

CAPÍTULO 9

Balanceamento de Seções Estruturais do Campo de Xaréu

O balanceamento de seções geológicas transversais constitui uma ferramenta bastante poderosa para complementar a descrição e interpretação de estruturas tectônicas, especialmente no tocante a falhas e dobras. A técnica permite quantificar a deformação em uma determinada região (como em bacias sedimentares, por exemplo), complementando a compreensão quanto a sua evolução tectônica, fato que é de grande valia exploratória. Embora seja mais usual aplicar o balanceamento a seções, também é possível utilizá-lo em mapas estruturais (em ambos os casos trabalha-se em duas dimensões), ou, ainda, em um ambiente tridimensional, empregando dados provindos de levantamentos sísmicos 3D, ou da interpolação, através de várias seções 2D, de falhas e horizontes. O propósito básico da técnica de balanceamento de seções geológicas é o de testar a confiabilidade geométrica de uma interpretação tectono-estratigráfica, de modo a validar (ou não) sua configuração final. As transformações mais simples do procedimento podem ser efetuadas manualmente; no entanto, em situações mais complexas que necessitem, por exemplo, a descompactação de pacotes sedimentares ou compensações isostáticas, é preciso lançar mão de programas computacionais baseados em algoritmos específicos.

Embora seja uma ferramenta de importante aplicação, o balanceamento de seções geológicas é relativamente pouco difundido no Brasil fora da chamada "Indústria do Petróleo", que concentra a quase totalidade dos trabalhos até então desenvolvidos neste tema. A técnica tem sido utilizada particularmente por geólogos e geofísicos da PETROBRAS, onde é divulgada por meio de relatórios e informativos internos à empresa (Azambuja & Rostirolla 1992 e Galvão 1993, por exemplo). Muito poucos são os trabalhos disponibilizados ao domínio público (Rostirolla & Galvão 1995 e Fernandes *et al.* 1996). Apenas recentemente a ferramenta teve seu emprego demonstrado no âmbito de universidades públicas no País, por meio de algumas poucas dissertações de mestrado (Peraro 1998; Fernandes 2001), também desenvolvidas por profissionais da PETROBRAS. Tal fato pode ser explicado graças ao tipo e à disponibilidade dos dados interpretados no Brasil, de modo que: (i) em contraste ao Canadá, Estados Unidos e a alguns países da Europa, o Brasil não possui exposições verticais importantes de estruturas contracionais, a partir das quais a maior parte das teorias envolvendo o balanceamento de seções foi originalmente desenvolvida; (ii) as seções sísmicas, de onde provêm os melhores dados em profundidade das bacias sedimentares brasileiras, eram, até recentemente, de uso restrito e confidencial de empresas

petrolíferas; e (iii) os programas computacionais disponíveis para o balanceamento de seções geológicas são de custo elevado, o que está fora das capacidades orçamentárias da maioria das universidades públicas brasileiras.

Na presente Tese, quatro linhas sísmicas transversais do Campo de Xaréu (figura 9-1), reprocessadas em profundidade pela PETROBRAS UN-RN/CE, foram submetidas ao balanceamento de seções, que objetivou a reconstrução, no decorrer do tempo geológico, das principais etapas de deformação e sedimentação no Campo. Durante a modelagem, optou-se por efetuar a restauração das seções em seu comprimento total e não apenas aquele efetivamente restrito à área do Campo de Xaréu, a fim de que fosse possível determinar, de modo mais confiável, a seqüência evolutiva em escala regional eliminando (ou, pelo menos, abrandando) os efeitos de borda que poderiam comprometer a modelagem.

O balanceamento das quatro seções foi realizado com o programa 2DMove, versão 3.1c para plataforma Windows, desenvolvido pela Midland Valley Ltd. Neste programa, além dos algoritmos responsáveis pela restauração dos efeitos induzidos pelos falhamentos, estão incluídas rotinas que permitem a conversão tempo-profundidade das seções, descompactação/compactação de pacotes sedimentares e compensação isostática.

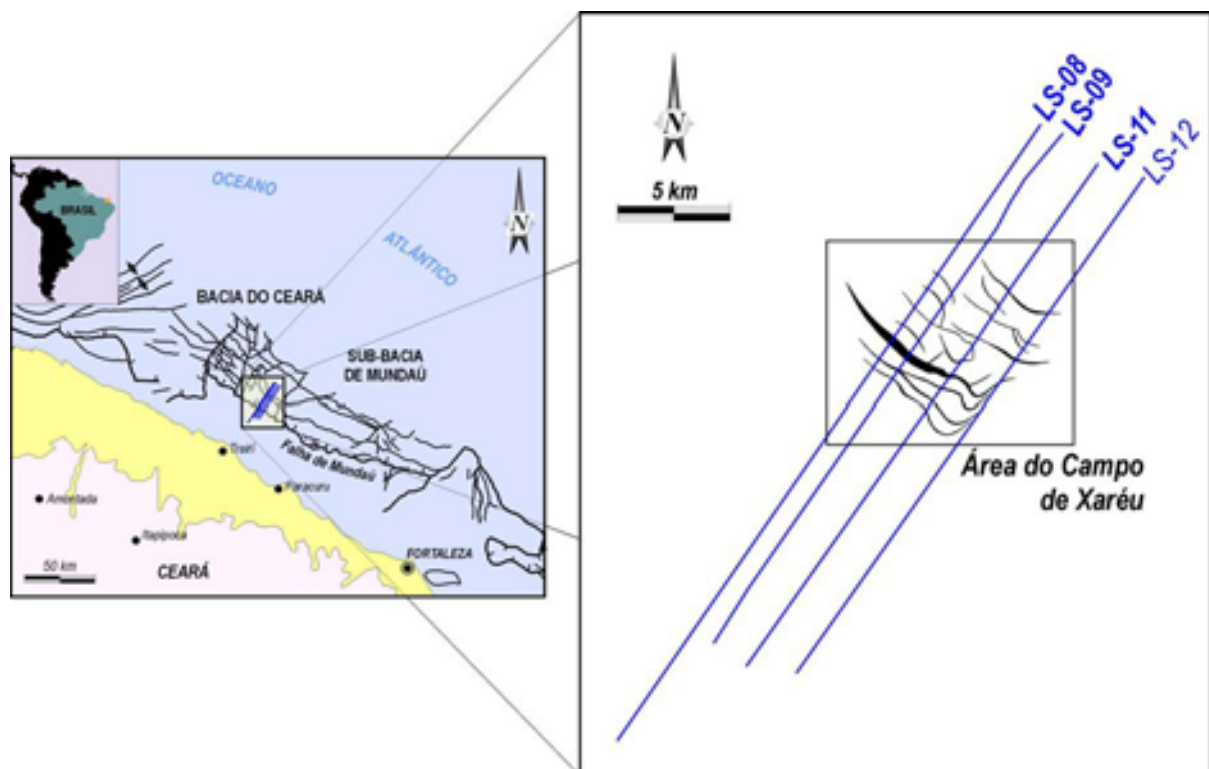


FIGURA 9-1: Mapa de disposição das linhas sísmicas empregadas durante o balanceamento 2D. Arcabouço estrutural da Bacia do Ceará compilado de Zalán (1985), Castro (1992), PETROBRAS (1996) e Matos et al. (1996).

9.1 – A TEORIA DO BALANCEAMENTO APLICADA A SEÇÕES ESTRUTURAIS

Uma vez que os resultados obtidos a partir dos dados estruturais são normalmente incompletos e podem até mesmo ser, em parte, contraditórios, a interpretação final de vários modelos deve ser testada

para sua validação. Uma ferramenta poderosa e independente para este teste de validade é a restauração de camadas deformadas à sua configuração original (Marshak & Woodward 1988; Groshong 1999). As camadas restauráveis que tenham sido afetadas por uma estrutura (falha, dobra) podem ser retornadas a sua geometria original por um encaixe perfeito (ou quase perfeito) de todos os seus segmentos, até sua situação pré-deformacional correta, ou seja, a restauração é um teste fundamental para a avaliação da consistência interna de uma interpretação: uma estrutura restaurável é internamente consistente e, portanto, é uma interpretação topologicamente possível (Groshong 1999).

Na prática, a técnica de restauração é baseada em um *modelo cinemático* que norteia a evolução geométrica de uma estrutura. Um mapa ou seção geologicamente válidos, usualmente podem ser restaurados segundo fluxogramas baseados em mais de um modelo cinemático. Assim, a aplicação de rotinas de restauração diferentes culminará com a definição de geometrias pré-deformação diversas. Disto conclui-se que uma dada rotina de restauração não conduz, necessariamente, à verdadeira situação não-deformada das camadas (Groshong 1999), mas sim a uma disposição geologicamente possível.

Uma das principais premissas na escolha de seções a serem restauradas é que sua orientação deva ser paralela à direção de transporte principal da estrutura (o conceito de *deformação plana*¹), ou seja, o transporte tectônico deve ser aproximadamente constante nas imediações da seção (Elliott 1983; Woodcock & Fischer 1986). A restauração de seções que cruzem falhas de transporte oblíquo provavelmente resultará em descontinuidades estruturais ou estratigráficas ao longo da falha. Seções geológicas oblíquas à direção de transporte principal têm o mesmo significado de uma seção com exagero vertical ou horizontal (Groshong 1999): tanto o exagero como a obliquidade podem ser removidos pela projeção da seção até a direção de transporte verdadeira.

Se uma seção ou mapa podem ser **restaurados** à sua configuração pré-deformacional original, então eles são ditos viáveis, ainda que sua geometria final possa não ser geologicamente admissível. Seções geológicas ou mapas **balanceados** são tanto viáveis quanto admissíveis, sendo singularizados pela manutenção de área após a restauração. Em muitos casos, esta observação pode ser extrapolada para a terceira dimensão, uma vez que em muitos casos, há pouca ou nenhuma deformação na direção (azimute) da falha ou do eixo de dobramento, implicando em que, na prática, a terceira dimensão possa ser, freqüentemente, ignorada e que a constância de área também possa ser entendida como a inalterabilidade de volume (Groshong 1999). Adicionalmente, para obtenção de uma seção ou mapa geológicos balanceados, uma série de considerações deve ser atendida, tais como: (i) a conservação e balanço de área e do comprimento das camadas; (ii) a existência de falhas com uma geometria admissível; e (iii) a consideração dos efeitos da compactação e, se (ou quando) possível, da isostasia.

(1) Geralmente a deformação é descrita em três dimensões, uma vez que o tamanho e a forma são características tridimensionais de um corpo. Entretanto, na maior parte das vezes, a deformação tridimensional pode ser reduzida a duas dimensões, denominada de *deformação plana*, que descreve apenas as mudanças em um plano com orientação dada através do corpo, não havendo qualquer transformação na direção da normal a este plano (Twiss & Moores 1992).

O balanceamento de seções geológicas foi originalmente desenvolvido para a aplicação em cinturões de empurrões, onde o estilo estrutural desenvolvido é bem estudado e nos quais a deformação é confinada a camadas rochosas geralmente alicerçadas em superfícies de descolamento (Elliott & Johnson 1980 *apud* Marshak & Woodward 1988), resultando em encurtamento horizontal apreciável. Deste modo, a maior parte dos modelos cinemáticos foi desenvolvida para a resolução de problemas nestes ambientes. Em regiões que experimentaram distensão, alguns conceitos originalmente desenvolvidos para o balanceamento de seções com estruturas contracionais, podem ser, *a priori*, igualmente aplicados (Gibbs 1983), tendo provado-se úteis em bacias-rifte e de margens continentais passivas (Groshong 1989; Rowan & Kligfield 1989; Rostirolla & Galvão 1995; Peraro 1998; Fernandes 2001; Nemčok *et al.* 2001).

Em contraste aos ambientes contracionais, onde a maior parte das seções provém de dados coletados em campo, as informações disponíveis para os ambientes distensionais derivam, em geral, de seções sísmicas. Quando aplicado a feições distensionais, como blocos falhados rotacionados, falhas lítricas e estruturas halocinéticas, o balanceamento tem se mostrado bastante poderoso na avaliação de interpretações sísmicas, permitindo delinear mais precisamente a geometria de reservatórios e auxiliando na análise das etapas de migração e aprisionamento de hidrocarbonetos (Rowan & Kligfield 1989).

9.2 – MODELOS CINEMÁTICOS E A RESTAURAÇÃO DE SEÇÕES EM REGIME DISTENSIONAL

O conhecimento da resposta das rochas à distensão é relativamente escasso (quando comparado a regimes contracionais) e vários são os estilos estruturais definidos e empregados em diferentes situações. No estilo dominó ocorre rotação rígida dos blocos limitados pelas falhas. Neste caso, os blocos do teto das falhas sofrem muito pouca (ou mesmo nenhuma) deformação interna. Já em áreas onde a deformação é acomodada por falhas lítricas, o colapso das camadas no bloco baixo resulta na formação do anticlinal *rollover*, que pode ser acomodado por deslizamento flexural (Suppe 1983), cisalhamento simples ao longo de falhas antitéticas (Gibbs 1983), falhamentos antitéticos e sintéticos (White *et al.* 1986) e fluxo dúctil de sedimentos (Rostirolla & Galvão 1995), dentre outros.

A relação geométrica entre a superfície de falha lítrica e a forma do dobramento associado depende do *mecanismo de deformação*² (que pode ser entendido, *grosso modo*, como o modelo cinemático) atuante no bloco do teto da falha (Dula 1991). No decorrer do tempo, a evolução de uma estrutura pode ser guiada pela permuta entre diferentes mecanismos de deformação, por seu turno conduzida por mudanças nas propriedades mecânicas das rochas graças ao soterramento e ao progresso da deformação, tendo como resultado a formação de estruturas complexas, que não são facilmente simuladas por modelagens que admitam um único modelo cinemático (Rostirolla & Galvão 1995).

(2) Cabe ressaltar que o termo "mecanismo de deformação" é aqui aplicado com uma conotação mais genérica, não devendo ser confundido com a denominação *strictu sensu* originalmente empregada na análise microtectônica de estruturas.

Vários são os modelos cinemáticos desenvolvidos para a restauração de falhamentos normais e de estruturas relacionadas, sendo os mais comuns: (i) o método do comprimento da camada (Davison 1986) ou *fault-bend-fold* (Suppe 1983); (ii) a rotação de blocos rígidos (Moretti *et al.* 1988); (iii) cisalhamentos vertical (Gibbs 1983) e inclinado (White *et al.* 1986); e (iv) fluxo paralelo à falha (Egan *et al.* 1996).

O método de restauração mantendo o comprimento da camada constante assume que a deformação no bloco baixo seja acompanhada por deslizamento flexural ao longo do acamamento, que funciona como superfícies de escorregamento onde é mínima a deformação intraestratal (figura 9-2a). A conservação do comprimento da camada é uma forte ferramenta para a restauração de seções geológicas contendo estruturas compressivas e tem sido aplicada à distensão com razoável sucesso (Suppe 1983; Davison 1986; Rowan & Kligfield 1989).

Se toda a deformação no bloco baixo for promovida pelo deslocamento de blocos rígidos, então a seção pode ser restaurada por translação e rotação destes blocos. A restauração por rotação de blocos rígidos preserva os comprimentos e ângulos originais internos, sendo aplicável a seções falhadas que consistem de blocos indeformados, comumente encontradas em estilos estruturais do tipo dominó, não sendo aplicável a dobramentos (Groshong 1999).

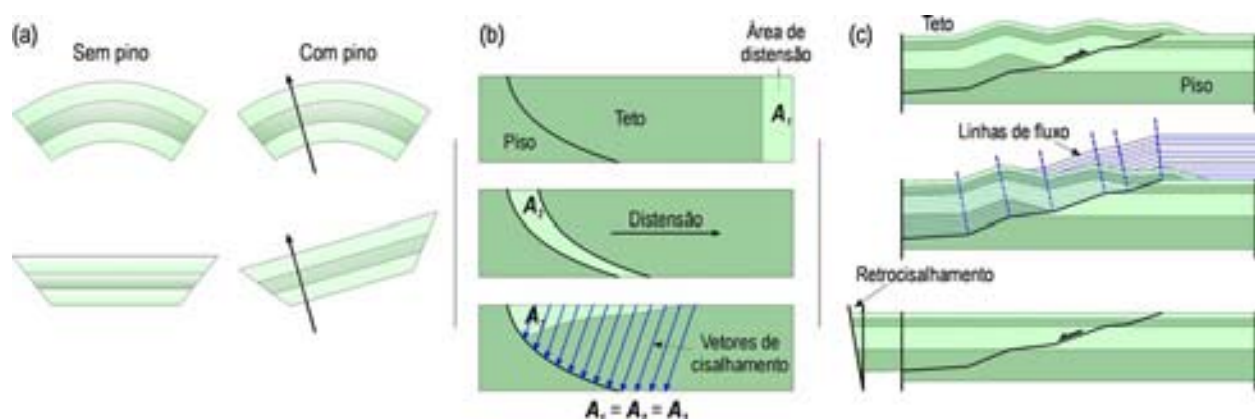


FIGURA 9-2: Métodos de restauração de seções em ambientes distensionais. (a) comprimento de camada; (b) cisalhamento inclinado; (c) fluxo paralelo à falha.

Em falhas lítricas, o colapso do bloco baixo pode ser idealizado por deslocamentos lineares homogêneos ao longo de planos de escorregamento verticais ou inclinados (sintéticos ou antitéticos), segundo um ângulo α , em relação ao qual uma série de pontos localizados no bloco baixo são transladados paralelamente à linha de mergulho regional (figura 9-2b). Excetuando a restauração de seções geradas a partir de modelagem de caixa-de-areia, dificilmente o verdadeiro ângulo de cisalhamento é conhecido de situações reais, sendo necessário estimá-lo pela observação de estruturas de menor porte (como falhas antitéticas – veja discussões na Seção 7.1, Capítulo 7) e pelo mergulho da falha principal (Rostirolla & Galvão 1995); a assertiva de cisalhamento inclinado é, pois, uma simplificação

de deformações mais complexas. É possível que o valor do ângulo de cisalhamento varie temporal e espacialmente no bloco do teto da falha, à proporção em que as propriedades mecânicas do material e a quantidade e orientação de falhas subsidiárias também mudem (Rostirolla & Galvão 1995).

O método de fluxo paralelo à falha consiste no deslocamento de pontos materiais no bloco falhado ao longo de linhas paralelas à falha principal (figura 9-2c). Em lugar de considerar-se que as trajetórias de deslocamento sejam paralelas ao longo de uma coluna vertical no bloco baixo, o modelo toma como premissa que os mergulhos das trajetórias de deslocamentos individuais decresçam com a profundidade. Vetores de deslocamento medidos ao longo das linhas de escorregamento são paralelos apenas em blocos orientados perpendicularmente aos segmentos de mesmo mergulho da falha principal.

9.3 – MÉTODO DE TRABALHO

O programa 2DMove possui em sua estrutura cinco algoritmos baseados nos modelos cinemáticos mais comuns, agrupados em ferramentas de desdobramento de camadas (que inclui os modelos de restauração de comprimento de linha, deslizamento flexural e restauração para um alvo) e de movimento sobre falhas (englobando o cisalhamento inclinado e o fluxo paralelo à falha). Além disto, a rotina de descompactação/compactação está também incorporada ao programa, a qual permite associar os estratos interpretados a uma base de dados contendo seus atributos petrofísicos mais pertinentes (porosidade na superfície, constante de compressibilidade e densidade), a serem levados em conta durante o processo.

O fluxograma seguido durante o balanceamento (figura 9-3) envolveu duas etapas principais: o seu condicionamento inicial e a restauração das seções propriamente dita.

O condicionamento das seções visa à redução de artefatos e ruídos que possam afetar negativamente a modelagem, produzidos durante a exportação das seções a partir do programa de interpretação sísmica. O condicionamento compreendeu:

- (i) Inserção de "postes" nas extremidades das seções para limitá-las a um comprimento finito;
- (ii) Suavização automática de picos de horizontes muito ruidosos;
- (iii) Junção de horizontes segmentados, desde que não cortados por falhas;
- (iv) Extensão das extremidades de horizontes para atingir uma falha e/ou um poste mais próximo;
- (v) Reamostragem dos nós dos horizontes, procurando obter uma distribuição regular dos mesmos.

Após o condicionamento (figura 9-3), procede-se com a restauração propriamente dita, que obedeceu a seguinte seqüência:

- (i) Descompactação de horizontes não-deformados;
- (ii) Recomposição de horizontes erodidos, quando necessário;
- (iii) Reconstrução de falhas, quando necessário;

(iv) Restauração dos horizontes falhados.

O processo segue até que toda a seção esteja balanceada. Em alguns casos, após a descompactação ou a restauração de um horizonte, foi necessário efetuar um novo condicionamento da seção (figura 9-3).



FIGURA 9-3: Fluxograma seguido durante o balanceamento de seções do Campo de Xaréu.

Para a quantificação da deformação induzida pelos falhamentos nas seções balanceadas foram considerados o fator de estiramento (s') e a elongação (e'), cujos cálculos obedecem às equações 9-1 e 9-2:

$$s' = \frac{l_1'}{l_0'} \quad (9-1),$$

$$e' = \frac{l_1' - l_0'}{l_0'} \quad (9-2),$$

onde l_0' é o comprimento da seção antes da deformação e l_1' é o comprimento após ser deformada. O fator de estiramento é uma grandeza adimensional e sempre positiva: valores de s' menores que 1,

indicam encurtamento, enquanto que valores superiores a 1 denotam estiramento. A elongação, por sua vez, também é uma grandeza adimensional (normalmente dada em porcentagem) podendo ser, no entanto, positiva, quando denota estiramento, ou negativa, quando ocorre encurtamento.

9.4 – RESULTADOS DO BALANCEAMENTO 2D PARA O CAMPO DE XARÉU

Quatro seções geológicas, construídas a partir da interpretação de seções sísmicas (convertidas em profundidade), foram empregadas no balanceamento. Em duas das seções utilizadas (LS-11 e LS-12) é observada a típica geometria em rampa-patamar-rampa da Falha de Mundaú (especialmente na seção LS-11), com um leque lístrico distensional, sintético, subordinado (figura 9-4). Nas seções LS-08 e LS-09, a Falha de Mundaú possui um perfil essencialmente lístrico; além disto, estas seções são caracterizadas pela presença de falhas normais antitéticas (figura 9-4).

Uma vez que falhas lístricas estão presentes em todas as seções modeladas, o cisalhamento inclinado foi o mecanismo de restauração utilizado em todas as etapas que envolveram falhamentos.

9.4.1 – O BALANCEAMENTO DAS SEÇÕES LS-11 E LS-12

As seções LS-11 e LS-12 obedeceram basicamente à mesma rotina de restauração; como consequência, os resultados obtidos para ambas foram bastante semelhantes (figuras 9-5 e 9-6).

A etapa 1 corresponde à situação atual da seção. A etapa 2 compreendeu a descompactação das seqüências pertencentes aos membros Itapagé e Uruburetama, e às formações Paracuru e Mundaú, após a retirada da Formação Tibau/Guamaré. Na etapa 3 foi realizada a descompactação do Membro Uruburetama e das formações Paracuru e Mundaú, depois de retirado o pacote sedimentar correlativo ao Membro Itapagé. Na etapa 4a foi realizada a descompactação das formações Paracuru e Mundaú em seguida à retirada do Membro Uruburetama. A restauração do topo da Formação Paracuru, retirando o efeito dos falhamentos que a afetaram, foi realizada na etapa 4b. A descompactação da Formação Mundaú, em virtude da retirada da Formação Paracuru, foi efetivada durante a etapa 5a, enquanto que a restauração do topo da Formação Mundaú pode ser observada na etapa 5b. A etapa 6 compreendeu a restauração do topo do “*embasamento*”³ e foi subdividida nas etapas 6a, na qual restaurado somente o deslocamento correspondente às falhas localizadas a NE da Falha de Mundaú, e 6b, quando foi retirado o efeito da Falha de Mundaú, restando o topo do “*embasamento*” depois de realizada toda a restauração.

(3) O vocábulo *embasamento* é aqui empregado essencialmente para definir um conjunto de rochas sobre as quais foram depositadas a Formação Mundaú e as seqüências sedimentares sobrepostas da Bacia do Ceará, sem que, necessariamente, esteja intrínseca a conotação de substrato cristalino pré-cambriano. Assim sendo, o termo é utilizado entre aspas e pode incluir, além de prováveis rochas cristalinas, seqüências pré-rifte triássico-jurássicas ou paleozóicas. Para mais detalhes, vide também a Seção 6.2.1 no Capítulo 6 desta Tese.

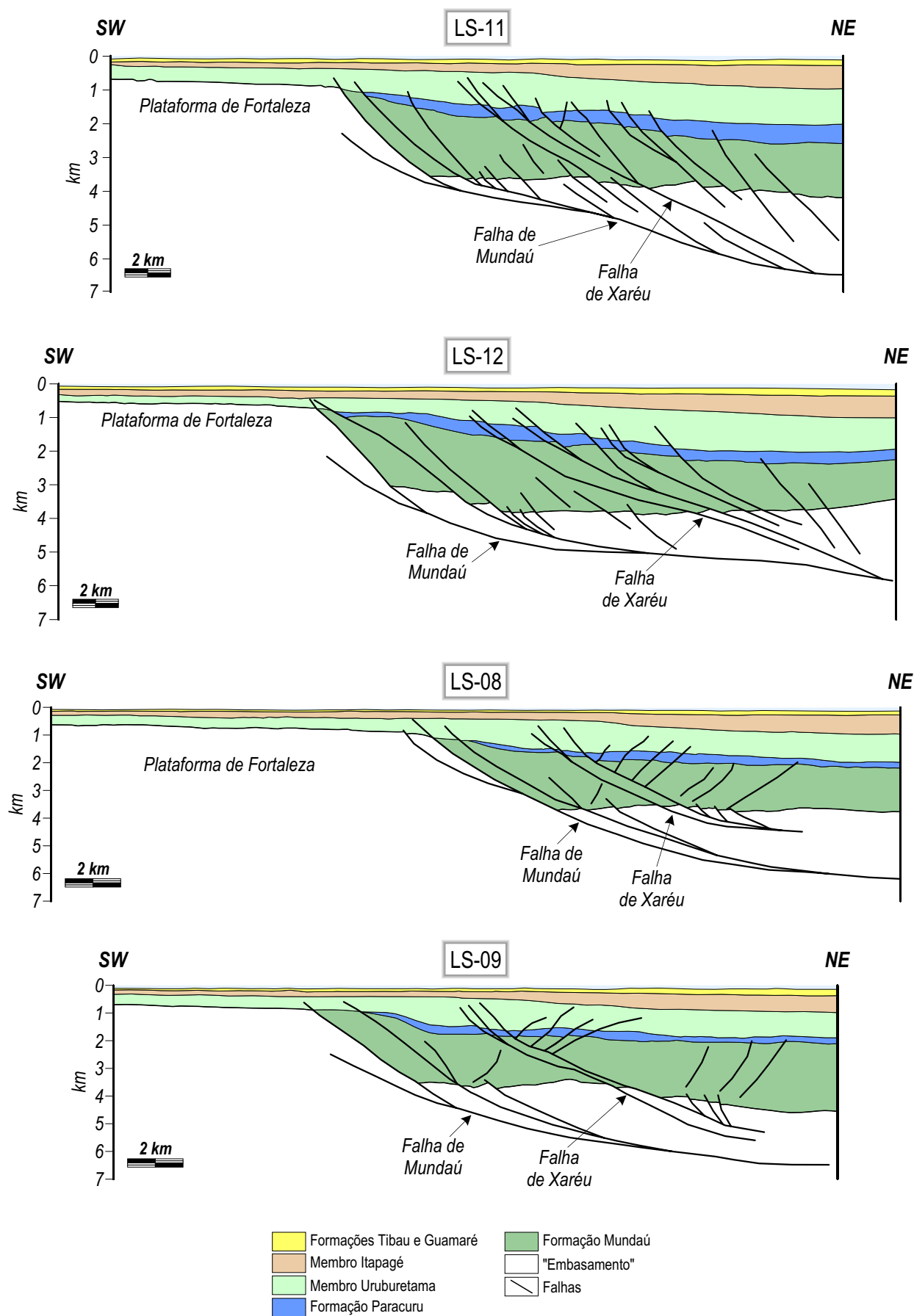


Figura 9-4: Seções geológicas do Campo de Xaréu (área delimitada pelo quadro azul) utilizadas no balanceamento 2D. As seções empregadas foram reprocessadas a partir de suas originais em tempo pela PETROBRAS objetivando a conversão em profundidade. Localização das seções na figura 9-1.

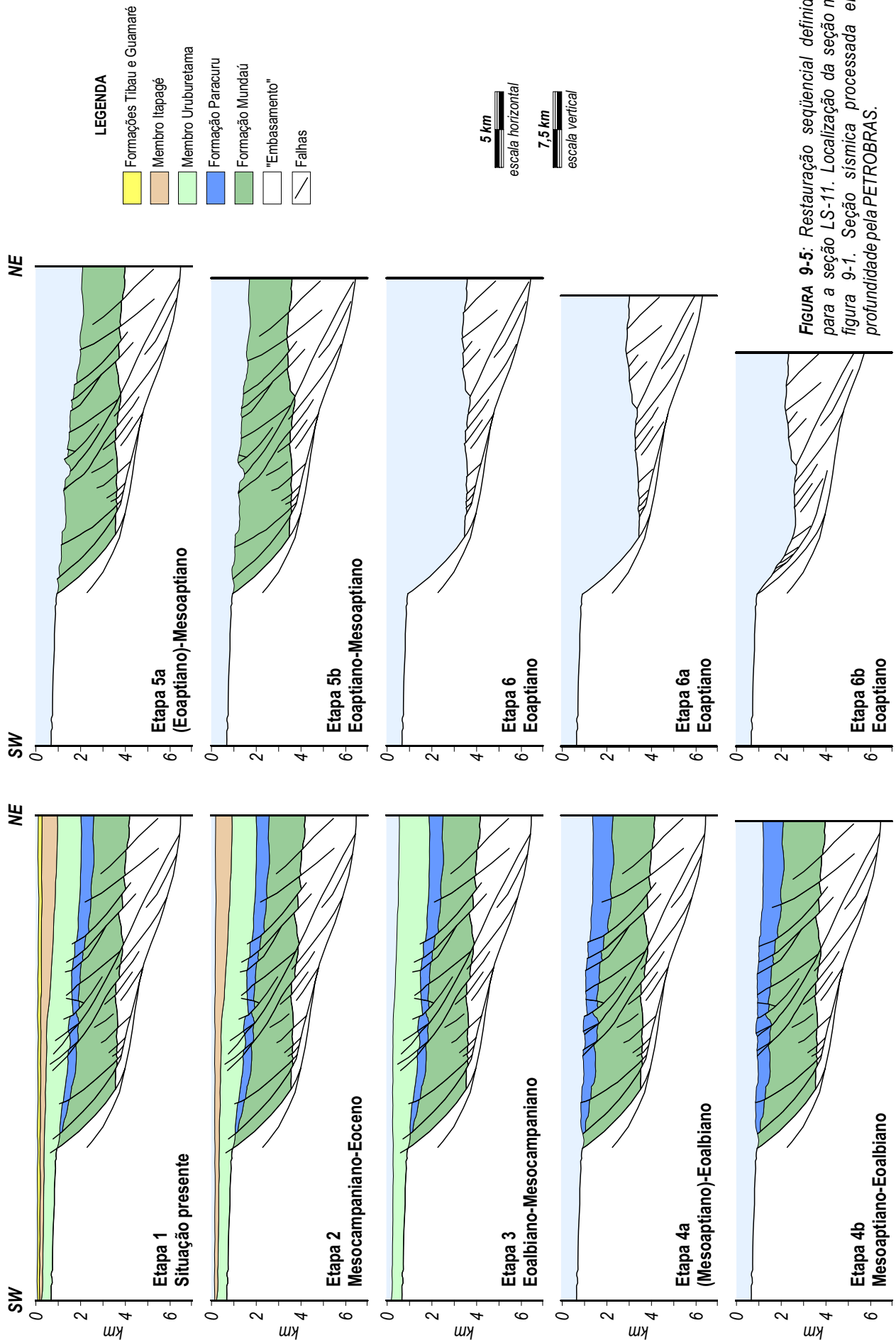
Nestas seções, as falhas afetam os pacotes correspondentes ao Membro Uruburetama, às formações Paracuru e Mundaú, e ao “êmbasamento” (figura 9-4). Em contraste, as formações Tibau/Guamaré e o Membro Itapagé não apresentam indícios de deformação (figura 9-4). Assim sendo, as etapas iniciais do balanceamento foram caracterizadas pela retirada dos pacotes das formações Tibau/Guamaré (etapa 2) e do Membro Itapagé (etapa 3), com a subsequente descompactação das unidades remanescentes (figuras 9-5 e 9-6). Embora a seção correlativa ao Membro Uruburetama seja afetada por falhas, não foi necessário realizar a sua restauração, uma vez que os falhamentos não chegam a estruturar o topo da seqüência. Por conseguinte, foi efetuada a retirada dos pacotes sedimentares do Membro Uruburetama, seguida da descompactação das unidades sotopostas (etapa 4a – figuras 9-5 e 9-6).

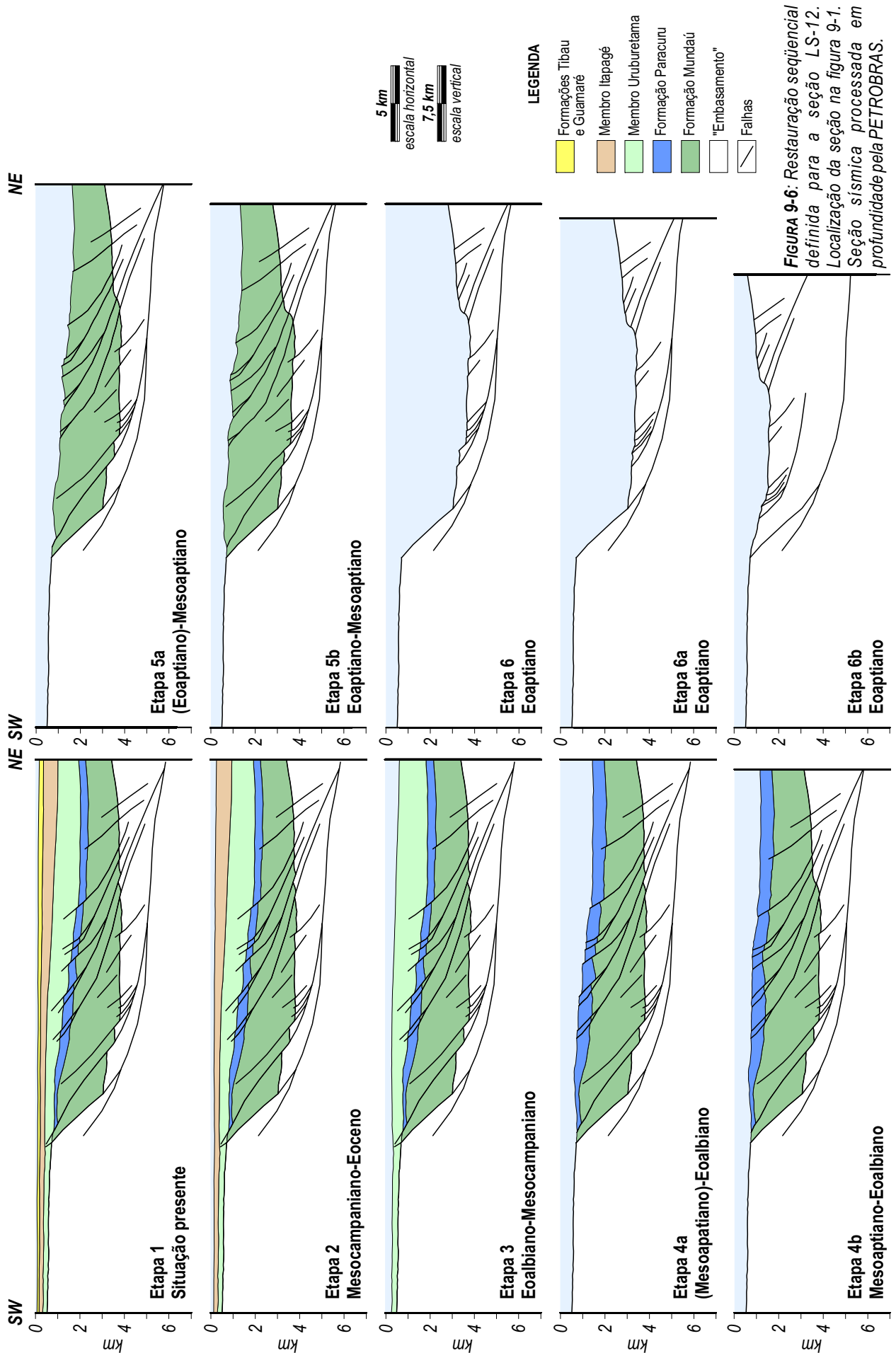
Três etapas⁴ envolvendo falhamentos foram reconhecidas durante a restauração das seções LS-11 e LS-12 (figuras 9-5 e 9-6), tendo ocorrido no Mesoaptiano-Eoalbio (etapas 4a e 4b), Eoaptiano-Mesoaptiano (etapas 5a e 5b) e Eoaptiano [etapa 6 (a, b)] (figuras 9-5 e 9-6). Com a retirada da seção do Membro Uruburetama, houve a exposição do topo da Formação Paracuru e de parte da Formação Mundaú e do “êmbasamento” na Plataforma de Fortaleza (etapa 4a), o que permitiu então a restauração dos efeitos dos falhamentos nestas unidades (etapa 4b) (figuras 9-5 e 9-6). Deve ser notado que a seção LS-11 apresenta uma pequena falha antitética que afeta toda a Formação Paracuru (figura 9-5). Para esta fase de deformação, a restauração das falhas obedeceu principalmente ângulos de cisalhamento sintéticos compreendidos entre 65° e 70°. Ainda nesta fase, o estiramento incremental calculado para a Sub-Bacia de Mundaú foi de 1,0118 ($\epsilon' = 1,18\%$) na seção LS-11, e de 1,0181 ($\epsilon' = 1,81\%$) na LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1). Após a restauração, pode ser observada uma razoável linearidade no topo da Formação Paracuru, que passa a apresentar um mergulho bastante suave para NE (figuras 9-5 e 9-6).

