

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO

INSTITUTO DE AGRONOMIA

DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GEOLOGIA

PETROBRAS - Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES), Gerência de Geologia Estrutural e Tectônica (PDGEO/GEOTEC).

Modelagem Computacional Direta na Análise de Seções Transversais na Bacia Potiguar, RN.

Aluno

Adilson José Corrêa Junior

Orientador

Dr. Mario Cavalcante de Araújo Neto
(PETROBRAS/CENPES)

Co-orientador

Prof. Dr. Alan Wanderley Albuquerque Miranda
(DG/IA/UFRuralRJ)

Novembro, 2015

Agradecimentos

Agradeço a todos os professores do curso de geologia da Rural, pela dedicação e conselhos durante as aulas, em especial o professor Alan Miranda, que esteve comigo nesse trabalho, a Petrobras S.A. pela oportunidade de estagiar e poder realizar esse trabalho juntamente com meu orientador Mario Neto com quem convivi e aprendi muito. Agradeço minha família que mesmo distante sempre me deu apoio e incentivo. Agradeço a minha namorada e companheira Denise Navarro, que esteve ao meu lado nos momentos bons e principalmente nos momentos difíceis. E por fim agradeço meus amigos, os quais sempre contribuíram com palavras de apoio.

Sumário

Resumo	1
Capítulo I.....	1
1.1 Introdução.....	1
1.2 Localização.....	2
1.3 Objetivo	3
Capítulo II – Geologia Regional da Bacia Potiguar	4
2.1 Introdução.....	4
2.2 Evolução da Bacia Potiguar.....	5
2.3 Arcabouço Estrutural e Estratigráfico da Bacia Potiguar	6
Capítulo III - Materiais e Métodos.....	13
Capítulo IV	17
4.1 Restauração de Seções e Utilização do <i>Software Move</i>	17
4.1.1 Modelagem Direta (<i>Forward Modelling</i>)	18
4.1.2 Algoritmo <i>Simple Shear</i>	18
4.1.3 Algoritmo Fluxo Paralelo à Falha (<i>Fault Parallel Flow</i>).....	19
4.2 Condições Geológicas para a Simulação geométrica	19
Capítulo V	20
5. Aplicação da Modelagem computacional com o <i>Move</i>	20
Capítulo VI – Discussão e Conclusões	34
Capítulo VII – Referência Bibliográficas	37

Índice de Figuras e Tabela

Figura 1: Localização da Bacia Potiguar (RN) e seu arcabouço estrutural (modificado de Bertani et al., 1990).	2
Figura 2: Mapa Geológico da porção emersa da Bacia Potiguar (Pedrosa et al., 2010). Domínios Crustais: DCC – Ceará Central; e DRN – Rio Grande do Norte. Zonas de Cisalhamento: ZCO – Orós; ZCJ – Jaguaribe; ZCPA – Portalegre; ZCPJC – Picuí-João Câmara; e SFC – Sistema de Falhas Carnaubais.	4
Figura 3: Reconstrução pré-drifte do nordeste brasileiro e oeste africano (1 – lineamento Pernambuco, 2 – Ngaooundere, 3 – Patos, 4 - Dahomeyan) (Mattos, 1992).	5
Figura 4: Deformação particionada na Margem Equatorial Atlântica em função da progressiva deformação controlada pelas falhas transformantes, durante o Albiano (Matos 2000).	6
Figura 5: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini et al. 1996 apud Guedes. 2012).	7
Figura 6: Estratigrafia da Bacia Potiguar, segundo o boletim de geociências da Petrobras (Pessoa Neto et al. 2007).	8
Figura 7: Modelo deposicional proposto para a Formação Pendência da Bacia Potiguar (modificado de Matos 1987 apud Guedes. 2012).	9
Figura 8: Depositional proposto para a Formação Alagamar (Costa et al. 1983 apud Guedes. 2012).	10
Figura 9: Modelo deposicional da sequência transgressiva (Supersequência Drifte) da Bacia Potiguar, este modelo mostra o trato de sistema de mar alto representado pela deposição dos sedimentos da Formação Jandaíra (modificado de Bertani et al. 1990).	11
Figura 10: Modelo deposicional da sequência regressiva (Supersequência Drifte) da Bacia Potiguar (modificado de Bertani et al. 1990). Esta sequência é composta por sistemas de leques costeiros, plataforma e talude resultante de um grande evento regressivo ocorrido na bacia.	11
Figura 11: Etapas típicas de modelagem estrutural aplicadas às seções transversais e mapas na área de Ribaute, Sul da França. (A) georreferenciamento de dados (B) Escolha de objetos relevantes, (C) Criação do arcabouço de falhas, (D) Modelagem de horizontes. (Caumon et al., 2009).	13
Figura 12: Seções interpretadas de Matos (1992) usadas na modelagem, as seções A-A' e B-B' estão localizadas na parte onshore com orientação NW-SE, a seção C-C cruza a parte onshore e offshore com direção NE-SW.	14
Figura 13: Barra de ferramenta do software Move versão 2015.	15
Figura 14: Ferramenta 2D move-on-Faultt, onde são aplicados os algoritmos de modelagem.	15
Figura 15: Perfil gravimétrico e magnetométrico NW-SE da bacia Potiguar, de Castro (2011).	16
Figura 16: Modelagem 3D dos planos de falha e comparação do arranjo estrutural de Matos (2012) e Castro (2011).	16
Figura 17: Seção A-A' de direção NW-SE, submetida ao algoritmo Simple Shear. Os planos de falha tendem a horizontal próximo de 20 km. Os vetores de cisalhamento controlam o colapso hangingwall.	20
Figura 18: Seção B-B'- A) Construção da falha de borda e do horizonte superior a partir do perfil interpretado. Note a extrapolação da falha com a respectiva diminuição do ângulo de mergulho. B) Cenário inicial da simulação, antes de aplicar os algoritmos; O horizonte superior em azul (Pré-Rifte) que será deslocado pela falha mestre com mergulho elevado da falha.	22

- Figura 19:** Seção **B-B'** - A) Aplicação do algoritmo de deslocamento (Fault Parallel Flow). Nota: Geração de espaço formando depocentros, individualização da borda de roll-over e dobras sin-sedimentares (antiforme e sinforme) B) Inserção da 1ª falha sintética que secciona a borda de roll-over individualizando o alto estrutural. Nota: Pequena aplicação de deslocamento foi necessária para que essa porção da seção fosse modelada. _____ 23
- Figura 20:** Seção **B-B'** - A) Inserção da 2ª falha sintética no centro da borda de roll-over com rotação do bloco rígido central. B) Inserção da 3ª falha sintética e formação de uma discordância estratigráfica. Nota: Depois da aplicação o efeito da erosão no topo da seção, foi inserida a 3ª falha sintética, que foi responsável por gerar mais espaço na porção central do Rife depositando uma nova sequência sedimentar. _____ 24
- Figura 21:** Seção **B-B'** - A) Falhamento do bloco central por falha de terceira ordem com consequente acomodação de sedimentos B) Rotação estilo dominó de blocos centrais. Rotação no sentido horário provocada por falhas de terceira ordem . _____ 25
- Figura 22:** Seção **B-B'** - A) Inserção das falhas normais com mergulho sub-vertical e formação de toplap na porção noroeste da seção B) Erosão do alto estrutural interno e sedimentação pós-rife . A erosão foi levada até o topo do alto estrutural e a sedimentação pós-rife foi inserida finalizando a simulação. _____ 26
- Figura 23:** Seção **A-A'** – Cenário final da simulação, em destaque, falha antitética responsável por individualização do Alto estrutural. Essa falha teve um deslocamento acentuado para a adequação do modelo. _____ 27
- Figura 24:** Seção **C-C'** – Cenário inicial da simulação, em destaque, a diminuição do valor angular do mergulho da falha de borda. _____ 28
- Figura 25:** Seção **C-C'** – A) Cenário inicial da simulação, em destaque o horizonte Pré-Rife. B) Aplicação do deslocamento (Fault Parallel Flow). Note a geração de espaços na bacia formando depocentros, individualizando a borda de roll-over e dobras suaves sin-sedimentares (antiforme e sinforme). _____ 29
- Figura 26:** Seção **C-C'** - A) Inserção da 1ª falha sintética que secciona a borda de roll-over individualizando o alto estrutural. B) Destaque para o sistema de falhas sintéticas, na porção offshore. _____ 30
- Figura 27:** Seção **C-C'** - Cenário final da simulação, em destaque sequência Pós-rife em amarelo e erosão do alto estrutural que separa a parte onshore a oeste e offshore a leste. _____ 31
- Figura 28:** Simulação 3D da Bacia Potiguar no programa MOVE. A) Vista em planta das estruturas em profundidade. B) Planos de falhas se tocando e a similaridade de geometria das seções _____ 32
- Figura 29:** Simulação 3D da Bacia Potiguar. Pode ser observada a orientação dos altos estruturais e do sistema de falha de borda. _____ 33
- Figura 30:** Desenhos de fotografias do modelo de areia simulando uma extensão progressiva: (A) antes, (B) após 2 cm (14,3%), (C) após 4 cm (28,6%) e (D) após 6 cm (42,9%) de extensão. (Gomes et al, 2010) _____ 34
- Figura 31:** Detalhe da seção B-B' (arrasto das camadas sin-rife junto à falha normal listrica). _ 35
- Figura 32:** Espessura final de magma gerado x duração em milhões de ano, de um rife, em função do fator β (3, 4 e 5). (Bown & White, 1995). Note que o maior β calculado nesse trabalho foi 1,17, valor esse que corresponde a < 2 km de espessura de magma e $<$ de 15 milhões de anos de duração do rife. _____ 36
- Tabela 1:** Estimativas de alongação (E), estiramento (β) e afiamento ($1/\beta$) _____ 33

Resumo

A análise estrutural em bacias sedimentares é fundamental para o sucesso da exploração de hidrocarbonetos, além de ser peça chave na tentativa de reproduzir modelo geológico evolutivo de bacias. Assim as estruturas simuladas nesse trabalho devem corresponder às possíveis rotas de migração e as trapas estruturais da Bacia Potiguar. A modelagem computacional direta consiste na validação geométrica e cinemática de estruturas geológicas por meio de algoritmos que simulam os movimentos de massa no bloco superior de falhas, condicionados por mudanças de mergulho no plano da estrutura; partindo de um cenário não deformado prescrito para o cenário deformado observado. Assim aplicou-se a modelagem direta para validação estrutural de seções geológicas que cortam o trend NE-SW do sistema de *grabens* e *horsts* da Bacia Potiguar. A sistemática de modelagem foi feita com auxílio do software 3D Move @Midland Valley com, o qual dispõe de diversos algoritmos cinemáticos para simulação de falhas em sistemas distensivos, como os que controlam o arcabouço da mencionada bacia. As seções geológicas utilizadas nesse trabalho foram extraídas dos trabalhos de Matos (1992) e Castro (2010), e comparadas em ambiente tridimensional. Além da formação em técnicas computacionais aplicadas a validação de interpretações geológicas em terrenos distendidos, o presente trabalho adicionou rigor analítico às interpretações originais, bem como promoveu dados quantitativos preliminar de estiramento (fator β) e afinamento crustal ($1/\beta$) que podem ser comparados com os produtos de outras abordagens. Deste modo a integração de dados em um ambiente 3D se torna uma ferramenta poderosa no estudo de bacias sedimentares, contribuindo para o avanço do pensamento geológico.

Capítulo I

1.1 Introdução

As bacias sedimentares brasileiras inseridas na Margem Equatorial representam atualmente, as novas fronteiras na exploração de hidrocarbonetos da Placa Sul Americana. (www.petrobras.com.br/fatos-e-dados). O sucesso exploratório nas bacias correlatas do continente Africano (Samaila *et al.*, 2007), corrobora a busca de sistemas petrolíferos férteis na lado Sul-Americano. A Bacia Potiguar é um testemunho dos estágios iniciais de ruptura continental, apesar de dezenas de trabalhos já realizados, ainda carece de estudos que relacionem à geometria e cinemática de estruturas formadoras e deformadoras, que controlam as trapas e/ou rota de migração de petróleo. Dessa forma esses na Bacia Potiguar são fundamentais no entendimento dos parâmetros ligados ao sistema petrolífero da referida bacia.

Descobertas recentes tanto na parte *onshore* quanto *offshore* mostram que estudar essa bacia é ainda crucial para o entendimento dos sistemas de riftes continentais do Nordeste brasileiro, bem como da sua evolução até a implantação da margem continental equatorial tal qual ela se apresenta nos tempos atuais. Recentes perfurações na porção terrestre da bacia constatarem um acúmulo de óleo, indicando que a bacia oferece boas oportunidades, além disso, novos levantamentos sísmicos 3D, na porção *offshore* foram alvos da exploração pela exploração da Agência Nacional do Petróleo (ANP), que contribuirão com dados para mais descobertas. A Bacia Potiguar tem uma produção diária de 110 mil boe, e é atualmente a segunda produtora em terra do país. Os esforços exploratórios já realizados resultaram na descoberta de 70 campos de óleo e gás, sendo 6 no mar e 64 em terra (fonte:ANP).

Matos (1992) elaborou um modelo evolutivo para a bacia, em particular, o Graben de Apodi. Na concepção do autor, o referido graben estaria relacionados de mecanismos de distensão diferencial ao longo das falhas normais Carnaubais/Baixa Grande, juntamente com a falha que limita a borda NW o Alto de Quixada. Assim, o presente trabalho utilizou as seções elaboradas por Matos (1992) como base para a realização de modelagem computacional direta, gerando subsídios para o melhor entendimento estrutural dessa bacia, criando modelos geológico mais robustos e reais. Dessa forma foi utilizando o *software* 3D Move (Midland Valley Co.) que dispõe de diversos algoritmos computacionais para simulação de falhas e consequente deformação dos horizontes em sistemas distensivos. Com este software pode-se construir bancos de dados complexos para integração de dados, bem como permite a construção de seções transversais 2D e modelos 3D.

1.2 Localização.

A Bacia Potiguar está localizada na região Nordeste do Brasil, circunscrita pelos Estados do Rio Grande do Norte e Ceará (Figura 1). É inserida no extremo leste da Margem Equatorial brasileira, compreendendo um segmento emerso e outro submerso.

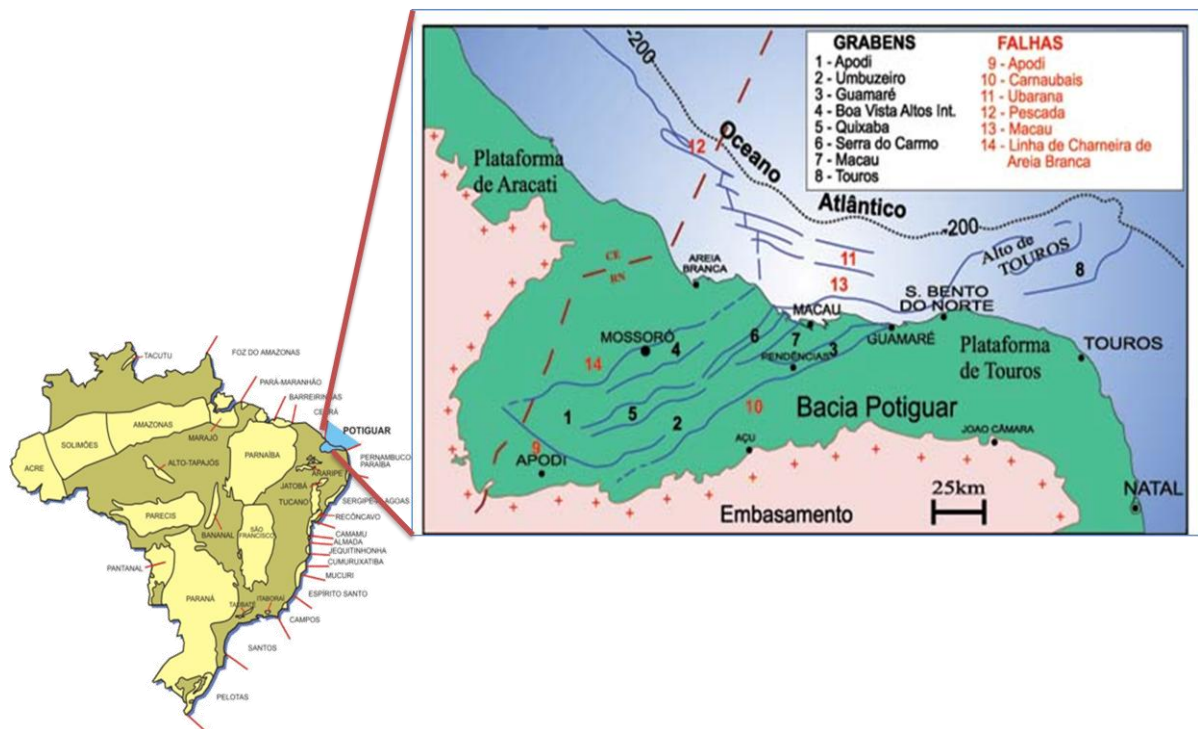


Figura 1: Localização da Bacia Potiguar (RN) e seu arcabouço estrutural (modificado de Bertani et al., 1990)

1.3 Objetivo

Analisar as seções geológicas extraídas da literatura (e.g, de Matos,1992), para aferição da geométrica e cinemática a partir da simulação direta.O intuito foi a validação estrutural e integração de dados possíveis de visualização em tridimensional. Com a simulação aferiu-se geometrias de horizontes e planos de falhas, comparando-as com outros produtos modelados da mesma bacia. Adicionalmente, foi possível gerar dados quantitativos preliminares de estiramento (fator β) e afinamento crustal ($1/\beta$) que podem ser comparados com produtos de outras abordagens.

