximum strain peaks occurred in the Eo-Eocene and Neo-Eocene. After that there was a decrease in the deformation, probably related to the cooling. The 3D digital modeling revealed E-W folds trends in the northern part of the basin that show a wide variation of strain along the strike. This variation is represented by reverse polarity of the folds and faults (synthetic and antithetic) forming triangular zones. The NS trend was strongly controlled by contractional deformation of fault-propagation folds in the Cenozoic. Salt tectonics controls all this deformation, forming also large diapirs. In the final stages of Cenozoic deformation, the salt was concentrated in the center of the basin, possibly in response to overload of magmatic rocks during the Eocene.

The Abrolhos magmatism was the main factor of activation and propagation of salt tectonics that occurred in the Cumuruxatiba basin during the Cenozoic. These salt movements resulted in a contractional deformation forming fault-related folds that occurred in several pulses forming a complex pattern resulted from magmatic activities from Royal Charlotte and Sulphur Minerva highs, in north and east of the basin, respectively. There is an active petroleum system with Albian source rock in Cumuruxatiba basin for oilfields discovered in shallow water. In that way, knowledge of the timing of fold development is fundamental to the understanding of structural traps for hiperpicnites sandstones deposited in regressive section (Urucutuca Formation) during Late Cretaceous and Cenozoic times.

## autores



**Talles Souza Ferreira**  
E&P Exploração  
Interpretação e Avaliação das Bacias da  
Costa Leste  
Gerência de Interpretação

[tallesferreira@petrobras.com.br](mailto:tallesferreira@petrobras.com.br)

**Talles Souza Ferreira** graduado em Geologia (2004) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), onde em seguida ingressou na pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, trabalhando em projetos de pesquisa nas bacias de Sergipe-Alagoas e Tucano. Na Petrobras desde 2006, atua na interpretação e avaliação de oportunidades exploratórias na margem nordeste do Brasil. Ainda em 2006, formou-se especialista em Análise de Bacias pela Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ). Em 2010, obteve o título de Mestre em Geodinâmica pela UFRN. É consultor em Exploração e como especialista em tectônica de bacias tem se dedicado ao entendimento da evolução geodinâmica das bacias da margem nordeste do Brasil.



**Mário Neto Cavalcanti de Araújo**  
Centro de Pesquisas da Petrobras (Cenpes)  
P&D em Geociências  
Gerência de Geologia Estrutural e Geotectônica

[mario\\_araujo@petrobras.com.br](mailto:mario_araujo@petrobras.com.br)

**Mário Neto Cavalcanti de Araújo** graduado em Geologia (1998) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) obteve o título de Doutor em Geodinâmica e Geofísica pela mesma instituição em 2001. Em 2003, concluiu seu pós-doutoramento no Instituto de Geociências da Unicamp, ingressando em novembro do mesmo ano na Petrobras como geofísico. Desde 2004 é pesquisador do Centro de Pesquisas da Petrobras (Cenpes), sendo especialista em Geologia Estrutural e Geotectônica, com ênfase em interpretação estrutural, modelagem estrutural sísmica e validação geométrica e cinemática de estruturas complexas com métodos computacionais.

Coordenador de vários projetos de pesquisa tem atuado desde a escala de reservatório, auxiliando na predição de zonas fraturadas e compartimentação tectônica de reservatórios complexos, até a escala de bacias em projetos de investigação e adequação dos modelos de evolução de margens rifteadas para as bacias da margem continental brasileira. Tem como interesses científicos os processos de afinamento litosférico e seus impactos na distribuição de sedimentos e segmentação de margens continentais. Como consultor interno, atua na formação de novos geólogos e geofísicos, ministrando cursos na Universidade Petrobras e dando suporte aos intérpretes nos seus trabalhos de mapeamento sísmico. Colabora com diversas universidades do País, ministrando cursos e orientando alunos de pós-graduação.



**Fernando César Alves da Silva**  
Universidade Federal do Rio Grande do  
Norte (UFRN)  
Programa de Pós-Graduação em  
Geodinâmica e Geofísica (PPGG)

[fernando@geologia.ufrn.br](mailto:fernando@geologia.ufrn.br)

**Fernando César Alves da Silva** trabalhou com prospecção aurífera na DOCEGEO e obteve o grau de Doutor pela Université d'Orléans, França (1994). Foi professor visitante na Universidade Federal da Bahia (UFBA) e em 1997 retornou à UFRN, onde é professor titular. Suas áreas de atuação incluem análise estrutural de terrenos cristalinos e bacias sedimentares e modelagem física analógica de estruturas geológicas.