É fato digno de nota o efeito da descompactação sobre a Formação Paracuru, entre as etapas 1 e 4a. No decorrer do balanceamento pode ser percebido que esta seqüência praticamente dobra de espessura em sua porção mais distal, a NE (figuras 9-5 e 9-6).

Após a restauração da seqüência da Formação Paracuru, esta foi retirada da seção, provocando uma nova descompactação na Formação Mundaú. As disposições pós e pré-falhamentos podem ser vistas nas etapas 5a e 5b, respectivamente, nas figuras 9-5 e 9-6. Na etapa 5b pode ser observado que, mesmo após a restauração da seqüência, o topo da Formação Mundaú mostra uma fisiografia relativamente irregular, particularmente na seção LS-11 (figura 9-5), onde se destaca uma pequena depressão disposta próximo ao centro da bacia.

(4) Neste Capítulo, o uso do termo “etapa” do balanceamento não deve ser interpretado como um sinônimo para fase de deformação. As etapas que são referidas correspondem aos passos que são considerados pelo programa 2DMove para proceder com a modelagem. Isto significa que etapas distintas que envolvam falhamentos podem, não necessariamente, ter ocorrido sob a forma de pulsos de deformação separados por lapsos temporais (e exemplo das etapas 4, 5 e 6 definidas para as seções modeladas), podendo representar, de fato, uma deformação contínua no tempo geológico.





Na seção LS-12 a sinuosidade do topo da Formação Mundaú é um pouco mais acentuada (figura 9-6), ainda que as depressões presentes não sejam tão proeminentes. A restauração do topo da Formação Mundaú surtiu efeitos diretos no “embasamento”, provocando o soerguimento de sua porção mais a nordeste, tendo finalizado com a formação de um alto estrutural neste setor (etapa 5b – figuras 9-5 e 9-6). Ângulos de cisalhamento sintéticos foram predominantemente empregados, tendo estado compreendidos entre 60° e 70°. No decorrer da restauração do topo da Formação Mundaú, a Sub-Bacia de Mundaú experimentou um fator de estiramento incremental de 1,0271 ($\epsilon' = 2,71\%$) na seção LS-11, e de 1,0379 ($\epsilon' = 3,79\%$) na seção LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1).

Uma vez restaurado o topo da Formação Mundaú, ele foi retirado para que se pudesse restaurar o topo do “embasamento”. Este procedimento foi realizado em duas etapas distintas, visando mensurar o estiramento proporcionado pela Falha de Mundaú. Com a restauração realizada para o “embasamento” mostrada na etapa 6a, pode ser notada uma razoável regularidade de seu topo (figuras 9-5 e 9-6). O alto estrutural a nordeste torna-se algo mais proeminente, isolando uma região rebaixada no centro da seção, limitada a sudoeste pela Falha de Mundaú e pela Plataforma de Fortaleza, e que é mais ampla na seção LS-12 (figura 9-6). Na etapa 6b pode ser visto o resultado final da modelagem após a restauração da Falha de Mundaú (figuras 9-5 e 9-6). Observa-se uma certa diferença na geometria final do “embasamento” nas seções LS-11 e LS-12, em especial no tocante à declividade do “talude”, mais suave na LS-12, e à espessura da lâmina d’água, que é mais pujante na seção LS-11 (figura 9-5; comparar com a figura 9-6).

Analogamente às duas etapas precedentes, a restauração através das falhas que afetam o topo do embasamento seguiu principalmente ângulos de cisalhamento interno sintéticos em torno de 60°. Entre as etapas 6 e 6b a Sub-Bacia de Mundaú passou por um estiramento incremental de 1,0374 ($\epsilon' = 3,74\%$) calculado pela restauração da seção LS-11, e de 1,0279 ($\epsilon' = 2,79\%$) na seção LS-12 (figura 9-7). Na etapa 6b é possível observar que somente a Falha de Mundaú foi responsável por um estiramento calculado de 1,1445 ($\epsilon' = 14,45\%$) na seção LS-11, e de 1,1244 ($\epsilon' = 12,44\%$) na seção LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1), denotando o papel crucial desta estrutura no “fiteamento” (e conseqüente geração de espaço) da Sub-Bacia de Mundaú. O estiramento acumulado entre as etapas 6 e 6b foi de 1,1873 na seção LS-11 e de 1,1558 na seção LS-12 (figura 9-7; tabela 9-1).

A restauração das seções LS-11 e LS-12 denotou um estiramento total calculado, desde o “fiteamento” da Sub-Bacia de Mundaú até o tempo presente, de 1,2338 ($\epsilon' = 23,38\%$) e 1,2213 ($\epsilon' = 22,13\%$) respectivamente (tabela 9-1). A diferença entre os valores calculados para o estiramento entre as duas seções foi de pouco mais de 1%

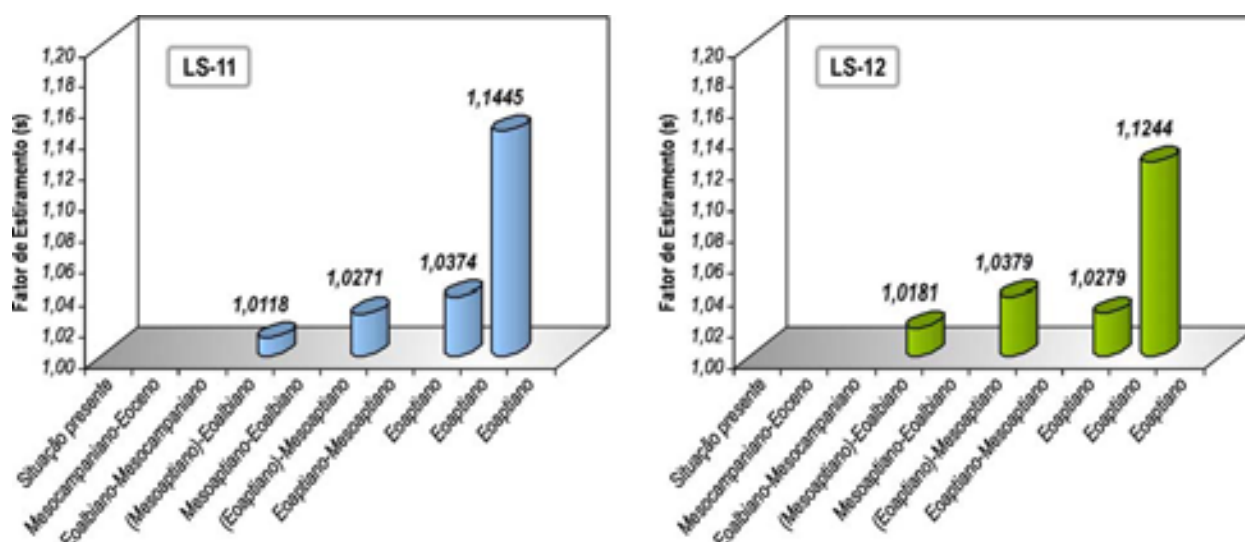


FIGURA 9-7: Gráficos de estiramento construídos para as seções LS-11 e LS-12.

9.4.2 – O BALANCEAMENTO DAS SEÇÕES LS-08 E LS-09

Com o balanceamento aplicado às seções LS-08 e LS-09 (figuras 9-4, 9-8 e 9-9), foi possível testar a validade da existência de falhas normais antitéticas, originadas em resposta à acomodação das camadas localizadas no bloco baixo da Falha de Xaréu, devido à formação do anticlinal *rollover*. Similarmente aos casos das seções LS-11 e LS-12, a restauração sequencial das seções LS-08 e a LS-09 foi feita no decorrer de dez etapas evolutivas (figuras 9-8 e 9-9).

A etapa 1 mostra a configuração atual da seção. A etapa 2 compreendeu a descompactação dos pacotes sedimentares relacionados aos membros Itapagé e Uruburetama, e às formações Paracuru e Mundaú, após a retirada da Formação Tibau/Guamaré. Na etapa 3 foi realizada a descompactação das seqüências do Membro Uruburetama e das formações Paracuru e Mundaú, ocorrida logo após a retirada do Membro Itapagé. A etapa 4a consistiu da descompactação das formações Paracuru e Mundaú depois de retirados os depósitos sedimentares do Membro Uruburetama. Na etapa 4b houve a restauração do topo da Formação Paracuru, retirando o efeito dos falhamentos. Na etapa 5a é observada a configuração da Formação Mundaú devido a sua descompactação promovida pela retirada da Formação Paracuru. A etapa 5b é caracterizada pela restauração do topo da Formação Mundaú. Na etapa 6 foi realizada a restauração do topo do "embasamento". Em 6a pode ser visto o efeito da restauração dos deslocamentos das falhas no bloco baixo, ao passo que em 6b é observada a restauração da deformação produzida somente pela Falha de Mundaú.

As etapas iniciais da restauração das seções LS-08 e LS-09 não diferiram muito daquelas descritas anteriormente. Inicialmente foram retirados os depósitos correspondentes às formações Tibau-

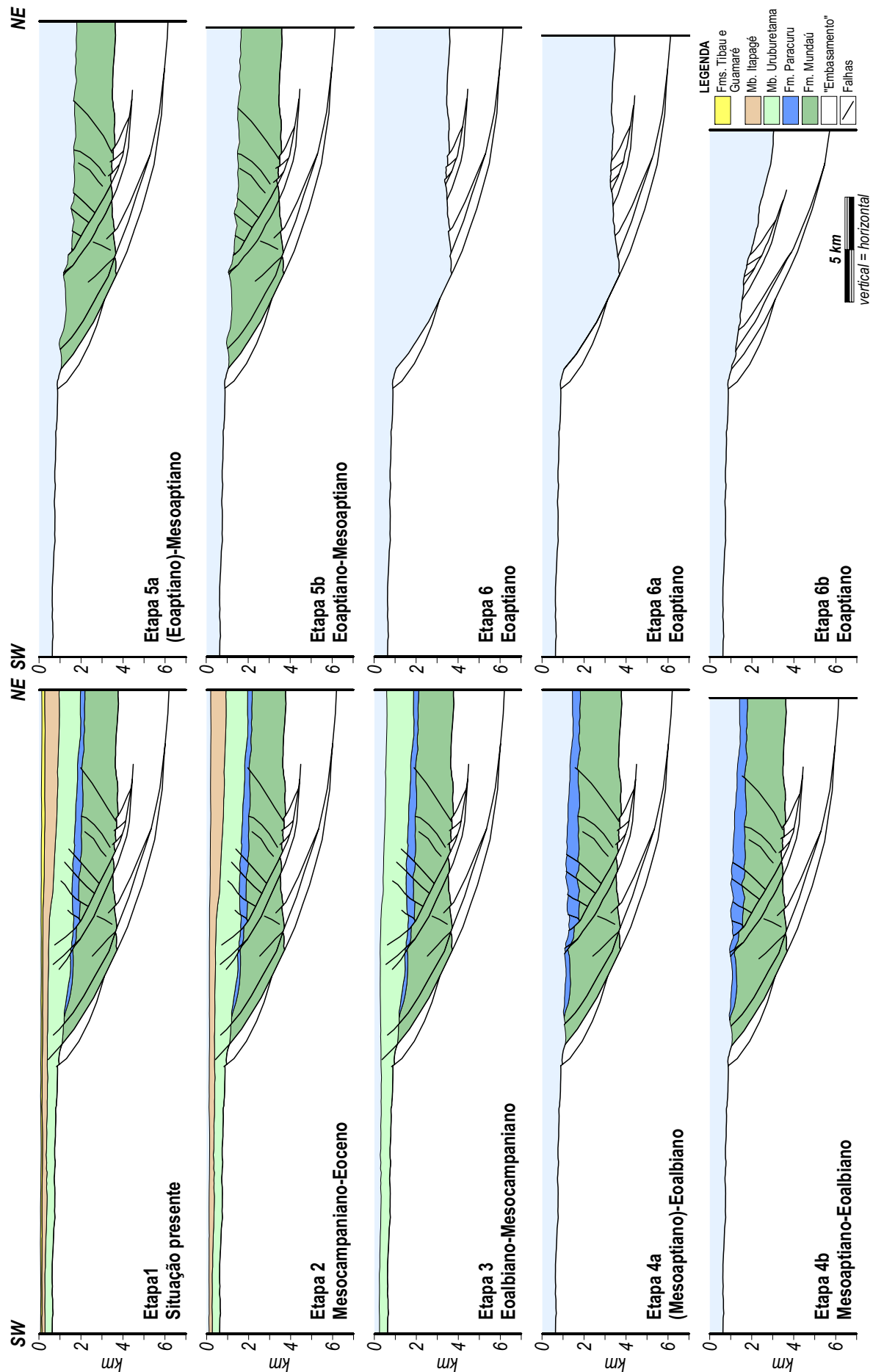
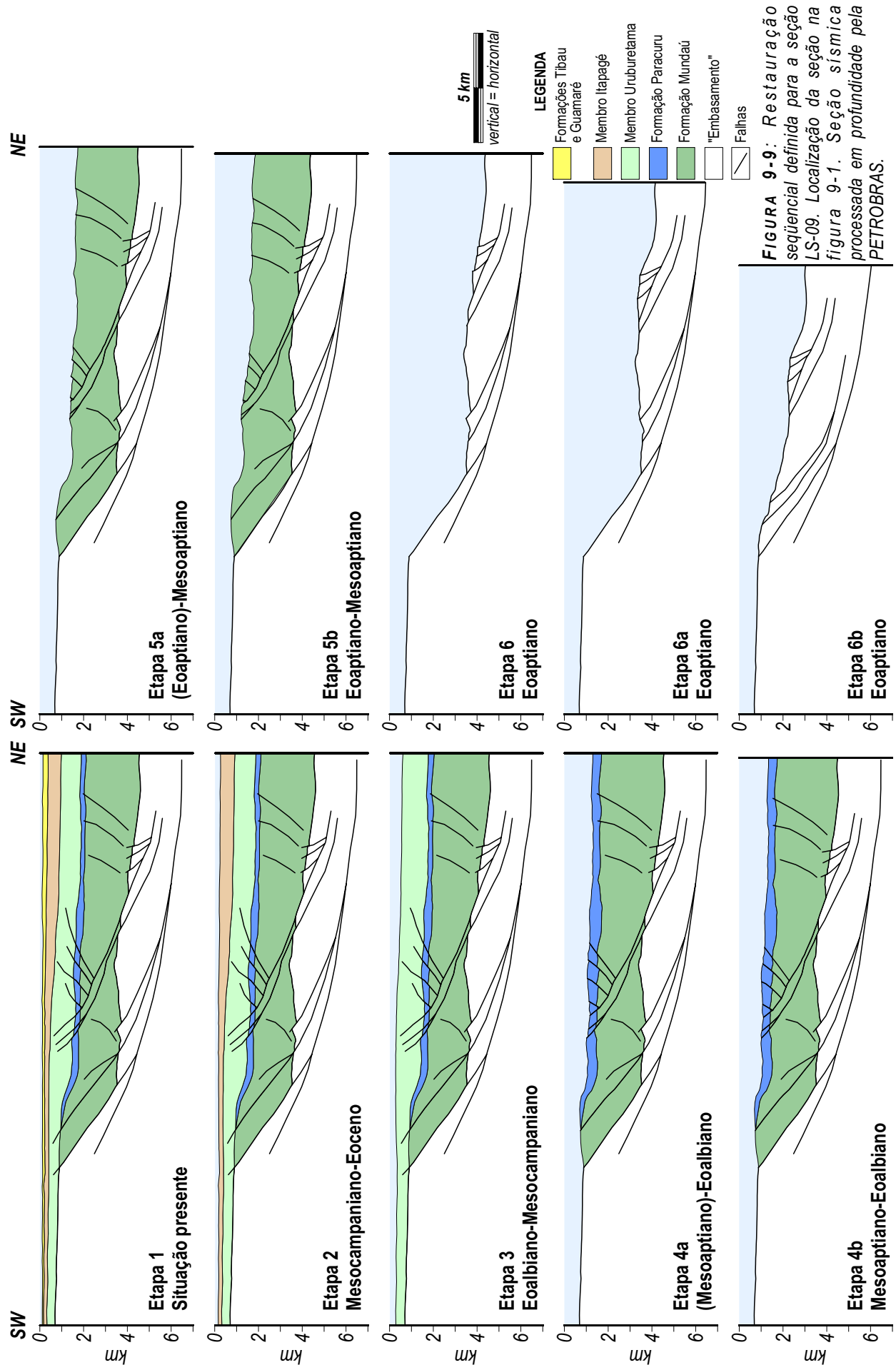


FIGURA 9-8: Restauração sequencial definida para a seção LS-08. Localização da seção na figura 9-1. Seção sísmica processada em profundidade pela PETROBRAS.



Guamaré (etapa 2) e aos membros Itapagé (etapa 3) e Uruburetama (etapa 4a) (ver figuras 9-8 e 9-9), em concomitância à descompactação das formações Paracuru e Mundaú.

As etapas 4b, 5b, 6a e 6b são caracterizadas pela restauração da deformação provocada pelos falhamentos interpretados. A restauração do topo da Formação Paracuru (etapa 4b – figuras 9-8 e 9-9) produz uma superfície razoavelmente regular, especialmente na seção LS-09 (figura 9-9). O ajuste é relativamente bom ao longo da seqüência, em particular no segmento afetado pelas falhas antitéticas (figura 9-9). A única peculiaridade em relação a estas seções é a geometria dobrada que a Formação Paracuru apresenta em seu segmento mais a sudoeste, entre as falhas de Mundaú e de Xaréu (figura 9-9). Na seção LS-08 o dobramento do pacote é muito sutil, somente podendo ser observado em sua extremidade sudoeste. A restauração dos efeitos dos falhamentos que afetam o topo da Formação Paracuru obedeceu a ângulos de cisalhamento sintéticos compreendidos entre 60° e 70° e antitéticos em torno de 80°. Entre as etapas 4a e 4b, os estiramentos calculados para cada uma das seções apresentaram valores muito próximos, tendo sido de 1,013 ($e' = 1,30\%$) para a seção LS-08 e de 1,0082 ($e' = 0,82\%$) para a LS-09 (figura 9-10; tabela 9-1).

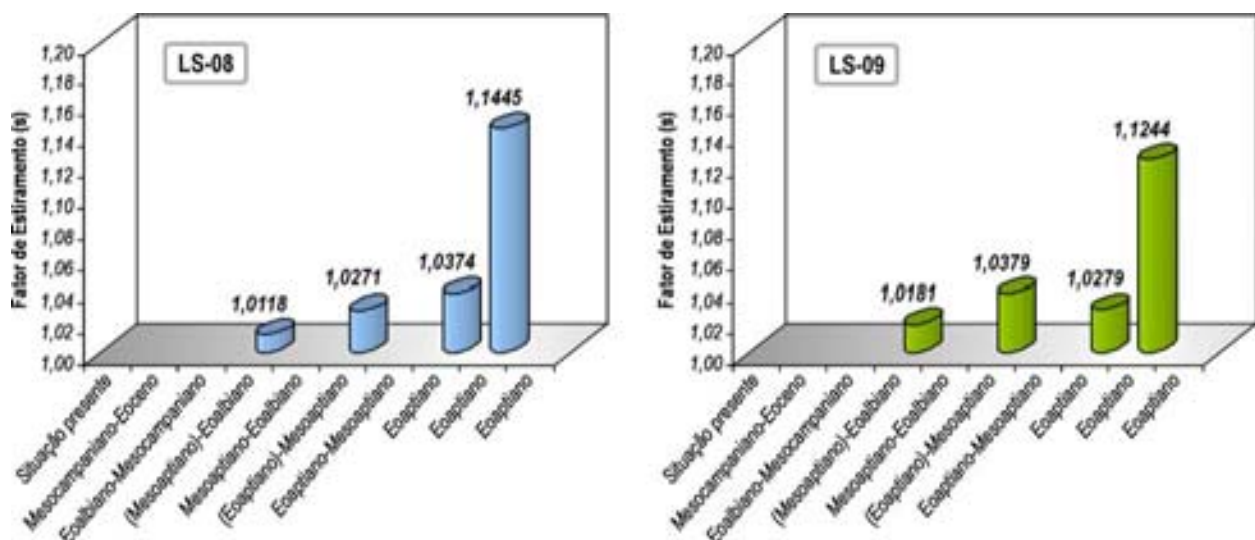


FIGURA 9-10: Gráficos de estiramento construídos para as seções LS-08 e LS-09.

Após a retirada da Formação Paracuru, a restauração do topo da Formação Mundaú (etapas 5a e 5b – figuras 9-8 e 9-9) também apresentou um ajuste razoavelmente bom, conquanto tenha gerado uma superfície algo mais irregular (especialmente na seção LS-09) quando comparada ao topo da Formação Paracuru (figuras 9-8 e 9-9). É possível que a superfície acidentada esteja relacionada a processos erosivos atuantes sobre o topo da Formação Mundaú. A restauração ao longo das falhas antitéticas também não demonstrou problemas de compatibilização geométrica. Na restauração do topo da Formação Mundaú foram empregados ângulos de cisalhamento sintéticos e antitéticos em torno de 70°. O estiramento calculado na seção LS-08 foi de 1,0098 ($e' = 0,98\%$) (figura 9-10; tabela 9-1), próximo daquele definido na seção LS-09, que foi de 1,0125 ($e' = 1,25\%$) (figura 9-10; tabela 9-1).

Com a retirada dos pacotes correspondentes à Formação Mundaú foi possível realizar a restauração do topo do “embasamento” (etapas 6 a 6b – figuras 9-8 e 9-9), permitindo recompor a geometria do substrato da Sub-Bacia de Mundaú antes dos esforços que levaram ao seu “fiteamento”. Similarmente ao realizado nas seções LS-11 e LS-12, a recomposição do topo do “embasamento” foi efetuada em duas etapas distintas, a fim de que fosse possível quantificar a deformação proporcionada pela Falha de Mundaú. Uma vez mais é observado que a fisiografia do horizonte restaurado apresenta uma maior regularidade na seção LS-08, onde o “embasamento” passa a definir uma configuração em rampa com mergulho para NE (figura 9-8). Na LS-09 a restauração seqüencial deu origem a uma porção mais elevada próximo ao flanco nordeste da seção, relacionada à retirada dos efeitos de falhamento promovidos pelo pequeno dominó presente neste setor da Sub-Bacia de Mundaú (figura 9-9). Ângulos de cisalhamento interno sintéticos compreendidos entre 65° e 70° foram os que permitiram a melhor acomodação da deformação proporcionada pelas falhas que afetam o topo do “embasamento”. Entre as etapas 6 e 6a foi calculado um fator de estiramento de 1,0125 ($e' = 1,25\%$) para a seção LS-08 e de 1,0549 ($e' = 5,49\%$) para a seção LS-09 (figura 9-10; tabela 9-1). A deformação proporcionada pela Falha de Mundaú foi responsável por um estiramento de 1,1702 ($e' = 17,02\%$) na seção LS-08 e de 1,1858 ($e' = 18,58\%$) na LS-09 (figura 9-10; tabela 9-1). Entre a etapa 6 e 6b, a Sub-Bacia de Mundaú sofreu um estiramento de 1,1848 calculado a partir da seção LS-08 e de 1,2509 na seção LS-09.

No total, entre o “fiteamento” ocorrido no Aptiano e o tempo Recente, o estiramento calculado para a Sub-Bacia de Mundaú foi de 1,212 e 1,2769 nas seções LS-08 e LS-09, respectivamente (figura 9-10; tabela 9-1).

9.4.3 – COMPARAÇÃO ENTRE AS MODELAGENS E AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS

Confrontando os resultados obtidos entre as quatro modelagens realizadas é possível efetuar uma avaliação da aplicabilidade do balanceamento nas seções do Campo de Xaréu, de modo a determinar se as configurações de falhas interpretadas são, de fato, viáveis e admissíveis ou se há incompatibilidades geométricas entre elas.

Na avaliação dos modelos, o primeiro ponto que deve ser levado em conta é a fisiografia da superfície gerada após a retirada dos efeitos do falhamento, ou seja, se o horizonte possui uma (paleo)topografia regular ou não. Fisiografias muito acidentadas podem ter explicação na atuação de processos erosivos sobre o topo do pacote sedimentar, ou mesmo que tenham existido problemas no mapeamento de um dado horizonte. De um modo geral, nas quatro seções analisadas, os horizontes que se mostraram afetados por falhamentos apresentaram uma boa fisiografia após a restauração, exceção feita aos topos da Formação Mundaú, em particular na seção LS-11, onde foi reconhecida uma pequena depressão após a restauração das falhas na etapa 5a (figura 9-5), e do “Embamento”. No caso da

Formação Mundaú, é assumido que a depressão originada realmente possa estar relacionada a um canal fluvial, pois após a deposição da Formação Mundaú e durante os estágios iniciais da sedimentação da Formação Paracuru, foram instalados sistemas fluviais entrelaçados na Sub-Bacia de Mundaú (vide capítulos 2 e 6). Quando retirados os efeitos dos falhamentos que afetaram o "Embasamento" é originada uma forte depressão na porção centro-nordeste das seções. Uma vez mais, é possível que tal feição esteja relacionada tanto a fatores naturais (erosão) como a problemas na interpretação do horizonte ou na própria modelagem. Como já referido anteriormente, deve ser ressaltado que o que é denominado "Embasamento" de fato pode não corresponder a um substrato cristalino pré-cambriano, mas sim a pacotes de rochas sedimentares mais antigas que a Formação Mundaú. Entretanto, para a realização da modelagem, foi necessário considerar que o que é interpretado como embasamento apresente as características relacionadas às rochas cristalinas (compressibilidade nula ou desprezível). Assim sendo, as depressões que foram originadas podem representar a desconsideração dos efeitos da compactação/descompactação durante a rotina seguida no balanceamento das quatro seções.

A comparação entre os fatores de estiramento calculados para cada seção também pode dar indicações quanto à consistência das modelagens. A restauração das quatro seções apontou para um mesmo número de etapas evolutivas (dez ao todo – figuras 9-5, 9-6, 9-8 e 9-9 e tabela 9-1), o que é um fato positivo, pois denota uma coerência na interpretação das idades dos falhamentos ocorridos. Por outro lado, algumas discrepâncias são observadas quando confrontados individualmente os fatores de estiramento calculados para as etapas que envolveram falhamentos normais.

Em geral, existe uma relativa diferença entre os valores obtidos para as interpretações das seções LS-11/LS-12 e LS-08/LS-09. Na etapa 5a o estiramento é maior nas seções LS-11/LS-12 (figura 9-11; tabela 9-1). É possível que a característica determinante da diferença, neste caso, sejam as falhas antitéticas mapeadas nas seções LS-08 e LS-09. Na etapa 6a, o oposto é observado: o fator de estiramento é substancialmente maior nas seções LS-08/LS-09 (figura 9-11; tabela 9-1), o que está diretamente relacionado à quantificação do rejeito da Falha de Mundaú, que é maior nestas últimas seções. Na etapa 6, a seção LS-09 apresenta um estiramento relativamente elevado, principalmente quando comparada à sua equivalente, a seção LS-08. A diferença entre ambas seções é superior a 4% em termos de alongação. Tal fato produz efeito direto sobre o cálculo do estiramento total da seção LS-09, que é significativamente maior que o de todas as demais (tabela 9-1). Acredita-se que esta discrepância não se deva a um fato real, mas sim que se trate de algum problema intrínseco tanto à interpretação da seção como à sua modelagem.

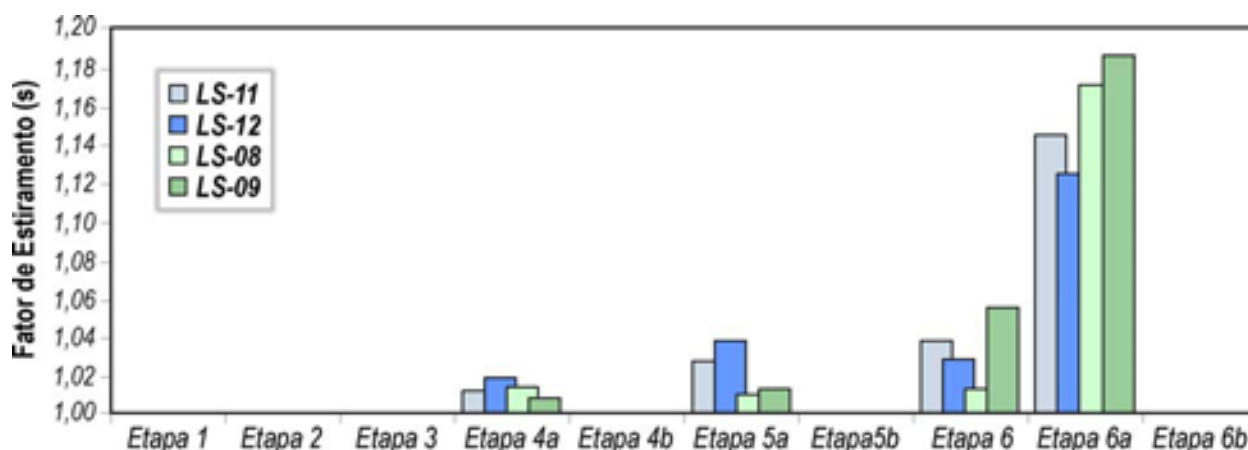


FIGURA 9-11: Confronto entre os fatores de estiramento calculados para as seções balanceadas do Campo de Xaréu.

Como conclusão preliminar, pode ser assumido que entre os estágios iniciais do "fitamento" e o Recente, a Sub-Bacia de Mundaú (e conseqüentemente o Campo de Xaréu) tenha experimentado um estiramento total compreendido entre 1,21 e 1,23, ou seja, que a crosta neste segmento da Margem Equatorial Atlântica tenha sofrido uma elongação pouco superior a 20%.

TABELA 9-1: Fatores de estiramento calculados a partir do balanceamento das seções geológicas analisadas do Campo de Xaréu.

IDADE	ETAPA	FATOR DE ESTIRAMENTO (s')			
		LS-11	LS-12	LS-08	LS-09
Situação presente	1	-	-	-	-
Mesocampaniano-Holoceno	2	-	-	-	-
Eoalbiano-Mesocampaniano	3	-	-	-	-
Mesoaptiano-Eoalbiano	4a	1,0118	1,0181	1,0130	1,0082
	4b	-	-	-	-
Eoaptiano-Mesoaptiano	5a	1,0271	1,0379	1,0098	1,0125
	5b	-	-	-	-
Eoaptiano	6	1,0374	1,0279	1,0125	1,0549
	6a	1,1445	1,1244	1,1702	1,1858
	6b	-	-	-	-
ESTIRAMENTO TOTAL		1,2338	1,2213	1,2120	1,2769

9.5 – ESTIMATIVA DE FATORES DE ESTIRAMENTO RELACIONADOS A DESLOCAMENTOS OBLÍQUOS NAS FALHAS DO CAMPO DE XARÉU

O balanceamento de seções aplicado ao Campo de Xaréu considerou que todo o transporte tectônico promovido pela falhas deu-se em direções paralelas às seções, uma vez que esta é a principal premissa necessária para a realização da modelagem. Contudo, parte dos resultados atingidos com o mapeamento sísmico detalhado do Campo de Xaréu e com o estudo de testemunhos de sondagem (que foram discutidos no Capítulo 8), assim como diversos trabalhos realizados por outros autores nesta porção da Margem Equatorial Atlântica (Matos 2000, por exemplo), indicam que contextos transtrativos tenham predominado durante a evolução tectônica da Sub-Bacia de Mundaú, dando origem a falhas NW-SE com

rejeito normal predominante, porém apresentando uma componente direcional dextral, definindo transportes tectônicos que podem variar de NE para, principalmente, ENE. Assim sendo, as seções sísmicas modeladas não estariam orientadas em direções adequadas à melhor estimativa dos fatores de estiramento associados a este contexto, o que conduz à necessidade da utilização de técnicas auxiliares que permitam compensar esta limitação.

9.5.1 – A UTILIZAÇÃO DE SOLUÇÕES GRÁFICAS E ANALÍTICAS EM SEÇÕES GEOLÓGICAS ORIENTADAS OBLIQUAMENTE AO SENTIDO DE TRANSPORTE TECTÔNICO PREDOMINANTE

Se as seções geológicas disponíveis estiverem orientadas em uma direção diferente daquela na qual ocorre o transporte de massa (como é o caso das seções modeladas no Campo de Xaréu), dois processos podem ser empregados (conjuntamente ou não) para a correção deste problema: (i) o balanceamento em ambiente 3D ou (ii) o emprego de soluções trigonométricas que possibilitem o rebatimento de uma seção oblíqua para a direção correta de transporte tectônico. O balanceamento das seções em ambiente 3D seria a ferramenta ideal. No entanto, os dados disponibilizados para este trabalho não permitiram lançar mão de tal técnica, o que conduziu à utilização da segunda técnica, baseado nos trabalhos de Cooper (1983) e Fiori (1997).

Grosso modo, as soluções gráficas e analíticas funcionam de modo a projetar a seção oblíqua para o plano que contém a direção de transporte tectônico real (figura 9-12), ou seja, o plano XZ do elipsóide de deformação. Doravante, serão aplicadas as denominações **seção oblíqua** para definir a seção que esteja orientada em uma direção não-paralela à direção de transporte tectônico, e **seção XZ** àquela paralela a esta direção.

Na figura 9-12a, considere uma seção XZ não-deformada, de comprimento l_0 , está representada pelo plano EIPL; a sua correspondente oblíqua, de comprimento l_0' , é definida pelo plano EHOL (figura 9-12a). O ângulo que ambas as seções fazem entre si é igual a ϕ .