Capítulo II – Geologia Regional da Bacia Potiguar

2.1 Introdução

Inserida no extremo leste da Margem Equatorial Brasileira, a Bacia Potiguar abrange 48.000 km², sendo 21.500 km² *onshore* e 26.500 km² *offshore* (Pessoa Neto *et al.*, 2007). Os limites da Bacia são definidos a oeste, pelo Alto de Fortaleza; a sul, pelo embasamento cristalino da Faixa Seridó, a leste, o Alto de Touros e a norte e nordestes pela cota batimétrica de – 2000 m. Em termos geotectônicos, a bacia está localizada na porção setentrional da Província Borborema, que compreende amplo segmento geológico pré-cambriano (Figura 2), estruturado durante o Ciclo Pan-Africano/Brasiliano (Neoproterozóico) e caracteriza-se por um arranjo complexo de domínios tectono-estratigráficos, limitados por zonas de cisalhamento regionais e por intenso magmatismo granítico (Almeida *et al.* 2000 apud Pedrosa Jr *et al.* 2010).

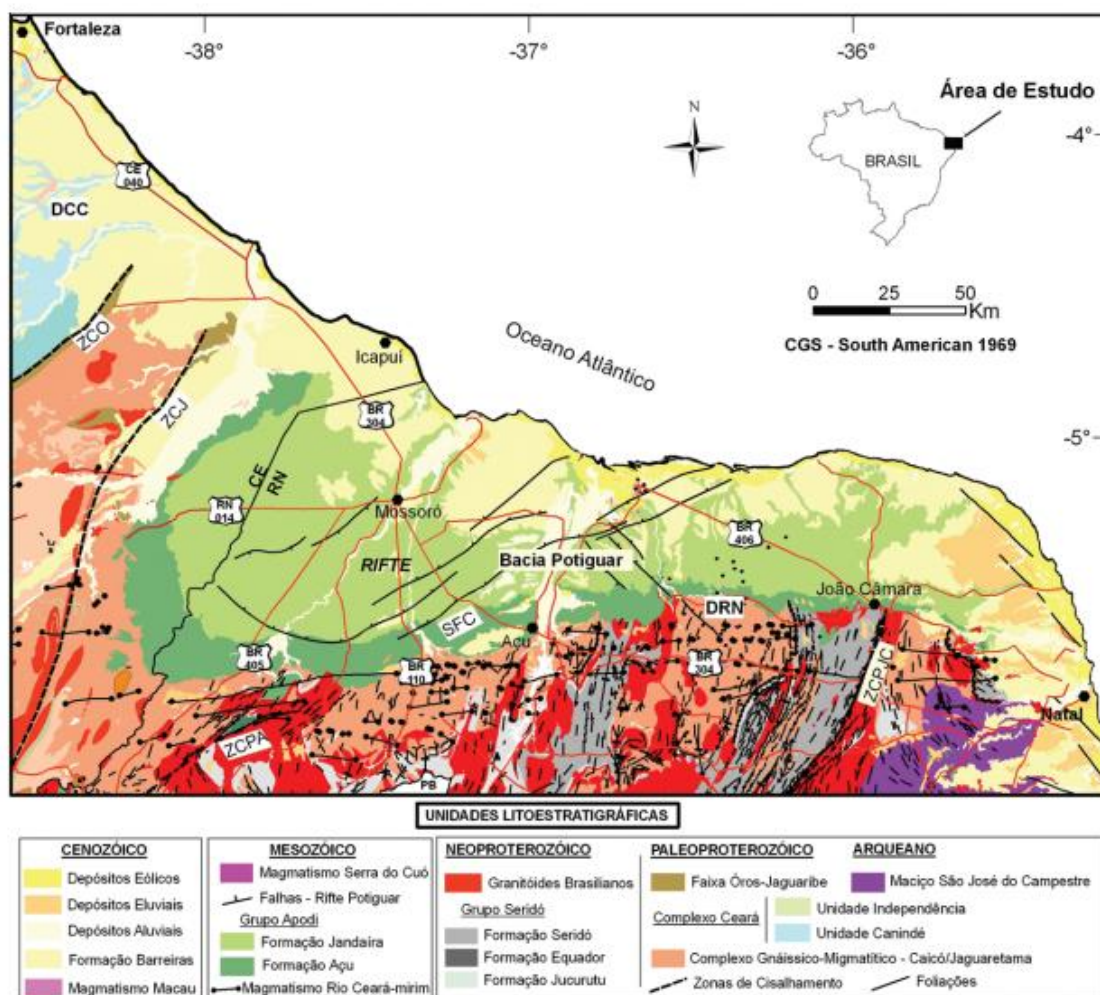


Figura 2: Mapa Geológico da porção emergida da Bacia Potiguar (Pedrosa *et al.*, 2010). Domínios Crustais: DCC – Ceará Central; e DRN – Rio Grande do Norte. Zonas de Cisalhamento: ZCO – Orós; ZCJ – Jaguaribe; ZCPA – Portalegre; ZCPJC – Picuí-João Câmara; e SFC – Sistema de Falhas Carnaubais.

A Bacia Potiguar pertence ao sistema de bacias interiores do Vale do Cariri. As calhas deposicionais dispõem-se na forma de meio *grabens* de direção Nordeste, representados pelas bacias do Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha e Lima Campos (Matos 1992).

2.2 Evolução da Bacia Potiguar

A origem da Bacia Potiguar foi no Cretáceo inferior em resposta ao rifteamento da Província Borborema durante a fragmentação do Supercontinente Gondwana. A abertura do rifte do Atlântico Sul tem idade Cretáceo inferior (Neocomiano) (Asmus and Porto, 1972; Campos et al, 1974, Ponte *et al.* 1977 apud Matos, 1992) e um pouco mais jovem (Aptiano-Albiano) o rifte do Atlântico Equatorial (Asmus and Baisch, 1983; Asmus, 1984, Szatmari et al., 1987 apud Matos, 1992). Mesmo com esse diacrônismo de eventos, a influência da abertura do rifte no ramo sul, afetou as bacias riftes intracontinentais africanas e do nordeste brasileiro. Segundo Mattos 1992, a deformação intraplaca dessas bacias é peça fundamental para solucionar os problemas de ajustes na reconstrução pré-drift dos continentes Africano e Sul-Americano.

Uma reconstrução pré-drifte do nordeste do Brasil e oeste da África é mostrada na figura 3. Este encaixe foi baseado no detalhamento do arcabouço estrutural das bacias *offshores* brasileiras das informações acumuladas durante as explorações de óleo pela Petrobrás (Matos, 1992). Essa reconstrução também mostra uma ligação cronológica e tectônica das bacias rifte do nordeste com o ramo sul do rifte do Atlântico.

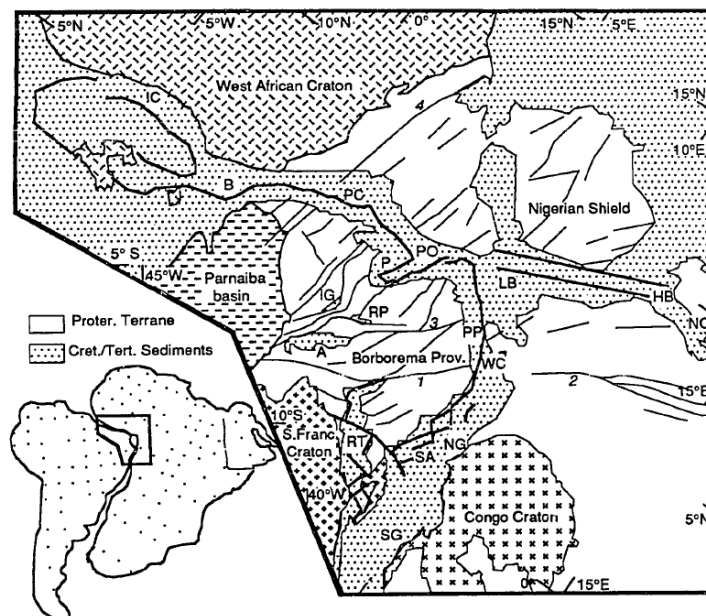


Figura 3: Reconstrução pré-drifte do nordeste brasileiro e oeste africano (1 – lineamento Pernambuco, 2 – Ngaoundere, 3 – Patos, 4 - Dahomeyan) (Mattos, 1992)

Foi proposta, por Matos (2000), uma nova abordagem para evolução tectono-sedimentar da Margem Equatorial Atlântica (Figura 4), considerando que os modelos de rifteamento não explicam corretamente a cinemática e a geometria observadas nas bacias de margem transformante. Deste modo, no lugar de caracterizar as tectono-sequências em Pré, Sin e Pós-rifte, este autor considera uma divisão baseada tanto no estágio de desenvolvimento das zonas transformantes, quanto no posicionamento das bacias em relação a estas zonas propondo três estágios principais denominado de Pré, Sin e Pós-Transformante. Recentemente, Pessoa Neto *et al.* (2007) revisaram a nomenclatura do registro estratigráfico da Bacia Potiguar, com o foco na evolução tectônica-sedimentar, definindo três Supersequências deposicionais; uma Supersequência Rifte, depositada no Cretáceo inferior, seguida da Supersequência Pós-rifte, desenvolvida no Andar Alagoas e, finalmente uma Supersequência Drifte, depositada entre o Albiano e o Recente.

A evolução da Margem Equatorial ainda tem vários pontos para serem explicados, principalmente com relação à cinemática das estruturas correlatas entre Brasil e África.

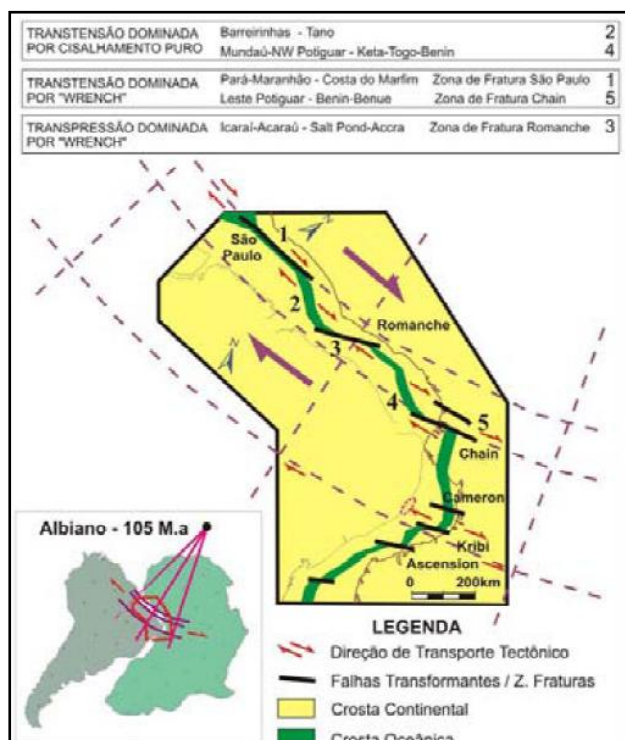


Figura 4: Deformação particionada na Margem Equatorial Atlântica em função da progressiva deformação controlada pelas falhas transformantes, durante o Albiano (Matos 2000).

2.3 Arcabouço Estrutural e Estratigráfico da Bacia Potiguar

Localmente a Bacia Potiguar conforma um meio-graben assimétrico, compartimentado por altos internos do embasamento, e calhas deposicionais preenchidas por seqüências sedimentares Neocomianas a Terciárias, distintas em cada compartimento morfoestrutural. O arcabouço tectônico (Figura 5) define uma geometria romboédrica, controlada principalmente pelo sistema de falhas Baixa Grande-Carnaúba (borda leste), Apodi e pelo Alto de Areia Branca. A segmentação interna da bacia pode ser simplificada por grandes meio-grabens de NE-SW, Umbuzeiro e Boa Vista, separados pelo alto de Quixaba e Serra do Carmo. O graben de Apodi é delimitado pela falha homônima e um complexo sistema de zonas de acomodação NW-SE que equilibrou a diferença de extensão entre este *graben* e os adjacentes (Boa Vista e Umbuzeiro). Mais a norte o alto de Macau separa os *grabens onshore* e o baixo *offshore* de Macau. O *graben* de Touros é um pequeno meio *graben offshore* NE-SW, localizado adjacientemente ao alto de mesmo nome.

Na parte submersa os *grabens* são assimétricos, com eixos principais orientados aproximadamente paralelos à linha de costa. Os *grabens* de Umbuzeiro e Boa Vista com *trend* NE e o *graben* de Apodi com *trend* NW, são exemplos dos principais depocentros da bacia na porção emersa. Entre essas estruturas *grabens*, como citado anteriormente, existem altos do embasamento que individualizamos depocentros condicionando a bacia a um sistema de calhas que foram preenchidas inicialmente pelos sedimentos continentais das Formações Rife Pendência e Pescada.

. O desenvolvimento de altos internos é uma consequência da formação dos *grabens* através de grandes falhas listricas, com rotação de blocos até que as tensões concentradas na borda flexural sejam aliviadas através de falhas normais antitéticas. Os principais altos internos são altos de Quixaba, Serra do Carmo e Macau. Normalmente, as sequências do Cretáceo inferior estão ausentes sobre os altos internos devido a erosão ou não deposição.

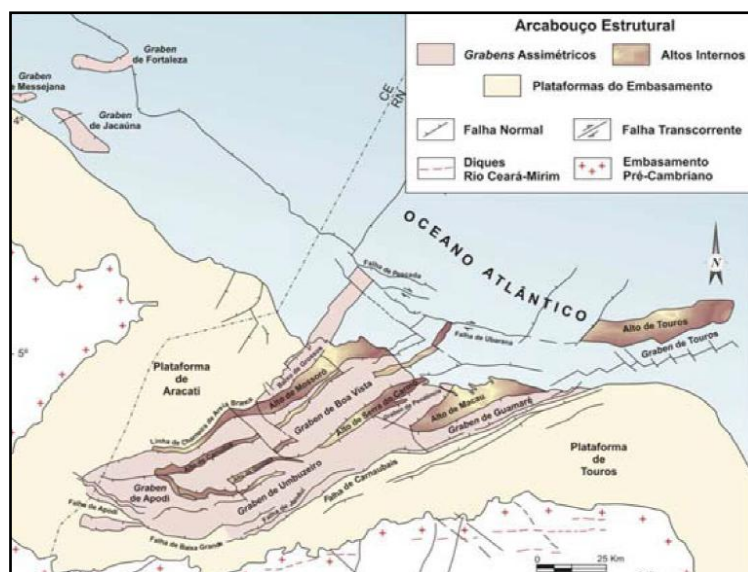


Figura 5: Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini *et al.* 1996 apud Guedes. 2012).

O registro estratigráfico da Bacia Potiguar segundo o boletim de geociências da Petrobras inclui três Supersequências, uma Rife depositada no Cretáceo inferior, uma Supersequência Pós-rife, depositada no Aptiano-Albiano e a Supersequência Drifte depositada entre o Albiano e o recente (Figura 6). A **Supersequência Rife** corresponde ao registro de duas fases de rifteamento da bacia denominadas de Rife I e Rife II, representadas pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Pendência (Neoberriassiano a Eobarremiano) e Pescada (Neobarremiano a Eoaptiano).

Os eventos, Rife I e II, correspondem aos eventos de rifteamento regionais descritos por Matos (1992) como fase Sin-Rife II e Sin-Rife III respectivamente. O estágio Sin-Rife I (Neojurássico) refere-se ao início da deformação distensional, com deposição de sedimentos clásticos em uma ampla depressão denominada de Depressão Afro-Brasileira sem registro na Bacia Potiguar. O estágio Sin-Rife II (Neoberriassiano ao Eobarremiano) está relacionado a esforços distensionais de direção NW-SE que propiciaram a formação de um rifte, na porção emersa da bacia, com direção NE-NW, margeado por suas plataformas rasas denominadas de Aracati a oeste e Touros a leste. Esse rifte formou os semi-grabens em duas direções uma NE-SW (Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista) e outra NW-SE (Apodi).

Na Bacia Potiguar os depocentros foram gerados por calhas tectônicas, preenchidas por depósitos flúvio-deltaicos e lacustres que constituem a Formação Pendência (Souza 1982). Nas duas sequências mais basais desta unidade predomina uma sedimentação lacustre com fluxos gravitacionais de arenitos e conglomerados, vindos tanto da borda falhada quanto flexural. Estes são alimentados por sistemas fan-deltaicos e de leques aluviais, enquanto que nas duas sequências superiores a sedimentação é predominantemente flúvio-deltaica (Figura 7), reduzindo a sedimentação lacustre a porções isoladas na bacia (Della Fávera et al. 1994 apud Pessoa Neto et al 2007). Diques de diabásio, com forte orientação E-W contram o embasamento adjacente à borda sul da Bacia Potiguar, sendo cronocorrelatos a camadas de rochas vulcanoclásticas intercaladas aos sedimentos da porção basal da Formação Pendência. Este evento está correlacionado à origem do rifteamento da bacia e ocorre em dois pulsos principais entre 145 e 130 milhões de anos (Oliveira 1998 apud Soares et al. 2003).

O estágio Sin-Rifte III (Neobarremiano ao Eoaptiano) ocorre em regime transtensional destal predominantemente E-W. O resultado desta movimentação é refletido no deslocamento do eixo do rifte para a porção submersa da bacia. Durante esse período a porção emersa encontrava-se abortada. Esta nova deformação na bacia promoveu a formação de grabens assimétricos NW-SE localizados na região noroeste da plataforma de Aracati, denominados de Graben de Messajana, Jacaúna e Fortaleza (Figura 5). O registro desta fase na bacia é restrito à porção submersa, sendo representado pelas seções Neobarremiana da Formação Pendência e Eoaptiana da Formação Pescada. A Formação Pendência nesta porção da bacia é constituída por arenitos grossos e pelitos de um sistema flúvio-deltaico-lacustre. A Formação Pescada é constituída por uma cunha clástica sintectônica, reconhecida inicialmente no bloco baixo da falha de pescada, cuja atividade está geneticamente relacionada a um aumento da taxa de subsidência no final da fase Sin-Rifte III. Litoestratigraficamente, esta formação é constituída por sistemas deposicionais continentais, dominados por leques aluviais e sistemas fluviais de alta energia, com bancos carbonáticos restritos (Pessoa Neto et al. 2007).