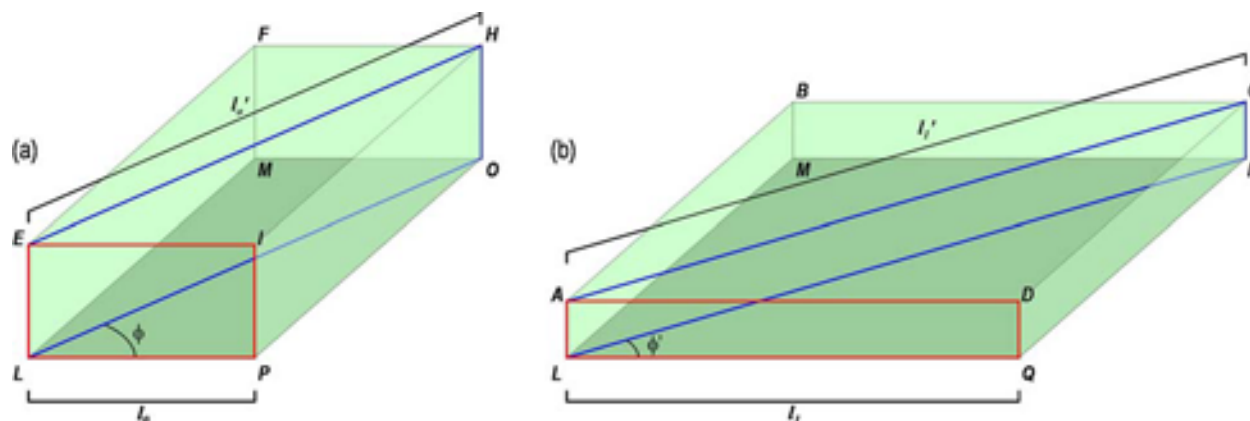


FIGURA 9-12: Relações trigonométricas entre seções deformadas (a) e não-deformadas (b). As seções XZ são representadas pelos planos em vermelho, enquanto que as seções oblíquas estão na cor azul (modificado de Cooper 1983).

Devem ser consideradas, ainda, as seções XZ e oblíqua, deformadas por distensão, representadas na figura 9-12b pelos planos ADQL e ACNL, respectivamente, e que fazem entre si, agora, um ângulo igual a ϕ' . O comprimento da seção XZ deformada é dado por l_1 , enquanto que o da seção oblíqua é igual a l_1' .

Ainda é preciso ser notado, da figura 9-12, que ϕ sempre será maior do que ϕ' , quando a deformação for distensional. Um resumo de todos estes termos e de suas relações com as seções XZ e oblíqua, deformadas e não-deformadas, pode ser encontrado na tabela 9-2.

Das relações entre as seções oblíqua e XZ, não-deformadas e deformadas, ϕ , l_0' e l_1' são dados conhecidos. Os demais termos (ϕ' , l_0 e l_1) podem ser calculados por meio de algumas relações trigonométricas, de modo tal que:

$$l_0 = l_0' \cos \phi \quad (9-3);$$

$$l_1 = l_1' \cos \phi' \quad (9-4);$$

$$\operatorname{tg} \phi' = \frac{l_0'}{l_1'} \operatorname{sen} \phi \quad (9-5);$$

$$\operatorname{sen} \phi = \frac{l_1'}{l_0'} \cos \phi' \operatorname{tg} \phi' \quad (9-6).$$

TABELA 9-2: Relação de termos relacionados às seções XZ e oblíqua, deformadas e não-deformadas.

TERMO	DEFINIÇÃO
EIPL	Seção XZ não-deformada
EHOL	Seção oblíqua não-deformada
ADQL	Seção XZ deformada
ACNL	Seção oblíqua deformada
l_0	Comprimento da seção XZ não-deformada
l_0'	Comprimento da seção oblíqua não-deformada
l_1	Comprimento da seção XZ deformada
l_1'	Comprimento da seção oblíqua deformada
s	Fator de estiramento calculado para as seções XZ
s'	Fator de estiramento calculado para as seções oblíquas
ϕ	Ângulo entre as seções XZ e oblíqua não-deformadas
ϕ'	Ângulo entre as seções XZ e oblíqua deformadas

9.5.2 – O SENTIDO DE TRANSPORTE TECTÔNICO DAS FALHAS NW-SE NO CAMPO DE XARÉU DETERMINADO POR MEIO DA INTEGRAÇÃO ENTRE OS DADOS SÍSMICOS E A ANÁLISE CINEMÁTICA DOS TESTEMUNHOS DE SONDAAGEM

Os dados sísmicos apontam para a existência de um arranjo principal de falhas com direção NW-SE, que controlam a estruturação do Campo de Xaréu e da Sub-Bacia de Mundaú (vide seções 7.2.2 e

7.2.3 no Capítulo 7). Dos dados sísmicos é possível determinar, ainda, que estas falhas apresentam uma importante componente de rejeito normal. Da análise dos testemunhos de sondagem (vide Seção 8.5.2 no Capítulo 8), por sua vez, foi possível constatar que estas mesmas falhas apresentam, de fato, sentido de transporte tectônico principalmente para ENE, o que lhes confere também uma componente de rejeito direcional dextral em escala subordinada. Não obstante esta verificação seja mais seguramente aplicada às falhas encontradas nas proximidades dos poços testemunhados no Campo de Xaréu, em particular à falha homônima, é possível que falhas mais distanciadas deste setor (dentre elas a Falha de Mundaú) também apresentem comportamento cinemático análogo, já que todas compartilham um contexto similar e foram originadas no mesmo evento tectônico.

As quatro seções modeladas estão dispostas em uma direção aproximadamente ortogonal à Falha de Mundaú, principal estrutura da sub-bacia homônima. Se esta falha apresentasse rejeito essencialmente normal, então as seções estariam posicionadas de modo paralelo à direção dominante de transporte tectônico, o que validaria o balanceamento já realizado. Porém, como a Falha de Mundaú e as demais falhas do Campo de Xaréu apresentam, além da componente normal, uma componente de transporte direcional dextral, a distensão então calculada por meio do balanceamento estaria sendo subestimada, o que torna essencial quantificar a deformação na direção de transporte tectônico indicada pela análise estrutural dos testemunhos de sondagem. Para tanto, é possível utilizar as relações trigonométricas relacionadas anteriormente de modo a satisfazer tal propósito.

Conhecendo o estiramento calculado das seções oblíquas (s' – equação 9-1) e inferindo uma seqüência de valores para o ângulo ϕ ($5^\circ, 10^\circ, 15^\circ$ etc.), é possível construir gráficos (ϕ versus s' ; s vs. s') para as quatro seções balanceadas que auxiliem na estimativa dos valores de s em cada uma delas (figuras 9-13 e 9-14).

Ambos os gráficos mostrados nas figuras 9-13 e 9-14 foram construídos a partir de modificações das equações exibidas anteriormente. Para as seções XZ deformadas o fator de estiramento s pode ser calculado por:

$$s = \frac{l_1}{l_0} \quad (9-7).$$

Assim sendo, substituindo as equações 9-3 e 9-4 na equação 9-7 obtém-se:

$$s = \frac{l_1' \cos \phi'}{l_0' \cos \phi} \quad (9-8).$$

Substituindo a equação 9-1 na 9-8 chega-se à conclusão de que:

$$s = s' \frac{\cos \phi'}{\cos \phi} \quad (9-9),$$

que resulta em:

$$\cos \phi = \frac{s'}{s} \cos \phi' \quad (9-10).$$

A primeira conclusão que se pode tirar da figura 9-13a é que quanto maior for o valor de ϕ entre a seção oblíqua e a seção XZ, maior será também a distensão relacionado à seção oblíqua. Se a Falha de Mundaú apresentasse rejeito unicamente normal, então todo o estiramento seria acomodado em uma direção perpendicular à falha; os valores devem aumentar gradativamente, à medida que os rejeitos direcionais tornem-se cada vez mais importantes. Outra conclusão que pode ser abstraída dos gráficos construídos é que a discrepância entre os valores de s e s' serão tanto maiores quanto maior for ϕ (figura 9-13a); neste caso, a distensão calculada a partir de seções oblíquas somente passará a ser importante quando ϕ for maior que 15° , uma vez que até aproximadamente este ângulo as linhas de s' seguem, *grossa modo*, paralelamente ao eixo das ordenadas (figura 9-13a).

A partir da figura 9-13b é possível determinar os valores de s' de posse do valor do fator de estiramento s determinado para a seção oblíqua, e do ângulo ϕ entre as duas seções deformadas. Os resultados que podem ser obtidos deste diagrama seguem um comportamento similar ao daquele da figura 9-13a, de modo que quando $\phi > 0^\circ$ os valores de s' serão sempre superiores aos de s .

Ambos os diagramas podem ser entendidos como ábacos, dos quais, conhecendo um valor de “entrada”, é possível obter um valor de “saída” correspondente. Entretanto, estes ábacos não devem ser empregados universalmente, mas apenas nas seções para as quais foram construídos. Cada uma nova seção demanda a construção novos diagramas.

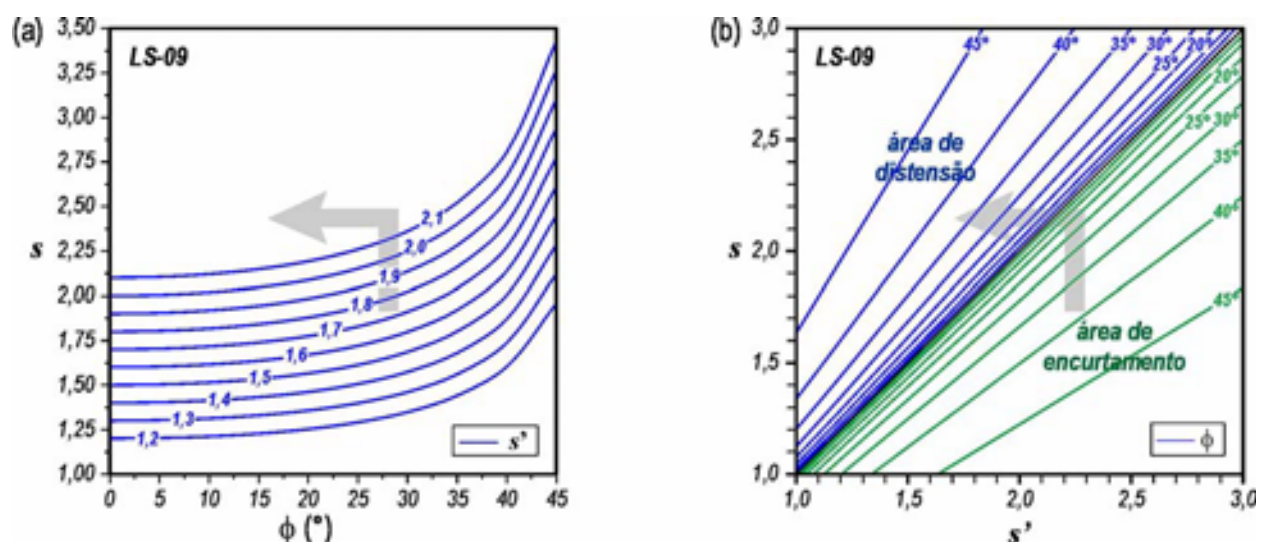


FIGURA 9-13: Exemplos dos ábacos construídos a partir das seções estruturais balanceadas, os quais podem ser empregados na determinação dos valores de s (estiramento relacionado a seções XZ) a partir de (a) ângulos ϕ conhecidos e (b) valores de s' previamente calculados. As setas em cinza-claro indicam o sentido de “entrada” e “saída” dos dados nos ábacos.

Dos testemunhos de sondagem, estima-se que a direção de transporte tectônico varie entre 060° e 070° de azimuth (vide figura 8-6 no Capítulo 8), que seriam os limites do intervalo de direção no qual

uma seção XZ não-deformada deveria, idealmente, estar orientada. Todas as quatro seções modeladas apresentam direção geral 035Az, que pode ser entendida como a direção da seção oblíqua não-deformada. Ao subtrair-se o azimute das seções oblíquas não-deformadas do intervalo de transporte tectônico obtém-se ϕ , que então varia entre 25° e 35°. A partir destes valores de ϕ e dos fatores de estiramento s' determinados para as quatro seções oblíquas é possível determinar os valores de s relacionados às seções XZ deformadas orientadas segundo a direção de transporte tectônico definida, conforme ilustrado na figura 9-14.

A fim de que se possa obter s , ambos os gráficos exibidos na figura 9-14 podem ser empregados, chegando-se, com isto, aos mesmos valores para a distensão relacionada ao deslocamento oblíquo das falhas na Sub-Bacia de Mundaú e no Campo de Xaréu. Assim sendo, obtém-se uma faixa de valores para s principalmente compreendidos entre 1,28 e 1,42 (dependendo da direção de transporte predominante), embora a seção LS-09 apresente valores de s relativamente anômalos que variam entre 1,38 e 1,54 (figura 9-14). Observando a tabela 9-1, pode ser notado que a seção LS-09 apresentou os maiores valores de s' dentre todas as demais. Portanto, os valores de s para ela determinados estariam em acordo com o estiramento oblíquo originalmente calculado.

Em suma, levando em conta a interpretação de que as falhas da Sub-Bacia de Mundaú (e, por conseguinte, do Campo de Xaréu) apresentem rejeito essencialmente normal, o fator de estiramento relacionado estaria sendo, conseqüentemente, subestimado, uma vez que, estas mesmas falhas apresentam, de fato, rejeitos oblíquos (combinação entre normal, que é predominante, e direcional dextral). O emprego dos ábacos anteriormente introduzidos permitiu, então, definir valores mais verossímeis para a deformação neste setor da Bacia do Ceará.

9.6 – A SUCESSÃO DE EVENTOS DE DEFORMAÇÃO NO CAMPO DE XARÉU

Baseando-se, sobretudo, em critérios como a nucleação e reativação de falhas e seu truncamento por horizontes sedimentares mais jovens, e os resultados obtidos com o balanceamento de seções estruturais, foi possível determinar uma seqüência de eventos tectono-sedimentares que remontam à origem da Sub-Bacia de Mundaú e do Campo de Xaréu, no Eoaptiano, até o Recente.

Entre o Eoaptiano e o Mesoaptiano foi registrada principal fase de deformação (com pico no Eoaptiano e talvez iniciada já no Neobarremiano), quando ocorreu a maior parte do estiramento crustal na região, acomodado pela instalação de falhamentos oblíquos (normais e regionais dextrais) associados à fase de abertura da Sub-Bacia de Mundaú, durante o quebraamento do Gondwana. Tal situação pôde ser caracterizada pelas etapas 5(a,b) e 6(a,b) no balanceamento das seções.

As orientações das principais falhas e do transporte tectônico a elas relacionado sugerem que a deformação ocorreu segundo um elipsóide de deformações com encurtamento máximo (Z) subvertical,

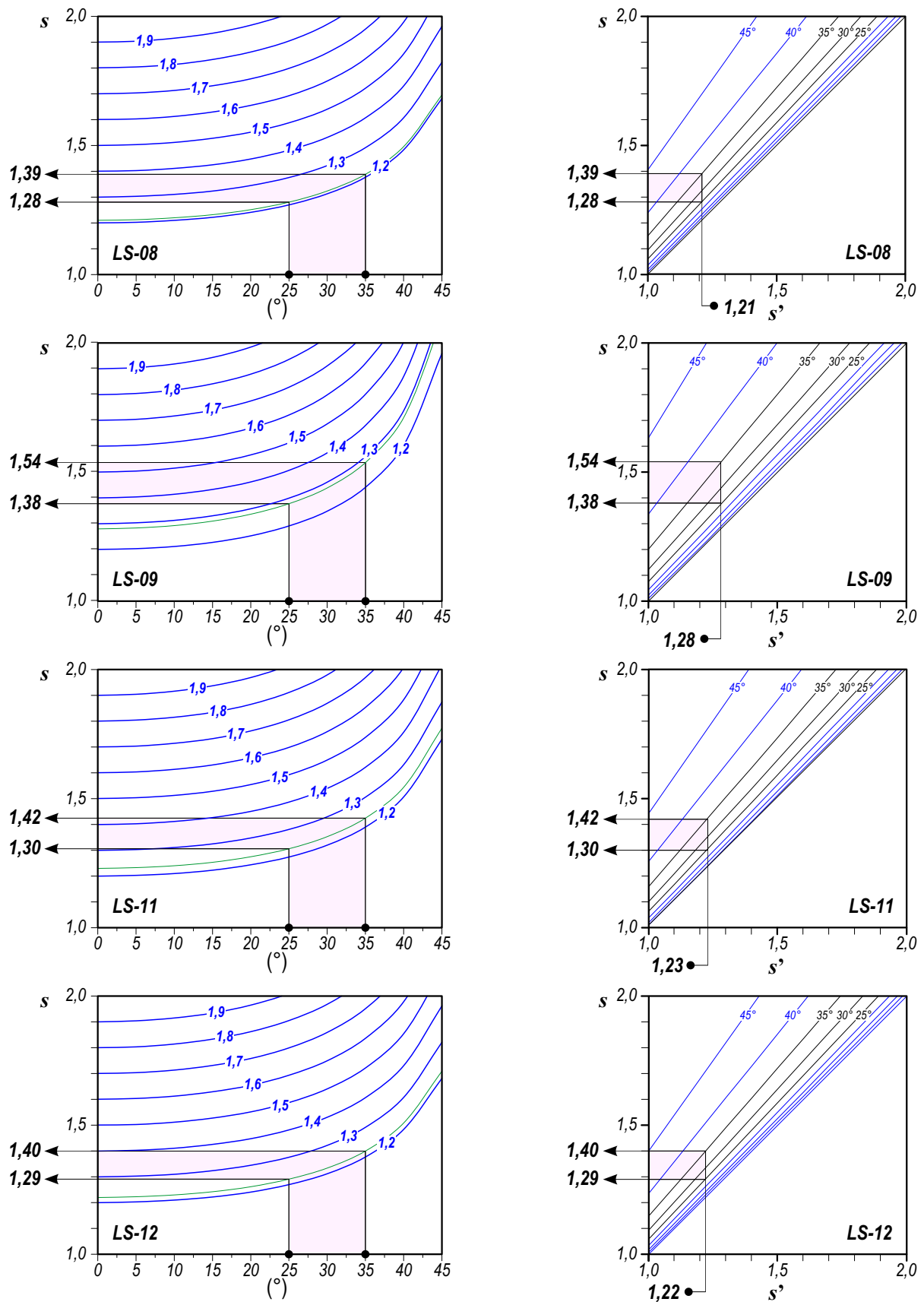


FIGURA 9-14: Ábacos construídos para as quatro seções estruturais do Campo de Xaréu modeladas, apresentando os valores de s determinados por meio de ângulos conhecidos (diagramas à esquerda) e de s' determinados pelo balanceamento das seções oblíquas (diagramas à direita). As curvas em verde, nos diagramas à esquerda, representam as populações de s' calculados a partir do balanceamento das seções oblíquas, enquanto que as linhas em preto, nos diagramas à direita, representam o intervalo angular de definido a partir da análise dos testemunhos de sondagem do Campo, considerando que a direção de transporte tectônico verdadeiro para a Sub-Bacia de Mundaú estaria compreendida entre 060° e 070° Az.

enquanto que a distensão máxima (X) seria subhorizontal com direção ENE-WSW (figura 9-15a). Nesta etapa, as falhas afetaram somente o “embasamento” e a Formação Mundaú. Nesta última, pode ser observado um espessamento da seção sedimentar para SW, em direção à Falha de Mundaú, a principal estrutura mapeada na região, o que indica uma sedimentação de deformação sindeposicional como esperado em uma sequência do tipo “fifte”.

Em uma fase seguinte e de relativa quiescência (embora não completamente desprovida de atividades tectônicas), entre o Mesoaptiano e o Eoalbiano, foi depositada a Formação Paracuru, também afetada por falhas normais e oblíquas (as etapas 4a,b do balanceamento de seções correspondem a esta fase), além de estruturas-em-flor negativa e positiva (figura 9-15b,c), que devem ter sido originadas pelo mesmo contexto cinemático, de vez que as falhas mapeadas ao nível dos topos das formações Paracuru e Mundaú (vide, respectivamente, as figuras 7-9 e 7-10 no Capítulo 7) exibem mesma orientação e cinemática.

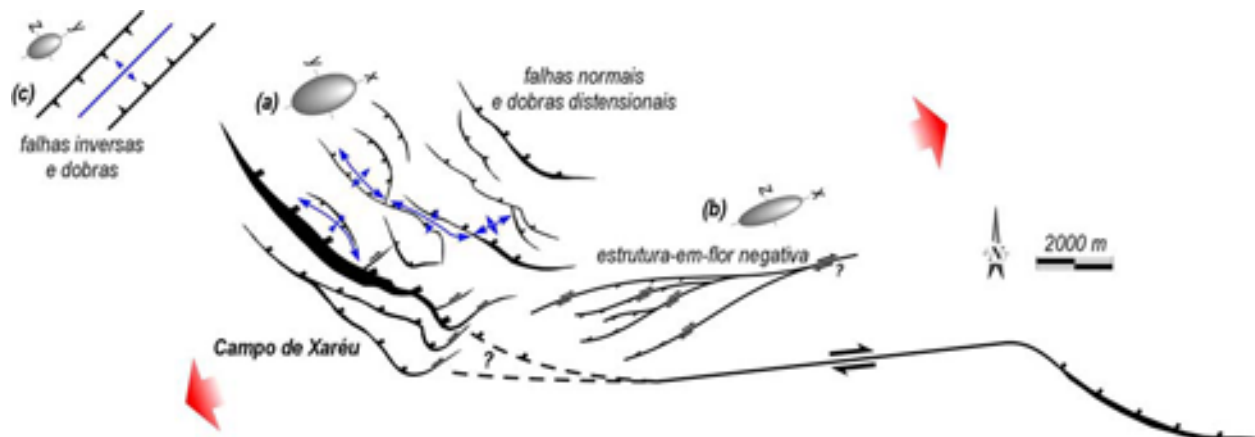


FIGURA 9-15: Contexto tectônico integrado para o Campo de Xaréu e proximidades (ao nível do topo da Formação Paracuru) onde são mostradas as falhas normais (a), principais estruturas do Campo, a estrutura-em-flor negativa, a sudeste (b), e falhas inversas com eixos de dobramentos associados, a noroeste (c). Embora cada conjunto de estruturas esteja relacionado a um elipsóide de deformação local, todos podem ser compatibilizados por meio de um mesmo estado de esforços de abrangência regional (setas em vermelho).

Uma vez mais, a orientação e sentido de transporte tectônico das falhas normais/oblíquas indicam encurtamento local (Z) seria subvertical e distensão (X) subhorizontal e de direção ENE-WSW (figura 9-15a). A presença de uma estrutura-em-flor negativa na porção a sudeste do Campo de Xaréu denota uma situação local com X e Z subhorizontais e orientados nas direções ENE-WSW e NNW-SSE, respectivamente (figura 9-15b). Por sua ocasião, as falhas inversas e os dobramentos contracionais associados, mapeados a noroeste do Campo de Xaréu, denotam um elipsóide de deformações local com Z subhorizontal e de direção NNW-SSE, e X subvertical (figura 9-15c). Deve ser destacado que, se realmente estas estruturas corresponderem a feições contracionais, este será o primeiro registro de estruturas deste tipo na Sub-Bacia de Mundaú [na Bacia do Ceará, falhas inversas de direção NE-SW a ENE-WSW e dobramentos contracionais associados foram mapeados nas sub-bacias de Piauí-Camocim

por Zalán (1983, 1984) e Zalán *et al.* (1985), e Icarai/Acaraú por Castro (1992), posicionadas em um segmento transpressivo da Margem Equatorial Atlântica]

É interpretado que todo este contexto tectônico (que poderia ser uma continuidade da deformação principal relacionada ao "fi treamento" da Bacia do Ceará), com suas singularidades locais, esteja relacionado a um regime cinemático mais regional, caracterizado por um regime transtrativo dextral regional, condicionado por distensão principal subhorizontal e de direção ENE-WSW (setas em vermelho na figura 9-15). Tal contexto poderia ter sido originado graças à instalação de falhas transcorrentes (que evoluíram, *a posteriori*, para transformantes) ao longo da Margem Equatorial Atlântica (Azevedo 1991; Matos 2000, por exemplo).

Em oposição à Formação Mundaú, a Formação Paracuru não apresenta tendência de aumento de espessura em direção às falhas, o que sugere que esta seqüência tenha sido depositada em um ambiente tectônico relativamente mais calmo.

Algumas falhas afetam a base do Membro Uruburetama e, com menor freqüência, o Membro Itapagé, ambos da Formação Ubarana. Mesmo internamente ao Membro Uruburetama, algumas falhas são truncadas por discordâncias, indicando que a deformação aconteceu durante várias etapas de deposição desta seqüência sedimentar, entre o Eoalbiano e o Mesocampaniano.

Assim sendo, pelo menos duas fases de deformação podem ser reconhecidas na Sub-Bacia de Mundaú: (i) a primeira delas estaria relacionada à abertura da Sub-Bacia iniciada no Eoaptiano (ou mesmo no Neobarremiano), quando teria controlado predominantemente a deposição da Formação Mundaú. Tal contexto poderia ter estado em atividade (continuamente ou em pulsos) no decorrer de todo o Aptiano e se estendido até o Eoalbiano, após a deposição da Formação Paracuru. Como não se observa espessamento nos pacotes relacionados a esta última unidade, é possível concluir que a deposição da Formação Paracuru ocorreu sob quiescência tectônica; (ii) o estágio subsequente deve ter iniciado após a deposição da Formação Paracuru e das porções basais do Membro Uruburetama da Formação Ubarana. Deve ser ressaltado, ainda, que a Falha de Mundaú apresentou atividade durante todas as fases reconhecidas.

CONSIDERAÇÕES FINAIS



CAPÍTULO 10

Integração e Discussão de Temas Seleccionados

Por meio da integração dos resultados expostos nos capítulos anteriores desta Tese, é possível traçar algumas linhas de raciocínio em consideração a três aspectos principais. O primeiro tema a ser abordado enfoca a área do Campo de Xaréu, visando efetuar uma investigação qualitativa e de caráter preliminar com respeito às propriedades selantes, ou mesmo não-selantes, das falhas existentes no Campo, sobretudo ao nível do reservatório carbonático do Membro Trairí. Objetivando atingir esta meta, foram concebidos os capítulos 6, 7, 8 e, subordinadamente, 9 desta Tese. A segunda tônica, também no âmbito do Campo de Xaréu, aborda o significado tectono-estratigráfico da Formação Paracuru, essencialmente em função de suas relações com os falhamentos mapeados no Campo. Para tanto, são consideradas as discussões realizadas nos capítulos 6, 7, 8 e 9. Um terceiro enfoque, de âmbito mais regional, envolve a integração dos capítulos 4, 5, 7, 8 e 9, além de sua correlação com os dados da literatura, sumarizados nos capítulos 2 e 3, procurando contribuir para um modelo evolutivo do segmento da Margem Equatorial Atlântica do Brasil, no qual estão inseridas as áreas objeto de estudo desta Tese, a Sub-Bacia de Mundaú e a própria Bacia do Ceará.

10.1 – INVESTIGAÇÃO QUALITATIVA DO POTENCIAL DE SELO DAS FALHAS NO CAMPO DE XARÉU

Um dos maiores desafios na exploração petrolífera em reservatórios estruturalmente controlados é prever o comportamento selante ou não-selante, de uma falha. Falhas selantes podem funcionar como barreiras ao fluxo de hidrocarbonetos em um reservatório, até o ponto de definir compartimentos que podem estar interconectados ou não, e que contêm proporções variáveis de óleo e gás. Desta forma, o estudo detalhado do potencial de selo das falhas que recortam um reservatório constitui uma tarefa importante. Esta análise envolve o conhecimento da distribuição e da origem das propriedades do selo ao longo das falhas, assim como o entendimento da geometria e da evolução da falha ou de uma população de falhas a serem avaliadas (Allan 1989).

Para o Campo de Xaréu e para o Membro Trairí, a avaliação do potencial selante das principais falhas pode trazer informações cruciais, que permitam melhorar a estratégia de exploração no reservatório.

10.1.1 – PRINCIPAIS MECANISMOS DE FORMAÇÃO DE SELOS EM FALHAS

Da literatura, cinco categorias principais de selos em falhas são conhecidas, cada uma das quais com propriedades petrofísicas particulares e que podem ter origem em processos também peculiares (Knipe 1997). As categorias são:

(1) falhas que justapõem rochas com propriedades de permo-porosidade distintas (figura 10-1), como por exemplo, a superposição entre arenitos (geralmente com alta permeabilidade) e folhelhos ou siltitos (com permeabilidade caracteristicamente muito baixa), ou mesmo entre um arenito puro e um impuro (figura 10-1);

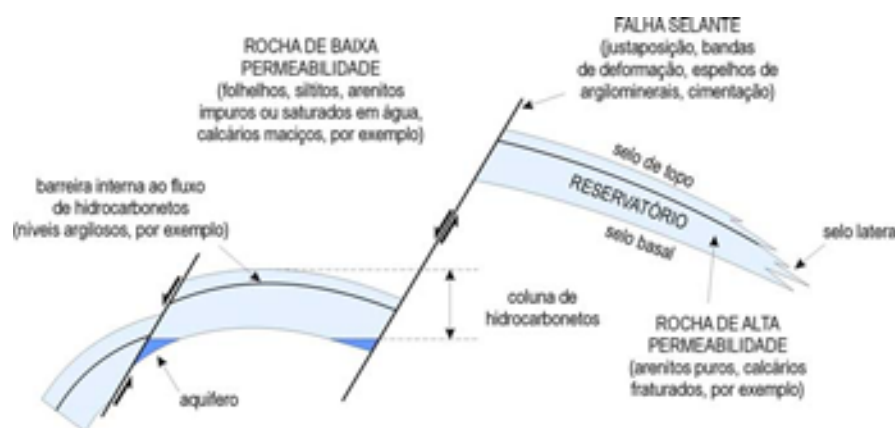


FIGURA 10-1: Mecanismo de formação de selos por justaposição entre rochas de propriedades permo-porosas distintas, ao longo da superfície de falhamento. Além da própria justaposição, mecanismos de selos adicionais podem estar atuando de modo a intensificar a capacidade de selo da falha. Modificado de Sneider & Sneider (2002).

(2) falhas que originam rochas cataclásticas desenvolvidas a partir de arenitos puros e com baixo conteúdo em argila. Estes selos surgem a partir do fraturamento, deslizamento friccional e colapso da porosidade, que acompanham a redução granulométrica das rochas. As bandas de deformação são o principal produto destes processos;

(3) falhas que afetam rochas ricas em argilominerais e desenvolvem espelhos de argila ao longo da superfície falhada (figura 10-2), criando uma zona contínua de baixa permeabilidade;

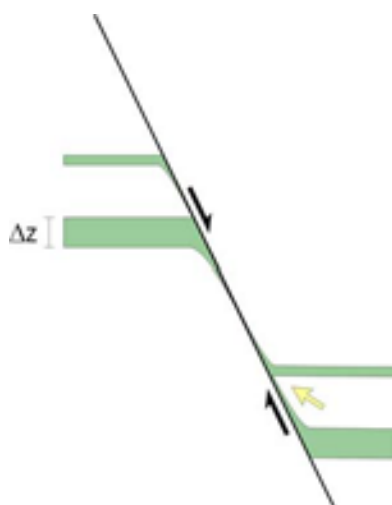


FIGURA 10-2: Mecanismo de formação de selos envolvendo a produção de espelhos de argilominerais ao longo da superfície de uma falha normal. Note que o falhamento pode provocar a superposição (seta em amarelo) de espelhos formados por camadas de diferentes espessuras (Δz) e em várias profundidades. Este tipo de selo pode ocorrer em diversas escalas, desde microscópica até métrica. Modificado de Yielding et al. (1997).

(4) falhas que originam rochas compostas por uma mistura de filossilicatos e grãos do arcabouço, desenvolvidas a partir da deformação de arenitos impuros contendo concentrações de micas e

argilominerais. Esta mistura origina rochas de falha cuja porosidade e permeabilidade são controladas pela criação de arranjos anastomosados de espelhos de argila microscópicos em torno dos grãos do arcabouço, ou por meio da deformação das laminações de filossilicatos;

(5) falhas que apresentam cimentação ao longo de seus planos, controlada pela precipitação de novos minerais. Tais selos podem estar restritos às proximidades das unidades onde a deformação permite a dissolução local e a reprecipitação de materiais solúveis, ou podem estar relacionados com a intensa invasão dos cimentos nas adjacências ou ao longo das falhas.

A composição litológica original da rocha "candidata" à formação do selo exerce um forte controle sobre as propriedades da rocha de falha e, portanto, sobre os selos que são formados durante a deformação (Knipe 1997). Dentre estas propriedades, devem ser destacados o conteúdo de argilominerais e as características permo-porosas da rocha encaixante. Embora as propriedades que influenciem o comportamento selante das falhas possam ser estimadas pela integração de uma gama de métodos diferentes (interpretação sísmica, testes de formação, perfis de poços, testemunhos), a predição do comportamento selante de uma falha ainda é uma tarefa de difícil resolução, graças, essencialmente, aos graus de incerteza inerentes a cada um destes métodos. Tais incertezas envolvem o conhecimento da arquitetura sedimentar do reservatório (isto é, das variações de espessura, tipo de litologia, a alternância entre diferentes seqüências e seu arranjo espacial), da geometria da falha ou da zona de falhas e da armadilha, das propriedades físicas da rocha de falha e, talvez um dos principais fatores, o quão realístico é o modelo de selamento aplicado e até onde as mudanças de escala podem influenciar na análise (Knipe *et al.* 2002).

Uma ferramenta bastante útil na estimativa das propriedades selantes de uma falha são os diagramas de justaposição (Knipe 1997), conforme ilustrado na figura 10-3. Os diagramas de justaposição, como indicado pelo próprio nome, foram elaborados para ilustrar as sobreposições entre as camadas, provocadas pelas falhas presentes no reservatório, permitindo avaliar o potencial de selo das estruturas e possibilitar inferências com respeito aos mecanismos geradores de selo.

Os diagramas partem do princípio de que sempre que uma falha provocar o deslocamento entre pacotes de rochas adjacentes, ela estará colocando em contato camadas com porosidade e, sobretudo, permeabilidade diferentes, podendo levar, assim, a justapor bons reservatórios de hidrocarbonetos a unidades com um grande potencial selante. O diagrama de justaposição confronta a variação litológica com a profundidade (eixo das abscissas), tanto no teto como no muro da falha, com o rejeito da falha (eixo das ordenadas) (figura 10-3b). Na realidade, o eixo das ordenadas representa uma população de possíveis rejeitos que a falha pode apresentar, desde nulo até um valor máximo (figura 10-3b). Os dados a serem confrontados podem provir de testemunhos e/ou perfis de poços, ou mesmo de pseudopoços construídos a partir de seções sísmicas. Uma premissa básica (que também é uma limitação) que deve ser levada em conta, parte de que as camadas deslocadas sejam exatamente as mesmas em ambos os

lados da falha. Outra limitação é de que o rejeito máximo estimado somente pode ser menor ou igual à espessura total da seção estratigráfica estudada.

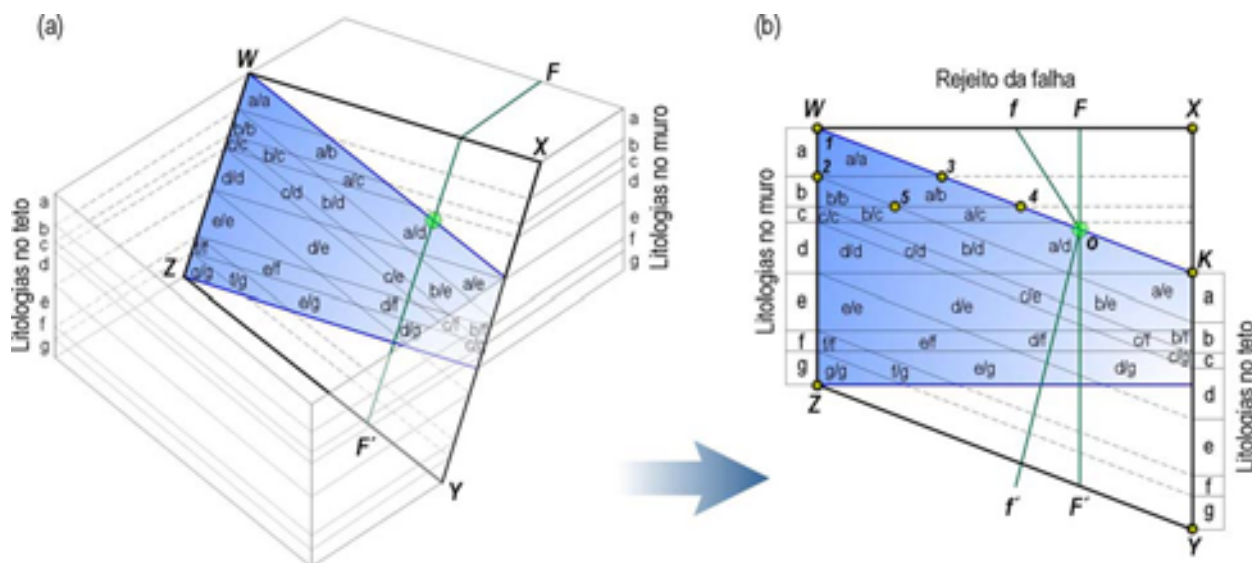


FIGURA 10-3: Aspectos básicos dos diagramas de justaposição. Em (a) é ilustrada uma falha tridimensional (plano WXYZ) com deslocamento variável ao longo de sua superfície. Na construção do diagrama de justaposição (b), devem ser extraídos o plano de falha e as superposições definidas entre as unidades estratigráficas. As unidades estratigráficas localizadas no bloco do muro interceptam a falha por detrás do diagrama, enquanto que as unidades posicionadas no bloco do teto ocorrem à frente do diagrama. As justaposições são representadas em (b) por triângulos (123) ou por losangos (2345). Falhas normais com deslocamento constante são representadas por linhas verticais no diagrama (FF' por exemplo), ao passo que falhas que apresentem deslocamento variável pode ser ilustradas como dois segmentos de reta que se encontram no ponto de máximo rejeito (linha fof'). Modificado de Knipe (1997).

Falhas normais, com um deslocamento constante ao longo de toda sua superfície, podem ser representadas por meio de uma linha reta vertical no diagrama (figura 10-3b). Já uma falha que apresente deslocamento variável, máximo no centro e diminuindo até ser nulo em suas extremidades, o que geralmente é o caso, é representada como dois segmentos de reta inclinados em relação à vertical, que se encontram em um ponto de máximo rejeito no diagrama (figura 10-3b).

10.1.2 – FALHAS NORMAIS NO CAMPO DE XARÉU: SELANTES OU NÃO-SELANTES?

No Campo de Xaréu, as falhas que afetam o Membro Trairí apresentam um forte potencial selante ao nível do reservatório carbonático. Uma vez que o Membro é composto por uma alternância entre diferentes litotipos carbonáticos, que constituem as principais rochas-reservatório, intercaladas em folhelhos (vide Capítulo 6), a probabilidade de que ocorra a justaposição entre pacotes de baixa e de alta permeabilidades é muito elevada (figura 10-4), principalmente quando é considerada a magnitude dos rejeitos das falhas ao nível do Membro Trairí.

A partir da correlação entre poços (Capítulo 6), da análise dos dados sísmicos e do balanceamento de seções (capítulos 7 e 9), pôde ser constatado que as falhas apresentam rejeitos que podem oscilar entre 50 e 250 m, podendo ser ainda maiores, embora falhas com rejeitos inferiores também existam, não tendo sido, no entanto, mapeadas por meio dos dados sísmicos. Do estudo de

testemunhos, foi observado que as camadas de rochas carbonáticas raramente ultrapassam dois ou três metros de espessura. A própria entidade litoestratigráfica formalmente definida como Membro Trairí, como um todo (o que inclui os folhelhos, calcários e alguns arenitos subordinados), não apresenta espessuras muito maiores que 20 ou 30 metros. Ora, como os rejeitos das falhas que cortam o reservatório são bem maiores que a espessura das camadas de calcários e mesmo, em alguns casos, maiores que a espessura do próprio Membro Trairí, não seria raro encontrar um nível de rocha carbonática, impregnado por óleo, confinado lateralmente entre pacotes de folhelhos graças ao deslocamento das falhas (figura 10-4). Este tipo de situação é idêntico ao mecanismo de selamento (1) de Knipe (1997), descrito anteriormente.

Com a aplicação dos diagramas de justaposição esta tendência à sobreposição fica mais evidente (figura 10-4). Para exemplificar o efeito das sobreposições, foram escolhidos dois poços verticais (5V e 6V). O poço 5V apresenta camadas de folhelho com espessuras relativamente importantes, intercalados com calcários, arenitos e siltitos mais delgados (figura 10-4a). Como resultado, a justaposição entre camadas de permeabilidade distintas é mais efetiva e mais ampla, de modo que espessas camadas de folhelho facilmente superpõem-se a uma ou mais camadas delgadas de calcário e/ou arenito, dependendo da magnitude do rejeito da falha. Para o poço 6V, a situação é diferente e mais complexa (figura 10-4b). Tantos os folhelhos como as demais litologias (calcários, arenitos, siltitos) apresentam espessuras aproximadamente equivalentes, embora sejam, em geral, maiores nos folhelhos (figura 10-4b). O resultado é um padrão de justaposição mais complexo, o que resulta em uma maior compartimentação do reservatório. Nesta situação, seria necessário que uma falha que afetasse as camadas apresentasse um rejeito tão pequeno quanto um metro, para sobrepor camadas de folhelhos a calcários ou a arenitos (respectivamente pontos 1 e 2 na figura 10-4b), por exemplo.

Outra informação que pode ser retirada dos diagramas é quanto ao tipo de selo que pode ser esperado durante a superposição. Quando a justaposição envolve folhelhos e, em menor grau, siltitos, a probabilidade de ocorrer a formação de espelhos de argilominerais, que funcionam como barreiras bastante eficientes ao fluxo de fluidos, é alta. Exemplos deste mecanismo de selamento foram encontrados em vários testemunhos. Este mecanismo pode ser relacionado às estruturas D_2 (subordinadamente às D_1), atribuídas ao Neógeno (vide Capítulo 8). Estes espelhos-de-falha são bastante comuns entre os folhelhos negros e margas, e denotam forte fricção e aporte térmico ao longo dos planos de falhas D_2 . Este tipo de estrutura gera um mecanismo de selo similar aos dos tipos (3) e (4), anteriormente citados. Além da justaposição, outros fatores podem controlar a formação dos espelhos de argilominerais (Yielding *et al.* 1997), tais como: (i) quanto maior for a espessura das camadas, maior será a espessura do espelho; (ii) a espessura do espelho diminui com a distância da camada-fonte; (iii) a espessura do espelho diminui com o aumento do rejeito da falha; e (iv) várias camadas-fonte de argilominerais podem produzir um espelho combinado e contínuo (figura 10-2).

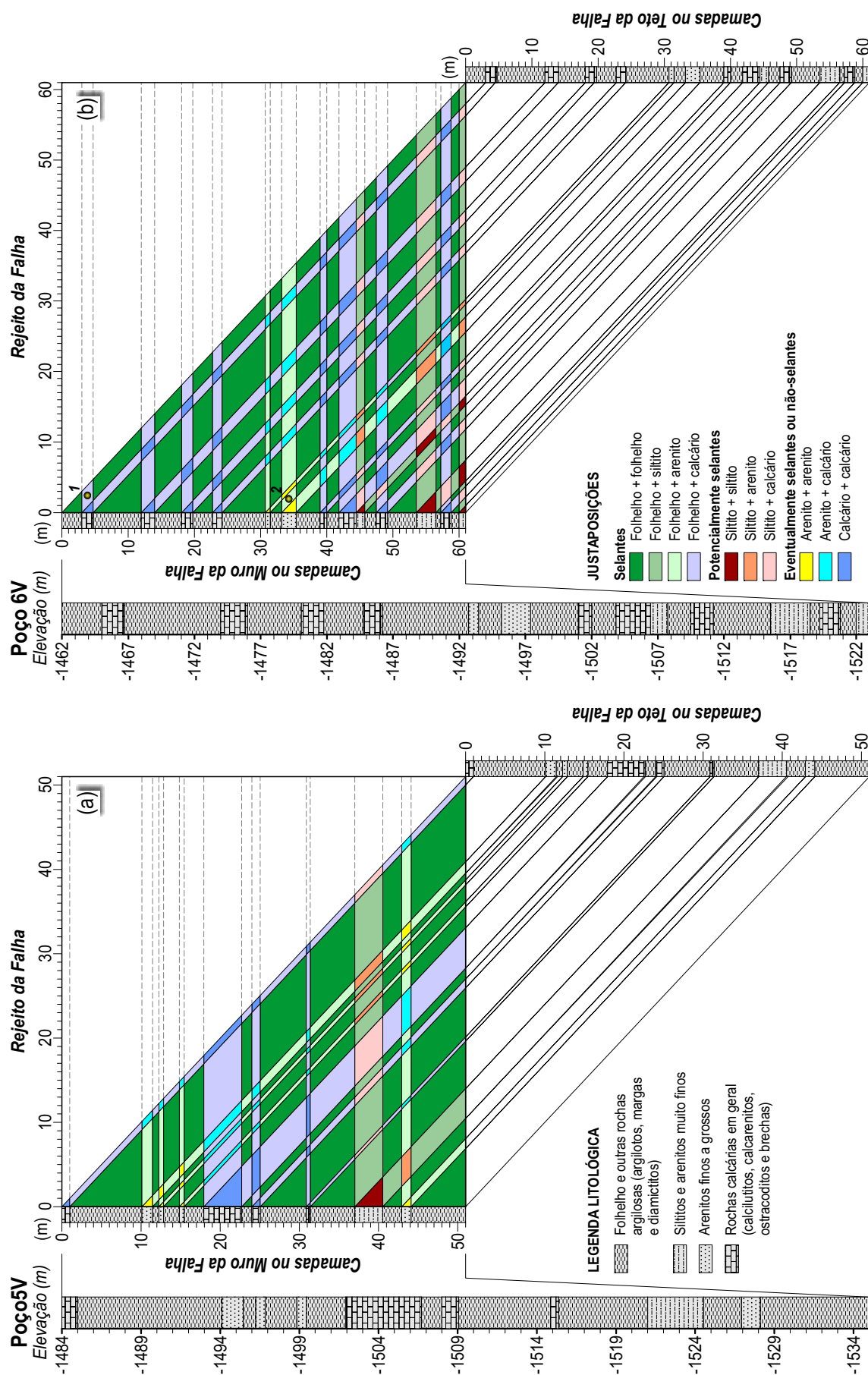


FIGURA 10-4: Diagramas de justaposição construídos para os poços 5V (a) e 6V (b) no Campo de Xaréu. Notar a diferença de espessura das camadas de folhelho entre ambos os diagramas, levando à formação de padrões de superposição distintos e complexos em cada caso. 1 e 2 representam situações onde ocorrem justaposições a partir de rejeitos de falha inferiores a um metro. Discussões no texto. Dados de testemunhagem cedidos pela PETROBRAS.

Sobreposições entre camadas de arenitos e calcários (fraturados) poderiam ser esperadas como sendo de caráter não-selante, mas este nem sempre é o caso. Se os arenitos superpostos forem suficientemente porosos (mais de 15% de poros), a cataclase das camadas pode induzir forte diminuição e subsequente cimentação, criando uma importante barreira à migração de fluidos ao originar bandas de deformação (Antonellini & Aydin 1994). Se calcários estiverem justapostos, a percolação de fluidos ao longo da falha também pode levar à cimentação, com a produção de veios de calcita.

Por meio das análises meso e microestrutural da deformação que afeta o Membro Trairí no Campo de Xaréu, foi definida uma seqüência de formação de estruturas, cada uma das quais possuindo características particulares (Capítulo 8). Uma das feições diagnósticas das estruturas designadas de D₁ é a presença de constante de veios de calcita, com orientação similar às das falhas regionais. Uma idade cretácea é creditada para estas meso/microestruturas, ou seja, a mesma das principais falhas do Campo de Xaréu. É coerente admitir que a deformação cretácea que definiu a estruturação do Campo foi fortemente assistida por fluidos mineralizantes, no caso, ricos em ânions CO₃²⁻, que reagiriam com as rochas carbonáticas, extraindo delas variadas proporções de Ca²⁺ e Mg²⁺, por sua ocasião precipitados ao longo das falhas ou em outros sítios, sob a forma de veios de calcita e/ou dolomita. Isto conduz à conclusão de que as fraturas e, conseqüentemente, as falhas, sofreram importantes processos de cimentação, uma vez mais originando selos. Neste caso, os selos formados poderiam ser encaixados entre os do tipo (5). A constatação de um evento cimentante precoce é confirmada pela história diagenética das rochas do Membro Trairí (Capítulo 6).

10.2 – O SIGNIFICADO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO PARACURU NA SUB-BACIA DE MUNDAÚ

Após o advento da estratigrafia de seqüências, na divisão interna das bacias sedimentares passou a considerada a relação entre os depósitos sedimentares e a evolução tectônica da própria bacia. Assim sendo, no caso particular das bacias sedimentares cretáceas do Brasil, é comum observar sua divisão tectono-estratigráfica em fases ou estágios, o que via de regra inclui os estágios Pré-Rifte, Rifte e Drifte (ou de Margem Passiva).

Como denotado pela própria denominação, o Estágio Pré-Rifte caracteriza-se pelas seqüências sedimentares depositadas antes da fase de ruptura da bacia, geralmente representadas por depósitos de sinéclises paleozóicas ou por rochas triássico-jurássicas. O Estágio Rifte propriamente dito compreende aqueles pacotes depositados durante a origem da bacia. Como resultado, a sedimentação é tipicamente continental, representada principalmente por depósitos de leques aluviais, rios e lagos. A geração de espaço na bacia é controlada predominantemente por falhamentos normais que, por conseguinte, conduzem diretamente à sedimentação. Como conseqüência, graças ao colapso gradual do "embasamento," mais

proeminente em direção às falhas lítricas, os pacotes sedimentares (referidos como sintectônicos) apresentam espessamento de seção em direção às falhas (estas, por seu turno, constituem falhas de crescimento). Finalmente, na formação dos depósitos relacionados ao Estágio Drifte (Margem Passiva), a deformação frágil característica da fase anterior já cessou por completo. A subsidência térmica (efeito do resfriamento pós-rifte da litosfera) passa a controlar a sedimentação, dando início a uma nova etapa de sinéclise. Os estratos relacionados são principalmente de origem marinha, com influência continental – fluvial/deltaica, nas porções proximais da bacia.

É comum encontrar, em várias colunas estratigráficas correntes no Brasil, um estágio chamado de “Transicional”, que é temporalmente intermediário aos estágios Rifte e de Margem Passiva. A esta mesma fase foi aplicada originalmente a denominação de Estágio Proto-Oceânico” (Ponte *et al.* 1978; Asmus 1984), ou ainda, Fase Salífera” (Asmus 1984).

Tectonicamente, o Estágio Transicional é definido como a etapa em que a deformação tipicamente relacionada ao Estágio Rifte ou de ruptura da crustal já se encontra em seus pulsos finais, e o ambiente muda gradualmente para uma margem continental passiva, após a formação de crosta oceânica e a separação continental final. O Estágio Rifte é tipificado por deposição sedimentar concomitantemente à deformação relacionada a falhas. No Estágio Transicional, a maior parte da deformação é tida como pós-deposicional.

Estratigraficamente, o Estágio Transicional, como o próprio nome indica, marca a passagem de uma sedimentação em ambiente estritamente continental para o marinho. Assim sendo, é desta época que remontam as primeiras incursões marinhas nas bacias, ainda que em condições restritas, tendo como os depósitos mais típicos pacotes de sal.

Este é o contexto comumente observado entre as bacias da Margem Continental Leste do Brasil, especialmente da Bacia de Santos, ao sul, até a de Sergipe, ao norte (vide Pereira & Feijó 1994; Rangel *et al.* 1994; Vieira *et al.* 1994; Santos *et al.* 1994; Netto *et al.* 1994; Feijó 1994b). Na Bacia Pernambuco-Paraíba, o Estágio Transicional não é reconhecido (ver Feijó 1994a), tornando a ser identificado somente nas bacias Potiguar, do Ceará e Pará-Maranhão, já na Margem Equatorial Atlântica (Brandão & Feijó 1994; Beltrami *et al.* 1994; Araripe & Feijó 1994). No entanto, nestas três últimas bacias o contexto tectônico é distinto (enquanto a Margem Leste evoluiu a partir de rifteamento ortogonal, na Margem Equatorial Atlântica foram desenvolvidos “rifes” oblíquos relacionados a um contexto transcorrente/transformante – Azevedo 1991; Matos 2000), o que também ocorre com a própria sedimentação do Estágio Transicional. Excetuando uma ocorrência restrita na Sub-Bacia de Mundaú na Bacia do Ceará, depósitos de sal não são conhecidos nestas bacias da Margem Equatorial Atlântica. Em lugar disto, o Estágio Transicional é caracterizado por uma sedimentação predominantemente continental, definida por depósitos fluviais e lacustres. Localmente, depósitos lagunares ocorrem no topo da Sequência Transicional, marcando, então, o início da transgressão marinha nestas bacias.

Particularmente para a Sub-Bacia de Mundaú, a Formação Paracuru está classicamente relacionada a este contexto de transição (Beltrami *et al.* 1994). A formação é composta por uma seqüência de arenitos basais, com intercalações de folhelhos cinzentos (ambos depositados em um sistema flúvio-deltaico), seguidos de um pacote carbonático intermediário (o Membro Trairi) intercalado em folhelhos carbonosos (halita ocorre localmente), todos relacionados a sistemas lacustres com *sabkha* marginal. O topo da Formação Paracuru é constituído por folhelhos siltosos, com raras intercalações de calcilitos e arenitos turbidíticos finos, depositados a partir de um mar epicontinental (Della Fávera *et al.* 1984).

Ao longo da pesquisa desenvolvida durante esta Tese, foram levantados dados (sísmicos, testemunhos) que permitem discutir o real significado tectono-estratigráfico da Formação Paracuru na Sub-Bacia de Mundaú.

Da interpretação das seções sísmicas do Campo de Xaréu (Capítulo 7), é observado que a Formação Mundaú apresenta espessamento de seção em direção à falha homônima, localizada a SW do Campo de Xaréu (figura 10-5). Ainda que a Formação Mundaú corresponda à seção rifte da Bacia do Ceará, o aumento de espessura dos pacotes em direção à falha de borda não é tão proeminente quanto o que é normalmente observado em uma seqüência deste tipo, sendo também restritos os conglomerados de borda (Beltrami *et al.* 1994). Por outro lado, a Formação Paracuru exibe espessura aproximadamente constante, apresentando uma leve tendência ao espessamento para NE (figura 10-5), contrariamente, portanto, à Formação Mundaú.

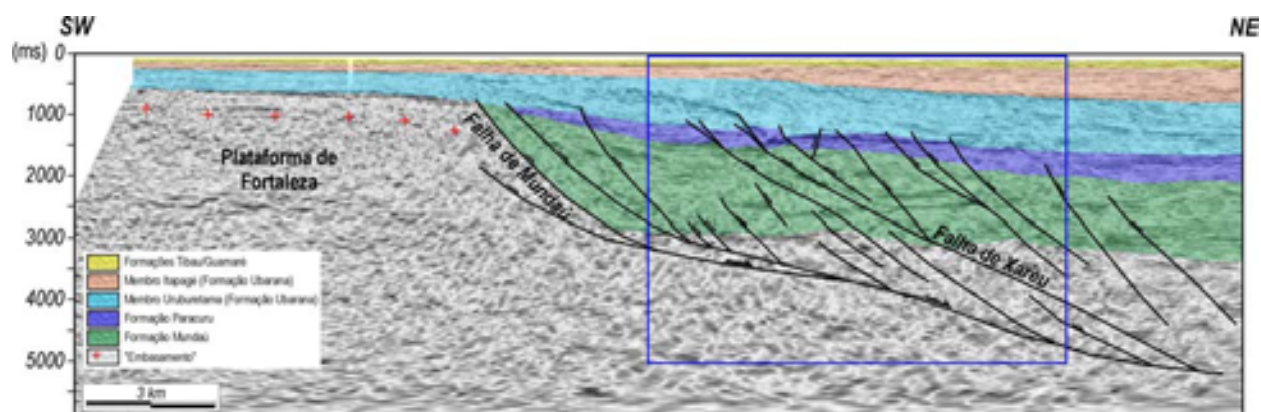


FIGURA 10-5: Na Sub-Bacia de Mundaú, a formação homônima (em verde) corresponde à sua seção rifte. Embora a formação apresente espessamento em direção à Falha de Mundaú (a falha de borda), esta variação de espessura não é tão proeminente como o observado em outras seqüências riftes das bacias sedimentares marginais. Por outro lado, a Formação Paracuru, interpretada como a seção transicional na Sub-Bacia de Mundaú, apresenta espessamento em direção a NE, em oposição à Formação Mundaú. Seção sísmica transversal LS-11. O quadro em azul delimita a área do Campo de Xaréu. Dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS.

Localmente, pôde ser constatado que algumas falhas antitéticas (direção NW-SE e mergulho para SW) à Falha de Mundaú exercem um aparente controle na variação de espessura dos estratos da Formação Paracuru (figura 10-6), o que é indicativo de que estas falhas possam ter estado em atividade durante a deposição da formação. De fato, em uma escala de maior detalhe, estas falhas antitéticas apresentam características muito similares às das típicas falhas de crescimento (perfil aproximadamente

lístico), condicionando, até mesmo, a formação de pequenos anticlinais *rollover* (figura 10-6). Análises e modelagens demonstram que as falhas antitéticas, via de regra, se instalam tardiamente em relação às sintéticas (Gibbs 1984; McClay 1990; Dula 1991; McClay *et al.* 1991), estando associadas ao colapso da seção sedimentar no ápice do anticlinal *rollover* (vide também Seção 7.1, no Capítulo 7). Tal ativação tardia das falhas seria, pois, condizente com o controle sobre a deposição da Formação Paracuru.

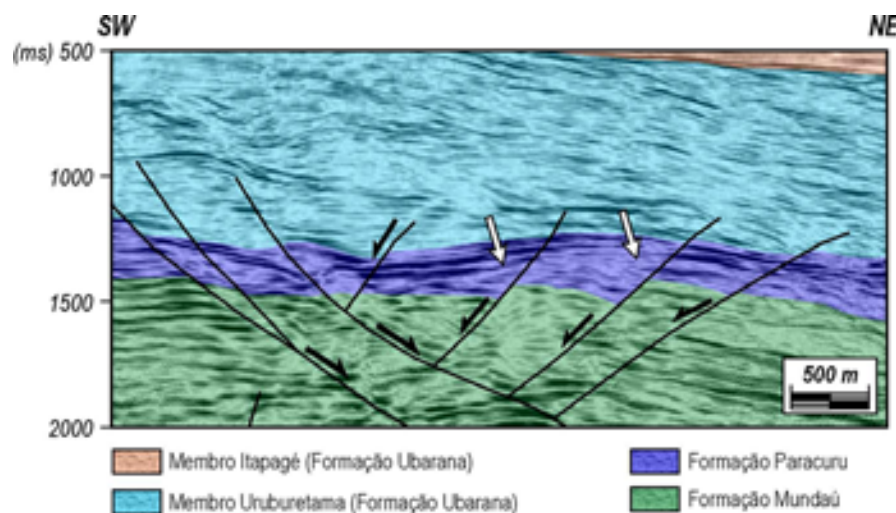


FIGURA 10-6: Em algumas seções sísmicas do Campo de Xaréu, foi possível reconhecer que a Formação Paracuru apresenta espessamento em direção a falhas normais antitéticas à Falha de Mundaú, o que pode indicar que estas estruturas estiveram ativas durante a deposição da formação. Detalhe da seção sísmica transversal LS-09. Dados sísmicos cedidos pela PETROBRAS.

Em algumas bacias da margem continental do oeste africano (bacias do Gabão, do Congo e de Cabinda), pacotes sedimentares interpretados como pertencentes à fase rifte apresentam espessura aproximadamente constante, não exibindo aumento de espessura em direção à falha de borda (Karner *et al.* 1997; 2003). Na plataforma continental do noroeste australiano, onde se localiza o Platô de Exmouth (Exon *et al.* 1982), situação similar já havia sido observada (Driscoll & Karner 1998; Karner & Driscoll 1999). De fato, neste sítio, a deformação relacionada à fase rifte é condicionada por uma série de falhas normais de alto ângulo, não tendo sido identificada uma estrutura que se encaixasse como candidata à "falha de borda" (Driscoll & Karner 1998; Karner & Driscoll 1999). Por meio de simulações numéricas, Karner *et al.* (2003) têm demonstrado que o mecanismo responsável por esta configuração pode envolver mais o estiramento da crosta continental inferior do que a deformação frágil da crosta superior. No modelo de bacias-rifte clássico, toda a geração de espaço é acomodada pela deformação frágil da crosta superior, condicionada por intermédio de uma falha de borda; como a geração de espaço é acompanhada pela deposição de sedimentos, a contínua subsidência do substrato, mais acentuada próximo à falha de borda, induz a formação de estratos que apresentam espessura maior em direção à falha, diminuindo gradualmente à medida que se afaste dela (figura 10-7a). Entretanto, se durante a fase rifte a maior parte do estiramento necessário para a formação da bacia estiver concentrado na crosta inferior, que apresentaria um comportamento relativamente dúctil (quando comparada à crosta superior – Karner *et al.* 2003). Como consequência, ocorreria a subsidência das camadas suprajacentes, em um mecanismo similar à subsidência termal associada à formação das sinéclises intracratônicas (figura 10-7b). A geração

de espaço devido à deformação frágil da crosta superior pode ocorrer de forma bastante rápida, ao passo que a subsidência associada ao estiramento dúctil da crosta inferior (estilo *sag* ou de sinéclise) é relativamente lenta (Karner *et al.* 2003).

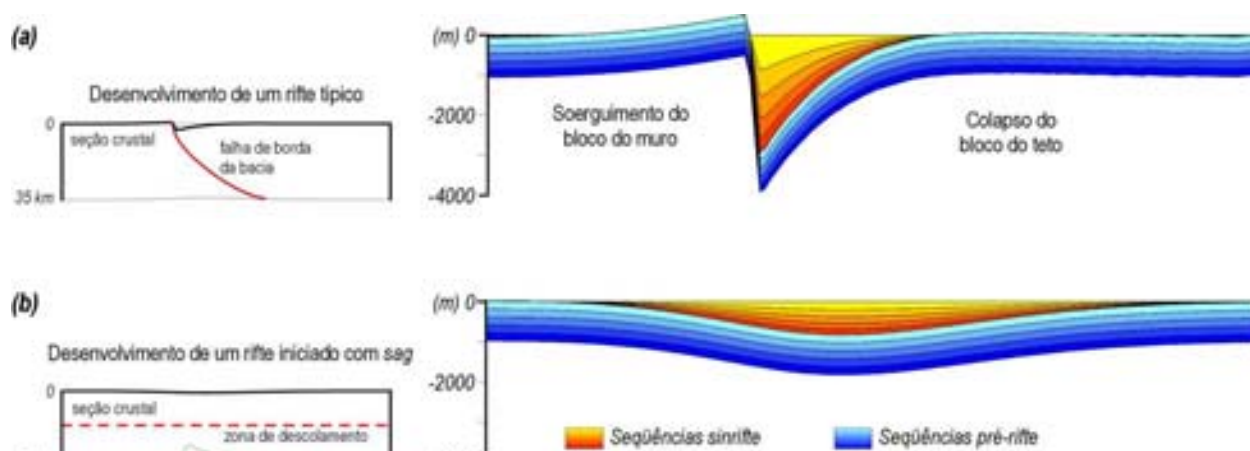


FIGURA 10-7: Modelagens numéricas aplicadas à distensão da litosfera. Em (a) é observada a formação de uma bacia-rifte clássica, condicionada pela formação de uma falha de borda em direção à qual ocorre espessamento da seção estratigráfica dos depósitos sedimentares sintectônicos. Neste caso, o estiramento litosférico seria acomodado, principalmente, por deformação frágil da crosta superior. Em (b) é ilustrada a formação de um rifte que evolui por subsidência gradual (*sag*) da crosta superior, por sua vez condicionada pelo estiramento dúctil da crosta inferior. A distensão diferencial entre as crostas superior e inferior provoca o desenvolvimento de uma superfície de descolamento (ou desacoplamento), que passa a funcionar como um limite intracrustal. Modificado de Karner *et al.* (2003).

Um mecanismo similar poderia ter atuado na Sub-Bacia de Mundaú. A fase "rifte frágil" é um fato na sub-bacia: a Formação Mundaú é seu principal produto, e ela se encontra completamente afetada por uma importante deformação frágil, em que se destaca o desenvolvimento da Falha de Mundaú. As diferenças no estilo dos depósitos (espessamento e fácies conglomeráticas mais reduzidas) podem ser creditadas à evolução cinemática transcorrente (Azevedo 1991; Matos 2000). Durante a deposição da Formação Paracuru, a deformação frágil foi menos acentuada quando comparada à época da sedimentação da Formação Mundaú, como observado das seções sísmicas disponíveis (figura 10-5, por exemplo). Porém, considerando que a Formação Paracuru tenha sido depositada durante um *continuum* da fase "rifte", então um mecanismo similar ao descrito anteriormente (o estiramento dúctil da crosta inferior) poderia ter estado em atuação. O resultado seria a combinação de uma fase inicial de rápida geração de espaço, acomodada pela deformação frágil da crosta superior (correlacionada à deposição da Formação Mundaú), com uma fase subsequente de subsidência relativamente lenta (associada à Formação Paracuru), devido à deformação da crosta inferior (figura 10-8). Esta interpretação é corroborada quando são confrontados dados de espessura e o intervalo cronológico de deposição, de cada uma destas formações. A partir da conversão em profundidade das seções sísmicas para o posterior balanceamento, vê-se que a Formação Mundaú pode apresentar espessuras de até 2.750 m, tendo sido depositada em um intervalo de cerca de 2×10^6 anos, enquanto que a Formação Paracuru, que foi depositada em cerca de 6×10^6 anos, apresenta espessura que pode atingir até 470 m. Disto se conclui

que as taxas de deposição das formações Mundaú e Paracuru são respectivamente iguais a $1,375 \times 10^{-3}$ e $7,833 \times 10^{-5}$ m/ano (vide Seção 6.2.3, no Capítulo 6); ou seja, não obstante seja cerca de 6 vezes mais espessa que a Formação Paracuru, a Formação Mundaú foi depositada sob uma taxa aproximadamente 18 vezes mais rápida.

Em adição aos dados em macroescala, os testemunhos de sondagem permitem inferir que a deformação atuou em estágios precoces da litificação das rochas da Formação Paracuru, particularmente no caso do Membro Trairí. A deformação chamada de D_1 nos testemunhos apresenta características tipicamente hidroplásticas, desenvolvendo estruturas meso/microscópicas morfologicamente similares às observadas em milonitos de zonas de cisalhamento de alta temperatura (vide seções 8.1.1 e 8.2.2, no Capítulo 8). O caráter hidroplástico apresentado pelas estruturas D_1 é diagnóstico de condições de deformação saturadas em água, que seriam esperadas quando as rochas do Membro Trairí ainda não se encontrassem plenamente litificadas, posicionando tais estruturas, pelo menos, em uma etapa tardilitificação. Como é interpretado que a origem das estruturas meso/microscópicas D_1 esteve condicionada aos principais falhamentos do Campo de Xaréu, desenvolvidos em macroescala, é possível referir que algumas destas falhas estiveram ativas ainda em estágios diagenéticos precoces da deposição do Membro Trairí, pelo menos.

Finalmente, o regime cinemático (inferido a partir da integração da interpretação sísmica com a análise de testemunhos de sondagem) relacionado à deformação no final do Aptiano (idade da deposição do Membro Trairí), caracterizado por um contexto transtrativo ligado a falhas E-W transcorrentes dextrais, não difere daquele que é inferido para o Eoaptiano (quando começou a ser depositada a Formação Mundaú), quando a ruptura do Oceano Atlântico Equatorial teria sido acomodada pela instalação de uma tectônica transcorrente dextral (Pindell & Dewey 1982; Pindell 1985; Marinho & Mascle 1987; Azevedo 1991; Matos 2000).

Neste sentido, o termo "transicional" talvez não seja adequado para ser aplicado à Formação Paracuru, principalmente por que esta formação não apresenta as características típicas do Estágio Transicional, como observado nas bacias da Margem Continental Leste do Brasil. Em seu lugar, neste trabalho, sugere-se posicionar a Formação Paracuru no Estágio Rifte que, neste caso, poderia ser dividido em **Sinrifte**, ocorrido entre o Eo e o Mesoaptiano, englobando a Formação Mundaú, e **Tardirrifte**, instalado entre o Mesoaptiano e o Eoalbio, e que incluiria a Formação Paracuru (figura 10-8).

10.3 – ORIGEM E EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA

A integração dos estudos estruturais realizados ao longo da Sub-Bacia de Mundaú e do litoral do Estado do Ceará permite inferir uma evolução tectono-estrutural bastante complexa para este segmento

da Margem Equatorial Atlântica, caracterizado por uma seqüência de eventos de deformação frágil cujas idades pré-datam a própria instalação da Margem e culminam no período Neógeno.

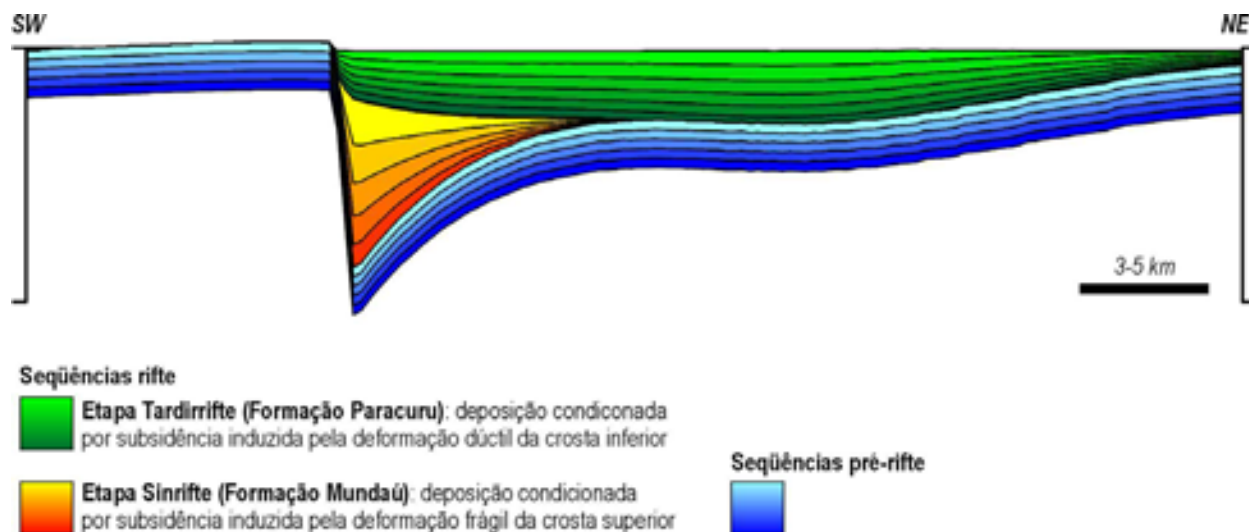


FIGURA 10-8: Na Sub-Bacia de Mundaú, o Estágio Rifte poderia ser decomposto em duas etapas distintas, ainda que contínuas e sucessivas no tempo geológico: na etapa Sinrifte seria depositada a Formação Mundaú, condicionada por uma deformação frágil concentrada na crosta superior, operante em um intervalo de tempo relativamente curto. Na etapa Tardirifte ocorreria a deposição da Formação Paracuru em um contexto de subsidência (sag) associada ao estiramento dúctil da crosta inferior. Esta fase de geração de espaço seria razoavelmente mais lenta que a anterior; como consequência, a Formação Paracuru apresenta espessuras menores que a Formação Mundaú. Adaptado de Karner et al. (2003).

A distinção entre cada um destes eventos foi realizada por meio da identificação e interpretação de atributos como regime e condições (PT) de deformação, estilo estrutural, cinemática e orientação das estruturas, além dos marcadores estratigráficos afetados. A seguir, será realizada uma breve discussão acerca dos estilos tectônicos caracterizados para o Cretáceo e para o Neógeno.

10.3.1 – UM MODELO TECTÔNICO A SER TESTADO

Um dos objetivos básicos da pesquisa realizada foi o reconhecimento de eventos de deformação frágil (ou mais especificamente, de temperatura baixa ou nível crustal raso), principalmente a partir dos dados de terreno, que permitissem testar o modelo atualmente mais aceito com respeito à evolução da Margem Equatorial Atlântica, no qual a ruptura e a cinemática de abertura seriam controladas por um regime transcorrente dextral (‘rifte’ oblíquo na plataforma continental) que evoluiria, mais tarde, para transformante dextral (Azevedo 1991; Matos 2000, por exemplo).