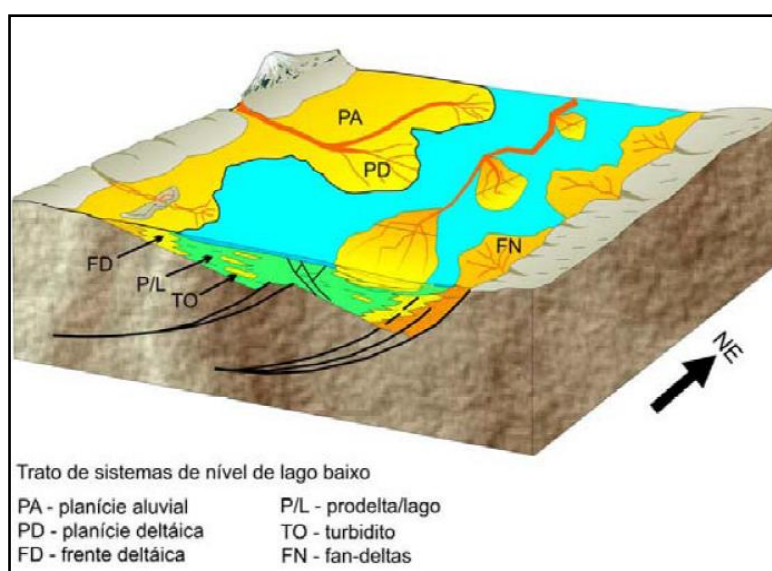


Figura 7: Modelo deposicional proposto para a Formação Pendência da Bacia Potiguar (modificado de Matos 1987 apud Guedes. 2012).

A **Supersequência Pós-Rifte**, corresponde ao regime tectônico marcado por subsidência térmica, com sedimentação ocorrendo em ambiente relativamente calmo, que sucedeu a fase Rifte. Dados geoquímicos e bioestratigráficos, analisados atestam a presença de dinoflagelados, sugerindo que a primeira incursão marinha na bacia tenha ocorrido nesta idade (Neoaptiano). Esta supersequência é representada pelos sedimentos da Formação Alagamar (Aptiano e Albiano) (Figura 8), marcada pelo afogamento gradativo de sistemas fan-deltaicos e flúvio-deltaicos (Membros Canto do Amaro e Upanema) e folhelhos transicionais (Membro Galinhos) (Figura 6), separados por um intervalo de rochas de um sistema lagunar constituído de folhelhos pretos e calcilutitos ostracoidais, denominado informalmente de Camadas Ponta do Tubarão (Costa *et al.* 1983, Rossetti *et al.* 1996 *apud* Guedes. 2012). As rochas que compõem as Camadas Ponta do Tubarão são interpretadas como o primeiro registro de ingressão marinha na bacia e depositadas em ambiente lagunar restrito (sabkha) durante um período de clima árido (Pessoa Neto *et al.* 2007).

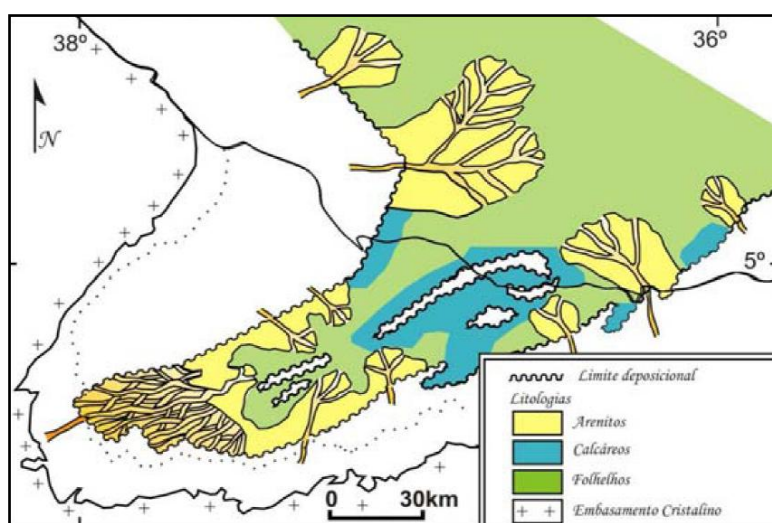


Figura 8: Depositional proposto para a Formação Alagamar (Costa et al. 1983 *apud* Guedes. 2012).

O regime tectônico teve taxas menores de subsidência sob condições de mar aberto ocorrida na **Supersequência Drifte**, desde o Albiano Inferior. Ela pode ser dividida em duas sequências, Sequência flúvio-marinha transgressiva e Sequência flúvio-marinha regressiva.

A Sequência flúvio-marinha transgressiva (Eoalbiano ao Eocampaniano) é constituída pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Açu (fácies sedimentar proximal), sedimentos marinhos da Formação Quebradas (fácies sedimentar distal), bem como por sedimentos desenvolvidos em uma plataforma carbonática rasa denominados de Formação Ponta do Mel. O ápice desta transgressão ocorreu no início do Turoniano, sendo identificado pela deposição de folhelhos contínuos na porção submersa da bacia e afogamento dos sistemas fluviais (Formação Açu) na porção emersa, bem como pela implantação de uma plataforma/rampa carbonática dominada por maré (Formação Jandaíra) cujos sedimentos mais recentes são do Eocampaniano. O limite do pacote carbonático da Formação Jandaíra com os arenitos da Formação Açu é concordante e representa a superfície de inundação máxima no período Cretáceo Superior. Os depósitos deste trato de sistema transgressivo são caracterizados por folhelhos de ambientes nerítico médio a batial, na porção submersa da bacia, e sucessões de *tidal bundles* (fácies de ambiente estuarino) e folhelhos marinhos na porção emersa (Figura 9).

Na borda sul da Bacia Potiguar, encontra-se afloramentos de soleiras de diabásio, com tendência alcalina e idades radiométricas (Ar-Ar) de $93,1 \pm 0,8$ Ma (Souza *et al.* 2004 *apud* Pessoa Neto *et al.*, 2007), caracterizando um evento magmático contemporâneo a fase marinho transgressiva, conhecida como Formação Serra do Cuó.

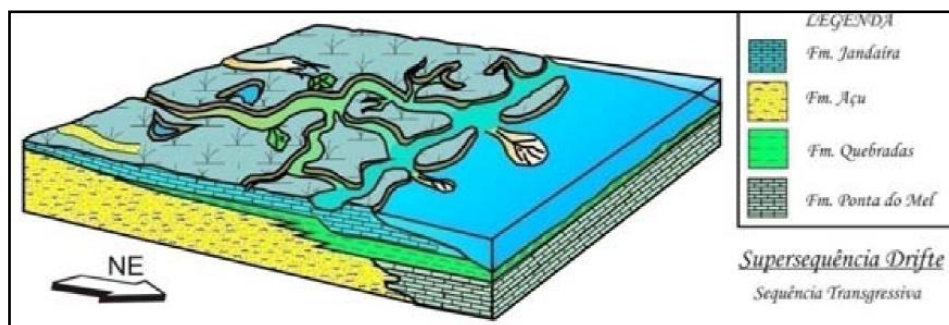


Figura 9: Modelo deposicional da sequência transgressiva (Supersequência Drifte) da Bacia Potiguar, este modelo mostra o trato de sistema de mar alto representado pela deposição dos sedimentos da Formação Jandaíra (modificado de Bertani *et al.* 1990).

A deposição da Sequência flúvio-marinha regressiva (Eocampaniano ao Holoceno) ocorre após um forte evento erosivo no Neocampaniano, causado por soerguimento devido à passagem de um centro de espalhamento da cadeia Meso-Oceânica da Margem Equatorial em frente à bacia (Cremonini *et al.* 1995 *apud* Guedes 2012). O registro sedimentar dessa grande regressão é marcado pela presença de uma espessa camada pelítica, pertencente a um sistema de plataforma, depositados em taludes e bacia, denominada de Formação Ubarana (Pessoa Neto, 2003). Esses sedimentos interdigitam-se lateralmente com os calcarenitos e calcilutitos, depositados em um sistema tipo plataforma e talude carbonáticos, os quais constituem a Formação Guamaré. Esta por sua vez, interdigita-se lateralmente com os sedimentos siliciclásticos da Formação Tibau, pertencentes a um sistema de leques costeiros e preenchimentos de vales incisos. Durante o Neógeno, uma sucessão areno-argilosa intercaladas às vezes por sucessões silticas e conglomeráticas, predominantemente continental, que constituem a Formação Barreiras. Ela compreende aos sistemas de leques aluviais, fluviais e costeiros, que foram depositadas interdigitando-se à Formação Tibau (Figura 10).

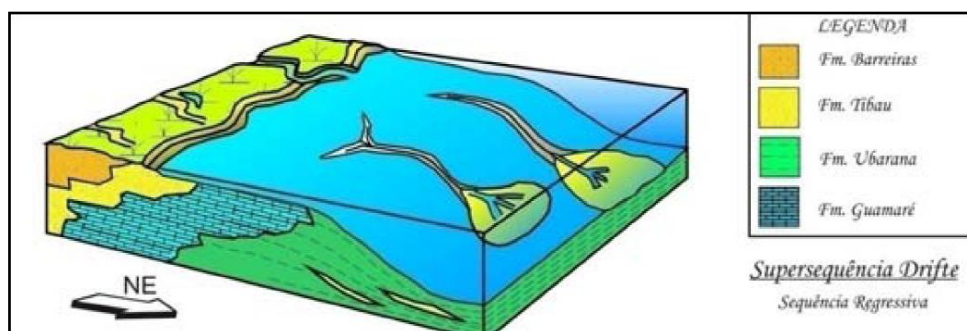


Figura 10: Modelo deposicional da sequência regressiva (Supersequência Drifte) da Bacia Potiguar (modificado de Bertani *et al.* 1990). Esta sequência é composta por sistemas de leques costeiros, plataforma e talude resultante de um grande evento regressivo ocorrido na bacia.

As sequências Neocampaniano a Eopaleoceno preservam sedimentos de uma plataforma carbonática de fácies de talude e bacia. No Neopaleoceno ao Eomioceno ocorre uma sequência deposicional representada por uma cunha sedimentar composta de relíquias de uma plataforma carbonática, de fácies também de talude e bacia. As sequências E20 a N10, segundo o boletim de geociências da Petrobras (Pessoa Neto, *et al.* 2007), apresentam clinoformas mais oblíquas com quebras de plataformas mais abruptas e bem definidas, mostrando um domínio de feições progradacionais, com predomínio de fácies de talude. Na porção mais profunda ocorrem turbiditos

intercalados com folhelhos de talude e derrames vulcânicos terciários (basaltos Macau no Cânion de Agulha). Já as Sequências N20 a N50 apresentam padrão predominantemente agradacional, com a preservação de sedimentos de plataforma mista rasa das Formações Tibau e Guamaré.

A Sequência mais recente da bacia é restrita ao Quaternário, e é composta por sedimentos aluviais provenientes dos Rios Açu e Mossoró, na porção proximal, sedimentos praias e de dunas na região costeira, sedimentos siliciclásticos intercalados com sedimentos bioclásticos na plataforma externa e sedimentos finos no talude e nas partes profundas da bacia.

O magmatismo conhecido como Macau ocorreu tanto intercalado aos sedimentos da sequência regressiva quanto no embasamento adjacente à bacia, sendo datados pulsos no Eoceno/Oligoceno com idades distribuídas entre 70-65 e 9-6 Ma, com picos entre $48,9 \pm 2,9$ e $31,4 \pm 1,5$ Ma. Um pulso mais novo no Mioceno de idade mínima de $14,7 \pm 0,9$ Ma é datado com base em relações estratigráficas em poços na porção submersa da bacia (Pessoa Neto 1999 apud Guedes 2012). A espessura total desses derrames de olivina-basalto atinge 1.500 metros na região dos cânions de Agulha e Ubarana, evidenciado a grande magnitude deste evento. A origem desse magmatismo pode estar relacionada à passagem da Margem Equatorial sobre o *hot spot* de Fernando de Noronha ou ainda estar relacionado à colocação de magmas em zonas de alívio, a partir de ajustes tectônicos intraplaca (Pessoa Neto 2007).

Capítulo III - Materiais e Métodos

O fluxo das atividades desenvolvidas foi organizado em várias etapas (figura 11), quais sejam: *Georreferenciamento* (datum WGS 84) de mapas e seções encontradas na bibliografia, utilizando o software Arcgis. Posteriormente, esses dados foram exportados para o programa de modelagem estrutural 3D *MOVE* para a realização da modelagem computacional direta. Este software proporciona um poderoso ambiente independente, para integração de dados, bem como a construção de seções transversais 2D. Essas atividades foram realizadas na PETROBRAS no Centro de Pesquisa e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello (CENPES), na Gerência de Geologia Estrutural e Tectônica (PDGEO/GEOTEC).

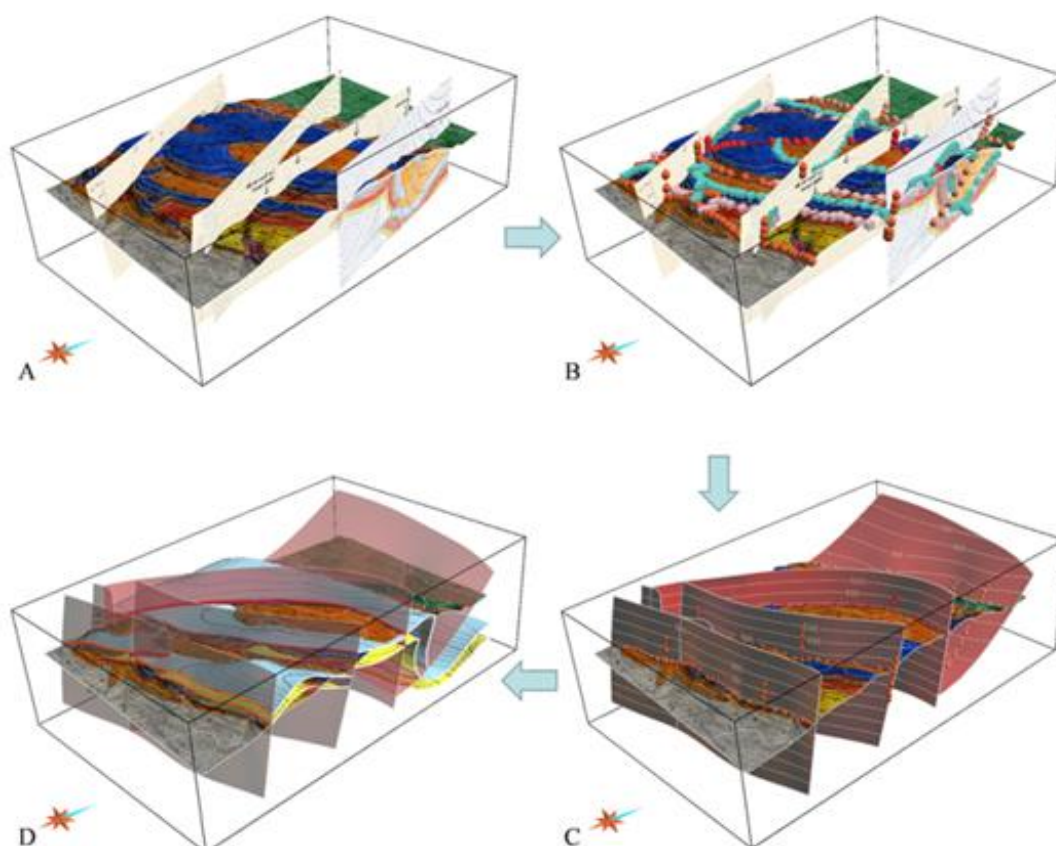


Figura 11: Etapas típicas de modelagem estrutural aplicadas à seções transversais e mapas na área de Ribaute, Sul da França. (A) georreferenciamento de dados (B) Escolha de objetos relevantes, (C) Criação do arcabouço de falhas, (D) Modelagem de horizontes. (Caumon *et al.*, 2009)

Três seções geológicas interpretadas no trabalho de Matos (1992) foram utilizadas para realizar a modelagem computacional (Figura 12). Duas seções são oblíquas (A-A' e B-B') à direção preferencial das estruturas na Bacia Potiguar, enquanto a outra é preferencialmente paralela (C-C') trende NE-SW da bacia. As seções e mapas georreferenciados foram convertidos em formato *TIFF* e *Shapefile*, para serem posteriormente inseridas no software *MOVE*.