Os autores citados assumem que as principais descontinuidades entre as placas Sul-Americana e Africana podem ser correlacionadas através do Oceano Atlântico e unidas pelas grandes zonas de fraturas oceânicas. Assim, durante o regime tectônico atuante, falhas transformantes com cinemática dextral e de direção aproximadamente E-W teriam se desenvolvido nos limites entre as duas placas tectônicas, em resposta à aplicação de um sistema de tensões com σ_1 e σ_3 horizontais, e com direções NW-SE e NE-SW, respectivamente (tomando como referencial as coordenadas atuais do Continente Sul-Americano).

O estilo da deformação e a orientação das estruturas durante o Neobarremiano/Aptiano (Cretáceo Inferior) ao longo da Margem Equatorial Atlântica são essencialmente governados pelos eventos tectônicos que culminaram com o quebramento do supercontinente Gondwana. Este contexto originaria, tanto na plataforma continental como em terra, estruturas que são diagnósticas de tal regime (ver Seção 3.5 e figura 3-11, no Capítulo 3).

Os levantamentos de terreno (Capítulo 5) realizados ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará objetivaram a busca por análogos ao Campo de Xaréu e, em uma escala menor, por evidências que suportassem (ou não) o modelo tectônico atualmente aplicado para explicar a origem e evolução da Margem Equatorial Atlântica. O mapeamento sísmico (Capítulo 7) e o estudo de testemunhos de sondagem (Capítulo 8) do Campo de Xaréu também visaram, em parte, o reconhecimento de estruturas compatíveis com o modelo em teste, auxiliando no entendimento da evolução tectônica da Sub-Bacia de Mundaú e do próprio Campo.

10.3.2 – EVIDÊNCIAS ENCONTRADAS NO CONTINENTE E NA PLATAFORMA CONTINENTAL

Evidências de campo que se encaixem no quadro tectônico esperado estão relacionadas ao desenvolvimento de fraturamentos em rochas cristalinas pré-cambrianas, uma vez que, ao longo do litoral adjacente à Bacia do Ceará, não são conhecidos afloramentos de rochas mais antigas que o Mioceno. Neste contexto, a região da Ponta de Jericoacoara, onde afloram quartzitos pertencentes ao Grupo São Joaquim da Faixa Médio-Coreaú, apresenta-se como uma área-chave para a caracterização da deformação atribuída ao Cretáceo. Subordinadamente, as regiões a sudoeste de Fortaleza (ortognaisses arqueanos a paleoproterozóicos pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico do Domínio Ceará-Central) e da Ponta do Iguape (quartzitos proterozóicos correlacionados ao Grupo/Complexo Ceará no Domínio Ceará-Central) também apresentam estruturas que se enquadram no mesmo contexto.

De uma maneira geral, os fraturamentos mapeados nestas três regiões são caracterizados por falhas transcorrentes dextrais de direções ENE-WSW a WNW-ESE, e juntas distensionais escalonadas de direção NW-SE. Os três conjuntos de estruturas podem ser compatibilizados por meio de um único quadro tectônico caracterizado por transcorrências dextrais principais de direção E-W (figura 10-9).

Na porção submersa da Sub-Bacia de Mundaú e, especificamente, no Campo de Xaréu, as falhas lítricas (com dobramentos do tipo *rollover* associados) mapeadas apresentam direção NW-SE. Os resultados obtidos por meio do estudo dos testemunhos de sondagem permitem atribuir que as falhas normais apresentam transporte tectônico principal para ENE (Seção 8.2.2, do Capítulo 8), o que implica em que uma componente de deslocamento lateral, dextral, esteja relacionada a estas estruturas (figuras 10-5 e 10-10). Uma possível estrutura-em-flor negativa, caracterizada a sudeste do Campo de Xaréu, apresenta direção ENE-WSW e, provavelmente, possui componente de movimentação direcional dextral

(figura 10-10). Tanto as falhas normais (obíquas neste caso) como a estrutura-em-flor negativa estariam posicionadas em um sítio transtrativo de uma falha transcorrente dextral de direção E-W (figura 10-10; vide também Seção 7.2.3, no Capítulo 7). A oeste do Campo, o pacote de rochas da Formação Paracuru apresenta feições interpretadas como uma estrutura-em-flor positiva NE-SW (alternativamente uma estrutura do tipo *pop-up*) e dobramentos com eixo orientado na mesma direção, ambos indicando compressão NW-SE (figura 10-10).

Nas demais sub-bacias da Bacia do Ceará, são conhecidos vários registros de estruturas originadas em um contexto transpressivo dextral, a exemplo de falhas inversas e empurrões de direção NE-SW a ENE-WSW, e dobramentos contracionais associados e com mesma orientação, que foram mapeados nas sub-bacias de Piauí-Camocim por Zalán (1983; 1985) e Zalán *et al.* (1985), e Icaraí/Acaraú por Castro (1992).

Na porção submersa mais ocidental da Bacia Potiguar, já próximo ao Alto de Fortaleza, uma pequena bacia *pull-apart*, o *Graben* de Jacaúna, apresenta relação com falhas E-W transcorrentes dextrais (Matos 1999).

Todas estas estruturas, tanto os fraturamentos mapeados no continente como as falhas e dobras caracterizadas na Sub-Bacia de Mundaú por esta Tese, além das feições já caracterizadas na literatura, apontam para um regime cinemático controlado por transcorrências dextrais principais com direção E-W, associado a contextos transtrativos locais, como na Ponta de Jericoacoara, no Campo de Xaréu (em sua porção sudeste) e no *Graben* de Jacaúna, e transpressivos, a exemplo das regiões a sudoeste de Fortaleza, da Ponta do Iguape, a oeste do Campo de Xaréu (figuras 10-9 e 10-10) e nas sub-bacias de Piauí-Camocim, Acaraú e Icaraí.

10.3.3 – A MANUTENÇÃO DO REGIME CINEMÁTICO DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA ENTRE O MESOZÓICO E O CENOZÓICO

Uma das principais questões que podem ser levantadas sobre a evolução da Margem Equatorial Atlântica é a aparente manutenção, no Cenozóico, dos esforços relacionados à abertura da margem, ou ainda, como a tectônica transcorrente/transformante induziu estruturas tectônicas no continente? Para obter uma resposta satisfatória a estas questões, devem ser procurados indícios que suportem a manutenção do regime cinemático, a exemplo de estruturas em afloramentos.

É claro que o reconhecimento de estruturas que afetam marcadores mais jovens e que foram desenvolvidas sob a mesma cinemática da Margem Equatorial Atlântica, não é um critério bastante por si só. É necessário que seja historiada uma deformação contínua no decorrer do tempo, o que requer, por conseguinte, o registro de estruturas correlacionáveis ao regime cinemático esperado que estejam afetando marcadores de diversas idades. É exatamente neste ponto em que reside a maior problemática.

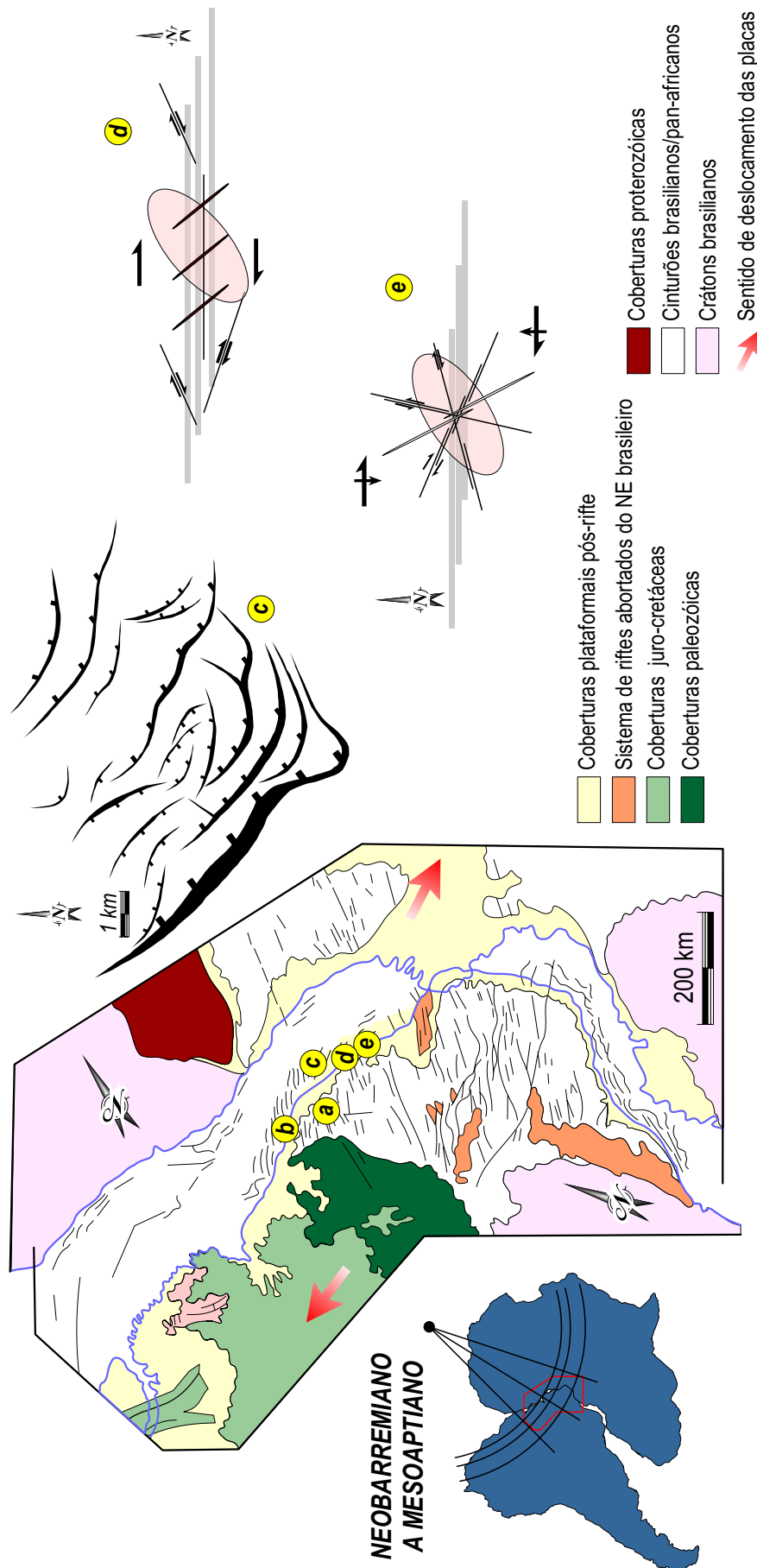
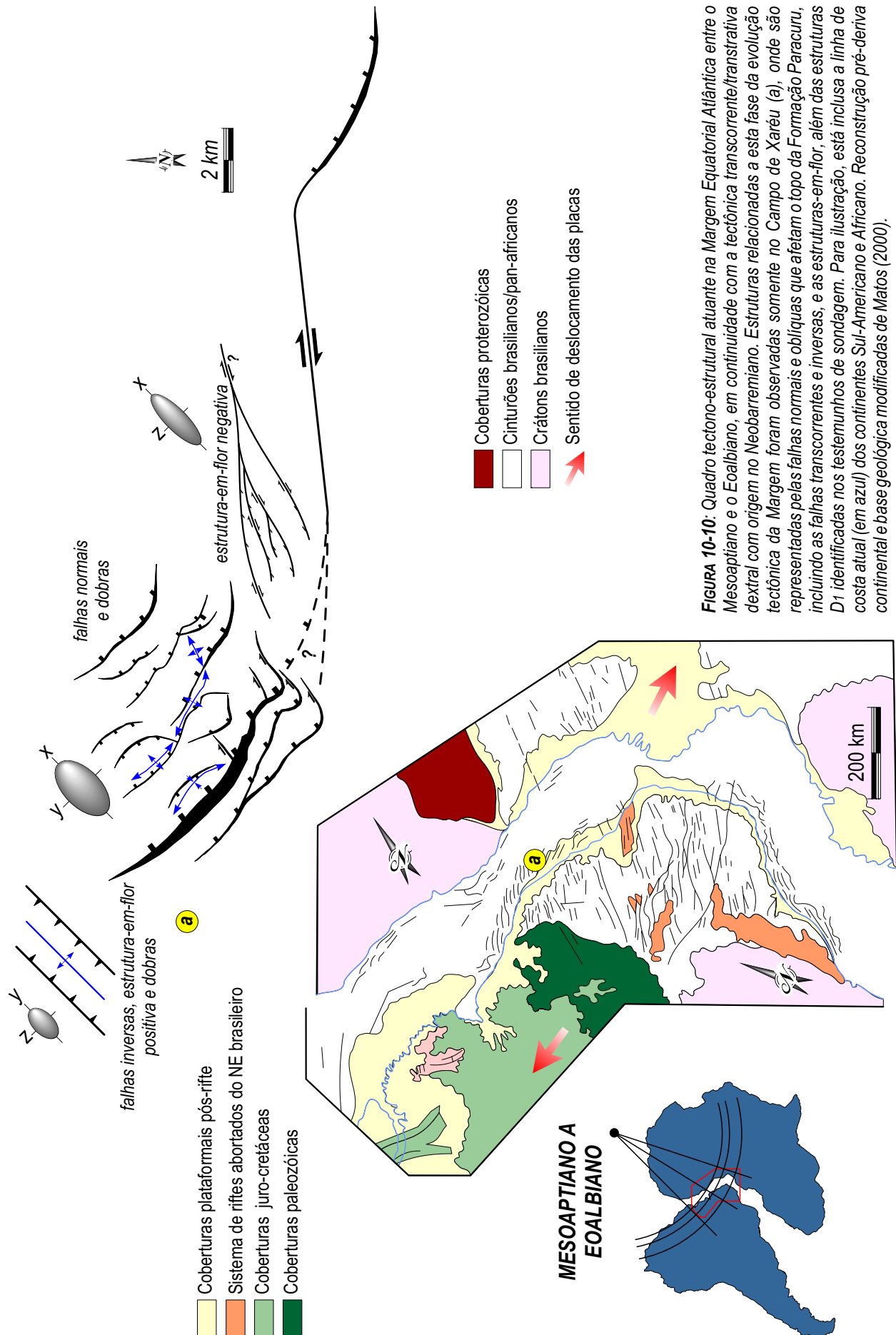


FIGURA 10-9: Quadro tectono-estrutural para a transição entre o Neobarremiano e o Mesozoico, quando a deformação foi controlada pela instalação de uma tectônica transcorrente dextral ao longo da Margem Equatorial Atlântica. Estruturas creditadas a esta fase da evolução tectônica da Margem correspondem às fraturas D1 no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (a), às falhas "rifte" que afetam a Formação Mundaú no sistema D1 na Ponta de Jericoacoara (b), às falhas "rifte" que afetam a Formação Mundaú no Campo de Xaréu (c), e às fraturas mapeadas no afloramento BCE-09 a sudoeste de Fortaleza (d) e na Ponta do Iguape (e). Embora as falhas "rifte" do Campo de Xaréu estejam representadas juntamente com as fraturas no continente, é interpretado que as primeiras tenham sido originadas em uma etapa de deformação posterior, entre o Eo e o Mesozoico. Para ilustração, está incluída a linha de costa atual (em azul) dos continentes Sul-Americano e Africano. Reconstrução pré-deriva continental e base geológica modificadas de Matos (2000).



Como já referido não são conhecidas rochas com idades mais antigas que o Mioceno na porção do litoral cearense estudado: neste segmento emerso da Margem Equatorial, os litotipos mais antigos correspondem a unidades pertencentes às formações Camocim (Mioceno) e Barreiras (Mioceno a Pleistoceno) e outras unidades lito e cronocorrelatas. Em regiões mais interioranas, litologias mais jovens que o embasamento cristalino pré-cambriano somente estão presentes no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú (vide Seção 5.4.2, no Capítulo 5) e na Bacia do Parnaíba, que contém preenchimentos sedimentares paleozóicos.

Estruturas relacionadas a um contexto pós-rifte, do Cretáceo Superior e Cenozóico, podem, eventualmente, ter sido influenciadas ou originadas pelo regime cinemático associado à ruptura do Gondwana ao longo da Margem Equatorial Atlântica durante o Cretáceo Inferior, acomodado pela instalação de uma tectônica transcorrente/transformante dextral na direção E-W, por sua vez condicionada por contração NW-SE e distensão NE-SW.

Em alguns setores da Bacia Potiguar, como na borda sul, por exemplo, estruturas impressas na Formação Açu (de idade albiana a cenomaniana) e no embasamento cristalino subjacente apresentam orientação e cinemática compatíveis com o contexto de deformação da Margem Equatorial Atlântica, constituindo falhamentos normais ou oblíquos de direção NW-SE (Jardim de Sá 2001). Zonas de cisalhamento pré-cambrianas de direção NE-SW apresentam reativações com cinemática contracional/transpressional sinistral (a exemplo do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém na região de Icapuí/CE – Sousa 2003, e, principalmente, da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II ao longo do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, no noroeste do Estado do Ceará – vide Seção 5.4.2, no Capítulo 5 desta Tese), também coadunáveis a este regime cinemático. No caso do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém, esta (primeira) fase de reativação pode ter iniciado no Albiano, antes da deposição da Formação Jandaíra (Sousa 2003). Para a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, a idade desta etapa de recorrência frágil é apenas especulativa, devido à ausência de marcadores estratigráficos com cronologia apropriada.

Em uma fase seguinte, a deformação transpressional na região de Icapuí pode ter provocado o soerguimento do topo da Formação Jandaíra ao longo de, pelo menos, alguns setores do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém, implicando na manutenção do regime relacionado à abertura do Oceano Atlântico Equatorial até, pelo menos, o Eocampaniano, que é a idade mínima dos Calcários Jandaíra.

Ainda na região de Icapuí, dobras com eixo de direção NE-SW e estruturas-em-flor positivas afetando uma fácies inferior da Formação Barreiras, apresentam cinemática e orientação também compatíveis com o regime transcorrente/transformante da Margem Equatorial Atlântica (Sousa 2003). Tais estruturas poderiam ter relação com o mesmo regime transpressivo sinistral associado à reativação do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (figuras 10-11 e 10-12a) ou, alternativamente, estar

posicionadas em terminações transpressionais de uma falha ou zona de falhas transcorrentes dextrais com orientação E-W (figura 10-11 e 10-12a) (Sousa 2003).

Em uma primeira análise, para que a deformação iniciada no Cretáceo Inferior tenha prosseguido até o Neógeno, seria necessário que as zonas de fraturas oceânicas adjacentes à Margem Equatorial Atlântica brasileira, especialmente a Zona de Fratura Romanche, tenham estado ativas durante este período. Taxas diferenciais de expansão, ao longo de diferentes segmentos da Dorsal Mesoatlântica, poderiam ser o mecanismo controlador deste tipo de reativação (Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001; Sousa 2003).

10.3.4 – O REGISTRO DEIXADO PELOS EVENTOS CENOZÓICOS

Com a contínua construção de crosta oceânica entre a América do Sul e a África e a conseqüente atenuação da influência das zonas de fraturas transformantes sobre os continentes, as tensões aplicadas à Placa Sul-Americana passam a ser controladas por vários processos distintos, como as tensões flexurais geradas na transição entre as crostas continental e oceânica. Esforços originados graças a mecanismos de amplitude regional também se fazem presentes.

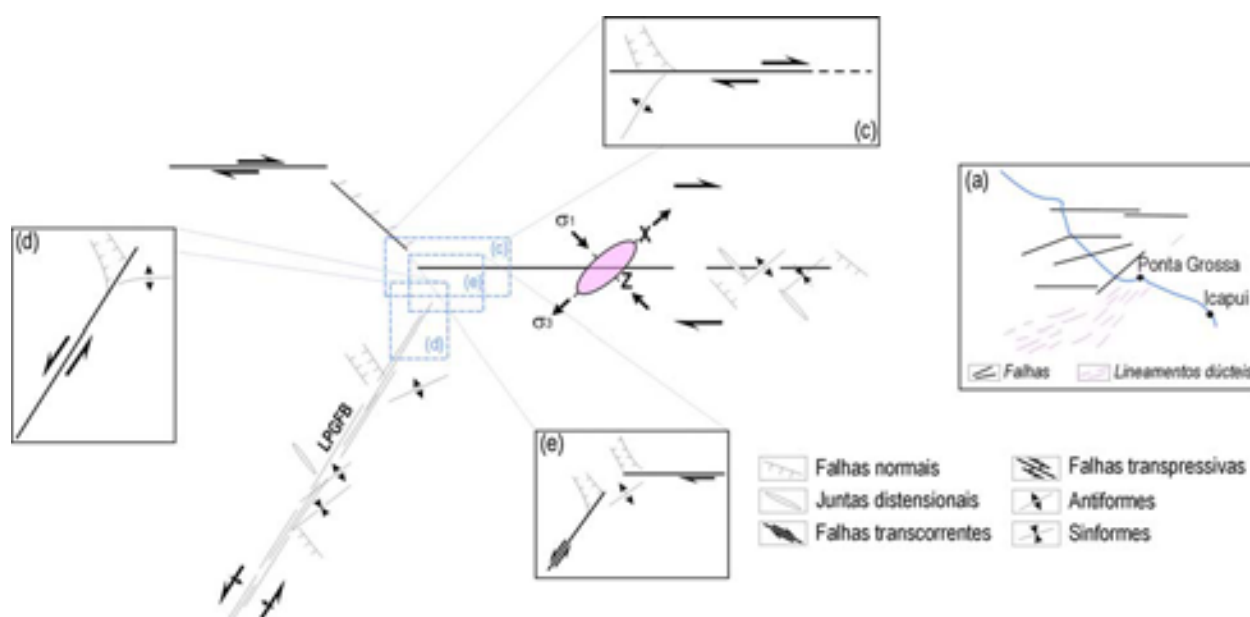


FIGURA 10-11: Modelos estruturais esquemáticos para explicação da deformação cretáceo-cenozóica na região de Icapuí (CE), porção ocidental da Bacia Potiguar, a partir da associação com estruturas de direção E-W ou NW-SE na Margem Continental e NE-SW no interior. Em (a) são ilustrados lineamentos NE-SW e E-W interpretados de dados magnetométricos. Em (b) são mostradas as estruturas relacionadas à reativação, dextrais ou sinistral, do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém. (c), (d) e (e) representam detalhes das terminações do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém e sua interconexão com uma zona transcorrente E-W hipotética, situada no domínio oceânico. Compilado de Sousa (2003).

O mecanismo gerador de esforços mais caracteristicamente relacionado ao Cenozóico (embora sua origem remonte, pelo menos, ao Cretáceo Superior) é a interação da expansão do assoalho oceânico ao longo da Dorsal Mesoatlântica e o movimento convergente entre as placas de Nazca e Sul-Americana, originando a Cadeia Andina. A interação destes dois processos levaria a América do Sul a experimentar

um regime de tensões tipificado por uma compressão generalizada com direção E-W (Assumpção 1992; Coblenz & Richardson 1996; Ferreira *et al.* 1998 – vide também Seção 4.3.3 no Capítulo 4).

Os primeiros registros da existência de uma dorsal oceânica entre a América do Sul e a África datam do Albiano (Matos 2000), sendo que o clímax da expansão do assoalho oceânico do Atlântico equatorial e meridional ocorreu já no Cenomaniano (Matos 2000). Por outro lado, embora os primeiros indícios da subducção da Placa de Nazca na Placa Sul-Americana provenham do Pliensbachiano (Jurássico Inferior) (Boily *et al.* 1984; Pichowiak *et al.* 1990), foi somente entre o Eoceno e o Oligoceno que a Orogênese Andina alcançou o seu ápice (Pardo-Casas & Molnar 1987; Sempere *et al.* 1990; Baby *et al.* 1997; Jaillard *et al.* 2000; Ramos 2000). É apenas a partir desta idade, portanto, que o regime de compressão generalizada na direção E-W ao qual está submetido a Placa Sul-Americana, tornou-se mais efetivo.

Estruturas que melhor se encaixariam neste quadro são os dobramentos que afetam os arenitos e conglomerados da Formação Camocim na região homônima (figura 10-12c). Os eixos das dobras apresentam direção principal NNE-SSW, indicando compressão WNW-ESE, que é compatível com o regime dinâmico regional. Refrações locais por descontinuidades, como zonas de cisalhamento proterozóicas ou pela linha de costa, poderiam ter reorientado as tensões, posicionando σ_1 na direção WNW-ESE (Lima Neto 1998; 1999).

Além da extensão da tectônica cretácea no Cenozóico (Seção 10.3.3) e da dinâmica resultante da expansão da Dorsal Mesoatlântica e da compressão da Cadeia Andina, um terceiro mecanismo tectônico importante pode ser caracterizado a partir da transição Paleógeno/Neógeno, e que também deixou registro em alguns dos afloramentos estudados. As fraturas preenchidas por óxidos de ferro e calcedônia, mapeadas nos quartzitos mesoproterozóicos da região da Ponta de Jericoacoara, foram desenvolvidas durante um regime cinemático relativamente complexo, em resposta a um contexto dinâmico caracterizado pela constante permuta entre os eixos principais de tensões (veja discussões nas seções 5.4.3c e 5.5.3, no Capítulo 5, e em Jardim de Sá *et al.* 1999). O regime cinemático principal que controlou a origem destas fraturas, como indicado por juntas distensionais e falhas transcorrentes com importante componente de abertura associado (como observado na região de Jericoacoara e em vários setores da Bacia Potiguar), denota contração aproximadamente N-S (NW-SE) e distensão E-W (a NE-SW) (figura 10-12b).

Na região de Icapuí (CE), os marcadores por excelência deste regime de deformação são as rochas siliciclásticas da Formação Barreiras, notadamente nas localidades de Ponta Grossa, Redonda e Vila Nova (Sousa 2003). A deformação distensional entre Ponta Grossa e Vila Nova, caracterizada por conjuntos de falhas normais em padrão lítrico e dominó, com direção N-S/NNE-SSW (indicativas, por conseguinte, de distensão na direção E-W a NW-SE), é compatível com a deformação transtraccional

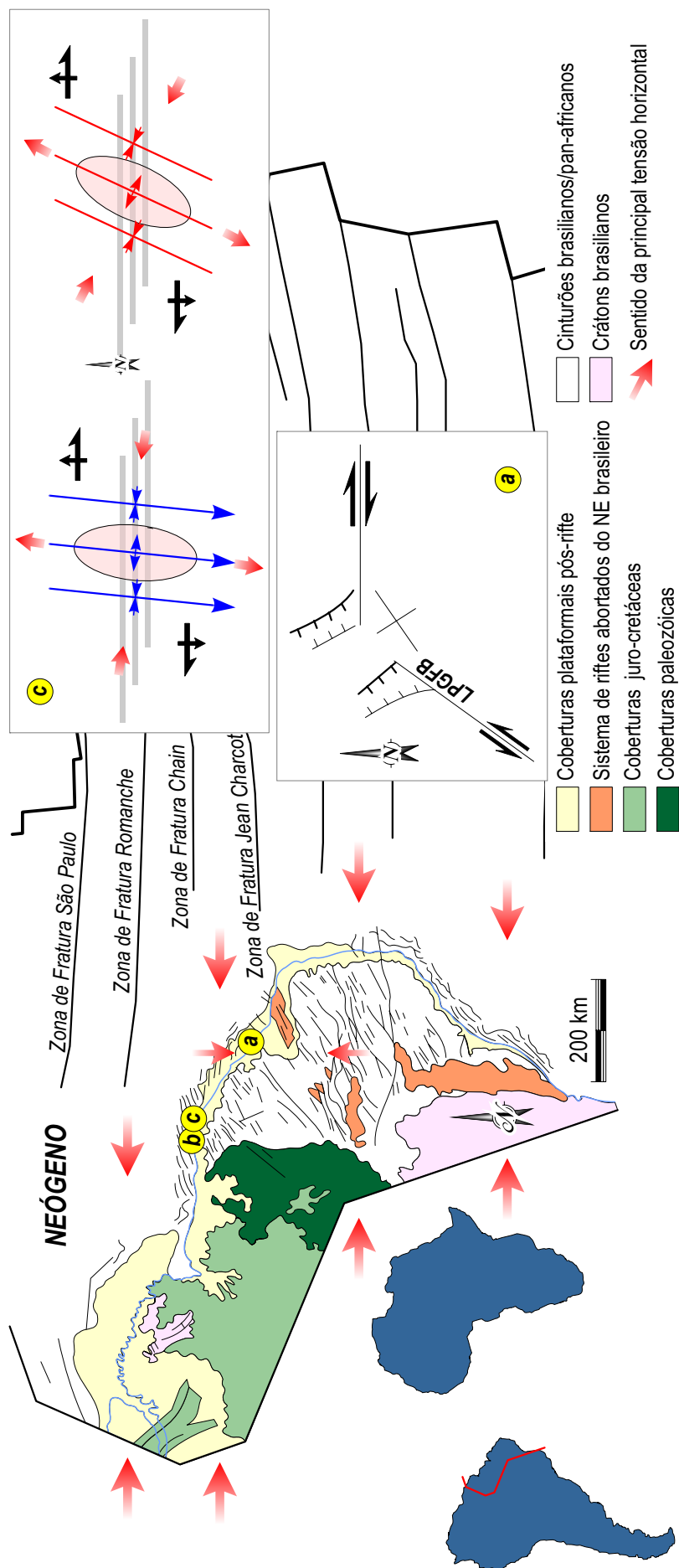


FIGURA 10-12: Quadro tectono-estrutural em operação na Margem Equatorial Atlântica durante o Neógeno (Mioceno a Plioceno). Neste período, três campos de esforços distintos controlaram o desenvolvimento das estruturas no continente e na plataforma: a continuidade de deformação transcorrente/transformante originada no Cretáceo provocou a reativação frágil do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (LPGFB - um segmento da Zona de Cisalhamento do Jaguaribe) e a origem das falhas normais, dobras e estruturas-em-flor positiva afetando a Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (a) conforme caracterizado por Sousa (2003); um regime de expansão geral na superfície horizontal deu origem às fraturas relacionadas ao sistema D2 na Ponta de Jericoacoara (b) e das estruturas D2 nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu (não representadas); a expansão da Dorsal Mesatlântica somada à compressão da Cadeia Andina tem submetido a Placa Sul-Americana a um regime compressivo de direção E-W que, somado a relíquias da tectônica cretácea, foi responsável pela formação das dobras na região de Camocim (c). Traçados das zonas de fraturas oceânicas segundo Sokolov (1999a) e base geológica modificada de Matos (2000).

sinistral ao longo do Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (comparar direções nos modelos da figura 10-11), e seria especialmente desenvolvido em sua porção norte-ocidental (figura 10-11).

O regime deformacional descrito pode envolver, de fato, distensão geral no plano horizontal (uma vez que, nos quartzitos em Jericoacoara são observadas fraturas abertas em mais de uma direção – vide prancha 5-11, fotografia 6 no Capítulo 5), tendo sido bem caracterizada em vários setores da Bacia Potiguar e em regiões adjacentes no embasamento cristalino (Dantas 1998; Dantas *et al.* 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Menezes 1999; Menezes & Jardim de Sá 1999; Sousa *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001; Sousa 2003; Jardim de Sá *et al.* no prelo). Usualmente, o regime apresenta distensão com maior magnitude na direção E-W (falhas normais ou transcorrentes são desenvolvidas com orientações distintas ou por condicionamentos variáveis resultantes de permuta nos eixos de tensões), explicando a “compressão” N-S aparente; em geral, a distensão principal E-W (σ_3) (a nordeste da Margem Equatorial Atlântica) é mantida constante, enquanto que σ_1 e σ_2 alternam em função de efeitos de erosão ou deposição rápidas, ou da pressão de fluidos (Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001; Jardim de Sá *et al.* no prelo) (figura 10-13).

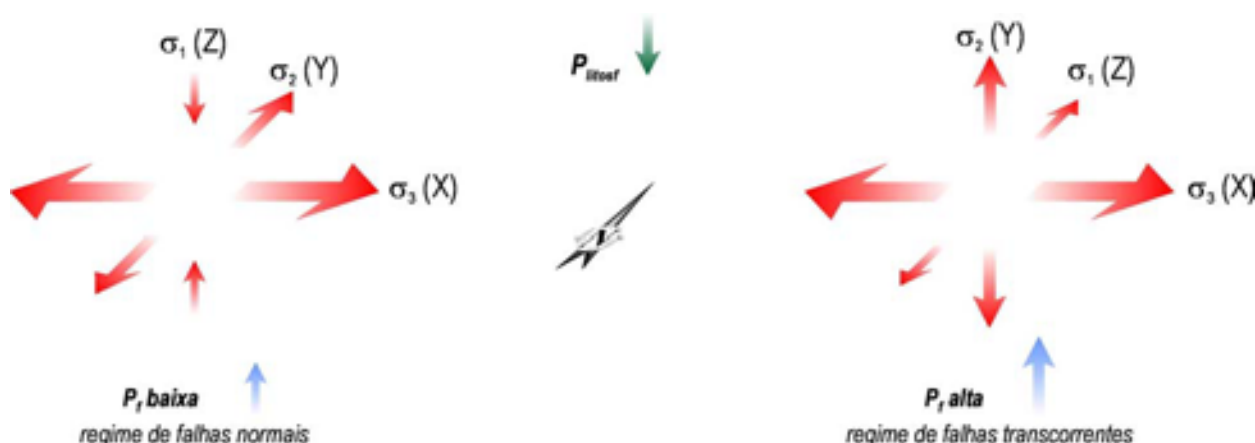


FIGURA 10-13: A deformação caracterizada no Neógeno da Província Borborema pode ter envolvido um regime de expansão geral na superfície horizontal, na qual o eixo principal de distensão (σ_3) seria aproximadamente E-W (NE-SW). A compressão relativa correspondente, mais apropriadamente uma distensão mínima N-S, e seria acompanhada pela permuta entre os eixos σ_1 e σ_2 , graças a variações na pressão de fluidos (P_f), induzindo, localmente, regimes de falhas normais (a) ou transcorrentes (b).

Sem detrimento de outros modelos adequados, que venham a ser propostos, a coincidência aproximada de idades entre este evento tectônico e o Vulcanismo Macau na Bacia Potiguar permite associar tal sistema de distensão geral no plano horizontal à seção crustal superior de uma grande estrutura dômica, termalmente ativada durante o Neógeno (figuras 10-14 e 10-15) (Dantas 1998; Menezes 1999; Jardim de Sá *et al.* 1999; Jardim de Sá 2001). Os magmas basálticos proviriam da fusão parcial do manto durante a passagem da Placa Sul-Americana sobre uma pluma (figura 10-15). A ascensão do magma seria essencialmente controlado por descontinuidades. O soerguimento da astenosfera (isoterma)

no topo da pluma provocaria o intumescimento crustal que caracteriza o regime expansivo na superfície topográfica (figuras 10-14 e 10-15), acompanhado por estruturas frágeis em níveis crustais mais rasos.

Este contexto tectônico tem sua atuação proposta para os estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba, e para o extremo nordeste do Ceará. Tentativamente, o prolongamento para noroeste deste importante evento magmático pode ser feito pela correlação do Vulcanismo Macau com os vulcanismos Mecejana e Mundaú, que poderiam ter originado um regime de esforços similar.

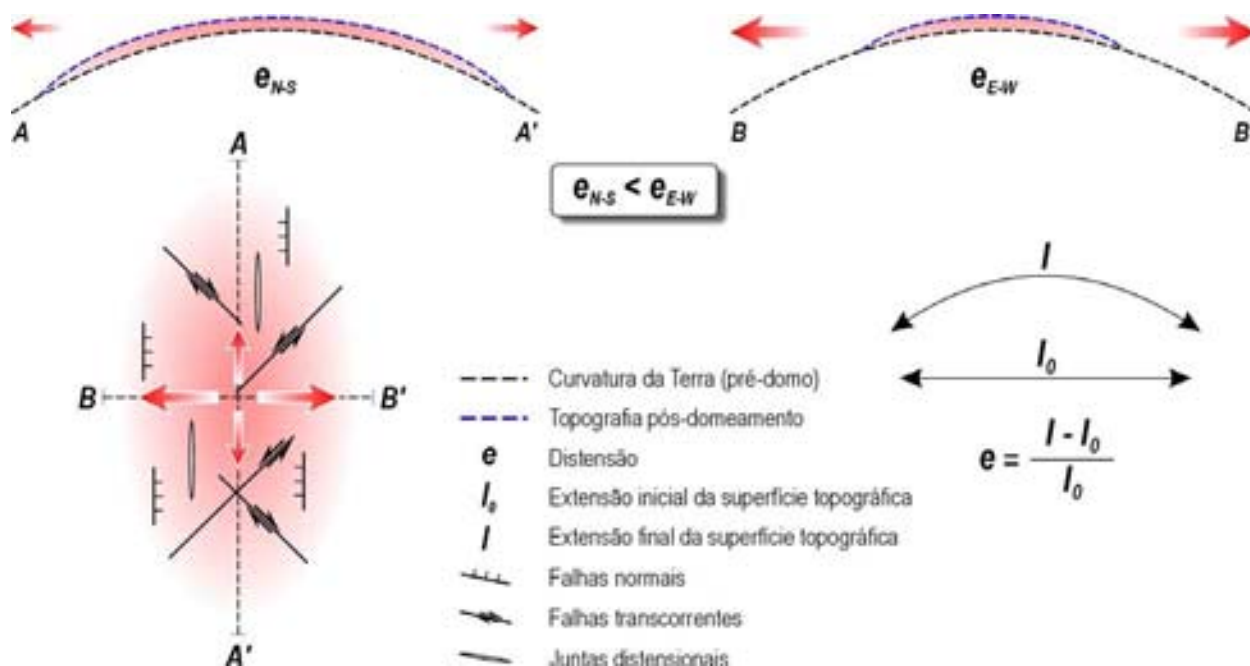


FIGURA 10-14: Esquema ilustrando como uma estrutura dômica termicamente ativada produziria distensão E-W e “compressão” N-S aparente. Juntas distensionais N-S (um conjunto E-W poderia ser desenvolvido subordinadamente) são previstas pelo modelo, que apresenta boa correspondência com a estruturação neógena na Província Borborema. Compilado de Dantas (1998).

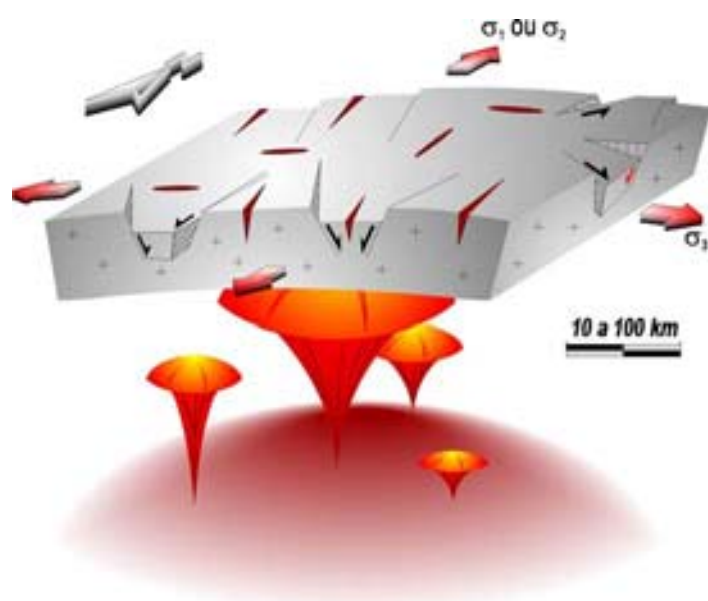


FIGURA 10-15: Concepção da deformação caracterizada por expansão geral na superfície topográfica induzida pelo domeamento termicamente ativado entre o Neógeno e o Pleistoceno. O intumescimento crustal (crosta média a superior) foi provocado pela passagem da Placa Sul-Americana sobre uma pluma mantélica, que provocou a fusão do manto litosférico e levou à formação do Vulcanismo Macau. Modificado de Jardim de Sá et al. (no prelo).

Deve ser levado em conta o papel das discontinuidades crustais (zonas de cisalhamento, passagem crosta continental/crosta oceânica, orientação da linha de costa) na reorientação e redistribuição dos esforços (Lima Neto 1998; 1999), tanto ao longo do continente como na porção submersa da Bacia do Ceará. Isto é, a despeito de que cada conjunto de estruturas mapeadas nos afloramentos esteja relacionado a um evento tectônico específico, é possível que todos eles retratem uma situação muito mais complexa do que foi aqui interpretado.

10.3.5 – PROPOSIÇÃO DE UMA SEQUÊNCIA DE EVENTOS DE DEFORMAÇÃO ENTRE O CRETÁCEO INFERIOR E O NEÓGENO A PARTIR DOS RESULTADOS ALCANÇADOS

Embora o registro litológico na área estudada seja relativamente descontínuo ao longo do tempo geológico, é possível inferir um empilhamento para a sucessão de eventos de deformação que foi caracterizada neste trabalho e em outros prévios, integrando os dados de terreno e da porção submersa da Margem Equatorial Atlântica. É importante ser ressaltado que as correlações realizadas devem ser entendidas como tentativas, uma vez que, para a maior parte dos marcadores analisados, não existem dados geocronológicos.

Os primeiros indícios da deformação intracontinental que levou à ruptura do Gondwana Ocidental, provavelmente entre o Neobarremiano e o Eoaptiano (Matos 2000), foram caracterizados pela implantação de um regime transcorrente/transtrativo dextral nucleado ao longo das discontinuidades pré-cambrianas. Neste contexto, pode ter ocorrido a formação das estruturas frágeis relacionadas ao sistema D₁ nos ortoquartzitos da região de Jericoacoara e das fraturas que afetam os ortognaisses a sudoeste de Fortaleza e na Ponta do Iguape (figuras 10-9). A tentativa de correlação dos fraturamentos identificados nestas três áreas, com os primeiros pulsos da deformação que levaria à formação da Margem Equatorial Atlântica. Assumindo uma reativação transcorrente/transpressional sinistral para a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, é provável que a etapa de recorrência que originou as fraturas D₁ nesta região tenha ocorrido também nesta época.

O prosseguimento da deformação com o mesmo contexto cinemático transcorrente/transtrativo dextral, entre o Eo e o Mesoaptiano, levou à geração de espaço para a implantação da plataforma continental e instalação da Bacia do Ceará. Neste período, houve a deposição e deformação da sequência sinrifte na Sub-Bacia de Mundaú, a Formação Mundaú (figuras 10-9). A Sub-Bacia de Mundaú estaria localizada em um sítio transtrativo NW-SE da Margem Equatorial Atlântica, tendo como consequência a origem de falhas lítricas exibindo rejeito oblíquo (normal +transcorrente dextral). Não existem testemunhos que amostrem a Formação Mundaú; portanto, a determinação do sentido de transporte nesta unidade é feita, de modo especulativo, por correlação com estruturas meso e microscópicas presentes na Formação Paracuru, sobreposta. Do Mesoaptiano ao Eoalbio ocorreu a deposição da Formação

Paracuru na Bacia do Ceará, em uma etapa aqui denominada Tardirrifte, de relativa quiescência tectônica, porém experimentando reativações “pós-deposicionais.” De fato, é possível que algumas falhas tenham estado em atividade durante a deposição da Formação Paracuru (como indicado pelos dados sísmicos e de testemunhos – vide também Seção 10.2), que seria deformada por falhas normais/oblíquas e estruturas-em-flor (figura 10-10). O sentido de transporte predominante ainda é para ENE, como denotado pela interpretação das estruturas D₁ nos testemunhos, que se caracterizam por cisalhamentos paralelos à laminação sedimentar (caráter estritamente hidroplástico, indicando deformação sin a tardilitificação, em regime supersaturado em água). O maior grau de litificação das rochas da Formação Paracuru e/ou variações reológicas nas camadas controlaram a passagem gradual dos cisalhamentos intra/interestratais para zonas de cisalhamento e falhas normais de mergulho moderado, que apresentam continuidade cinemática com suas predecessoras, indicando também transporte tectônico para ENE.

A evolução progressiva do contexto cisalhante dextral E-W leva à ruptura da litosfera continental ao longo da região da recém-formada Margem Equatorial Atlântica, condicionada pela origem de falhas transformantes a partir do Mesoalbian (Matos 2000). Este contexto não apresenta registro nos dados levantados no continente ou na Sub-Bacia de Mundaú.

No Cenozóico, a interferência de vários contextos cinemáticos (manutenção do regime cinemático da Margem Equatorial Atlântica; compressão E-W na Placa Sul-Americana devido à expansão do Oceano Atlântico e à compressão da Cadeia Andina; regime de expansão geral na superfície horizontal devido ao domeamento térmico na Província Borborema) conduziu a origem e evolução das estruturas. O regime cinemático equatorial desenvolveu os dobramentos e as estruturas-em-flor positivas na região de Icapuí (CE), entre o Mioceno e o Plioceno (Sousa 2003) (figuras 10-11 e 10-12). Concomitantemente (ou penecontemporaneamente), a deformação relacionada ao regime de expansão geral na superfície horizontal controlou a origem de falhas normais N-S/NNE-SSW, também na região de Icapuí(CE) (Sousa 2003). Tentativamente, credita-se a este evento a origem do sistema D₂ de fraturas na Ponta de Jericoacoara (figura 10-12), das fraturas do segundo sistema no corpo siliciclástico de Santana do Acaraú, e dos preenchimentos de óxido de ferro nas fraturas a sudoeste de Fortaleza (ainda que estes últimos também possam ter sido originados durante o Cretáceo Inferior). É atribuída a esta etapa, ainda, as estruturas D₂ caracterizadas nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu. Também durante o Mioceno, a deformação relacionada ao somatório do regime de compressão generalizada E-W (originado pela expansão do assoalho oceânico ao longo da Dorsal Mesoatlântica e o movimento convergente entre as placas de Nazca e Sul-Americana originando a Cadeia Andina) e tensões remanescentes da tectônica cretácea, teria dado origem aos dobramentos na região de Camocim (figura 10-12).

CAPÍTULO 11

Conclusões e Recomendações

11.1 – CONCLUSÕES

Por meio das diversas ferramentas e técnicas empregadas, e das várias escalas de abordagem, tratadas nos capítulos precedentes, foi efetuada a caracterização estrutural do Campo de Xaréu e do contexto regional associado. No presente Capítulo, serão sintetizadas as principais conclusões deste trabalho.

11.1.1 – SOBRE A ANÁLISE DE PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

A interpretação das imagens de radar permitiu a definição da trama estrutural regional presente nas rochas do substrato cristalino e das coberturas sedimentares sobrepostas, tendo sido possível distinguir entre os lineamentos relacionados à trama dúctil de alta temperatura do substrato, originada durante os eventos termo-tectônicos pré-cambrianos, e lineamentos de caráter frágil, presentes tanto no substrato como nas coberturas sedimentares, cuja origem remonta a vários eventos de deformação a partir do final do Neoproterozóico. Cada um destes domínios (embasamento e coberturas) exibe características estruturais particulares, o que levou à subdivisão da área analisada em nove setores estruturais distintos, a saber: (i) os setores A, B e C são caracterizados essencialmente pelas exposições do substrato cristalino pré-cambriano da Faixa Médio-Coreaú (A), Domínio Ceará-Central (B) e da Faixa Orós-Jaguaribe (C); (ii) o Setor D inclui parte da Bacia do Parnaíba; (iii) os setores E a H englobam a borda continental da Bacia do Ceará; e (iv) o Setor I compreende a porção ocidental da Bacia Potiguar.

No mapeamento das unidades geológicas por meio do processamento digital de imagens multiespectrais de satélite, as composições RGB-432, RGBI-4322, RGBI-4323, RGB-542 e RGB-742 foram as que apresentaram os melhores resultados. Para a extração dos lineamentos das imagens digitais de satélite, o filtro *Prewitz*, aplicado à banda 5 em várias direções, foi o que mostrou os melhores resultados. Durante a análise estrutural das imagens de satélite, foram considerados os mesmos domínios definidos na interpretação das imagens de radar.

Em cada um dos setores estruturais foi observado que existe uma razoável correspondência entre os dados de radar e os de imagens multiespectrais, ainda que algumas singularidades, com respeito à intensidade e à direção de alguns conjuntos de fraturas, tenham sido observadas. Existe também uma

certa relação entre a orientação/distribuição dos lineamentos e a segmentação, seguindo aproximadamente a orientação da linha de costa, da Bacia do Ceará (setores E a H), bem como a separação entre esta e a Bacia Potiguar (Setor I). Por similaridade de seus comportamentos estruturais, os cinco setores podem ser agrupados em dois conjuntos: (i) E-F, onde predominam lineamentos com orientação NW-SE e NE-SW; (ii) e G-H-I, caracterizados pelo predomínio de fraturas com direção E-W, WNW-ESE e NE-SW.

11.1.2 – SOBRE O ESTUDO DE ANÁLOGOS DE TERRENO PARA O MEMBRO TRAIRÍ E O CAMPO DE XARÉU

O mapeamento estrutural realizado em diversas áreas ao longo da porção setentrional do Estado do Ceará, adjacente às bacias do Ceará e Potiguar possibilitou o reconhecimento de vários estilos de estruturas frágeis que podem ser relacionadas a importantes eventos tectônicos em nível crustal raso e de âmbito regional.

Na Bacia do Araripe, o Membro Romualdo representa um ótimo análogo deposicional e reológico para o Calcário Trairí, uma vez que o primeiro apresenta uma sucessão de litologias muito similar àquela encontrada no Campo de Xaréu. Individualmente, cada litologia do Membro Romualdo apresenta características petrográficas também muito semelhantes às observadas no Membro Trairí.

Em Camocim, conglomerados miocênicos apresentam dobramentos com eixos NNE-SSW a NE-SW, compatíveis com um regime de transtração dextral.

Na região de Santana de Acaraú, onde está localizada a bacia homônima, a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, de direção NE-SW, apresenta, pelo menos, duas gerações de estruturas frágeis, também originadas em nível crustal raso: (i) a primeira, D₁, transcorrente (transpressional) sinistral, foi desenvolvida, provavelmente, durante o Cretáceo, diagnosticada em campo por meio de pares conjugados de fraturas de cisalhamento (N-S sinistrais; NW-SE dextrais); (iii) a fase D₂ é caracterizada por uma associação de falhas normais e oblíquas localmente preenchidas por sílica e óxido de ferro, cuja idade ainda não é conhecida, sendo tentativamente relacionada ao Neógeno.

Indícios de importantes deformações frágeis ocorridas em nível crustal raso (provavelmente em profundidades menores que 5 km), afetando rochas cristalinas do substrato pré-cambriano, foram encontradas nas pontas de Jericoacoara e Iguape, e no afloramento BCE-09 a sudoeste de Fortaleza.

Na região localizada a sudoeste de Fortaleza, afloram *augen* gnaisses pertencentes ao Complexo Gnáissico-Migmatítico arqueano a paleoproterozóico do Domínio Ceará-Central, que estão afetados por um fraturamento relativamente penetrativo, composto por estruturas de direção E-W, WNW-ESE e ENE-WSW (que representam falhas transcorrentes dextrais), NE-SW (falhas transcorrentes sinistrais) e NW-SE (juntas distensionais escalonadas em relação às falhas E-W). Todos os conjuntos de fraturas apresentam preenchimento por óxidos de ferro.

A região da Ponta do Iguape é caracterizada por ortoquartzitos com sillimanita, correlacionáveis ao Grupo/Complexo Ceará, de idade paleo a mesoproterozóica. Nos ortoquartzitos ocorre um sistema de fraturamento relativamente importante, representado por juntas distensionais subverticais, com direção NNW-SSE (localmente com um padrão escalonado em relação a falhas oblíquas de alto ângulo e a falhas normais de baixo ângulo, contendo fibras que quartzo), fraturas WNW-ESE e ENE-WSW com cinemática transcorrente dextral, e falhas transcorrentes sinistrais NNE-SSW.

Na Ponta de Jericoacoara ocorrem ortoquartzitos meso a neoproterozóicos correlatos ao Grupo São Joaquim. Nestas rochas, foram reconhecidos dois sistemas de fraturamento, relacionados a duas fases de deformação frágil distintas: (i) a mais antiga, a fase D₁, é também a mais conspícua e é representada principalmente por falhas transcorrentes dextrais de direção ENE-WSW, com juntas distensionais escalonadas, além de falhas normais, ambas de direção NW-SE. Falhas transcorrentes dextrais, de direção WNW-ESE constituem estruturas subsidiárias; (ii) a fase D₂, cuja particularidade mais notável são fraturamentos nos quais é constante o preenchimento por calcedônia e óxido de ferro, é caracterizado por um padrão de neoformação e reativação bastante complexo das fraturas da fase D₁, sendo observadas juntas de distensão, fraturas de cisalhamento e estruturas de comportamento híbrido. Fraturas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção WNW-ESE, apresentam uma componente de abertura associada e estão, em geral, escalonadas em relação a falhas transcorrentes dextrais de direção E-W. Fraturas de direção ENE-WSW e NE-SW exibem componentes transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente. Esta fase é atribuída à tectônica neógena, por correlação com o estilo similar de preenchimentos em outras regiões (Bacia Potiguar, por exemplo).

11.1.3 – SOBRE A INTERPRETAÇÃO SISMO-ESTRATIGRÁFICA DO CAMPO DE XARÉU

A interpretação sísmo-estratigráfica permitiu definir que na área do Campo de Xaréu ocorrem as principais unidades litoestratigráficas presentes na Bacia do Ceará.

As unidades mapeadas foram separadas entre si por meio de suas características sísmofaciológicas mais proeminentes, com o auxílio da correlação com dados de poços (perfis geofísicos), e podem, *a priori*, receber a designação de seqüências sísmicas, que são interpretadas como seqüências estratigráficas.

Deste modo, as seqüências sísmicas/estratigráficas mapeadas foram, da base para o topo: (i) Formação Mundaú (seqüência sinrifte); (ii) Formação Paracuru (seqüência tardirrifte); (iii) Formação Ubarana, caracterizada por uma seqüência drifte transgressiva de águas profundas, tendo sido subdividida nos membros Uruburetama e Itapagé; e (iv) as formações Tibau e Guamaré, seqüências drifte regressivas, que não foram individualizadas devido à baixa resolução sísmica ao nível destas seqüências. As formações Ubarana, Guamaré e Tibau correspondem a seqüências de margem passiva.

11.1.4 – SOBRE A COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA, PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DO MEMBRO TRAIRÍ NO CAMPO DE XARÉU

No Campo de Xaréu, o Membro Trairí da Formação Paracuru é composto por uma associação de diversas litologias que podem ser agrupadas em dois conjuntos de litofácies, levando em consideração apenas a composição mineralógica de seus constituintes principais: siliciclásticas e carbonáticas.

As litofácies siliciclásticas são representadas, nos testemunhos de sondagem estudados, por ruditos siliciclásticos (RSil), arenitos médios a muito grossos (ArnMMG), arenitos muito finos a finos (ArnMFF), siltitos (Silt), e folhelhos e margas (FM). As litofácies carbonáticas, por sua ocasião, são compostas por ruditos carbonáticos (RCb), ostracoditos (Ost), calcarenitos (CalcArn), calcilutitos e calcissiltitos laminados (CalcLam), interlaminções carbonáticas (IntCb), calcilutitos e calcissiltitos maciços (CalcMac), e laminitos microbiais (LamMic).

As litofácies carbonáticas apresentam uma evolução diagenética relativamente complexa, que é caracterizada por processos eodiagenéticos (quando houve geração e deposição da matriz micrítica; formação dos cimentos em franja de aragonita/calcita; cimentação em mosaico mesocristalino; piritização; dolomitização; dismicritização), mesodiagenéticos (compactação mecânica; compactação química; dissolução; cimentação tardia; silicificação; fosfatização) e telodiagenéticos (oxidação e dedolomitização).

A disposição espacial (tanto lateral como vertical) das litofácies estudadas permitiu definir três associações de litofácies, que foram formadas por processos sedimentares particulares a cada uma delas. Assim sendo, foram reconhecidas: (i) a Associação de Litofácies de Planície Marginal, composta pelos LamMic; (ii) a Associação de Litofácies de Rampa, composta por RSil, ArnMMG, ArnMFF, Silt, RCb, Ost, CalcArn e CalcLam; e (iii) a Associação de Litofácies de Fundo Lacustre, representada por FM, IntCb e CalcMac.

11.1.5 – SOBRE A INTERPRETAÇÃO SISMO-TECTÔNICA E O ARCABOUÇO ESTRUTURAL DO CAMPO DE XARÉU

O Campo de Xaréu é caracteristicamente recortado por um arranjo de falhas normais de direção NW-SE e que mergulham em sua maior parte para NE. As falhas constituem um leque lítrico distensional e estão enraizadas ao longo de uma superfície de descolamento (*detachment*), apresentando atividade tectônica durante várias etapas da evolução do Campo de Xaréu. Falhas que mergulham para SW ocorrem enraizadas nas falhas lítricas principais, representando estruturas de acomodação no ápice de anticlinais *rollover*, originando um arcabouço estrutural do tipo *graben* de acomodação.

A deformação relacionada às falhas normais, sobretudo às falhas de Mundaú e de Xaréu, desenvolve um dobramento do tipo anticlinal *rollover* nas camadas do bloco do teto, afetando as formações Mundaú e Paracuru. Sinclinais de borda são estruturas que ocorrem de forma local, na porção sudoeste do Campo. O dobramento por deslizamento flexural aparenta ser o principal mecanismo

controlador da formação destas dobras, cuja geometria é condicionada pela morfologia das falhas a que estão relacionadas. Os anticlinais *rollover* são caracteristicamente relacionados às falhas lítricas mais típicas, enquanto que a presença dos sinclinais de borda tem conexão com falhas com perfil em rampa-patamar-rampa.

Estruturas-em-flor, negativas e positivas, com direções ENE-WSW e NE-SW, respectivamente, são feições subsidiárias às falhas normais no Campo de Xaréu. Vale ressaltar que este é o primeiro registro de estruturas transpressionais na Sub-Bacia de Mundaú.

11.1.6 – SOBRE A CARACTERIZAÇÃO EM MESO E MICROESCALAS DA DEFORMAÇÃO DO MEMBRO TRAIRÍ NO CAMPO DE XARÉU

Por intermédio da análise de testemunhos, foram reconhecidas duas gerações de estruturas em escala meso a microscópica.

O conjunto mais precoce, D_1 , é formado principalmente por estruturas de caráter hidroplástico, representadas por cisalhamentos paralelos ao acamamento das rochas do Membro Trairí e que indicam sentido de transporte tectônico predominante para ENE. O conjunto hidroplástico evolui para estruturas cujo caráter frágil é mais pronunciado, tendo sido formadas durante um progresso da deformação. As estruturas de caráter frágil também denotam sentido de transporte tectônico para ENE, e são representadas principalmente por zonas de cisalhamento e falhas, ambas normais, de mergulho moderado a elevado. Uma vez que parte das estruturas D_1 apresentam caráter hidroplástico, indicando que tenham sido originadas durante estágios sin a tardilitificação, o seu desenvolvimento deve ter ocorrido no Cretáceo Inferior.

A origem das estruturas D_1 poderia estar ligada a um ou mais dos seguintes fatores: (i) posição das micro/mesoestruturas relativamente às macrofalhas, que controlariam do ângulo entre as estruturas meso/microscópicas e o acamamento; (ii) associação com superfícies de descolamento relacionadas a falhas de baixo ângulo; (iii) deslizamento flexural nos flancos do anticlinal *rollover*; (iv) deformação progressiva e variações na saturação de água e na reologia nas camadas; (v) soterramento progressivo. Falhas inversas, que ocorrem subordinadamente e apresentam a mesma orientação das estruturas D_1 , poderiam ter sido formados pela acomodação da deformação distensional relacionada a superfícies de descolamento e/ou reajuste gravitacional.

Falhas normais com orientações variadas, espelhos de falhas contendo argilominerais recristalizados e juntas distensionais impregnadas por óleo associadas, representam as estruturas D_2 . Os argilominerais recristalizados, assim como fibras de sílica e carbonato, denotam que as estruturas D_2 foram formadas sob condições térmicas relativamente elevadas. Veios de calcita relacionados às estruturas D_1 , porém deformados durante D_2 , apresentam cristais contendo geminação mecânica, que

denota que a deformação ocorreu em temperaturas em torno de 150°C. É interpretado que o aporte térmico esteja relacionado à percolação de fluidos aquecidos, provavelmente associados a uma atividade vulcânica neógena. Deve ser entendido que o aporte térmico tenha ocorrido sob a forma de pulsos rápidos e transitórios de fluidos quentes, em quantidade não-suficiente para aquecer as rochas por completo e por muito tempo, uma vez que assembléias minerais compatíveis com temperaturas relativamente elevadas (clorita, por exemplo) não foram desenvolvidas.

A análise de três perfis de imagem dos poços horizontais 8H, 9H e 10H trouxe informações importantes com respeito ao padrão de distribuição, densidade e orientação das fraturas no Campo de Xaréu. O emprego das técnicas de análise e tratamento de dados estruturais em poços, introduzidas por Sikorsky (1991) e Gillespie *et al.* (1993), todavia empregando algumas adaptações, mostrou-se bastante eficaz e de fácil abordagem para o caso estudado.

O acamamento apresenta mergulhos muito suaves a moderados principalmente para sul (oscilando para SSW e SSE), nos poços 8H e 9H. No poço 10H o comportamento é relativamente mais variado, especialmente em virtude da deformação relacionada ao fraturamento presente, apresentando mergulhos principalmente entre E e NE, com algumas concentrações para N e NW.

Nos três poços analisados, as fraturas distribuem-se em enxames, provavelmente devido à associação com falhas, não visualizadas diretamente a partir dos poços. Os poços 9H e 10H possuem uma baixa concentração de fraturas, apresentando valores médios de densidade de fraturamento inferiores a 1,0. Destaque deve ser dado ao poço 8H devido à sua densidade média de fraturas relativamente alta, superior a 2,3. A densidade das fraturas nos poços apresenta relação direta com o espaçamento, de vez que no poço 8H, onde a densidade é maior, a maior parte das fraturas está distanciada a menos de 15 cm umas das outras, enquanto que nos poços 9H e 10H, a maioria das estruturas somente apresenta espaçamento inferior a 30 cm. Além disto, enquanto o espaçamento entre as fraturas dos poços 8H e 9H obedece a distribuições lineares em gráficos bilogarítmicos, ou seja, apresentam comportamento fractal, no poço 10 a distribuição é exponencial, o que significa que é regida por uma lei de potência.

Em todos os poços, as fraturas são predominantemente de mergulho elevado. No poço 8H elas apresentam direção principal entre N-S e NNE-SSW, enquanto que no poço 9H as fraturas dividem-se entre as direções NNE-SSW, WNW-ESE e ENE-WSW. No poço 10H, por seu turno, existe uma razoável relação entre a direção do poço, que varia de WNW-ESE até ENE-WSW, e a orientação das fraturas, de modo que o poço intercepta preferencialmente aquelas estruturas dispostas em maior ângulo com a sua direção de caminamento. De um modo geral, a quantidade de fraturas interceptadas pelos poços horizontais 8H, 9H e 10H foi função da localização dos mesmos no Campo de Xaréu, além de sua orientação.

11.1.7 – SOBRE O BALANCEAMENTO DE SEÇÕES DO CAMPO DE XARÉU

O balanceamento das quatro seções estruturais, obtidas por meio da conversão em profundidade de suas respectivas seções sísmicas cedidas pela PETROBRAS, melhorou a reconstrução da história tectono-sedimentar nesta porção da Sub-Bacia de Mundaú.

Das quatro seções balanceadas, duas (LS-11 e LS-12) apresentam a típica geometria em rampa-patamar-rampa da Falha de Mundaú, com um leque lítrico distensional, sintético, subordinado, enquanto que nas demais (LS-08 e LS-09) a Falha de Mundaú possui um perfil essencialmente lítrico. Nas seções LS-08 e LS-09 ocorrem ainda, como particularidades, falhas normais antitéticas.

O cisalhamento inclinado empregando ângulos predominantemente verticais ou antitéticos variando entre 60° e 70°, foi o modelo cinemático utilizado em todas as etapas que envolveram falhamentos.

A partir do balanceamento a mesma seqüência de restauração foi reconhecida em todas as quatro seções, o que envolveu as seguintes etapas: (1) situações atuais das seções; (2) descompactação das seqüências pertencentes aos membros Itapagé e Uruburetama, e às formações Paracuru e Mundaú, após a retirada da Formação Tibau/Guamaré; (3) descompactação do Membro Uruburetama e das formações Paracuru e Mundaú, depois de retirado o pacote sedimentar correspondente ao Membro Itapagé; (4a) descompactação das formações Paracuru e Mundaú em seguida à retirada do Membro Uruburetama; (4b) restauração do topo da Formação Paracuru, retirando o efeito dos falhamentos que a afetaram; (5a) descompactação da Formação Mundaú devido à retirada da Formação Paracuru; (5b) restauração do topo da Formação Mundaú; (6) restauração do topo do “embasamento”, subdividida nas etapas (6a), na qual foi restaurado somente o deslocamento correspondente às falhas localizadas a NE da Falha de Mundaú, e (6b), quando foi retirado o efeito da Falha de Mundaú, restando o topo do embasamento depois de realizada toda a sua restauração.

As principais etapas de falhamento concentraram-se no Eoaptiano (etapa 4a), na transição Eo/Mesoaptiano (etapa 5a) e entre o Mesoaptiano e o Eoalbiano (etapas 6a e 6b). Deve ser destacado o papel da Falha de Mundaú na geração de espaço na sub-bacia homônima. Das modelagens realizadas, esta falha acomodou mais de 50% de todo o estiramento registrado nas seções e no decorrer do tempo geológico. Entre os estágios iniciais do “afundamento”, no Eoaptiano, e o Recente, a Sub-Bacia de Mundaú (e conseqüentemente o Campo de Xaréu) experimentou um estiramento total (fator β) com magnitude da ordem de 1,21 a 1,23, ou seja, a crosta neste segmento da Margem Equatorial Atlântica sofreu uma elongação pouco superior a 20%.

A comparação entre os resultados obtidos com relação à fisiografia (paleotopografia) final dos horizontes restaurados e das taxas de estiramento calculadas permitem concluir que os resultados obtidos com o balanceamento são relativamente compatíveis entre si e de consistência admissível, não tendo sido

encontradas incompatibilidades geométricas importantes, que comprometessem o produto final da modelagem.

A avaliação da impressão de deslocamentos oblíquos relacionados às falhas do Campo de Xaréu, principalmente à Falha de Mundaú, permitiu estimar o efeito do regime transtrativo relacionado à abertura da Margem Equatorial Atlântica na Sub-Bacia de Mundaú. Para tanto, a construção de gráficos confrontando fatores de estiramento oblíquos (s') com o ângulo (ϕ') formado entre as seções modeladas e possíveis direções de transporte oblíquo, e de diagramas de s' versus s (fator de estiramento em uma seção XZ) foi uma ferramenta bastante útil. Da análise realizada, se for levado em conta a interpretação atualmente mais difundida, de que as falhas da Sub-Bacia de Mundaú (e, por conseguinte, do Campo de Xaréu) apresentam rejeito essencialmente normal, o fator de estiramento relacionado estaria sendo subestimado, uma vez que estas mesmas falhas apresentam, de fato, rejeitos oblíquos (combinação entre normal, que é predominante, e direcional dextral). O emprego dos diagramas permitiu definir valores mais verossímeis para a deformação neste setor da Bacia do Ceará. Assim sendo, valores de s estão compreendidos principalmente em uma faixa entre 1,28 e 1,42 (a depender da direção de transporte predominante), superiores àqueles calculados com a premissa de movimento normal.

11.1.8 – SOBRE A AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DE SELO DAS FALHAS DO CAMPO DE XARÉU

As falhas no Campo de Xaréu apresentam grande potencial de selo, sobretudo devido à constante justaposição de pacotes de rochas com permeabilidade relativamente alta, como calcários fraturados e arenitos, a litologias de permeabilidade muito baixa, como os folhelhos.

São mecanismos adicionais na geração de selos: (i) a formação de espelhos de argilominerais; (ii) o preenchimento de fraturas e dos planos de falha por calcita e outras fases minerais; e (iii) a formação de bandas de deformação em arenitos muito porosos.

11.1.9 – SOBRE O SIGNIFICADO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO PARACURU NA SUB-BACIA DE MUNDAÚ

Por meio das interpretações dos dados sísmicos e das análises de testemunhos de sondagem, somados a dados da literatura, interpreta-se que o termo "Seqüência Transicional", como corriqueiramente é referida a Formação Paracuru, não seja apropriado, principalmente por que esta formação não apresenta as características típicas observadas nas bacias da Margem Continental Leste do Brasil. As análises realizadas sugerem, embora ainda em caráter preliminar, que a Formação Paracuru represente o produto final do Estágio Rife da Sub-Bacia de Mundaú, iniciado no Eoaptiano.

Assim sendo, neste trabalho, sugere-se que o Estágio Rife da Sub-Bacia de Mundaú seja subdividido em uma fase chamada de **Sinrife**, ocorrido entre o Eo e o Mesoaptiano e que incluiria a

Formação Mundaú, e **Tardirrifte**, instalado entre o Mesoaptiano e o Eoalbiano, à qual a Formação Paracuru estaria relacionada.

11.1.10 – SOBRE A EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA MARGEM EQUATORIAL ATLÂNTICA

A partir da integração de todos os dados ficou evidente a impressão de um regime tectônico transcorrente/transtensivo (que passa, *a posteriori*, para transformante), durante os estágios iniciais da evolução do segmento da Margem Equatorial Atlântica aqui estudado. Tal regime foi responsável pela origem de estruturas com cinemática compatível tanto no continente, como o identificado por meio dos levantamentos de terreno nas regiões entre Camocim e Ponta de Jericoacoara (CE), a NW, e na Ponta do Iguape e em Icapuí, a SE, como na plataforma continental, a exemplo do que foi mapeado no Campo de Xaréu. Correlações com áreas vizinhas permitem indicar que os esforços relacionados à tectônica transcorrente/transformante tenham estados ativos até, pelo menos, o Neógeno.

Com o passar do tempo, novos eventos de deformação frágil continuaram condicionadas ao regime cinemático da Margem Equatorial Atlântica durante o Cenozóico. Todavia, a Margem Equatorial Atlântica foi então submetida a, pelo menos, mais dois campos de tensões distintos, originando estruturas diagnósticas: (i) um regime compressivo de direção E-W provocado pela expansão da Dorsal Mesoatlântica e a compressão da Cadeia Andina, cuja assinatura pode estar refletida nas dobras com eixo NNE-SSW observadas na região de Camocim; (ii) e um regime de expansão geral na superfície horizontal devido a um domeamento termicamente ativado, que deixou registro na Ponta de Jericoacoara, na região sudoeste de Fortaleza e no Campo de Xaréu.

11.2 – RECOMENDAÇÕES GERAIS E SUGESTÕES PARA TEMAS DE PESQUISA NO FUTURO

Da pesquisa realizada durante o desenvolvimento desta Tese de Doutorado, uma série de recomendações podem ser sugeridas, desde o âmbito estritamente científico/acadêmico, até o técnico.