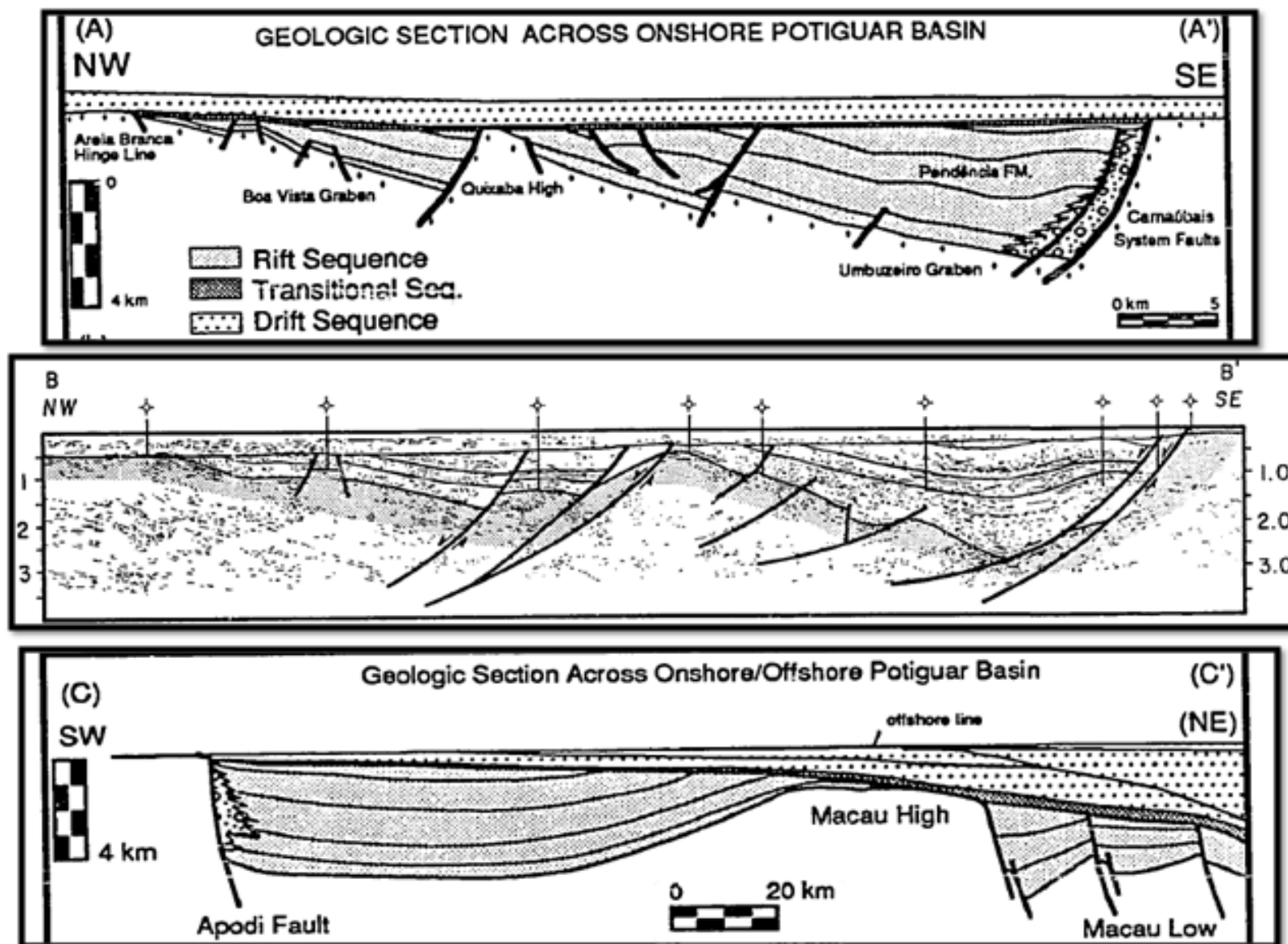


Figura 12: Seções interpretadas de Matos (1992) usadas na modelagem, as seções A-A' e B-B' estão localizadas na parte onshore com orientação NW-SE, a seção C-C cruza a parte onshore e offshore com direção NE-SW.

As três seções citadas foram submetidas à técnica de modelagem *forward modeling*, com a que se procurou o melhor ajuste do cenário deformado a partir de um cenário não deformado prescrito pelo operador. O mecanismo consiste em estabelecer um horizonte de referência no topo das seções, que posteriormente foi deformado progressivamente ao longo dos planos de falhas. Os horizontes e falhas foram criados com as ferramentas *Horizon* e *Fault* existente na barra de ferramenta *Model Building*, localizada na parte superior do programa (Figura 13).

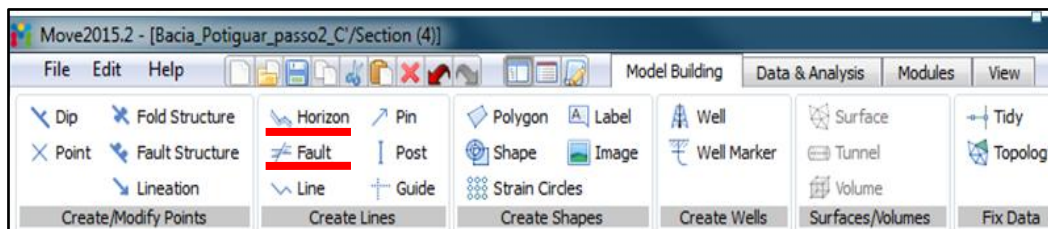


Figura 13: Barra de ferramenta do software Move versão 2015.

Os deslocamentos do bloco superior das falhas foram simulados com os algoritmos *Faultt Parallel Flow* e o *Simple Shear* existentes na ferramenta de modelagem 2D *Move-on-Faultt*. A geometria das falhas foram estimadas de acordo com as interpretações dos perfis e ajustadas para a melhor adequação no modelo de meio-graben e *horsts*. Ângulo de aproximadamente 60° foi aplicado durante a utilização do algoritmo *Simple Shear*, seguindo a concepção do tutorial do programa. Durante a modelagem com o algoritmo *Fault Parallel Flow*, uma pequena variação angular de no máximo 4° foi usada para simular o basculamento de blocos nas seções. (Figura 14). O processo de sedimentação ao longo da modelagem foi ativado no *software*, na função *sedimentation*, da ferramenta *2D Move on Fault*, visando representar a deposição da fase rifte. O atributo de erosão nos níveis de deposição no topo da sequência rifte foi usado com o objetivo de refinar o processo de modelagem da evolução da bacia.

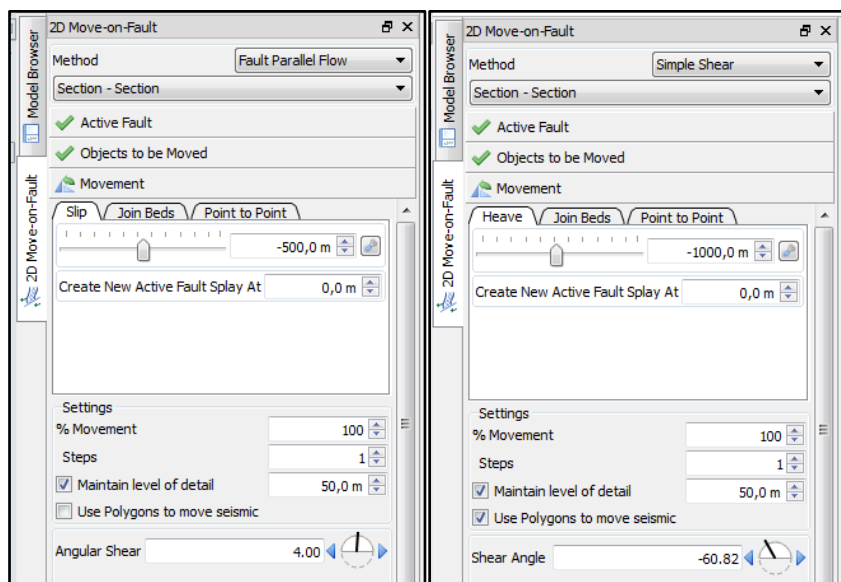


Figura 14: Ferramenta 2D move-on-Faultt, onde são aplicados os algoritmos de modelagem.

A sistemática de modelagem da deformação começou com o deslocamento das falhas de bordas, uma vez que elas controlam o arcabouço estrutural da bacia (Gibbs, 1990). Dessa forma, a simulação 2D começou com o deslocamento dessas falhas, que foram enraizadas a uma profundidade de 15000 metros ou mais. Extrapolamento esse citado por Caumon (2009), para total compensação dos horizontes perto das falhas de borda. As falhas antitéticas e sintéticas à

falha de borda eram criadas de acordo com melhor ajuste feito pelos algoritmos, simultânea a formação dos depocentro e altos do embasamento existente nas seções.

Durante as simulações foi possível estimar valores preliminares de estiramento e afinamento crustal, essa estimativa foi realizada utilizando os comprimentos do horizonte não deformado (L_0) no topo da bacia e do horizonte deformado (L), com a seção já modelada. Aplicando as equações de elongação ($e = (L - L_0)/L_0$), estiramento ($\beta = 1 + e$) e afinamento ($1/\beta$), foi possível quantificar esses fatores, que usualmente são aplicados na análise estrutural de riftes e bacias extensionais (Fossen, 2010).

Três seções de dados gravimétricos e magnético de Castro (2011) (Figura 15), também foram incluídas nesse trabalho. Não houve a simulação dessas seções utilizando algoritmos, e sim uma modelagem 3D de seus planos de falhas e horizontes, validando assim o modelo estrutural. Dessa forma foi possível fazer uma comparação entre essas seções e os perfis modelados de Matos (1992) (Figura 16).

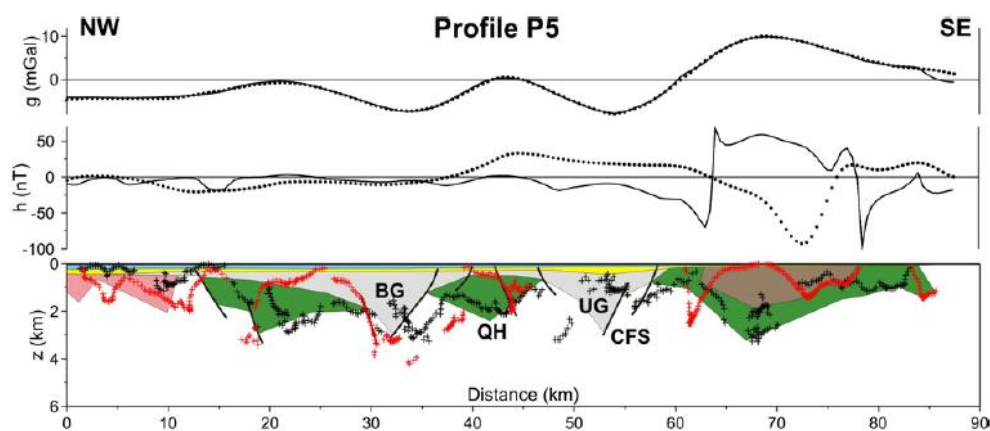


Figura 15: Perfil gravimétrico e magnetométrico NW-SE da bacia Potiguar, de Castro (2011)

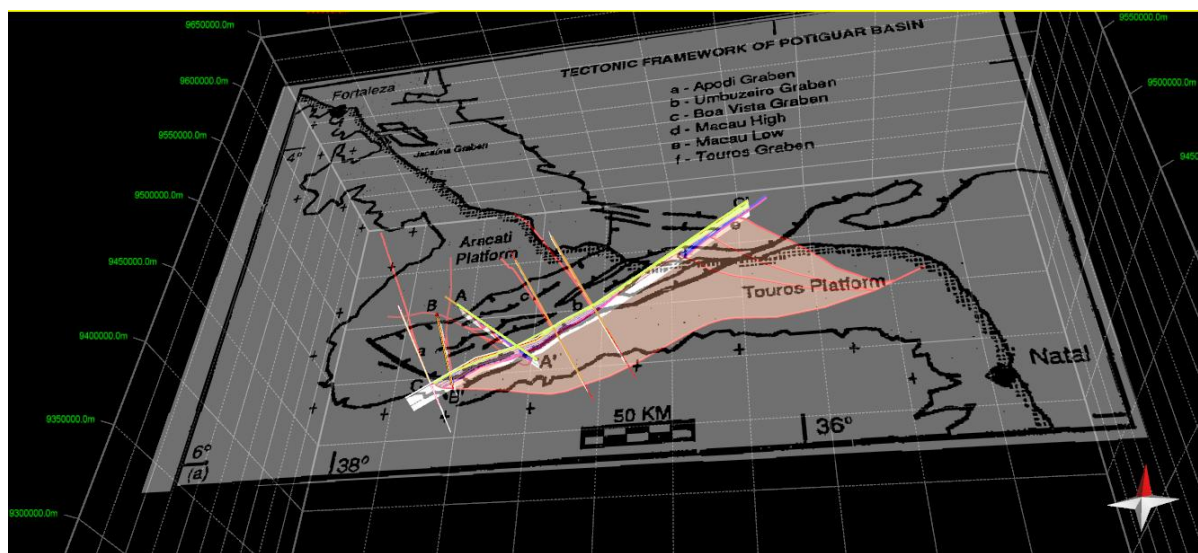


Figura 16: : Modelagem 3D dos planos de falha e comparação do arranjo estrutural de Matos (2012) e Castro (2011).

Capítulo IV

4. Parâmetros necessários para a modelagem tectônica com o auxílio do *software Move*

O texto desse capítulo foi baseado no tutorial do software Move @Midland Valley exploration, nos trabalhos de Groshong, Jr (2006) e Guedes (2012).

4.1 Restauração de Seções e Utilização do *Software Move*

A aplicação de métodos de restauração e balanceamento de seções e mapas, é muito utilizada nas pesquisas de exploração de petróleo e foram aplicadas pela primeira vez nas Montanhas Rochosas, em Alberta, no Canadá, nas décadas de 1950 e 1960, por geólogos estruturalistas dedicados à exploração de combustíveis fósseis. Eles realizaram o balanceamento de marcadores estratigráficos em cavalgamentos e dobras, reconstituindo seu comprimento pré-deformacional. Esse procedimento foi bem sucedido nas seções em Alberta porque grande parte da deformação nessa área concentra-se em folhelhos de baixa resistência, permanecendo constantes o comprimento e a espessura das camadas. (Fossen, 2010).

Tecnicamente, não precisamos necessariamente seguir a história ou a sequência deformacional durante a restauração, apenas os estágios deformado e não deformado são comparados, podendo isolar diferentes componentes da deformação, como rotação rígida, deslocamento de blocos e deformação interna de blocos (Fossen 2010). A abordagem feita neste trabalho não foi um balanceamento de seção, e sim uma simulação de restauração computacional direta, começando por um modelo não deformado e deformando até atingir o estado das seções interpretadas, esse procedimento é chamado de *forward modeling* (modelagem direta).

O balanceamento e restauração de seções têm como objetivos principais: (i) validar a interpretação geológica; (ii) contribuir para a análise da evolução estrutural da área; (iii) definir épocas de atividades das falhas e movimentação de camadas de sal; e (iv) auxiliar no entendimento de sistemas petrolíferos. A técnica de restauração de seções é um processo iterativo. Partindo-se de uma interpretação estrutural auxiliada por dados de poços e sísmicos, é possível obter uma seção geológica paralela à direção de movimento e ao realizar a restauração dos horizontes, poderemos obter uma seção geológica balanceada (Guedes. 2012).

A restauração e balanceamento de seções geológicas consistem no uso de técnicas de restaurações estruturais para remover os seguintes efeitos: compactação dos sedimentos, compensação isostática, falhas e dobras que possam ter alterado a seção atual desde o momento de sua deposição (Groshong, 2006). Outra aplicação é construir a seção atual a partir de um cenário não deformado. Nesse caso, o usuário do *software* pode incluir os planos de falhas, dobras e o efeito da sedimentação.

Para realizar as restaurações utilizam-se modelos de deformação (algoritmos) que servem de base para montar a evolução das estruturas das seções. Os quatro modelos abaixo são os modelos disponíveis no *software MOVE* e foram descritos da seguinte forma (Guedes. 2012).

Deslocamento de bloco rígido: Os corpos são transladados e/ou rotacionados, mantendo seus tamanhos e formas originais.

Deslizamento flexural: O deslizamento ocorre entre às camadas, umas com relações as outras. Este deslizamento mantém a espessura e comprimento das camadas constantes.

Cisalhamento simples: Deslizamento de planos paralelos sem mudança de espessura ou comprimento perpendicular ou paralelo aos planos de deslizamento.

Cisalhamento puro: Consiste na mudança de forma, de uma constante em que o encurtamento em uma direção é exatamente compensado pela distensão em ângulos retos à direção de encurtamento.

4.1.1 Modelagem Direta (*Forward Modelling*)

A modelagem direta (*forward modelling*) é uma ferramenta útil em várias situações de incerteza geológica. Em áreas pobres de dados e conhecimento, a modelagem direta pode ajudar a arquitetar idéias sobre o estilo estrutural. Ela permite que primeiros testes de cenários estruturais possa ser feito, possibilitando ao usuário verificar se um cenário está de acordo ou não com os poucos dados existentes. O *software Move* permite a manipulação de imagens, como sísmicas, para transmitir ao modelo as características geológicas interpretadas. Essa prática ajuda na compreensão das características geológicas em profundidade. Assim, o *software* permite usar ferramentas de modelagem cinemática 2D, para atingir as interpretações propostas nas imagens (@Midland Valley Co. 2014).

As ferramentas de modelagem cinemática 2D, constitui uma maneira rápida, fácil e flexível na construção de secções transversais, testando e validando os cenários da evolução estrutural. Existem vários algoritmos de deformação aplicáveis no Move, mas para a presente abordagem, foi utilizado o *Simple Shear* (cisalhamento simples) e o *Fault Parallel Flow* (fluxo paralelo á falhas). As ferramentas de modelagem aplicadas têm capacidade de adicionar a sedimentação sintectônica, juntamente com a deformação, além de modelar períodos de erosão, permitindo que o usuário crie um modelo geológico mais realista e robusto.

4.1.2 Algoritmo *Simple Shear*

O algoritmo de cisalhamento simples permite a modelagem geométrica do *hangingwall* afetado por dobras associadas à movimentação ao longo do plano de falha. Esse algoritmo deve ser aplicado em ambientes dominados por tectônica extensional, especialmente em casos com desenvolvimento de anticlinais relacionados a *roll-over* em falhas lítricas. Adicionalmente, o algoritmo pode ser utilizado em situações em que o *hangingwall* é afetado por deformação penetrativa causada por deslocamento acentuado, formando um ângulo elevado com o acamamento. O algoritmo *simple shear* ainda pode ser utilizado em situações típicas de falhas de crescimento (@Midland Valley Co. 2014).

4.1.3 Algoritmo Fluxo Paralelo à Falha (*Fault Parallel Flow*)

O algoritmo Fluxo paralelo à falha é baseado em trabalhos que tratam do fluxo laminar entre o *hangingwall* dobrado e a superfície de falha. Esse algoritmo é do ser aplicado para casos de restauração estrutural e modelagem direta de falhas de empurrão e de dobras formadas pela propagação do empurrão, e quando usado com taxas de deslocamento negativo retrata bem ambientes de tectônica extensional. As superfícies axiais não passam por estimativas com o uso desse algoritmo. Assim, várias geometrias de falhas podem ser modeladas. Adicionalmente, o usuário pode estimar quantidades variáveis de deslocamento, bem como o ângulo do cisalhamento, permitindo uma ampla possibilidade de modelar a geometria de superfícies dobradas (@Midland Valley Co. 2014).

4.2 Condições Geológicas para a Simulação geométrica

A simulação direta de estruturas geológicas testa modelos geométricos de uma determinada interpretação realizada por geólogos e geofísicos em uma seção transversal ao trend estrutural de uma dada região. O intuito é a criação de cenários que reflitam a história geológica desde o estágio não deformado até o estágio atual de deformação. As premissas básicas baseiam-se em princípios geométricos da lei de conservação de volume e área, na qual se estabelece que as feições geológicas sejam simuladas sem perda ou acréscimo de volume do material geológico. A variação de volume é considerada apenas em processos que envolvam a perda de água que ocupava o volume poroso, decorrente da compactação dos sedimentos à medida que são soterrados. No caso de seção geológica, deve escolher àquela situadas paralelas à direção do transporte tectônico. Neste caso bidimensional, a regra da preservação de volume pode ser estendida como regra de preservação de área (Dalstrom, 1969).

A manutenção dos comprimentos também é uma premissa básica para as simulações. Para que isso aconteça, os blocos definidos pelas falhas não podem nem se superpor nem gerar vazios ao transladarem sobre o plano de falha. A manutenção dos comprimentos, portanto, é obtida pela deformação dos horizontes. No caso da área pode haver a transmissão de deformação para o interior dos blocos falhados.

Capítulo V

5. Aplicação da Modelagem computacional com o *Move*

O início do processo de modelagem de bacias começa com o processo de construção e deslocamento dos segmentos de falhas. As falhas interpretadas como borda da bacia tendem a diminuir progressivamente o valor angular do mergulho em profundidade entre 10 a 20 km. Embora na, seção C-C' este comportamento tenha ocorrido em profundidades superiores a 50 km. A diminuição progressiva do valor angular no direcionamento das falhas foi fundamental para o encaixe da simulação no desenvolvimento de falhas nas seções interpretadas. Adicionalmente, o ângulo de mergulho elevado das falhas de borda foi uma característica predominante em todas as seções durante a simulação. Essa característica é identificada em seções gravimétricas realizadas na bacia, sendo a seção P4 e P1 portadoras de falhas com mergulho elevado, enquanto a P5 intermediária.

Todas as seções têm seu arcabouço estrutural controlado principalmente pelas falhas de bordas. Na seção A-A' é possível ver o controle exercido pela falha de borda sobre o bloco que será deslocado (Figura 17). Os traços em vermelho projetados do plano de falha são interpretados como os vetores de cisalhamento. A análise desses vetores sugere o forte controle exercido pela falha de borda sobre o *hangingwall*.

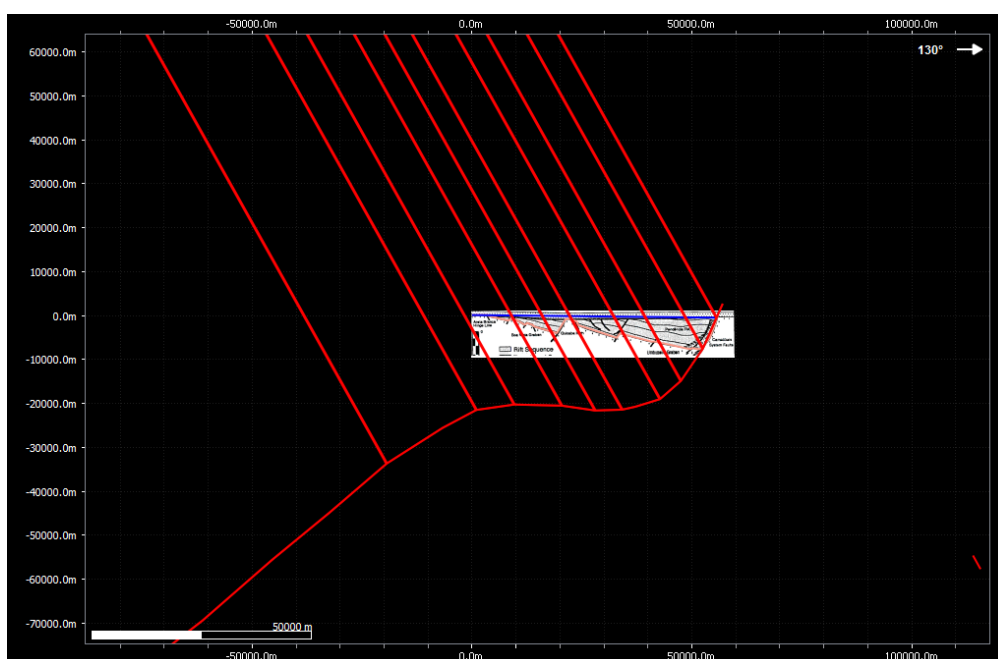


Figura 17: Seção A-A' de direção NW-SE, submetida ao algoritmo *Simple Shear*. Os planos de falha tendem a horizontal próximo de 20 km. Os vetores de cisalhamento controlam o colapso *hangingwall*.

Durante a modelagem das seções A-A' e B-B', de direção NW-SE, foram utilizados os algoritmos *Simple Shear* e *Fault Parallel Flow*. Após a deformação estabelecida nos modelos, o *hangingwall* da falha de borda adquiriu geometria em *roll-over*, seccionado por falhas normais secundárias sintéticas (Figura 20).

Na seção B-B, o bloco de teto da falha de borda possui geometria antiformal do tipo *roll-over* mais pronunciada do que as encontradas na seção A-A'. No entanto, o arcabouço estrutural das duas seções apresentam similaridades (Figura 22B e 23). Nessa seção, a borda de *roll-over* constitui o Alto de Quixaba. Essa feição estrutural é cortado por um sistema de falhas sintéticas responsáveis pela sua individualização em falhas geológicas (Figura 19). Nesta simulação, somente o algoritmo *Fault Parallel Flow* foi utilizado devido ao melhor ajuste do modelo gerado com as seções utilizadas como parâmetro. Algumas falhas secundárias foram deslocadas do lugar de origem. Essa mudança, embora pequena, foi suficiente para que a simulação gerada fosse similar as interpretações utilizadas por Matos (1992). As seções A-A' e B-B' apresentaram um comportamento semelhante ao aplicar taxas de deslocamento de falhas (-500 a -1000 m), com a ferramenta 2D *Move-on-Fault*. Assim, a falha de borda funcionou como um agente controlador do arcabouço estrutural, formando depocentros em meio-gabren, como o Graben de Umbuzeiro próximo da falha de borda e o Graben de Boa Vista mais ao norte (Figura 19A). Segundo Pessoa Neto *et al.*(2007), esses depocentros foram preenchidos inicialmente pelo sistema fluvio-lacustre da Formação Pendência. Estruturas como discordâncias, dobras sin-sedimentares, *onlap*, *toplap* e *downlap* foram criadas à medida que os deslocamentos estavam se desenvolvendo.

A modelagem começa em um cenário não deformado com um horizonte pré-rifte (Figura 18), toda a evolução da modelagem realizada na seção B-B' denota em um sincronismo entre a formação de falhas e o preenchimento sedimentar da bacia (Figura 19A). Estruturas antiformais e sinformais sin-sedimentares foram formadas durante a modelagem, de acordo com a evolução do deslocamento da falha de borda.

A modelagem do comportamento da sedimentação sin-rifte foi estabelecida com base na criação dos depocentros formados a partir de grabens. Posteriormente, a erosão no topo da seção era aplicada na simulação, reproduzindo uma discordância erosiva no modelo criado (Figura 20B). A base dessa discordância é marcada por feições semelhante à terminação de refletores em *toplaps*. Um conjunto de falhas sintéticas ocorre com a progressão da modelagem, após a sedimentação sin-rifte preencher os depocentros (Figura 20). Duas falhas sintéticas desenvolvem-se no estágio anterior à discordância erosiva. Após o estabelecimento dos processos erosivos, outras falhas sintéticas foram geradas, permitindo uma configuração do tipo dominó na bacia com acomodação do pacote sedimentar (Figura 21). A adequação do modelo às seções impõe a geração de falhas normais de alto ângulo e pouco profundas na porção noroeste do modelo (Figura 22A). O abatimento do pacote sedimentar a noroeste da falha normal permitiu a criação de mais espaço na bacia, seguida de recobrimento sedimentar (Figura 21A). O término da atividade tectônica foi sucedido por erosão intensa na bacia até atingir o topo do alto estrutural de Quixaba, favorecendo a formação do espaço para a entrada da sedimentação pós-rifte (Figura 22B)

A seguir estão demonstrado os resultados e toda evolução da seção B-B', é importante destacar o sincronismo do arranjo estrutural durante a evolução (Figura 18 a 22).

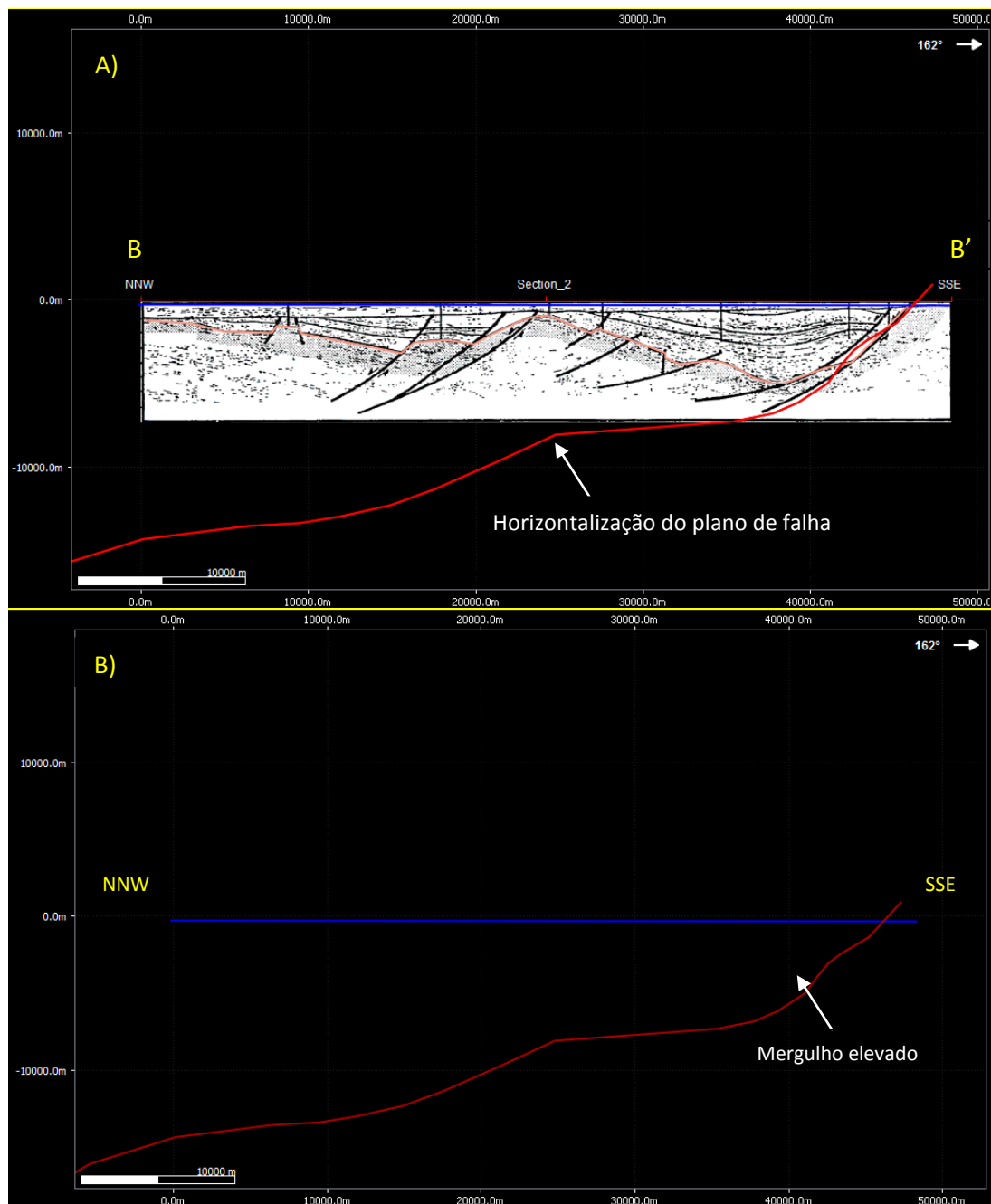


Figura 18: Seção B-B'- A) Construção da falha de borda e do horizonte superior a parti do perfil interpretado. Note a extrapolação da falha com a respectiva diminuição do ângulo de mergulho. B) Cenário inicial da simulação, antes de aplicar os algoritmos; O horizonte superior em azul (Pré-Rifte) que será deslocado pela falha mestre com mergulho elevado da falha.

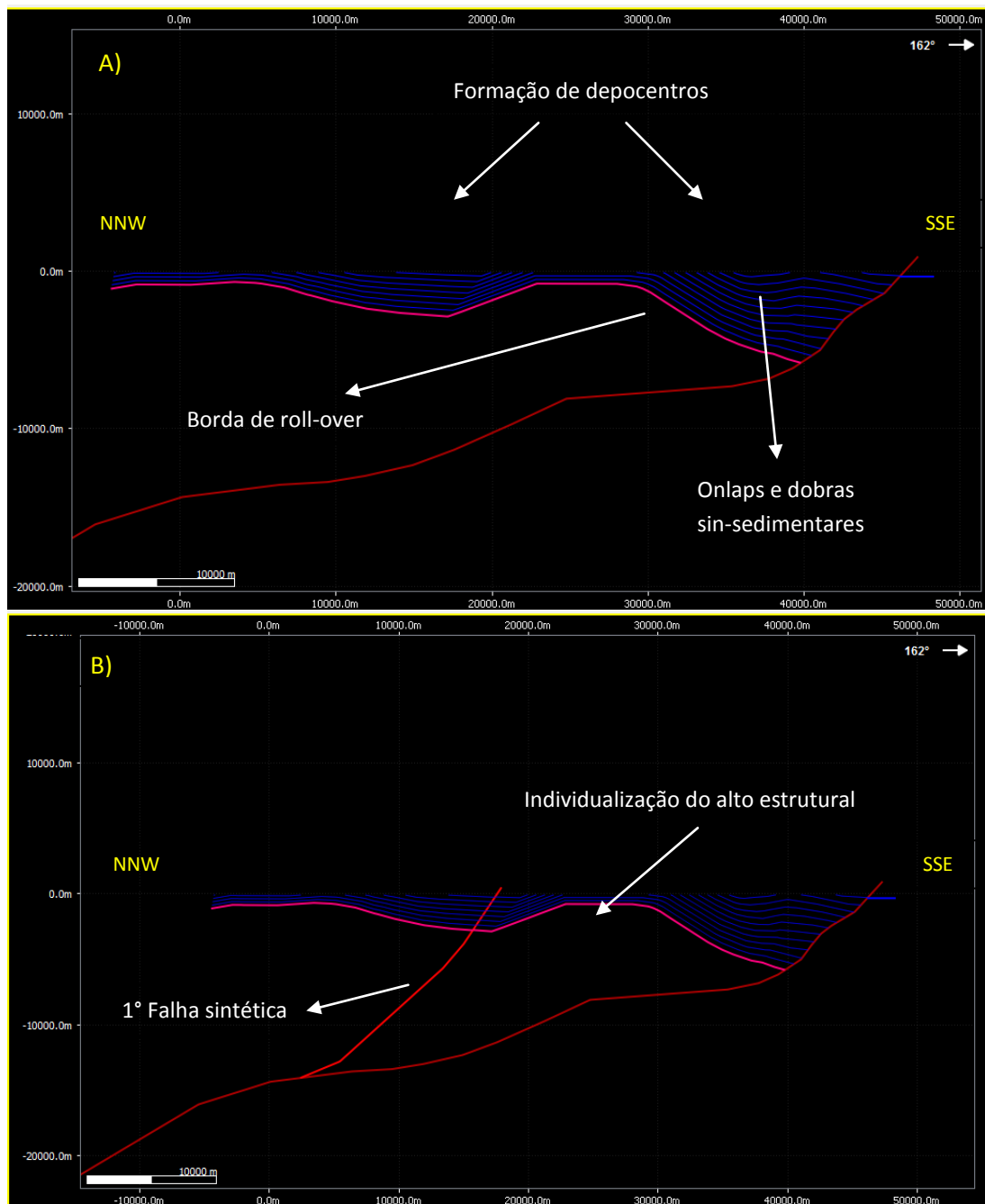


Figura 19: Seção B-B' - A) Aplicação do algoritmo de deslocamento (*Fault Parallel Flow*). Nota: Geração de espaço formando depocentros, individualização da borda de *roll-over* e dobras sin-sedimentares (antiforme e sinforme) **B)** Inserção da 1ª falha sintética que secciona a borda de *roll-over* individualizando o alto estrutural. Nota: Pequena aplicação de deslocamento foi necessária para que essa porção da seção fosse modelada.