(i) Datação dos preenchimentos das fraturas relacionadas à fase D₂ (se possível também nos demais sistemas) na Ponta de Jericoacoara (método ⁴⁰Ar-³⁹Ar a partir de minerais contendo hidróxidos complexos de manganês?) para precisar a idade da deformação relacionada. Datação dos preenchimentos (geocronologia pelo método ⁴⁰Ar-³⁹Ar em hidróxidos de manganês e argilominerais) nas fraturas e das rochas sedimentares do corpo siliciclástico de Santana do Acaraú;

(ii) Difratomia de raios-X das películas e espelhos de argilominerais relacionados às estruturas D₂ caracterizadas nos testemunhos de sondagem do Campo de Xaréu, visando a busca de fases minerais portadoras de potássio (ilita e, eventualmente, minerais de temperatura relativamente mais elevada como sericita ou clorita), para datação geocronológica por meio do método ⁴⁰Ar-³⁹Ar, de modo a confirmar (ou não) a idade Neógena atribuída para a deformação;

(iii) Balanceamento em ambiente 3D por meio da interpolação de horizontes e falhas das seções estruturas já modeladas em duas dimensões, visando a determinação da influência de movimentos oblíquos (transporte tectônico para ENE) na estruturação da Sub-Bacia de Mundaú e do Campo de Xaréu. Os resultados obtidos devem ser comparados com os gráficos construídos no Capítulo 9, para avaliar a consistência dos resultados então discutidos;

(iv) Conversão em profundidade e posterior balanceamento 2D e 3D de novas seções sísmicas/estruturais, neste caso além dos limites do Campo de Xaréu, procurando englobar toda a Sub-Bacia de Mundaú, para investigação da cinemática de abertura da Sub-Bacia;

(v) Modelagem analógica de caixa-de-areia ao nível do Campo de Xaréu, da Sub-Bacia de Mundaú e outros setores da Margem Equatorial Atlântica, para recompor os processos deformacionais envolvidos na origem de cada um destes compartimentos tectono-estruturais e subsidiar ou complementar os resultados obtidos com o balanceamento de seções, sobretudo no tocante ao controle exercido por um regime cinemático oblíquo durante a evolução dos compartimentos;

(vi) Mapeamento sísmico de detalhe nas regiões a sudoeste e a oeste do Campo de Xaréu, para a investigação das estruturas-em-flor e dos dobramentos compressoriais identificados;

(vii) Modelagem digital tridimensional do arcabouço estrutural regional do Campo de Xaréu em associação com padrão de fraturamento caracterizado por meio dos poços, visando definir melhor as relações espaciais entre as estruturas em diferentes escalas e a sua influência nas rotas de migração ou em mecanismos de armadilhamento de hidrocarbonetos no Campo;

(viii) Tomografia computadorizada de raios-X de segmentos selecionados de alguns testemunhos do Membro Trairí, principalmente aqueles que amostram calcilutitos maciços e brechóides fraturados e/ou com porosidade vugular importante, para investigar prováveis conexões entre cavidades e as fraturas, a fim de subsidiar simulações mais detalhadas;

(ix) Investigação quantitativa do potencial de selamento das falhas que afetam o Membro Trairí;

(x) Estimar os comprimentos ótimos de pernas de poços horizontais/multilaterais a partir dos dados de orientação, distribuição, densidade e espaçamento das fraturas estudadas nos perfis de imagem e nos testemunhos.

11.2.1 – SUGESTÕES DE TEMAS PARA ESTUDOS APROFUNDADOS (DISSERTAÇÕES, TESES)

A partir das recomendações relacionadas, os seguintes temas de pesquisas futuras são sugeridos:

(1) Balanceamento de seções estruturas regularmente distanciadas em adição à modelagem analógica de caixa-de-areia para toda a Sub-Bacia de Mundaú, visando uma investigação mais completa dos deslocamentos oblíquos das falhas, sobretudo com relação à Falha de Mundaú. O balanceamento

envolveria a modelagem 2D das seções, subsequente interpolação entre falhas e horizontes para modelagem em ambiente 3D, e a reconstrução palinspática de horizontes selecionados, à semelhança do método de abordagem empregado por Fernandes (2001). A modelagem de caixa-de-areia poderia ser efetivada também para sintetizar contextos estruturais específicos e em menor escala no interior da Sub-Bacia de Mundaú (transcorrências e estruturas-em-flor, falhas de transferência, dobramentos *etc.*), de modo a recompor toda sua evolução tectônica;

(2) Modelagem digital dos esforços a que foi submetida a Sub-Bacia de Mundaú como um todo, utilizando o método dos elementos finitos aplicado em mapa e em seções idealizados da Sub-Bacia. A modelagem pode ser utilizada também para testar a atuação de esforços oblíquos na origem da Sub-Bacia e para determinar o efeito das principais anisotropias (a exemplo da trama do embasamento e das falhas) no controle da reorientação e redistribuição das tensões. Se possível, a análise deveria ser feita em associação à modelagem de caixa-de-areia, que poderia constituir um tema paralelo.

11.3 – OBSERVAÇÕES FINAIS

A pesquisa realizada por esta Tese teve como alicerce a utilização de uma série ferramentas (levantamentos de terreno, dados de sensores remotos, testemunhos de sondagem, seções delgadas, perfis de poços, seções sísmicas) que, por sua vez, cobrem uma ampla gama de escalas, desde a microscópica à regional.

Um dos desafios enfrentados no decorrer da pesquisa foi a integração destas ferramentas tão distintas, com o intuito de se atingir os objetivos finais da tônica inicialmente proposta, que foram a caracterização estrutural do Campo de Xaréu, por sua vez utilizada como subsídio na perfuração de poços horizontais no campo, e a definição de um esquema de evolução tectônica para o segmento da Margem Equatorial Atlântica do Brasil onde o campo está inserido, em complementação aos modelos atualmente existentes.

A pesquisa realizada traz ao público uma grande quantidade de informações novas, especialmente com relação à geologia do Campo de Xaréu. O principal ganho, sem dúvida, foi a definição e a aplicação de uma metodologia de caracterização de reservatórios petrolíferos estruturalmente controlados que, por sua vez, gerou uma série de contribuições inéditas. Os principais exemplos deste rol de resultados incluem:

(i) a integração de dados regionais de terreno com aqueles levantados no campo petrolífero, visando a complementação da interpretação estrutural neste último;

(ii) o reconhecimento de deslocamentos oblíquos nas falhas que estruturam o Campo de Xaréu, o que vem quebrar paradigma de que nas bacias-rifte do Brasil, as principais falhas apresentam movimento estritamente normal;

(iii) a identificação, ainda que em caráter preliminar, de estruturas contracionais/transpressionais na Sub-Bacia de Mundaú;

(iv) a caracterização da deformação em meso e microescala a partir dos dados de testemunhos, incluindo a definição da cronologia relativa entre gerações de estruturas. A análise micro/mesoscópica possibilitou o reconhecimento de um estilo de deformação singular (e ainda muito pouco estudado, principalmente no Brasil) impresso nas rochas do Membro Trairí, responsável pelo desenvolvimento de estruturas (S-C-C', porfiroclastos sigmoidais ou rotacionados, peixes de filossilicatos, dentre outros) que são tipicamente relacionadas à deformação de rochas sob condições PT muito elevadas;

(v) a interpretação detalhada de perfis de imagem, incluindo a análise estatística dos dados de fraturamento;

(vi) o balanceamento de seções estruturais do campo, considerando, inclusive, dos efeitos de deslocamentos oblíquos relacionados às falhas do Campo de Xaréu.

Em função do que foi exposto ao longo de todo o corpo desta Tese, culminando com este Capítulo de Conclusões, pode ser dito que os objetivos inicialmente propostos foram alcançados satisfatoriamente. É uma verdade que isto não significa que a pesquisa envolvendo tais temas tenha atingido seu termo (em geral é referido que uma Tese não termina, é interrompida), ou que os resultados obtidos esgotem as interpretações possíveis; deve ser entendido que o trabalho apenas teve seu prelúdio, especialmente por parte do autor desta Tese.

Referências



- Alheiros, M. M. & Lima Filho, M. F. 1991. A Formação Barreiras. *Estudos Geol.*, **10**:77-88.
- Alheiros, M. M.; Lima Filho, M. F.; Monteiro, F. A. J.; Oliveira Filho, J. S. 1988. Sistemas deposicionais da Formação Barreiras no Nordeste oriental. *In*: SBG/Núcleo Norte, Congr. Bras. Geol., 35, Belém/PA, *Anais*, **2**:753-760.
- Allan, U. S. 1989. Model for hydrocarbon migration and entrapment within faulted structures. *AAPG Bull.*, **73**:803-811.
- Almeida, C. B. & Jardim de Sá, E. F. 2001. Contexto estratigráfico e estrutural do Vulcanismo Macau e o condicionamento tectônico da ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar. *In*: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás, 1, Natal/RN, 51.
- Almeida, F. F. M. 1956. Geologia e petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. Rio de Janeiro/RJ, DGM/DNPM, 158p. (Monografia 13).
- Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(4):325-349.
- Almeida, F. F. M.; Carneiro, C. D. R.; Machado Jr., D. L.; Dehira, L. K. 1988. Magmatismo pós-Paleozóico no Nordeste oriental do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**(4):451-462.
- Almeida, F. F. M. & Hasui, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo/SP, Edgard Blücher, 378p.
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 7, Campina Grande/PB, *Atas*, 363-391.
- Amaro, V. E. 1998. *Análise conjunta de dados geológicos, geofísicos e de sensoriamento remoto do setor extremo nordeste da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com ênfase nas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, Tese de Doutorado, 393p.
- Anderson, E. M. 1951. *The dynamics of faulting*. Edinburgh, Oliver & Boyd, 206p.
- Angelier, J. & Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**(6):1309-1318.
- Antonellini, M. A. & Aydin, A. 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bull.*, **78**:355-377.
- Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Souza, A. A. S.; Keller Filho, O.; Lima Neto, F. F.; Moraes, A.; Alves da Silva, F. C.; Medeiros, W. E. 2001. Caracterização estrutural de um reservatório carbonático na Bacia do Ceará, Nordeste do Brasil. *In*: SBQ, Congr. Bras. P&D Petróleo & Gás, 1, Natal/RN, *Anais*, 374.
- Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Alves da Silva, F. C.; Souza, A. A. S.; Keller Filho, O.; Lima Neto, F. F.; Moraes, A. 2002. Structural characterization of the Trairí Carbonate Reservoir in the Xaréu Oil Field (Ceará Basin, Northeast Brazil). *In*: AAPG, Annual Meeting, Houston/TX, CD-ROM.
- Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Souza, A. A. S.; Lima Neto, F. F.; Moraes, A.; Keller Filho, O.; Carvalho Costa, P. R.; Alves da Silva, F. C.; Medeiros, W. E. 2003. O Campo de Xaréu (Bacia do Ceará –

- Nordeste do Brasil): caracterização estrutural através de uma abordagem multi-escala. In: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, Simp. Nac. Est. Tect., 9, Armação de Búzios/RJ, 412-414.
- Araripe, P. T. & Feijó, F. J. 1994. Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:127-142.
- Arthaud, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, **7(11)**:729-737.
- Asmus, H. E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. In: C. Schobbenhaus; D. A. Campos; G. R. Derze; H. E. Asmus (eds). *Geologia do Brasil: texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais*. Brasília/DF, DNPM, 443-472.
- Asmus, H. E. & Baisch, P. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, **4**:3-9.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *J. Geophys. Res.*, **138(97)**:11889-11903.
- Assumpção, M. 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88(1)**:160-169.
- Atkinson, B. K. 1987. *Fracture mechanics of rock*. London, Academic Press, 534p.
- Azambuja, N. F. C. & Rostirolla, S. P. 1992. Desenvolvimento de metodologia para a reconstituição tectônica e sedimentar de bacias. Aplicação nos campos de Bagre, Cherne e Namorado, Bacia de Campos, com enfoque na seção albo-eocênica. Rio de Janeiro/RJ, CENPES/PETROBRAS. (Relatório Interno Pré-Projeto).
- Azevedo, R. P. 1991. *Tectonic evolution of brazilian equatorial margin basins*. Imperial College, London University, London/UK, Ph. D. Thesis, 455p.
-
- B*
-
- Baby, P.; Rochat, P.; Mascle, G.; Hérail, G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc system of the Bolivia Orocline (Central Andes). *Geology*, **25**:883-886.
- Bartlett, W. L.; Friedman, M.; Logan, J. M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure, part IX: wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, **79**:255-277.
- Basile, C.; Mascle, J.; Popoff, M.; Bouillin, J. P.; Mascle, G. 1993. The Ivory Coast-Ghana transform margin: a marginal ridge structure deduced from seismic data. *Tectonophysics*, **222**:1-19.
- Beach, A. & King, M. 1978. Discussion on pressure solution. *Bull. Geol. Soc. London*, **135**:649-651.
- Beltrami, C. V. 1990. Litoestratigrafia da Bacia do Ceará. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS. (Relatório Interno).
- Beltrami, C. V.; Alves, L. E. M.; Feijó, F. J. 1994. Bacia do Ceará. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:117-125.
- Benkhelil, J. 1988. Structure and geodynamic evolution of the intracontinental Benue Trough (Nigeria). *Bull. Centres Rech., Expl-Prod. Elf Aquitaine*, **12**:29-125.
- Benkhelil, J. 1989. The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria). *J. African Earth Sci.*, **8**:251-282.
- Bertani, R. T.; Costa, I. G.; Matos, R. M. D. 1990. Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e o habitat do petróleo na Bacia Potiguar. In: G. P. Raja-Gabaglia & E. J. Milani (eds.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*, Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS, 291-310.
- Bezerra, F. H. R.; Lima Filho, F. P.; Amaral, R. F.; Caldas, L. H. O.; Costa Neto, L. X. 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *Coastal Tectonics*, **146**:279-293.
- Bezerra, F. H. R.; Amaro, V. E.; Vita-Finzi, C.; Saadi, A. 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *J. South Am. Earth. Sci.*, **14**:61-75.
- Bigarella, L. 1975. *Étude sédimentologique de roches meubles – techniques et méthodes*. Paris, Doin Éditeurs, 278p.

- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Baars, F. J.; Delgado, I. M.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Santos, J. O. S. 2001. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000*. Brasília/DF, Serviço Geológico do Brasil (CPRM), CD-ROM.
- Boily, M.; Brooks, C.; James, D. E. 1984. Geochemical characteristics of the late Mesozoic Andean volcanics. In: R. Harmon & B. Barreiro (eds.). *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*, Cheshire, Shiva Publishing, 190-202.
- Bott, M. H. P. 1995. Mechanisms of rifting: geodynamic modeling of continental rift systems. In: K. H. Olsen & P. Morgan (eds.). *Continental rifts: evolution, structure, tectonics*, Amsterdam, Elsevier, 27-43.
- Brandão, J. A. S. L. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Pará-Maranhão. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):101-102.
- Brito Neves, B. B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves, B. B. 1978. A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Nordeste. *J. Mineral.* **7**: 19-27.
- Brito Neves, B. B. 1990. A Bacia do Araripe no contexto geotectônico regional. In: DNPM, Simp. Cretáceo do Brasil, 1, Crato/CE, Atas, 43-51.
- Brown, Jr., L. F. & Fischer, W. L. 1980. *Seismic-stratigraphic interpretation and petroleum exploration*. Austin, AAPG, 125p.
- Bullard, E.; Everett, J. E.; Smith, A. G. 1965. The fit of the continents around the Atlantic. In: Trans. Royal Soc. London, Symp. Cont. Drift, 258:41-51.
- Burke, K. C. & Dewey, J. F. 1974. Two plates in Africa during Cretaceous? *Nature*, **249**:313-316.
- Burke, K. C.; Dessauvage, T. F. J.; Whiteman, A. J. 1971. Geological history of the Benue Valley and adjacent areas. In: T. F. J. Dessauvage & A. J. Whiteman (eds.). *African geology*, Ibadan, Ibadan University Press., 187-205.
- Burkhard, M. 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *J. Struct. Geol.*, **15**:351-368.



- Caby, R. 1988. Les terraines precambriennes Benin, Nigeria e Nord-est du Brésil et les connections sub-atlantiques au proterozoïque supérieur. In: IGCP/UNESCO/IUGS, International Meeting on Proterozoic Geology and Tectonics of High Grade Terrains, Nigeria, 16 p.
- Caby, R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit. In: R. D. Dallmeyer (ed.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, Geol. Soc. Am. Special Paper, **230**:145-158.
- Caby, R.; Sial, A. N.; Arthaud, M. H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: R. D. Dallmeyer & J. P. Lécorché (eds.). *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Amsterdam, Springer-Verlag, 373-397.
- Campos e Silva, A. 1969. Contribuição ao estudo do Grupo Barreiras no Rio Grande do Norte. *Arq. Inst. Antropol.*, 5-14.
- Caputo, M. V. & Lima, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande – Bacia do Parnaíba. In: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro/RJ, *Anais*, **2**:740-753.
- Carneiro, C. D. R.; Hamza, V. M.; Almeida, F. F. M. 1989. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:310-322.
- Carozzi, A. V.; Falkenhein, F. U. H.; Carneiro, R. G.; Esteves, F. R.; Contreiras, C. J. A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência Técnica do Petróleo, Seção Exploração do Petróleo*, 48p.

- Carvalho Costa, P. R.; Almeida, C. B.; Jardim de Sá, E. F.; Antunes, A. F.; Arthaud, M. H. 2001a. Estruturas nos quartzitos da região de Jericoacoara, NW do Ceará: registros do Ciclo Orogênico Brasileiro e da evolução da margem continental meso-cenozóica. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. do NE, 19, Natal/RN, *Resumos*, 324-325.
- Carvalho Costa, P. R.; Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Amaro, V. E.; Arthaud, M. H. 2001b. A tectônica frágil cenozóica na borda continental da Bacia do Ceará, e implicações para a recuperação de petróleo em reservatórios estruturalmente controlados. In: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás, 1, Natal/RN, *Anais*, 368.
- Carvalho Costa, P. R.; Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Amaro, V. E.; Matos, R. M. D. 2002. O registro da deformação mesozóica relacionada à abertura da Margem Equatorial Atlântica no litoral do Estado do Ceará (NE do Brasil): evidências a partir da análise de imagens orbitais e de afloramentos. In: SBG/Núcleo Nordeste, Congr. Bras. Geol., 41, João Pessoa/PB, *Anais*, 623.
- Carvalho, M. J. 2003. *Estruturação da Formação Serra Grande na região de Santana do Acaraú (CE) e a reativação do Lineamento Sobral-Pedro II: integração com dados geofísicos*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 61p.
- Castro Jr., A. C. M. 1987. The Northeastern Brazil and Gabon Basins: a double rifting system associated with multiple crustal detachment surfaces. *Tectonics*, **6**(6):727-738.
- Castro, A. S. 1992. *Arcabouço estrutural e evolução tectônica da Sub-Bacia de Icarai, Bacia do Ceará*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 107p.
- Castro, D. L. & Castelo Branco, R. M. G. 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3-D. *Braz. J. Geophys.* **17**(2/3):129-145.
- Cavalcante, J. C. 1999. *Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano. Província Borborema, Nordeste do Brasil*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 183p.
- Cavalcante, J. C.; Ferreira, C. A. 1983. Mapa geológico do Estado do Ceará; escala 1:500.000. Fortaleza/CE, DNPM/CPRM/Governo do Estado do Ceará.
- Chang, H. K.; Koswmann, R. O.; Figueiredo, A. M. F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal basins. *Episodes*, **11**:194-202.
- Coblentz, D. D. & Richardson, R. M. 1996. Analysis of South America intraplate stress field. *J. Geophys. Res.*, **101**(B4):8643-8657.
- Condie, K. C. 1997. Plate tectonics and crustal evolution. 4ª ed., Oxford, Butterworth Heinemann, 282p.
- Cooper, M. A. 1983. The calculation of bulk strain in oblique and inclined balanced sections. *J. Struct. Geol.*, **5**(2):225-251.
- Cordani, U. G. 1970. Idade do vulcanismo do Oceano Atlântico sul. *Gol. IGA*, **1**:9-75.
- Coriolano, A. C. F. 1998. Mapeamento geológico-estrutural ao longo da Falha Sísmica de Samambaia – João Câmara (RN). Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 85p.
- Coriolano, A. C. F.; Jardim de Sá, E. F.; Cowie, P. A.; Amaral, C. A. 1997. Estruturas frágeis no substrato da região de João Câmara (RN): correlação com a Falha Sísmica de Samambaia? In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 17, Fortaleza/CE, *Anais*, 325-329.
- Coriolano, A. C. F.; Jardim de Sá, E. F.; Nascimento da Silva, C. C. 2000. Structural and neotectonic criteria for location of water wells in semi-arid crystalline terrains: a preliminary approach in the eastern domain of Rio Grande do Norte State, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(2):350-352.

- Costa, I. G.; Beltrami, C. V.; Alves, L. E. M. 1989. A evolução tectono-sedimentar e o hábitat do óleo da Bacia do Ceará. In: PETROBRAS/DepEx, Sem. Interp. Explor., 1, Rio de Janeiro/RJ, *Anais*, 75-85.
- Costa, M. J.; França, J. B.; Lins, C. A. C.; Bachiegga, I. F.; Cruz, W. B.; Habekost, C. R. 1979. Projeto Jaibaras. Fortaleza/CE, DNPM/CPRM.
- Cypriano, J. L. & Nunes, A. B. 1968. Geologia da Bacia Potiguar. Natal/RN, PETROBRAS. (Relatório interno).



- Dantas, E. P. 1998. *Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação ao estudo da tectônica recente entre Macau e São Bento do Norte (RN)*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 103p.
- Dantas, E. P.; Jardim de Sá, E. F.; Castro, D. L. 1999. Análise de lineamentos na porção central da Bacia Potiguar, e sua reativação neotectônica. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton., 7, Lençóis/BA, *Anais*, IV:86-89.
- Davison, I. 1986. Listric normal profiles: calculation using bed length balance and fault displacement. *J. Struct. Geol.*, **8**:209-210.
- Davison, I. 1998. Tectonic and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In: N. R. Cameron, R. H. Bate, V. S. Clure (eds.), *Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Special publication of the Geological Society of London 153, CD-ROM.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals. 2nd Edition, Longman Group Limited, London. 696 p.
- Della Fávera, J. C.; Medeiros, R. A.; Appi, C. J.; Beurlen, G.; Viviers, M. C.; Hashimoto, A.; Beltrami, C. V.; Piazza, I. A.; Horschutz, P. M. C. 1984. Análise estratigráfica do Andar Alagoas na Bacia do Ceará. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS. (Relatório Interno CENPES).
- Destro, N. 1987. *Reativação pós-devoniana do Lineamento Transbrasiliiano entre Santana do Acaraú (CE) e Morrinhos (CE). Análise estrutural de uma zona de cisalhamento*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 101p.
- Destro, N.; Szatmari, P.; Ladeira, E. A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, **16**(1):35-45.
- Destro, N.; Szatmari, P.; Alkmin, F. F.; Magnavita, L. P. 2003. Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo Rift, Northeast Brazil. *AAPG Bull.*, **87**(7):1123-1144.
- Dominguetti, C. A. 2003. Orientação de falhas presentes em testemunhos de sondagens do Campo de Xaréu/Bacia do Ceará. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 47p.
- Dominguetti, C. A.; Antunes, A. F.; Medeiros, W. E.; Jardim de Sá, E. F. 2001. Orientação de falhas e fraturas em testemunhos não-orientados de um campo de petróleo na Bacia do Ceará, NE do Brasil. In: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás, 1, Natal/RN, 28.
- Driscoll, N. W. & Karner, G. D. 1998. Lower crustal extension across the northern Carnarvon basin, Australia: evidence for an eastward dipping detachment. *J. Geophys. Res.*, **103**:4975-4992.
- Dula, Jr. F. D. 1991. Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *AAPG Bull.*, **75**(10):1609-1625.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W. E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, Memoir 21, AAPG, Tulsa, 108-121.



- Egan, S. S.; Buddin, T. S.; Kane, S. J.; Willians, G. D. 1996. Three-dimensional modelling and visualization in structural geology: new techniques for the retoration and balancing of volumes. *In*: Electronic Geology, Geoscience Information Group Conference on Geological Visualization, *Proceedings*, **1(7)**:67-82
- Eicher, D. L. & Diner, R. 1991. Environmental factors controlling Cretaceous limestone-marlstone rhythms. *In*: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 79-93.
- Einsele, G. 1991. Submarine mass flow and turbidites. *In*: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 313-339.
- Elliott, D. & Johnson, M. R. W. 1980. Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, N.W. Scotland. *Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci.*, **71**:69-96.
- Elliott, D. 1983. The construction of balanced cross-sections. *J. Struct. Geol.*, **5**:101.
- EMBRAPA. *Monitoramento por satélite: Brasil visto do espaço*. Disponível em <<http://www.cdbrasil.cnpem.embrapa.br>>. Acesso em 30/nov/2000.
- Emery, D. & Myers, K. J. 1996. Sequence stratigraphy. Blackwell Science, London, 297 p.
- Exon, N. F.; von Rad, U.; von Stackelberg, U. 1982. The geological development of the Exmouth Plateau off northwest Australia. *Mar. Geol.*, **47**:131-152.



- Fairhead, J. D. 1988. Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the west and central African rift system. *Tectonophysics*, **155**:181-191.
- Farias, P. R. C. 1997. Geologia de superfície da área de detalhe de Macau. Natal/RN, PETROBRAS, 83p. (Relatório final).
- Farias, P. R. C.; Castro, J. C.; Tibana, P.; Barrocas, S. L. S. 1990. Cretáceo da Bacia Potiguar. *In*: SBG/Núcleo NE, Congr. Bras. Geol., 36, Natal/RN, *Roteiro de Excursão*, 43p.
- Farias, P. R. C.; Alves, A. C.; Silva, J. G. F.; Souza Filho, L. V. 1998. Litofaciamento de testemunhos do Calcário, Trairí, Campo de Xaréu, Sub-Bacia de Mundaú. Natal/RN, PETROBRAS, 71p. (Relatório Interno).
- Feijó, F. J. 1994a. Bacia de Pernambuco-Paraíba. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:143-148.
- Feijó, F. J. 1994b. Bacias de Sergipe e Alagoas. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:149-162.
- Fernandes, F. L. 2001. *Estudo da evolução tectono-sedimentar da região centro-oeste da Bacia de Campos, através da técnica de restauração de seções geológicas*. Programa de Pós-Graduação em Geociências/Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro/SP, Dissertação de Mestrado, 192p.
- Fernandes, F. L.; Rostirolla, S. P.; Azambuja Filho, N. C.; Aguiar, L. A. M. 1996. A técnica de balanceamento de seções geológicas: aplicação na evolução dos domos de sal na área do Campo de Namorado, Bacia de Campos. *In*: SBG/Núcleo Nordeste, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador/BA, *Anais*, 374-378.
- Ferreira, J. M.; Oliveira, R. T.; Takeya, M. K.; Assumpção, M. 1998. Superposition of local and regional stress in NE Brazil: evidence from mechanisms around the Potiguar marginal basin. *In*: SBGf, Congr. Int. Geof., 4, Rio de Janeiro/RJ, *Resumos Expandidos*, **2**:1025-1028.
- Ferril, D. A. 1991. Calcite twins width and intensity as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *J. Struct. Geol.*, **13**:667-675.
- Fetter, A. H. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. Faculty of the Graduate School, University of Kansas, Kansas, Doctor of Philosophy Thesis, 164p.

- Fetter, A. H.; Van Schmus, W. R.; Santos, T. J. S.; Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. 1997. Geologic story and framework of Ceará State: Northwest Borborema Province, NE Brazil. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, South Am. Symp. Isot. Geol., Salvador/BA, Ext. Abstracts*, 112-114.
- Fiori, A. P. 1997. *Introdução à análise da deformação*. Curitiba/PR, Editora da UFPR, 249p.
- Fitton, J. G. 1980. The Benue trough and the Cameroon line – a migrating rift system in west África. *Earth Plan. Sci. Letters*, **51**:132-138.
- Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bull.*, **43**:1-38.
- Fonseca, V. P. 1996. *Estudos morfotectônicos na área do baixo curso do Rio Açu (Açu – Macau), Rio Grande do Norte*. Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte/MG, Dissertação de Mestrado, 103p.
- Françolin, J. B. L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(2):196-207.
-
- S*
-
- Galvão, C. C. 2002. Mapeamento geológico-estrutural da região nordeste de Santana do Acaraú-CE, com ênfase à deformação frágil. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 59p.
- Galvão, M. V. G. 1993. Balanceamento de seções geológicas transversais: princípios e técnicas. Informativo Exploratório, 5, Rio de Janeiro/RJ, 9p.
- Gaudette, H. E.; Abreu, F. A. M.; Lafon, J. M.; Gorayeb, P. S. S. 1993. Evolução transamazônica do cinturão de cisalhamento noroeste do Ceará: novas evidências geocronológicas. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE*, 15, Natal/RN, *Atas*, 318-320.
- Genter, A.; Castaing, C.; Dezayes, C.; Tenzer, H.; Traineau, H.; Villemain, T. 1997. Comparative analysis of direct (core) and indirect (borehole imaging tools) collection of fracture data in the Hot Dry Rock Soultz reservoir (France). *J. Geophys. Res.*, **102**(B7):15419-15431.
- Genter, A.; Traineau, H.; Dezayes, C.; Elsass, P.; Ledesert, B.; Meunier, A.; Villemain, T. 1995. Fracture analysis and reservoir characterization of the granite basement in the HDR Soultz project (France). *Geotherm. Sci. Tech.*, **4**:189-214.
- Gibbs, A. D. 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **5**(2):153-160.
- Gibbs, A. D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, **141**:609-620.
- Gillespie, P. A.; Howard, C. B.; Walsh, J. J.; Waterson, J. 1993. Measurement and characterization of spatial distributions of fractures, *Tectonophysics*, **226**:113-141.
- Glenn, C. R. & Kelts, K. 1991. Sedimentary rhythms in lake deposits. *In: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.), Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 188-221.
- Góes, A. M. O. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):57-67.
- Goldstein, A. & Marshak, S. 1988. Analysis of fracture array geometry. *In: S. Marshak & G. Mitra (eds.), Basic methods of structural geology*. New Jersey, Prentice Hall, 249-267.
- Gorini, M. A. & Bryan, G. M. 1976. The tectonic fabric of the Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **48**:101-119.
- Grant, N. K. 1971. South Atlantic, Benue trough and gulf of Guinea triple junction. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**:2295-2298.
- Gratier, J. P. 1987. Pressure solution-deposition creep and associated tectonic differentiation in sedimentary rocks. *In: M. E. Jones & R. M. F. Preston (eds.), Deformation of sediments and sedimentary rocks*. London, Geological Society of London Special Publication, 25-38.

- Groshong, R. H., Jr. 1988. Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **100**:1329-1360.
- Groshong, R. H., Jr. 1989. Half-graben structures: balanced models of extensional fault-bend folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**:96-105.
- Groshong, R. H., Jr. 1999. *3-D structural geology: a practical guide to surface and subsurface map interpretation*. Berlin, Springer-Verlag, 324p.



- Hesthammer, J. 1998. Integrated use of well data for structural control of seismic interpretation. *Petroleum Geosc.*, **4**:97-109.
- Hesthammer, J. & Henden, J. O. 2000. Information on fault orientation from unoriented cores. *AAPG Bull.*, **84**(4):472-488.
- Hodgson, R. 1961. Regional study of jointing in the Comb Ridge-Navajo Mountain área, Arizona and Utah. *AAPG Bull.*, **45**:1-38.



- Jackson, M. P. A. & Galloway, W. E. 1984. *Structural and deposition styles of Gulf Coast Tertiary continental margin: application to hydrocarbon exploration*. AAPG Continuing Education Course Note Series 25, 226p.
- Jaillard, E.; Hérail, G.; Monfret, T.; Diaz-Martínez, E.; Baby, P.; Lavenu, A.; Dumon, J. F. 2000. In: U. G. Cordani, E. S. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos (eds.), *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro/RJ, 31st International Geological Congress, 481-559.
- James, N. P. 1983. Facies models 10: shallowing upward sequences in carbonates. In: R. G. Walker (ed.), *Facies Models*, Geoscience Canada, Toronto, 109-119.
- Jardim de Sá, E. F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília/DF, Tese de Doutorado, 803 p.
- Jardim de Sá, E. F. 2001. Tectônica cenozóica na margem equatorial da Província Borborema, Nordeste do Brasil (A contribuição da Geologia Estrutural no continente). In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. Est. Tectôn., 8, Recife/PE, *Anais*, 25-28.
- Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Moraes Neto, J. M.; Saadi, A.; Pessoa Neto, O. C. 1999. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton., 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:58-61.
- Jardim de Sá, E. F.; Nascimento da Silva, C. C.; Coriolano, A. C. F.; Medeiros, W. E. (no prelo). Reavaliação da abordagem estrutural e modelos de ocorrência de água subterrânea em terrenos cristalinos. In: F. A. C. Feitosa & J. Manoel Filho (eds.), *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Brasília/DF, Serviço Geológico do Brasil (CPRM).



- Karner, G. D. & Driscoll, N. W. 1999. Style, timing, and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modeling. In: C. MacNicaill & P. D. Ryan (eds.), *Continental tectonics*. London, Geological Society of London Special Publication, **164**:271-311.
- Karner, G. D.; Driscoll, N. W.; McGinnis, J. P.; Brumbaugh, W. D.; Cameron, N. 1997. Tectonic significance of syn-rift sedimentary packages across the Gabon-Cabinda continental margin. *Mar. Petroleum Geol.*, **14**:973-1000.
- Karner, G. D.; Driscoll, N. W.; Barker, D. H. N. 2003. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of lower plate ductile extension. In: T. J. Arthur; D. S. MacGregor & N. R. Cameron (eds.).

- Petroleum geology of Africa: new themes and developing technologies*. London, Geological Society of London Special Publication, **207**:105-129.
- Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da Bacia Costeira do Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro/RJ, DNPM/DGM, 52p. (Boletim 170).
- Knipe, R. J. 1989. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, **11**:127-146.
- Knipe, R. J. 1997. Juxtaposition and seal diagrams to help analyze fault seals in hydrocarbon reservoirs. *AAPG Bull.*, **81**(2):187-195.
- Knipe, R. J.; Fisher, Q. J.; Jones, G.; Needham, D. T.; Davies, R. K.; Edwards, H. E.; Ellis, J.; Freeman, S.; Harris, S. D.; Kay, M.; Li, A.; Lickorish, H.; Phillips, G.; Porter, J. R.; Condliffe, D.; Jones, P.; O'Connor, S.; Odling, N.; Barnicoat, A. C. 2002. Fluid flow behavior of faults: critical variables, uncertainty limits and prediction. In: AAPG, Hedberg Res. Conf., Evaluating the hydrocarbon sealing potential of faults and caprocks, Barossa Valley/SA, 27-29.
- Krantz, R. W. 1995. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *J. Struct. Geol.*, **17**(8):1125-1137.
-
- L*
-
- Lapidus, D. F. 1987. *The facts on file: dictionary of geology and geophysics*. New York, Facts on File Publications, 347p.
- LaPointe, P. R. & Hudson, J. A. 1985. *Characterization and interpretation of rock mass joint patterns*. London, Geological Society of London Special Publication 199, 37p.
- Lapworth, C. 1885. The Highland controversy in British geology: its causes, course and consequences. *Nature*, **32**:558-559.
- Leyshon, P. R. & Lisle, R. J. 1996. *Stereographic projection techniques in structural geology*. Oxford, Butterworth-Heinemann Ltd., 104p.
- Lima Filho M.F.; Medeiros A.B.; Pedrosa J.F.A.; Brito M.F.L.; Nobrega V.A.; Araújo R.D. 1991. Ocorrência da Formação Barreiras na sub-bacia Cabo-PE. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 14, Recife/PE, *Boletim* 12, 323-325.
- Lima Neto, 1998. *Um exemplo da interferência de uma interface fraca na distribuição regional de esforços tectônicos: o campo atual de tensões na Bacia Potiguar (Nordeste Brasileiro)*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 180p.
- Lima Neto, F. F. 1999. O regime atual de tensões nas bacias sedimentares brasileiras. In: SBG/Núcleo Bahia/Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton., 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:25-28.
- Lima, C. C. & Lima Neto, F. F. 1993. A estruturação pós-rift da Bacia Potiguar e a acumulação de petróleo. PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro/RJ. (Relatório Interno).
- Lima, C. C.; Cobbold, P.; Soubarin, L.; Moraes, A.; Lima Neto, F. F. 1997. Topographic and structural expressions of the ongoing compression in Midplate South America. In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof., 5, São Paulo/SP, *Anais*, **2**:890-893.
- Lucena, L. R. F. 1993. *Mapeamento geológico-gravimétrico da faixa costeira entre Parnamirim e São José de Mipibu-RN*. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 76p.
- Lucena, L. R. F. 1999. *Implicações tectônicas na hidrologia do Aquífero Barreiras e Sistema Lacustre do Bonfim, Nísia Floresta-RN*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 105p.