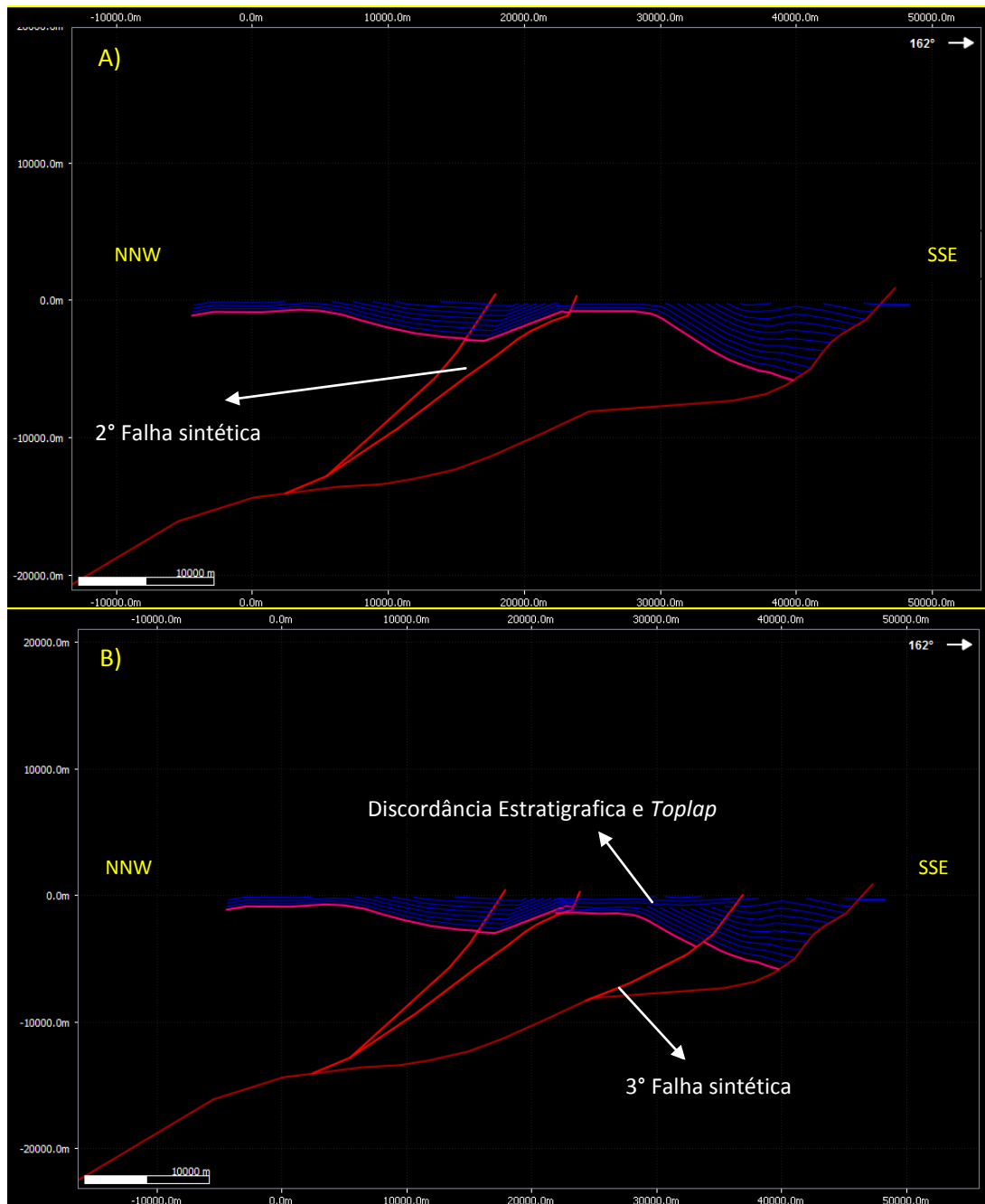


Figura 20: Seção B-B' - A) Inserção da 2° falha sintética no centro da borda de *roll-over* com rotação do bloco rígido central. B) Inserção da 3° falha sintética e formação de uma discordância estratigráfica. Nota: Depois da aplicação o feito da erosão no topo da seção, foi inserida a 3° falha sintética, que foi responsável por gerar mais espaço na porção central do Rifte depositando uma nova seqüência sedimentar.

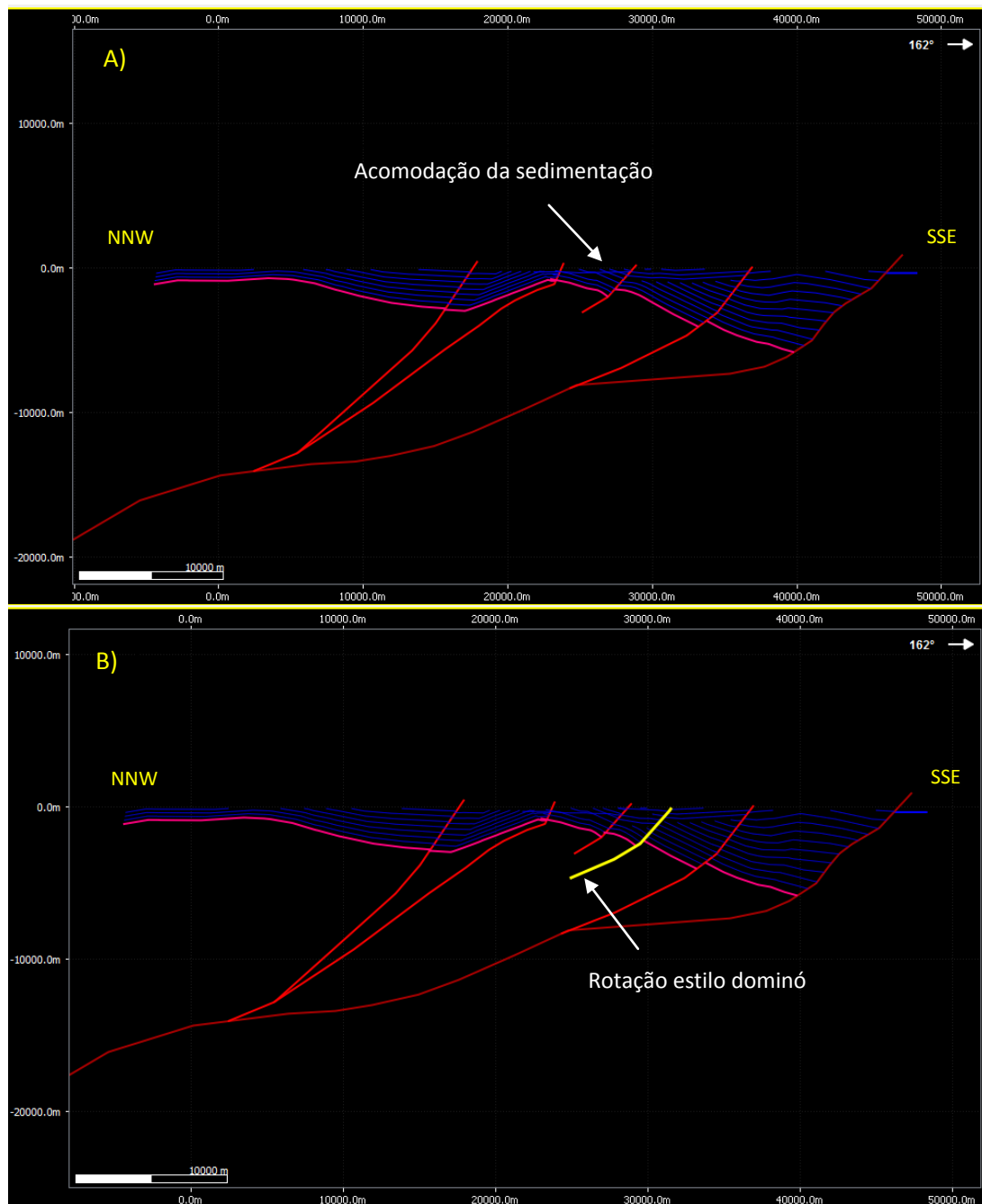


Figura 21: Seção B-B' - A) Falhamento do bloco central por falha de terceira ordem com consequente acomodação de sedimentos B) Rotação estilo dominó de blocos centrais. Rotação no sentido horário provocada por falhas de terceira ordem .

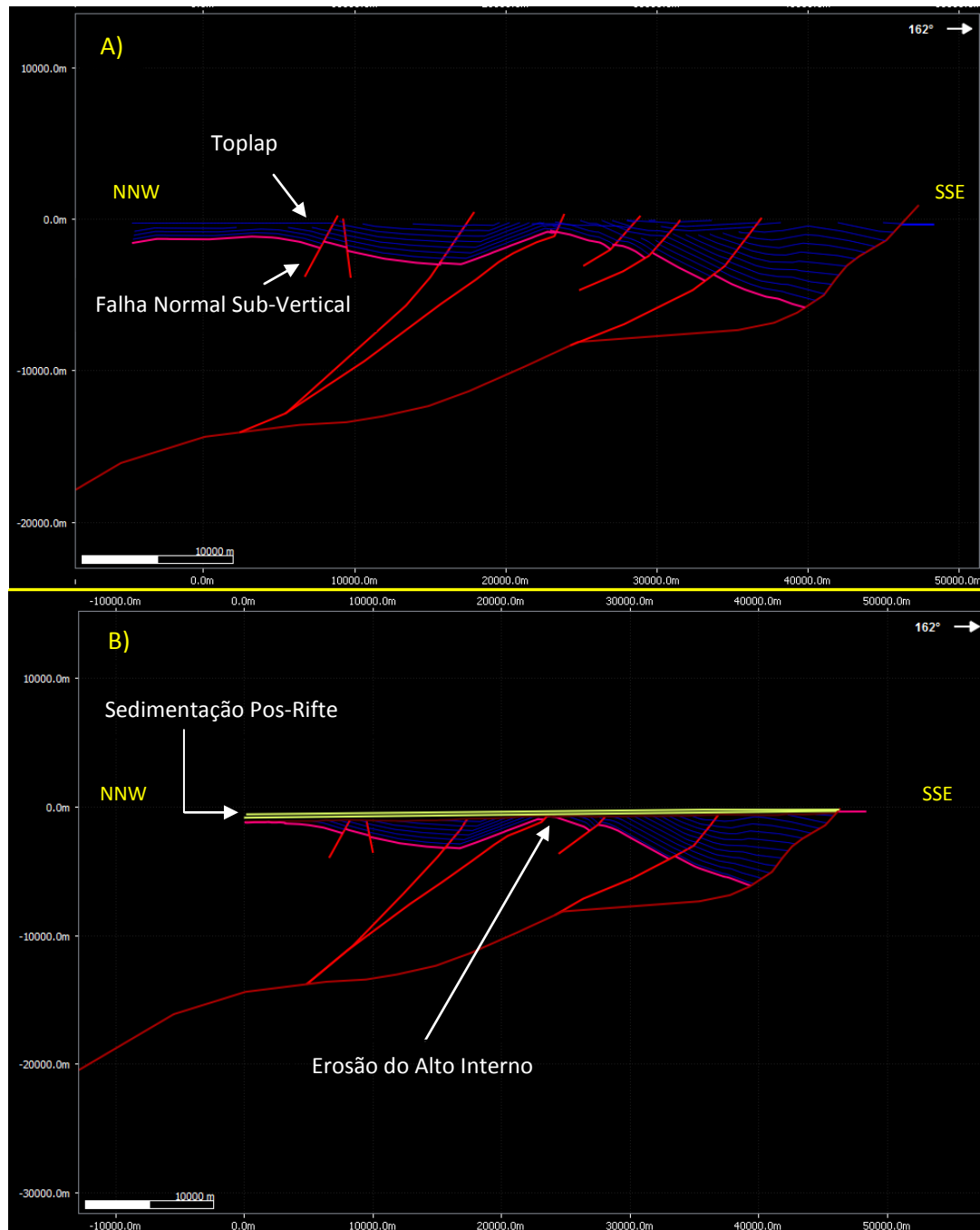


Figura 22: Seção B-B' - A) Inserção das falhas normais com mergulho sub-vertical e formação de toplap na porção noroeste da seção B) Erosão do alto estrutural interno e sedimentação pós-rifte . A erosão foi levada até o topo do alto estrutural e a sedimentação pós-rifte foi inserida finalizando a simulação.

No perfil A-A', além da falha mestre de borda, ainda foram observadas duas falhas listricas sintéticas principais, assim como uma falha antitética que exerce papel importante no controle estrutural da bacia, sendo diretamente relacionadas à individualização do Alto estrutural de Quixaba (Figura 23). Estruturas como discordâncias e dobras suaves sin-sedimentares ocorreram nessa seção, bem como um basculamento acentuado dos blocos menores na porção norte.

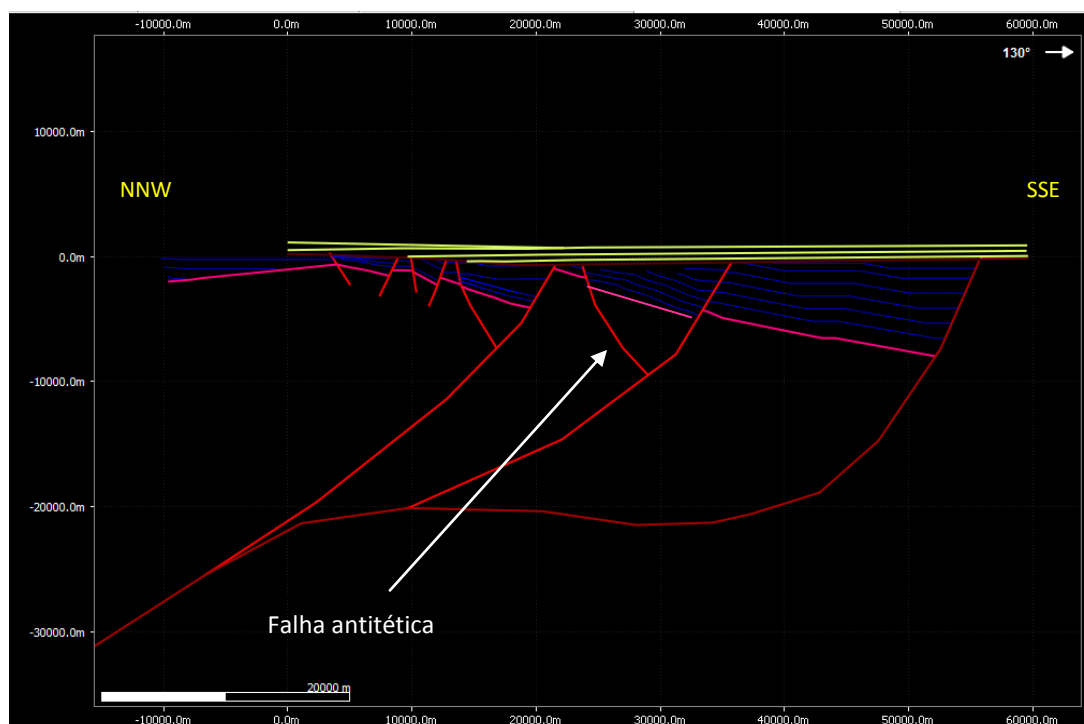


Figura 23: Seção A-A' – Cenário final da simulação, em destaque, falha antitética responsável por individualização do Alto estrutural. Essa falha teve um deslocamento acentuado para a adequação do modelo.

Seguindo o *strike* NE-SW da bacia, a seção C-C' é constituída por uma falha mestre de borda, seguida de três falhas sintéticas secundárias. A modelagem dessa seção iniciou-se semelhante a anterior, com um cenário pré-rifte (Figura 24 e 25A). O comportamento da sedimentação sin-rifte também foi estabelecido com base na criação dos depocentros formados a partir de meio-grabens (Figura 25B), sendo nessa seção único e expressivo granben, correspondente a porção *onshore* da bacia. Um conjunto de falhas sintéticas ocorre com a progressão da modelagem na porção *offshore*, permitindo uma configuração do tipo dominó e individualizando o Alto de Macau (Figura 26). O término da atividade tectônica foi sucedido por erosão intensa na bacia até atingir o topo do alto estrutural de Macau, favorecendo a formação do espaço para a entrada da sedimentação pós-rifte (Figura 26).

Entra as características estruturas produzidas na simulação destaca-se a falha de borda profunda e a extensa borda de *roll-over* seccionada por falhas secundárias, limitando a leste, o alto estrutural. Essas estruturas consistem na Falha de Apodi e no Alto de Macau que limitam a Bacia em porção *onshore* e *offshore*. Nessa seção, a simulação foi realizada com o algoritmo *Fault Parallel Flow*, aplicando taxas de deslocamento negativas. Os resultados obtidos nessa seção podem ser vistos a seguir (Figura 24 a 26).

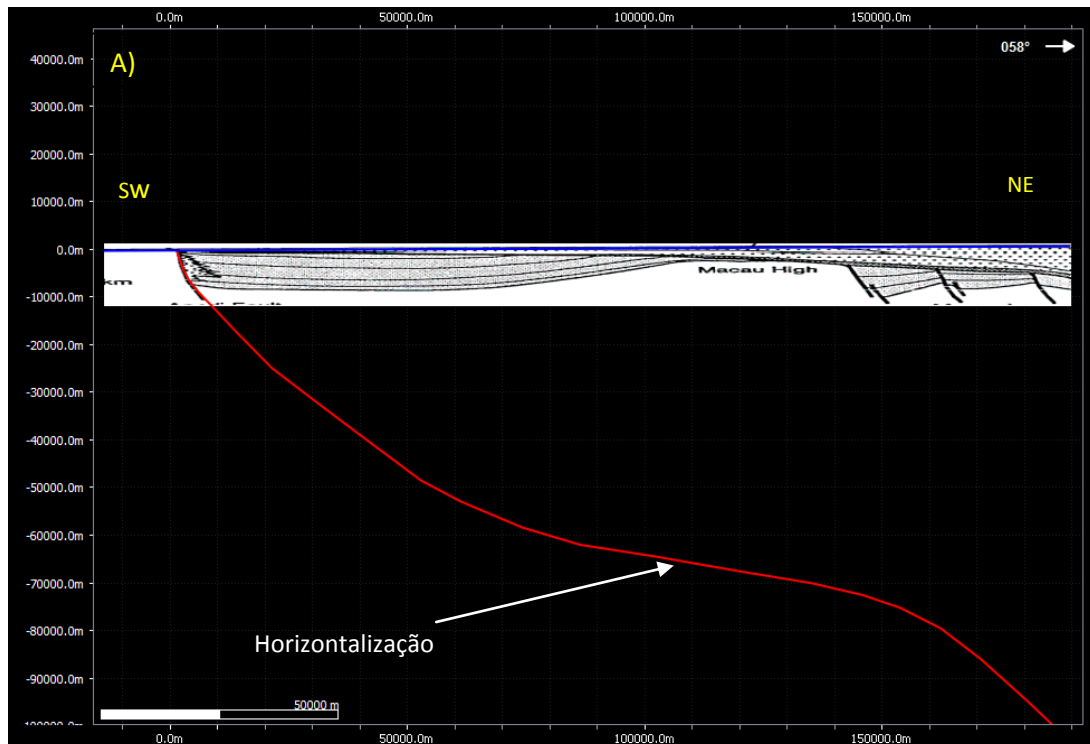


Figura 24: Seção C-C' – Cenário inicial da simulação, em destaque, a diminuição do valor angular do mergulho da falha de borda.

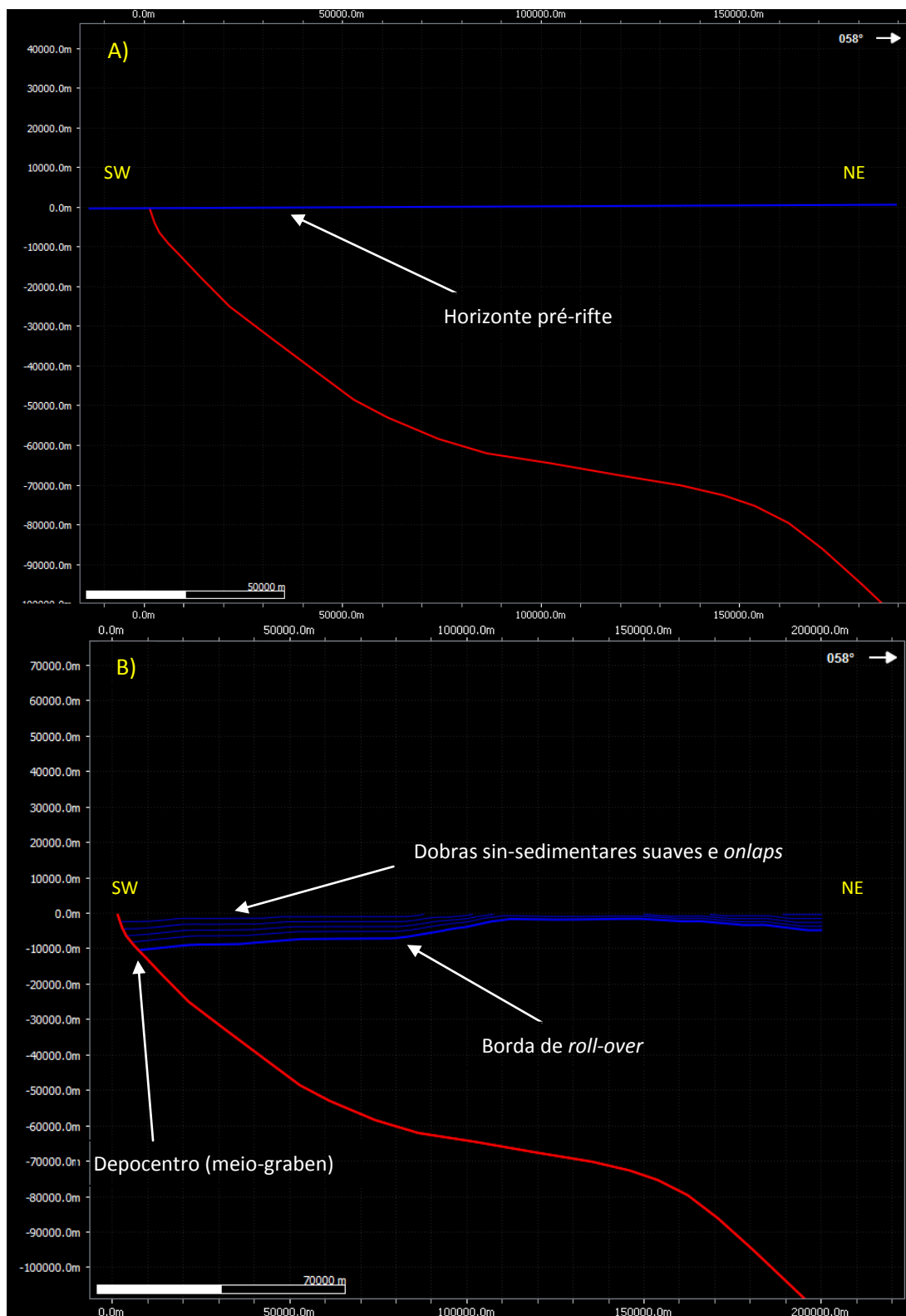


Figura 25: Seção C-C' – A) Cenário inicial da simulação, em destaque o horizonte Pré-Rifte. B) Aplicação do deslocamento (*Fault Parallel Flow*). Note a geração de espaços na bacia formando depocentros, individualizando a borda de roll-over e dobras suaves sin-sedimentares (antiforme e sinforme).

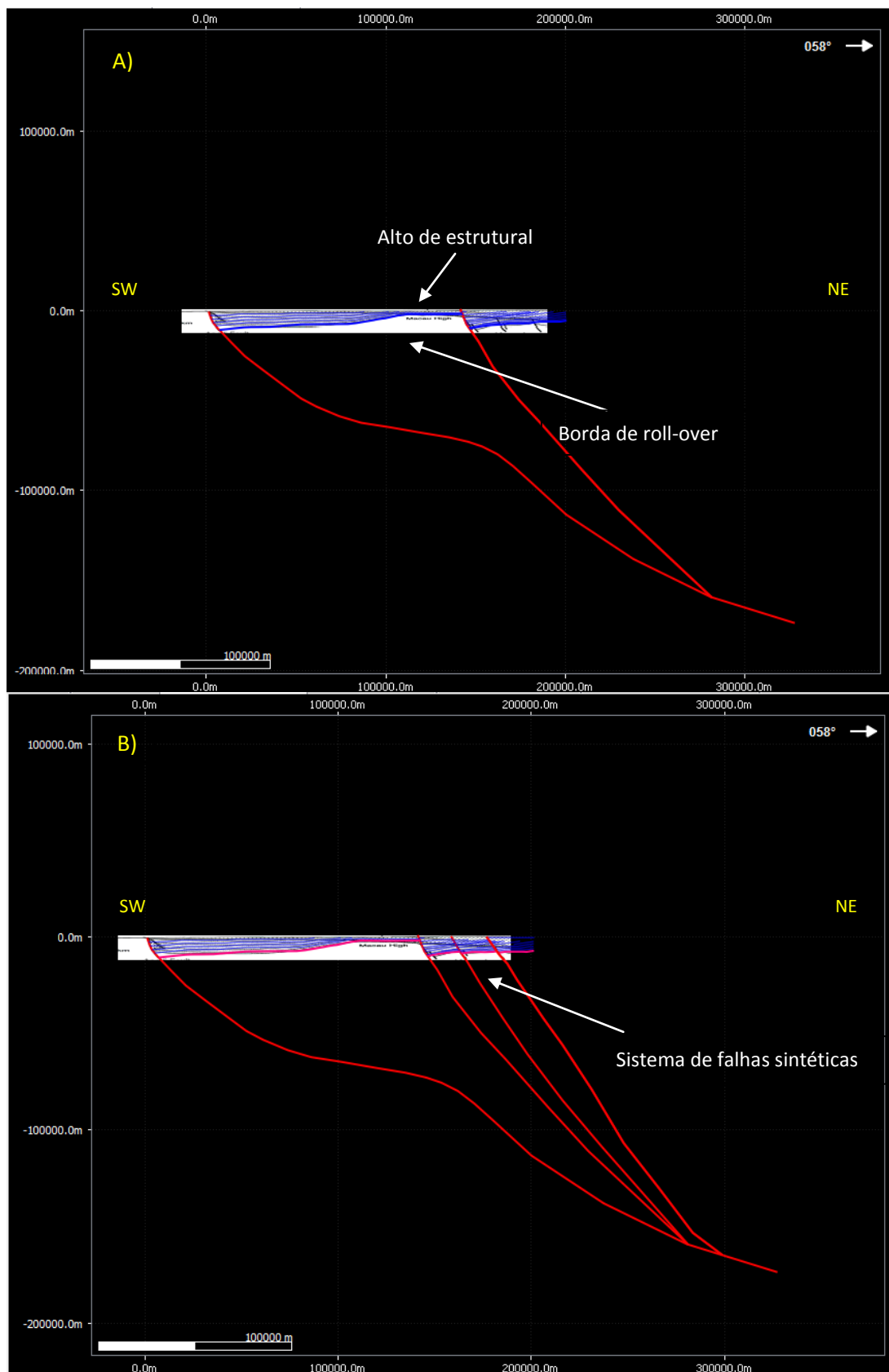


Figura 26: Seção C-C'- A) Inserção da 1ª falha sintética que secciona a borda de *roll-over* individualizando o alto estrutural. B) Destaque pra o sistema de falhas sintéticas, na borção *offshore*.

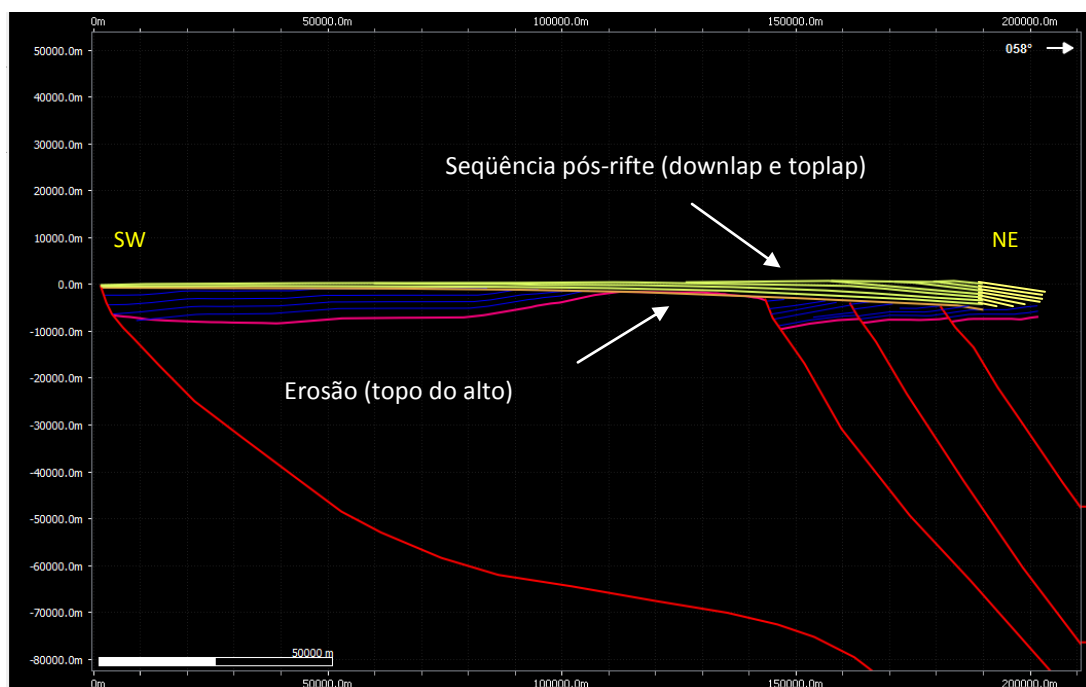


Figura 27: Seção C-C' - Cenário final da simulação, em destaque seqüência Pós-rifte em amarelo e erosão do alto estrutural que separa a parte *onshore* a oeste e *offshore* a leste.

Três perfis gravimétricos de direção NW-SE, extraídas do trabalho de Castro (2011), foram adicionadas ao modelo, visando a comparação dos arcabouços estruturais da bacia. Essas seções foram incluídas na modelagem 3D, mas não foram aplicados algoritmos para simular deslocamentos nos planos de falha. Elas serviram de base para comparação dos dados simulados, pois os planos de falhas e horizontes foram incluídos no modelo 3D.

Dentro de um ambiente 3D, as direções preferenciais de todos os planos de falha das seções foram visualizadas simultaneamente, com o objetivo de elaborar um modelo geológico mais robusto (Figuras 28 e 29). Nesse sentido, o comportamento das falhas foi estimado em profundidade para confirmar a geometria simulada em 2D. As seções P5 e P4 são paralelas às seções A-A' e B-B'. A comparação de todas as seções no modelo 3D permitiu a identificação mais clara dos depocentros em meio-gabren, a diminuição do ângulo de mergulho da falha de borda e a formação da borda de *roll-over*, seccionada por falhas de segunda ordem. O Alto de Quixaba está representado nessas seções, mantendo-se na mesma direção preferencial (ENE-WSW) com geometria semelhante (Figura 29). A feição de maior relevância observada neste modelo foi o alto ângulo de mergulho da Falha de Carnaubais (Figura 28B e 29). Além disso, uma variação sutil na geometria de alguns planos de falha foi identificada nesse modelo, entretanto o padrão estrutural do arcabouço permaneceu o mesmo ao longo de todas as seções (Figura 29).

O perfil gravimétrico P1 (NNW-SSE) está localizado no extremo oeste da bacia e secciona o Graben de Apodi,. Este perfil mostra uma arquitetura estrutural distinta, com graben profundo adjacente a um alto limitado por uma falha sintética de alto ângulo e uma antitética de baixo ângulo.

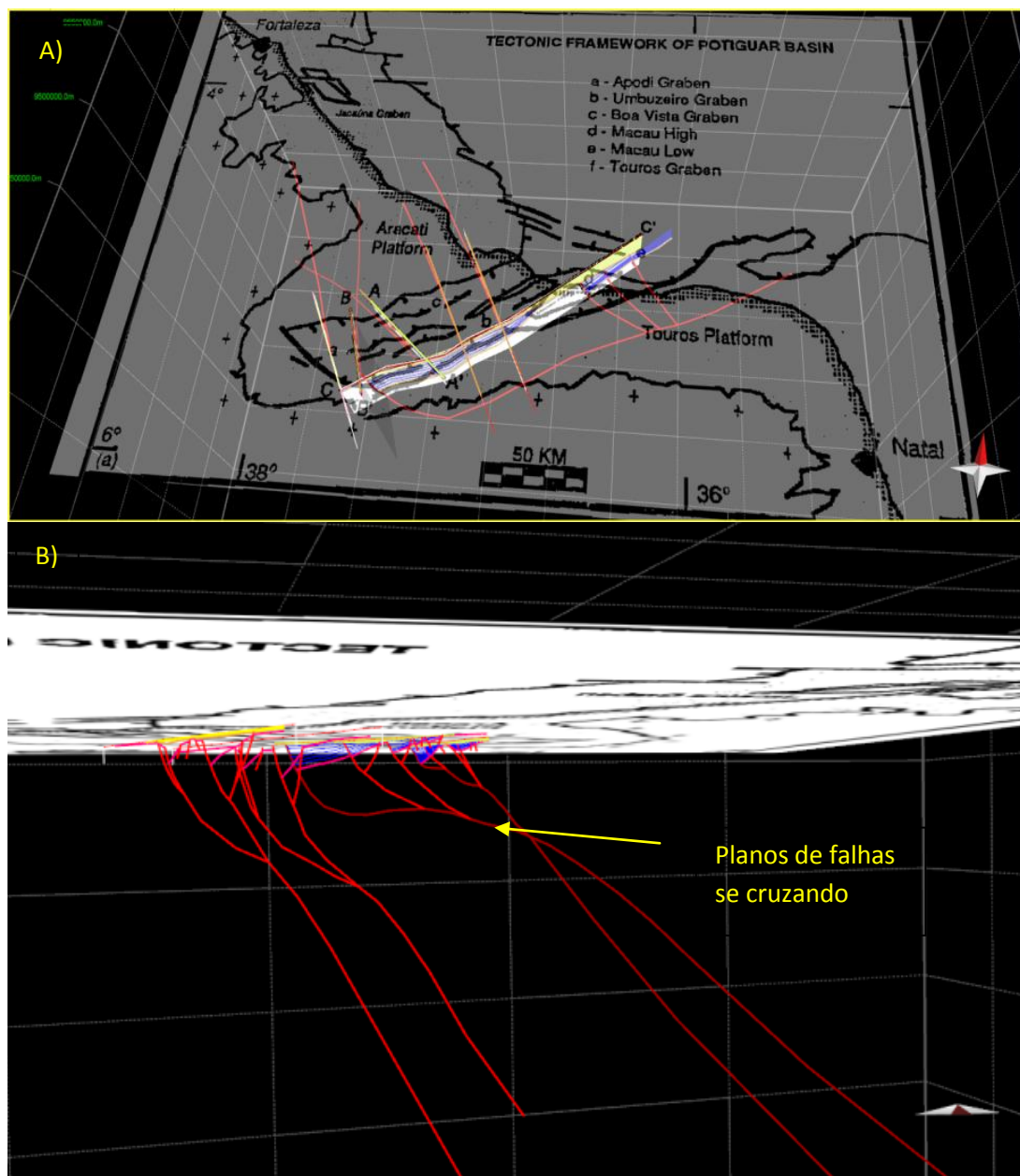


Figura 28: Simulação 3D da Bacia Potiguar no programa MOVE. A) Vista em planta das estruturas em profundidade. B) Planos de falhas se tocando e a similaridade de geometria das seções

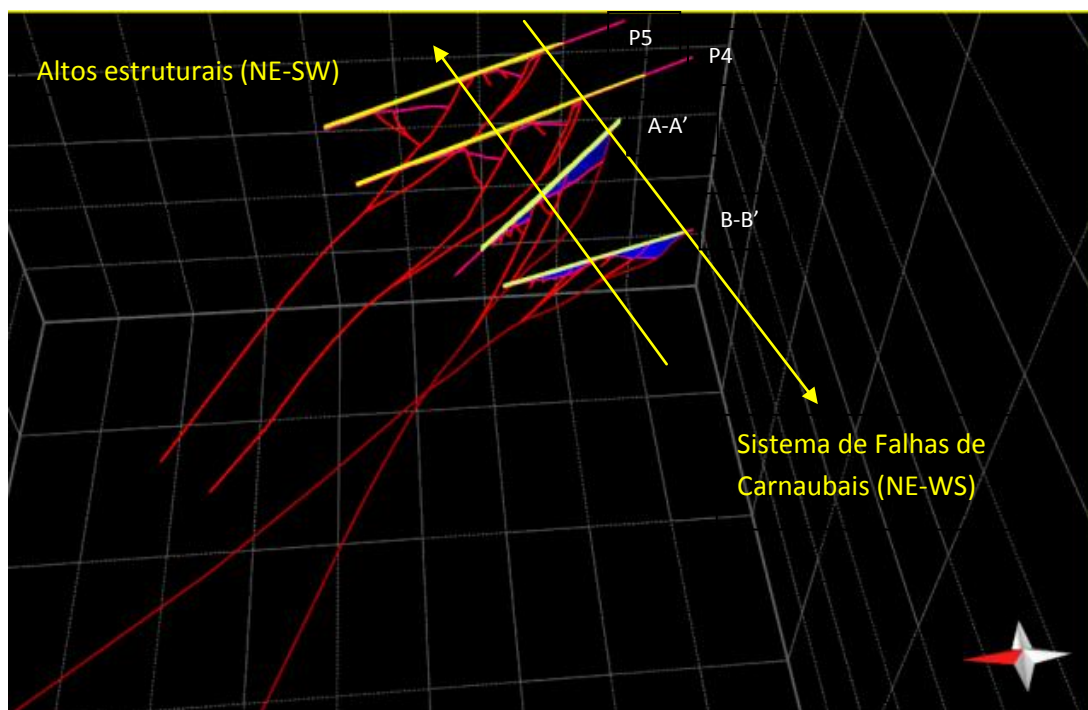


Figura 29: Simulação 3D da Bacia Potiguar. Pode ser observada a orientação dos altos estruturais e do sistema de falha de borda.