- Mabesoone, J. M.; Campos e Silva, A.; Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:173-188.
- Mandl, G. 1988. *Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts*. Developments in structural geology, 1, Amsterdam, Elsevier, 407p.
- Marinho, M. & Mascle, J. 1987. Evolução estrutural do Platô Marginal da Guiné e sua relação com a formação do Oceano Atlântico Centro-Equatorial. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(2):111-117.
- Marshak, S. & Woodward, N. 1988. Introduction to cross-section balancing. S. Marshak & G. Mitra (eds.). *Basic methods of structural geology*. New Jersey, Prentice Hall, 303-332.
- Martin, A. K.; Hartnady, C. J. H.; Goodlad, S. W. 1981. A revised fit of South America and south central Africa. *Earth Plan. Sci. Letters*, **54**:293-305.
- Matos, R. M. D. 1992a. *Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil*. Faculty of the Graduate School of Cornell University, New York, Ph. D. Thesis, 276.
- Matos, R. M. D. 1992b. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, **11**(4):766-791.
- Matos, R. M. D. 1993. Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults: a numerical solution. *AAPG Bull.*, **77**:1839-1859.
- Matos, R. M. D. 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: N. R. Cameron; R. H. Bate; V. S. Clure (eds.). *The oil and gas habitats of the South Atlantic*. Geological Society Special Publication no. 153, 55-73p.
- Matos, R. M. D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: *Atlantic rifts and continental margins*, Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union, 331-353.
- Matos, R. M. D. 2001. Mantle-plume-generated triple junction between NE Brazil and West Africa? In: SBGf, Cong. Int. Soc. Bras. Geof., 7, Salvador/BA, *Anais*, 45-48.
- Matos, R. M. D.; Waick, R. N.; Pimentel, V. P. C. 1996. Bacia do Ceará (Mundaú): uma fase rifte convencional!? In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador/BA, *Anais*, **5**:358-362.
- Maurin, J. C.; Benkheilil, J.; Robineau, B. 1986. Fault rocks of the Kaltungo lineament, NE Nigeria, and their relationship with Benue Trough tectonics. *J. Geol. Soc. London*, **143**:587-599.
- Mayer, E. 1974. Estratigrafia preliminar da plataforma continental da Bacia Potiguar. Natal/RN, PETROBRAS. (Relatório Interno).
- Mazarovich, A. O. & Dobrolyubova, X. O. 1999. Tectonic map of Central Atlantic. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O. 1999a. Alternations of basement rocks of Central Atlantic and its rare types. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O. 1999b. Basement rocks of Central Atlantic from dredge stations. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O.; Agapova, G. V.; Sokolov, S. Y.; Turko, N. N. 1999a. Physical-geographical map of Central Atlantic. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Mazarovich, A. O.; Sokolov, S. Y.; Dobrolyubova, X. O. 1999b. Mesozoic-Cenozoic magmatism and crust age of Central Atlantic. In: *Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.

- McClay, K. R. 1990. Deformation mechanics in analogue models of extensional fault systems. In: R. J. Knipe & E. H. Rutter (eds.). *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. London, Geological Society of London Special Publication, **54**:445-453.
- McClay, K. R.; Waltham, D. A.; Scott, A. D.; Abousetta, A. 1991. Physical and seismic modeling of listric normal fault geometries. In: A. M. Yielding & B. Freeman (eds.). *The geometry of normal faults*. London, Geological Society of London Special Publication, **56**:231-239.
- McClay, K. R. & Ellis, P. G. 1987. Geometry of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, **15**:341-344.
- McIlreath, I. A. & James, N. P. 1983. Facies models 12: carbonate slopes. In: R. G. Walker (ed.), *Facies Models*, Geoscience Canada, Toronto, 133-143.
- Means, W. D. 1976. *Stress and strain: basic concepts of continuum mechanics for geologists*. New York, Springer Verlag, 339p.
- Means, W. D. 1993. Elementary geometry of deformation processes. *J. Struct. Geol.*, **15**:343-349.
- Menezes, M. R. F. & Jardim de Sá, E. F. 1999. Caracterização de fraturamento neotectônico em rochas cristalinas: o exemplo da Grota da Ferveira, Santana do Matos, RN. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton., 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:62-66.
- Menezes, M. R. F. 1999. *Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra do Martins, nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, 167p.
- Miranda, F. P.; Chiang, L. C.; Rodrigues, J. E. 1986. Análise estrutural e tectônica do Pré-Cambriano adjacente às bacias de Barreirinhas e do Ceará, através de dados de sensores remotos. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS/CENPES/MCT/INPE, 99p. (Relatório de Pesquisa).
- Mitchum, R. M. & Vail, P. R. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 135-143.
- Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Sangree, J. B. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 117-133.
- Mitchum, R. M.; Vail, P. R.; Thompson, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 53-62.
- Mizusaki, A. M. P. 1989. A Formação Macau na porção submersa da Bacia Potiguar. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **3**(3):191-200.
- Mizusaki, A. M. P.; Thomaz-Filho, A.; Milani, E. J.; Césero, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *J. South. Am. Earth Sci.*, **15**:183-198.
- Moore, D. E. & Byerlee, J. 1992. Relationships between sliding behavior and internal geometry of laboratory fault zones and some creeping and locked strike-slip faults of California. *Tectonophysics*, **211**:305-316.
- Moore, J. M. 1979. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia. *J. Geol. Soc. London*, **136**:441-454.
- Morais Neto, J. M. 1999. *As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema*. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 170p.
- Moreira, M. M. M. A. & Gatto, L. C. S. 1981. Geomorfologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SA.24, Fortaleza: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro/RJ, MME/SG, **21**:213-252.

- Moretti, I.; Colleta, B.; Vially, R. 1988. Theoretical model of block rotation along circular faults. *Tectonophysics*, **153(1/4)**:313-320.
- Morgenstern, N. R. & Tchalenko, J. S. 1967. Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Geotechnique*, **17**:309-328.
- Moura, C. A. V.; Gaudette, H. E.; Macambira, M. J. B.; Lafon, J. M.; Scheller, T. 1996. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb em filamento simples: comparação com resultados U-Pb. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol., 39, *Anais*, Salvador/BA, **6**:480-483.



- Nascimento, D. A.; Gava, A.; Pires, J. L.; Teixeira, W. 1981. Geologia. In: *Projeto Radambrasil, Folha SA.24, Fortaleza: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro/RJ, MME/SG, **21**:9-212.
- Nascimento da Silva, C. C. & Jardim de Sá, E. F. 2000. Fracture chronology and neotectonic control of water wells location in crystalline terranes: an example from the Equador region, northeasternmost Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30(2)**:346-349.
- Nascimento da Silva, C. C. 1999. Geologia da região de Equador-RN, com ênfase à deformação frágil. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Relatório de Graduação, 55p.
- Nelson, R. A.; Lenox, L. C.; Ward, B. J., Jr. 1987. Oriented core: its use, error, and uncertainty. *AAPG Bull.*, **71(4)**:357-367.
- Nemčok, M.; Nemčok, J.; Wojtaszek, M.; Ludhova, L.; Oszczypko, N.; Sercombe, W. J.; Cieszkowski, M.; Paul, Z.; Coward, M. P.; Slaczka, A. 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *J. Struct. Geol.*, **18**:39-64.
- Netto, A. S. T.; Wanderley Filho, J. R.; Feijó, F. J. 1994. Bacias de Jacuípe, Camamu e Almada. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:173-184.
- Neumann, V. H. M. L. 1999. *Estratigrafia, sedimentología, geoquímica y diagénesis de los listemas lacustres aptienses-albienses de la Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)*. Departament d'Estratigrafia i Paleontologia, Universitat de Barcelona, Barcelona, Tesis Doctoral, 244p.
- Nogueira, A. M. B. 1982. *O Cenozóico continental da região de Natal-RN*. Pós-Graduação em Geociências/Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife/PE, Dissertação de Mestrado, 219p.



- O'Connor, J. M. & Duncan, R. A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.*, **95**:17475-17502.
- O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**:1463-1469.
- Oliveira, D. C. & Martins, G. 1992. O Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim (EDCM) no contexto da abertura do Oceano Atlântico. *Rev. Geol. UFC*, **5**:51-78.
- Oliveira, D. C.; Matos, R. M. D. & Soares, U. M. 1993. Contribuição ao estudo das estruturas rasas na Bacia Potiguar: análise estrutural do afloramento de Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Simp. Nac. Est. Tect., 4, Belo Horizonte/MG, *Boletim* **12**, 306-311.
- Owen, G. 1987. Deformation processes on unconsolidated sands. In: M. E. Jones & R. M. F. Preston (eds.). *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. London, Geological Society Special Publication, 11-24.

P

- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Fallarón) and South America plates since Late Cretaceous times. *Tectonics*, **6**:233-248.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J. 1996. *Microtectonics*. Berlin, Springer-Verlag, 289p.
- Peacock, D. C. P.; Harris, S. D.; Mauldon, M. 2003. Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies. *J. Struct. Geol.*, **25**:109-119.
- Peraro, A. A. 1998. *Gênese de estruturas antiformais observadas em linhas sísmicas no rifte Tucano-Jatobá*. Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais/Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto/MG, Dissertação de Mestrado, 160p.
- Pereira, M. J. & Feijó, F. J. 1994. Bacia de Santos. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):219-234.
- PETROBRAS. 1996. *Arcabouço estrutural das bacias Potiguar e Ceará integrado ao mapa geológico simplificado do Estado do Ceará; escala 1:500.000*. Natal /RN, PETROBRAS.
- Pichowiak, S.; Buchelt, M.; Damm, K. W. 1990. Magmatic activity and tectonic setting of the early stages of the Andean cycle in northern Chile. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, **241**:127-144.
- Pindell, J. L. & Dewey, J. F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, **1**(2):179-211.
- Pindell, J. L. 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*, **4**(1):1-39.
- Pindell, J. L.; Cande, S.; Pitman, W.; Rowley, D.; Dewey, J.; LaBrecque, J.; Haxby, W. 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, **155**:121-138.
- Ponte, F. C.; Dauzacke, M. V.; Porto, R. 1978. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares do Brasil. *In: Congr. Bras. Petróleo*, 1, *Anais*, 127-147.
- Ponte, F. C. & Appi, C. J. 1990. Proposta de revisão da coluna litoestratigráfica da Bacia do Araripe. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Cong. Bras. Geol*, 36, Natal/RN, *Anais*, 211-226.
- Ponte, F. C. & Ponte Filho, F. C. 1996. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. *In: DNPM, Simp. Cretáceo do Brasil*, 4, Rio Claro/SP, *Boletim*, 123-133.
- Prothero, D. R. & Schwab, F. 1996. *Sedimentary geology*. W. H. Freeman and Company, New York, 575p.

R

- Rabinowitz, P. D. & LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic and evolution of its continental margins. *J. Geophys. Res.*, **84**:5973-6002.
- Ramos, V. A. 2000. The southern Central Andes. *In: U. G. Cordani, E. S. Milani, A. Thomaz Filho & D. A. Campos (eds.), Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro/RJ, 31st International Geological Congress, 561-604.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology, volume 2: folds and fractures*. London, Academic Press Ltd., 700p.
- Rand, H. M. & Manso, V. A. V. 1983. Levantamento gravimétrico e magnetométrico da Bacia do Araripe. *In: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, Cong. Bras. Geol*, 33, Rio de Janeiro/RJ, *Anais*, **4**:2011-2016.
- Rangel, H. D.; Martins, F. A. L.; Esteves, F. R.; Feijó, F. J. 1994. Bacia de Campos. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):203-218.
- Remane J. 2000. *Explanatory note to the International Stratigraphic Chart*. IUGS, UNESCO, Div. Earth Sciences: 16p.
- Ribeiro, H. J. P. S. 2001. Sismo-estratigrafia. *In: H. J. P. S. Ribeiro (org.), Estratigrafia de Sequências: fundamentos e aplicações*, São Leopoldo/RS, Editora Unisinos, 73-98.

- Ribeiro, R. J. L.; Horschütz, P. M. C.; Beer, R.; Carvalho, M. D. Plavnik, B.; Machado, L. R. L.; Martins, J. A. S.; Lima, L. C.; Santos, J. A. C. M.; Azevedo, M. A. S. 1986. Aumento de produtividade do Calcário Trairí. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS, vol. 1, 76p. (Relatório Interno).
- Rodrigues, M. F. B. 1976. *Rochas basálticas do Rio Grande do Norte e Paraíba*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo/SP, Dissertação de Mestrado, 62p.
- Rolph, T. C.; Shaw, J.; Harper, T. R.; Hagan, J. T. 1995. Viscous remanent magnetization: a tool for orientation of core. In: P. Turner & A. Turner (eds.). *Palaeomagnetic applications in hydrocarbon exploration and production*, London, Geological Society of London Special Publication, **98**:239-243.
- Rostirolla, S. P. & Galvão, M. V. G. 1995. Análise de margens passivas por meio do balanceamento de seções geológicas transversais: discussão teórica e aplicação na Bacia de Campos. *Bol. Geoc. Petrobras*, **9(2/4)**:175-201.
- Rowan, M. G. & Kligfield, R. 1989. Cross section restoration and balancing as aid to seismic interpretation in extensional terranes. *AAPG Bull.*, **73(8)**:955-966.
-
- Sá, J. M. 1991. *Evolution géodynamique de la ceinture Protérozoïque d'Óros, Nord-Est du Brésil*. Faculdade de Ciências, Universidade de Nancy I, Nancy, França, Tese de Doutorado, 177p.
- Saadi, A. & Torquato, J. R. 1992. Contribuição à neotectônica do Estado do Ceará. *Rev. Geol. UFC*, **5**:5-38.
- Santos, C. F.; Gontijo, R. C.; Araújo, M. B.; Feijó, F. J. 1994. Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8(1)**:185-190.
- Santos, E. J.; Farina, M.; Silva, G. P.; Silva, E. J. A.; Feitosa, E. C. 1972. *Mapa geológico preliminar do Estado do Ceará, escala 1:500.000*. Recife/PE, Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- Santos, E. J. & Brito Neves, B. B. 1984. Província Borborema. In: F. F. M. Almeida & Y. Hasui (coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blucher, São Paulo/SP, 123-186.
- Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol., 39, Salvador/BA, *Anais*, **6**:47-50.
- Santos, T. J. S.; Fetter, A. H.; Nogueira Neto, J. A.; Hackspacher, P. C.; Van Schmus, R. 1998. Geochronology and geochemistry of the Médio Coreaú Domain, NW Borborema Province. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte/MG, *Anais*, 29.
- Schmid, S. M. 1982. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: J. H. Kenneth (ed.). *Mountain building processes*, London, Academic Press, 95-110.
- Sempere, T.; Hérail, G.; Oller, R.; Bonhomme, M. 1990. Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, **18**:946-949.
- Serra, O. 1989. Formation microscanner image interpretation. Houston, Schlumberger Educational Services, 117p.
- Sial, A. N. 1976a. The post-Paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **48**:299-311.
- Sial, A. N. 1976b. The Rio Grande do Norte alkali-olivine-basalt association, Northeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **6(1)**:1-14.
- Sial, A. N. 1989. Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife/PE, Tese para Professor Titular.
- Sial, A. N.; Long, L. E.; Pessoa, D. A. R.; Kawashita, K. 1981. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks, Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **53(1)**:115-122.
- Sibuet, J. C. & Mascle, J. 1978. Plate kinematic implications of Atlantic Equatorial fracture zone trend. *J. Geophys. Res.*, **83**:3401-3421.

- Sikorsky, R. I. 1991. A diagram for interpreting orientation data for planar features in core. *J. Struct. Geol.*, **13(9)**:1085-1089.
- Skempton, A. W. 1966. Proceedings of the International Congress on Rock Mechanics. *In: International Congress on Rock Mechanics*, 1, Lisboa, 1:329-335.
- Sneider, R. M. & Sneider, J. S. 2002. Importance of seals and flow barriers in E&P projects. *In: AAPG, Hedberg Res. Conf., Evaluating the hydrocarbon sealing potential of faults and caprocks, Barossa Valley/SA*, 10-13.
- Sokolov, S. Y. 1999a. Bottom topography of Central Atlantic from satellite altimetry data and topography of adjacent continents. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999b. Bouguer anomalies calculated from altimetry and bathymetry data on 5'x5' grid. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999c. Earthquakes focal mechanisms, slip vectors and geoid surface of Central Atlantic. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999d. Isostatic anomalies estimated from altimetry and bathymetry data on 5'x5' grid by Airy model. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999e. Joint free air gravity field anomalies of Central Atlantic and adjacent continents. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y. 1999f. Mantle bouguer anomalies calculated from altymetry and bathymetry data on 5'x5' grid with correction of lithosphere density respect to crust age. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y.; Mazarovich, A. O.; Efimov, V. N. 1999a. Scheme of surveys and stations at Central Atlantic conducted by Geological Institute RAS. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y.; Mazarovich, A. O.; Efimov, V. N. 1999b. The structure of sedimentary cover of Central Atlantic. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sokolov, S. Y.; Podgornyykh, L. V.; Khutorskoy, M. D. 1999c. Seismicity, heatflow and magnetic anomalies of Central Atlantic. *In: Central Atlantic Geological-Geophysical Atlas. Volume I: Common Geophysical and Geological Data*. Moscow, Geological Institute RAS.
- Sousa, D. C. 2003. *Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil)*. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Tese de Doutorado, 186p.
- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Oliveira, D. C. 1999. Deformação sin- e pós-Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Simp. Nac. Est. Tecton.*, 7, Lençóis/BA, *Anais*, **IV**:90-93.
- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D. 2001a. Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. *In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. Est. Tecton.*, 8, Recife/PE, *Anais*, 355-357.
- Sousa, D. C.; Vital, H.; Guedes, I. M. G. 2001b. A utilização dos minerais pesados na caracterização da Formação Tibau no litoral oriental do Ceará (região de Lagoa do Mato), extremo NW da Bacia Potiguar. *In: ABEQUA, Cong. Assoc. Bras. Estudos Quat.*, 8, Imbé/RS, *Boletim de Resumos*, 290-291.

- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Vital, H.; Matos, R. M. D.; Alves da Silva, F. C. 2001c. Estratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí (CE): implicações tectônicas para a migração e acumulação de hidrocarbonetos na Bacia Potiguar. *In: SBQ/Regional Natal, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás*, 1, Natal/RN, 25.
- Sousa, D. C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Antunes, A. F.; Lima Neto, F. L.; Medeiros, W. E.; Xavier Neto, P. 2003. Deformação cenozóica na região de Icapuí (CE), e sua implicação na estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar. *In: SBQ/Regional Rio de Janeiro, Cong. Bras. P&D Petróleo & Gás*, 2, Rio de Janeiro/RJ, 45.
- Souza, S. M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congr. Bras. Geol.*, 32, Salvador/BA, *Anais*, 5:2392-2406.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, **283**(7):684-721.
- Sykes, L. R. 1978. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zone of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews Geophys. Space Phys.*, **16**(4):621-688.
- Sylvester, A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**:1666-1703.
- Szatmari, P.; Françolin, J. B. L.; Zanotto, O.; Wolff, S. 1985. Rifteamento na Margem Equatorial do Brasil. *In: SBP, Cong. Bras. Paleont.*, 9, Fortaleza/CE, *Boletim de Resumos*, 91.
- Szatmari, P.; Françolin, J. B. L.; Zanotto, O.; Wolff, S. 1987. Evolução tectônica da Margem Equatorial Brasileira. *Rev. Bras. Geol.*, **17**(2):180-188.

T

- Tchalenko, J. S. 1968. The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, **6**:159-174.
- Tchalenko, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**:1625-1640.
- Terzaghi, R. D. 1965. *Discontinuity analysis for rock engineering*. London, Chapman and Hall.
- Thomaz Filho, A. 1983. Datação rediométrica de rochas ígneas básicas da Bacia do Ceará. Rio de Janeiro/RJ, PETROBRAS. (Relatório Interno CENPES).
- Torquato, J. R. 1995. A geologia do noroeste do Ceará (uma visão histórica). *Rev. Geol.*, 7-184.
- Torquato, J. R.; Pedreira, L. H. S. T.; Nogueira Neto, J. A. 1987. Projeto Granja – Geologia Local. Brasília/DF, CNPq, 81p. (Relatório final).
- Torquato, R. F.; Sidrim, A. C. G.; Maranhão, C. M. L.; Parente, C. V.; Nogueira Neto, J. A.; Andade Filho, J. F.; Souza J. V.; Souza, M. J. N.; Arthaud, M. H. 1989. Granitóides do Ceará. Região de Quiixadá-Solonópole. *Rev. Geol.*, **2**(1/2):1-143.
- Torres, H. H. F. 1994. Metodologia para estudos neotectônicos regionais: o caso João Câmara. CPRM, Sureg Recife/PE, Série Pub. Espec., 2-50.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M. 1992. *Structural geology*. New York, Freeman and Company, 532p.

U

- Unterhahr, P.; Curie, D.; Olivet, J. L.; Goslin, J.; Beuzart, P. 1988. South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics*, **155**:169-179.

V

- Vail, P. R. & Mitchum, R. M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 1: overview. *In: C. E. Payton (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 51-52.

- Vail, P. R.; Todd, R. G.; Sangree, J. B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5: chronostratigraphy significance of seismic reflections. In: C. E. Payton (ed.), *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*, Memoir 26, AAPG, Tulsa, 99-116.
- Van Alstine, D. R.; Gillet, S. L.; Bleakly, D. C. 1983. Palaeomagnetic applications in hydrocarbon exploration and drilling operations. *AAPG Bull.*, **67**:563.
- Van der Pluijm, B. A. & Marshak, S. 1997. Earth structure: an introduction to structural geology and tectonics. McGraw Hill, 495p.
- Vendeville, B. & Cobbold, P. R. 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.*, **10**(7):649-659.
- Vieira, R. A. B.; Mendes, M. P.; Vieira, P. E.; Costa, L. A. R.; Tagliari, C. V.; Bacelar, L. A. P.; Feijó, F. J. 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, **8**(1):191-202.
- Vilar, C. S. 1999. Estudo da atividade sísmica em Cascavel-CE com estações sismográficas digitais. Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica/Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/RN, Dissertação de Mestrado, 73p.
- Vink, G. 1982. Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions. *J. Geophys. Res.*, **87**:10677-10688.



- Walker, R. G. 1983. Facies models 8: turbidites and associated coarse clastic deposits. In: R. G. Walker (ed.), *Facies Models*, Geoscience Canada, Toronto, 91-103.
- Wegener, A. 1929. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 4 ed., Berlin, Vieweg & Sohn, 246p.
- Wernicke, B. & Burchfiel, B. C. 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, **4**:105-115.
- White & Yielding 1991. Calculating normal fault geometries at depth: theory and examples. In: A. M. Yielding & B. Freeman (eds.). *The geometry of normal faults*. London, Geological Society of London Special Publication, **56**:251-260.
- White, N. J.; Jackson, J. A.; McKenzie, D. P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of sedimentary layers in their hanging walls. *J. Struct. Geol.*, **8**:897-909.
- Wiley, R. 1980. Borehole televiewer revisited. In: Society of Professional Well Log Analysts, Logging Annual Symp., **21**, *Transactions*, 16p.
- Willians, P. F.; Goodwin, L. B.; Ralser, S. 1994. Ductile deformation processes. In: P. L. Hancock (ed.). *Continental deformation*, Oxford, Pergamon Press, 1-27.
- Windley, B. F. 1984. *The evolving continents*. 2ª ed., Avon, John Wiley & Sons Ltd., 399p.
- Withjack, M. O. & Peterson, E. T. 1993. Prediction of normal-fault geometries: a sensitivity analysis. *AAPG Bull.*, **77**:1860-1873.
- Woodcock, N. H. & Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, **8**:725-736.



- Xiao, H. & Suppe, J. 1989. Role of compaction in listric shape of growth normal faults. *AAPG Bull.*, **73**(6):777-786.
- Xiao, H. & Suppe, J. 1992. Origin of rollover. *AAPG Bull.*, **76**(4):509-529.



- Yielding, G.; Freeman, B.; Heedham, D. T. 1997. Quantitative fault seal prediction. *AAPG Bull.*, **81**(6):897-917.

Z

- Zalán, P. V. 1983. *Stratigraphy and petroleum potential of the Acaraú and Piauí-Camocim sub-basins, Ceará Basin, offshore northeastern Brazil*. Colorado School of Mines, Golden/CO, Master of Science Thesis, 133p.
- Zalán, P. V.; Nelson, E. P.; Warme, J. E.; Davis, T. L. 1985. The Piauí Basin: rifting and wrenching in an Equatorial Atlantic transform basin. *In*: N. C. Blick & K. T. Biddle (eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. SEPM Special Publication, **37**:177-192.
- Zemanck, J.; Caldwell, R. L.; Glenn, E. E., Jr.; Holcomb, S. U.; Norton, L. J.; Straus, J. D. 1969. The borehole televiewer – a new logging concept for fracture location and other types of borehole inspection. *J. Petroleum Tech.*, **246**:762.

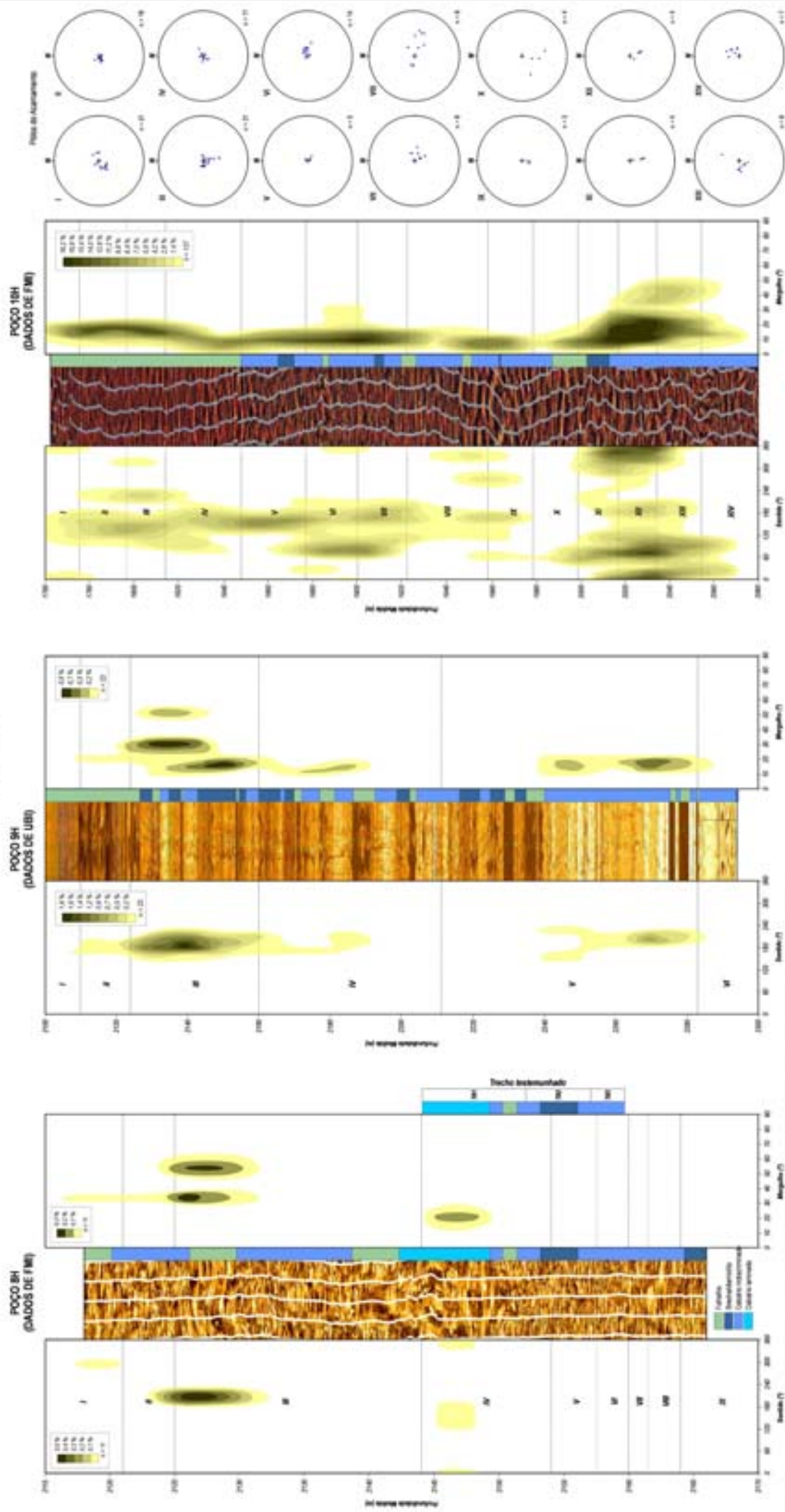


ANEXOS

ANEXO A

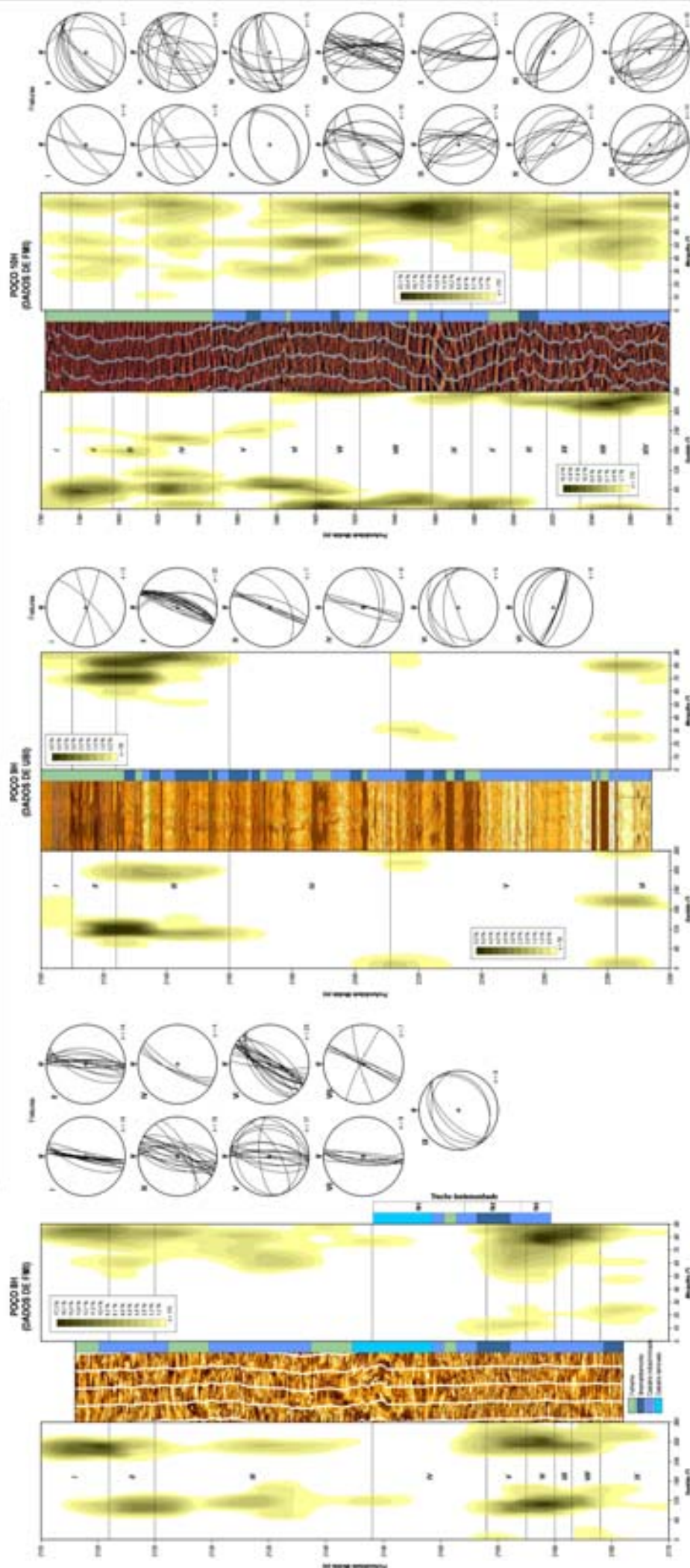
Carta Geocronológica Internacional (A Escala do Tempo Geológico)

ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE	TEMPO (Ma)	ÉON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE	TEMPO (Ma)			
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	HOLOCENO		0,01	FANEROZÓICO	PALEOZÓICO	PERMIANO	LOPINGIANO	CHANGBINGIANO	255			
										WUCHIAPIGIANO				
		PLEISTOCENO							GUADALUPIANO	CAPITANIANO	260			
										WORDIANO				
		NEÓGENO	PLIOCENO	GELASIANO	1,75			CARBONIFERO	CISURALIANO	ROADIANO	270			
				PIACENZIANO						KUNGURIANO				
			MIOCENO	MESSINIANO	3,4					ARTINSKIANO	280			
				ZANCLEANO	5,3					SAKMARIANO				
				TORTONIANO	7,3					ASSELIANO	295			
				SERRAVALIANO	11			DEVONIANO	PENNSYLVANIANO	GZHELIANO				
				LANGHIANO	14,3					KASIMOVIANO	300			
				BURDIGALIANO	15,8					MOSCOVIANO				
				AQUITANIANO	20,3				MISSISSIPIANO	BASHKIRIANO	310			
					23,5					SERPUKHOVIANO				
		PALEÓGENO	OLIGOCENO	CHATIANO	28					WISEANO	325			
				RUPELIANO	33,7					TOURNASIANO	345			
			EOCENO	PRIABONIANO	37				SUPERIOR	FAMENIANO	365			
				BARTONIANO	40					FRASNIANO	370			
				LUTETIANO	48				MÉDIO	GIVETIANO	375			
				YPRESIANO	53					EIFELIANO	380			
			PALEOCENO	THANETIANO	59				INFERIOR	EMSIANO	390			
				SELANDIANO	65					PRAGIANO	400			
				DANIANO	65					LOCHKOVIANO	410			
					65					PRIDOLI	425			
	MESOZÓICO	CRETÁCEO	SUPERIOR	MAASTRICHTIANO	72			SILURIANO		LUDFORIANO	430			
				CAMPANIANO	85					LUDLOW				
				SANTONIANO	87					GORSTIANO	425			
				CONIACIANO	88					HOMERIANO				
				TURONIANO	92					SHEINWOODIANO	435			
				CENOMANIANO	96					TELYCHIANO				
			INFERIOR	ALBIANO	108			ORDOVICIANO	LLANDOVERY	AERONIANO	445			
				APTIANO	113					RHUDDANIANO				
				BARREMIANO	117						435			
				HAUTERVIANO	123				SUPERIOR					
				VALANGINIANO	131					DARRIWILIANO	465			
		JURÁSSICO	SUPERIOR	BERRIASIANO	135			CAMBRIANO		TREMADOCIANO	500			
				TITHONIANO	141					TREMPEALEUANO				
				KIMMERIDGIANO	146				MÉDIO	FRANCONIANO	520			
				OXFORDIANO	154					DRESBACHIANO				
				CALLOVIANO	160					MAYAIANO	540			
			MÉDIO	BATHONIANO	164				INFERIOR			AMGAIANO		
				BAJOCIANO	170					TOYONIANO	520			
				ALENIANO	175					BOTOMIANO				
				TOARCIANO	184					ATDABANIANO	540			
				PLIENSCHACHIANO	191					TOMMOTIANO				
	TRIÁSSICO	INFERIOR		SINEMURIANO	200						540			
				HETTANGIANO	203									
				RHAETIANO	210						650			
				NORIANO	220									
				CARNIANO	230						850			
		SUPERIOR		LADINIANO	233									
				ANISIANO	240						1000			
				OLENEKIANO	240									
				INDURIANO	250						1200			
					250									
	PRÉ-CAMBRIANO	PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO			PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO	PROTEROZÓICO			



Quelques remarques sur la méthode d'analyse des points de vue des projets de loi, 1974. Les universités de la politique américaine ont rendu compte de la façon dont les universités ont représenté les différents aspects de la politique américaine. Les universités de la politique américaine ont rendu compte de la façon dont les universités ont représenté les différents aspects de la politique américaine. Les universités de la politique américaine ont rendu compte de la façon dont les universités ont représenté les différents aspects de la politique américaine.

ANEXO C



© 2006 The Authors
Journal compilation © 2006 Blackwell Publishing Ltd