Durante esse trabalho foi possível extrair dados preliminares de afinamento crustal ($1/\beta$) e estiramento (fator β), utilizando a técnica *forward modeling*. Estes dados foram obtidos através da modelagem do cenário não deformado até atingir o cenário atual, aplicando os algoritmos já mencionados. Os dados quantitativos preliminares de estiramento (fator β) e afinamento crustal ($1/\beta$) estão contidos na tabela abaixo.

A base dos cálculos foi realizada com a qualificação do comprimento antes e depois da deformação do primeiro horizonte (Pré-Rifte). Para este procedimento utilizou-se a ferramenta *measure* do programa *Move*, que possibilita medir o horizonte estirado, mensurando o horizonte antes dos deslocamentos (L_0) e posteriormente aos deslocamentos (L). Assim, a elongação dessa linha foi calculada compondo a tabela abaixo.

Tabela 1: Estimativos de elongação (E), estiramento (β) e afinamento ($1/\beta$).

	L (m)	L_0 (m)	$E=L-L_0/L_0$	$\beta=1+E$	Afinamento= $1/\beta$
Perfil A-A'	69563	59608	0,1669	1,1669	0,8569
Perfil B-B'	53300	48600	0,0967	1,0967	0,9118
Perfil C-C'	200522,3	188030	0,0664	1,0664	0,9377

Capítulo VI – Discussão e Conclusões

O procedimento de balizar hipóteses por meio de modelos experimentais sejam eles físicos ou computadorizados é comum no estudo da tectônica de bacias sedimentares. Assim, o presente trabalho baseou-se nas interpretações realizadas por Matos (1992), simulando as geometrias dos planos de falhas e seus respectivos deslocamentos. Os resultados encontrados na simulação computacional reproduzem o mesmo padrão estrutural encontrados nos experimentos analógicos em caixa de areia de Gomes *et al.*, (2010), onde foi observado um descolamento basal, formando meio-grabens com geometria côncava no *hangingwall* relacionado a um arrasto normal que ocorrem em modelos distensivos (Figura 24). No caso de modelos em caixas de areia, reflete um alto coeficiente de atrito basal da falha de borda (Hoerlle *et al.*, 2007).

A distribuição e o número de depocentros da Formação Pendência, nos Grabens de Umbuzeiro e Apodi, observados no modelo 3D, sugerem um modelo extensional marcado por diferentes pulsos de deslocamento da Bacia Potiguar. Trabalhos anteriores relatam essa diferença de pulsos, como o de Hoerlle *et al.* (2007) realizados no *Graben* de Apodi, com base em interpretações sísmicas e dados de poços. As seções modeladas indicam geometria lítrica para as falhas principais e mostram que o padrão de deslizamento do *hangingwall* sobre o plano de falha teve influência na formação dos Altos de Quixada e Macau. Além disso, as falhas secundárias sintéticas e antitéticas formadas foram responsáveis pelo deslocamento e rotação do *hangingwall* inicial em vários segmentos. Baseado nesse comportamento, Matos (1992), descreve um segundo deslocamento ao longo da principal falha sintética, sendo essa a de maior rejeito, ao longo do *hangingwall* da Falha de Apodi. Comportamento semelhante pode ser observado no *hangingwall* do sistema da Falha de Carnaubais, nas seções A-A' e B-B', provavelmente associado ao “descolamento duplo” em sistema de meio-graben conjugado. A principal falha sintética corresponderia a Falha de Quixada, que desencadeou o segundo deslocamento, terminando nas proximidades da falha mestre.

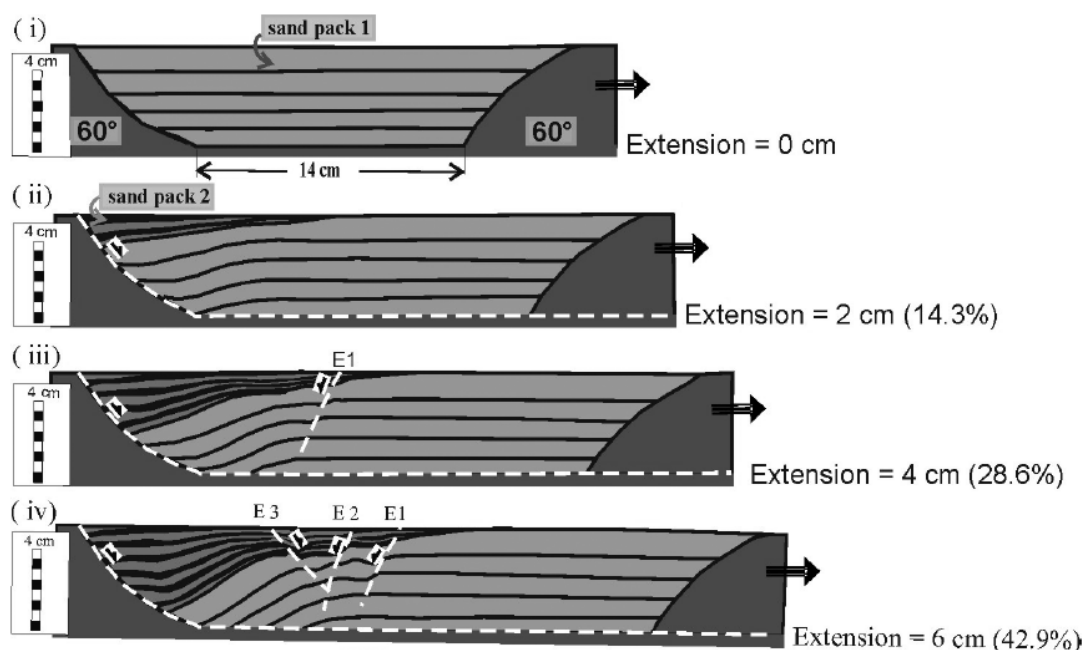


Figura 30: Desenhos de fotografias do modelo de areia simulando uma extensão progressiva: (A) antes, (B) após 2 cm (14,3%), (C) após 4 cm (28,6%) e (D) após 6 cm (42,9%) de extensão. (Gomes *et al.*, 2010)

A simulação computacional 3D e 2D apresentada revelou uma variação na geometria entre os planos da Falha do Sistema de Carnaubais e da Falha de Apodi (seções C-C' e P1). Além de demonstrar que as mudanças na morfologia dos planos de falha são acompanhadas por modificações dos estratos sin-rifte (horizontes em azul). Esse comportamento foi separado por Hoerlle et al., (2007), em domínios, caracterizados por uma única flexão, sinformal, outros por antiformes e informes e deslocamentos reversos e normais. Durante a simulação, a formação de sinformes e antiformes foi provocada pelo arrasto das camadas sin-rifte (horizontes azul) (Figura 25). Resultado semelhante foi encontrado por Gomes et al., (2010) na modelagem física em caixa de areia.

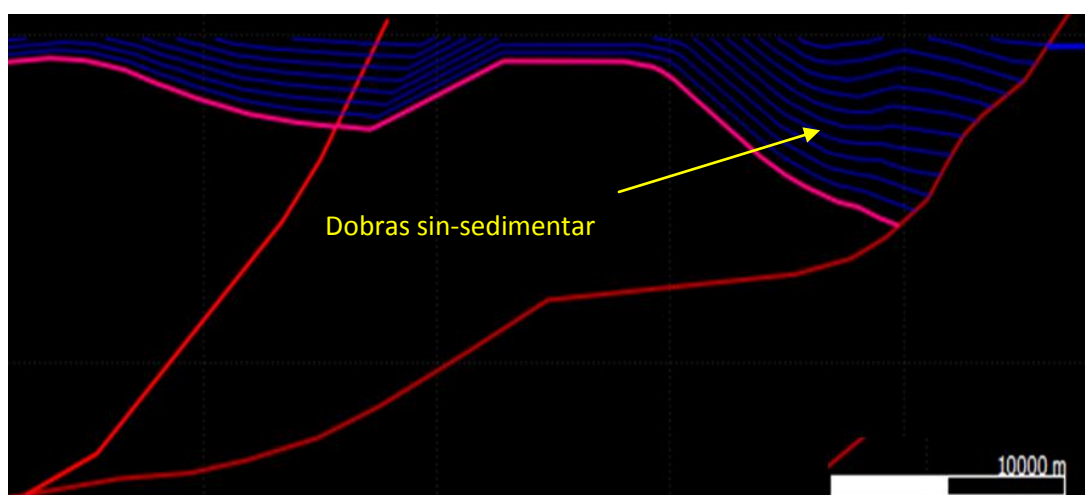


Figura 31: Detalhe da seção B-B' (arrasto das camadas sin-rifte junto à falha normal lístrica).

Nas simulações, conforme a figura 31, há um predomínio de mergulho elevado das falhas de borda. Essa característica coincide com uma geometria levemente côncava ao invés de convexo, do *hangingwall* deslocado. Normalmente são descritas para sistemas de falhas lístricas, padrões convexos, em ambientes distensivos. Entretanto existem registros na literatura como o de Hoerlle et al. (2007), na região do Graben de Apodi, que reforça esse comportamento, côncavo do *hangingwall* na Bacia Potiguar.

Durante as simulações o domínio de mergulho elevado foi marcante nas seções, existindo assim uma diferença localizada na porção sul, entre a seção original B-B' e a simulada. Matos (1992) interpretou nessa porção da seção um conjunto de falhas sintéticas mergulhando com ângulos intermediários, entre o Alto de Quixada e a Falha de Carnaubais. No entanto, na simulação essas falhas mantiveram mergulhos elevados, destacando a quarta e a quinta falha sintética, responsável pela rotação interna dos blocos. A manutenção do ângulo original de mergulho dessas falhas não permitiu um encaixe coerente dos blocos rígidos rotacionados nessa porção. O predomínio de falhas de alto ângulo também foi observado por Caldas (1998) em perfis geoeletricos de orientação SSE-NNW, na área de Camurupim na Bacia Potiguar. O autor descreve a Falha de Carnaubais como um sistema de falhas subparalelas de ângulos subverticais com eventuais movimentos direcionais. Dessa forma, esse sistema de falhas de alto ângulo englobaria as falhas sintéticas modificadas na simulação.

A existência de algumas falhas enraizadas a profundidades elevadas foram fundamentais para reproduzir o modelo. A existência de falhas profundas na simulação é coerente com a história Pré-Cambriana do embasamento da Bacia Potiguar. O embasamento compreende amplo

segmento geológico da Província Borborema, estruturada durante o Ciclo Pan-Africano/Brasiliano (Neoproterozóico) e caracterizada por um arranjo estrutural complexo, limitada por zonas de cisalhamento regionais. Assim, a continuidade da Zona de Cisalhamento Portalegre compreenderia uma das ombreiras do meio-graben principal, de direção N60°E (a leste), reativada durante a abertura do rifte no Cretáceo Inferior, proporcionando a formação do Sistema de Falhas Carnaubais (Pedro Jr, *et al* 2010). Esse padrão seria coerente com as principais falhas de borda enraizadas em grandes profundidades no modelo 2 e 3D apresentado.

Os resultados preliminares do fator β , foram analisado segundo os estudos de Bown & White (1995), que compara as taxa de estiramento (β), com geração de magma durante a fase de riftteamento. Dessa forma com os fatores (β), apresentados podemos estimar o tempo de duração do rifte e a espessura final de material fundido no contexto da bacia. Na tabela 1 foi apresentado os cálculos realizados durante a modelagem, e como podemos ver os fatores β tiveram resultados pequenos, variando de 1 a 1,17. Assim, quando comparamos esses resultados com o gráfico da figura 32. (Bown & White, 1995), podemos estimar que a duração do rifte da Bacia Potiguar foi inferior a 15 milhões de anos com pouca geração de magma (máximo 2 km de espessura). Esses valores são coerentes com evolução da Bacia potiguar que deve sua fase rifte I no cretáceo inferior de 140-130 milhões de anos, (Pessoa Neto *et al.*, 2007) e com evento magmático modesto

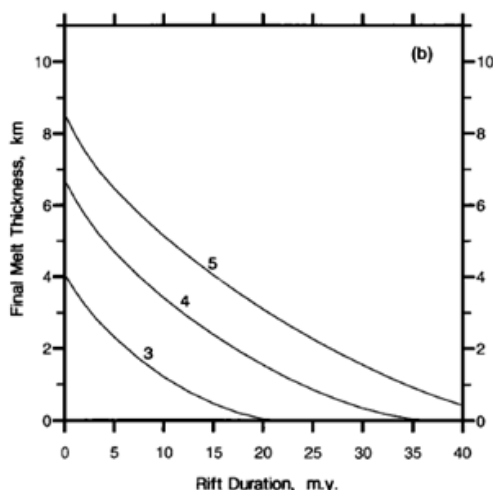


Figura 32: Espessura final de magma gerado x duração em milhões de ano, de um rifte, em função do fator β (3, 4 e 5). (Bown & White, 1995). Note que o maior β calculado nesse trabalho foi 1,17, valor esse que corresponde, a < 2 km de espessura de magma e < de 15 milhões de anos de duração do rifte.

A análise estrutural em bacias sedimentares é fundamental para o sucesso da exploração de hidrocarbonetos. As estruturas simuladas devem corresponder às possíveis rotas de migração e as trapas estruturais da Bacia Potiguar. Assim, a modelagem computacional direta na análise de seções transversais dessa bacia é uma tentativa de reprodução do modelo geológico evolutivo da bacia. Dessa forma, os modelos criados podem ser posteriormente deformados pelos mecanismos estruturais sugeridos nas interpretações, simulando e testando os processos de deformação naturais que foram assumidos.

É importante destacar que a integração de seções geológicas validadas em um ambiente tridimensional, possibilita a visualização conjunta da trama estrutural da bacia, auxiliando na criação de modelos geológicos. Deste modo a integração de dados em um ambiente 3D se torna uma ferramenta poderosa no estudo de bacias sedimentares.

Capítulo VII – Referência Bibliográficas

Bertani, R.T., Costa, L.G & Matos, R.M.D. (1990). Evolução Tectono-sedimentar, Estilo Estrutural e Habitat do Petróleo na Bacia Potiguar. In: G.P. Raja Gabaglia & E.J. Milani (Eds) Origem e evolução das bacias sedimentares, Petrobras, 291-310p.

Bown, J.W & White, R.S. (1995). Effect of finite extension rate on melt generation ta rifted continental margins. *Journal of Geophysycal Research*, 100 (B9), 18,011-18,029p.

Castro, D.L. (2011) - Gravity and Magnetic Joint Modeling of the Potiguar Rift Basin (NE Brazil): Basement Control During Neocomian Extension and Deformation. *Jornal of South American Earth Sciences*, 31, 186-198p.

Caumon, G., Collon, Drouaillet, P., Le Carlier de Veslud, C., Viseur, S & Sausse, S. (2009). Surface-Based 3D Modeling of Geological Structures. In: *Math Geosci*, 41, 927-945p.

Dahlstrom, C.D.A. (1969). Balanced Cross Section, *Can. J. Earth Sci.* 6, 743-757p.

Fossem, H. (2010). *Geologia Estrutural*. Editora Oficina de Textos. São Paulo. 554p.

Gibbs, A.D (1990). Linked fault families in basin formation. *Journal of Structural Geology*. 12, 795-803p.

Gomes, C. J. S., Filho, A. D., Posada, A. M., & Da Silva, A. C. (2010). The role of backstop shape during inversion tectonics physical models. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(4), p.997-1012.

Groshong, R. H. (2006). *3-D Structural Geology – a practical guide to quantitative surface and surface map interpretation*. 2 edition. Springer. 400p.

Guedes, I.M.G. (2012). Aplicação da Modelagem Estrutural Computacional Direta na Análise da Geometria de Falhas: Exemplo da Falha de Baixa Grande (Bacia Potiguar – NE do Brasil), Dissertação de Mestrado no Programa de Pós-Graduação, em Geodinâmica e Geofísica da UFRN. 74 p.

Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., & Bartorelli, A (2012). *Geologia do Brasil*. Editora Beca, 1º Edição. 897p.

Hoerlle, M.R., Gomes, C.J.S., & Matos, R.M.D. (2007). O Graben de Apodi, região sudoeste da bacia Potiguar, RN, uma interpretação com base em seções sísmicas e dados de poços. *Revista da Escola de Minas*, 60 (4), p.593-602.

Matos, R.M.D. (1987). Sistema de Riftes Cretáceos do NE Brasileiro: In *Seminário de Tectônica da Petrobras*, 1. Rio de Janeiro. Atas, p.:125-159

Matos, R.M.D. (1992). Deep Seismic Profiling, Basin Geometry and Tectonic Evolution of Intracontinental Rift in Brazil. Doctor of Philosophy Thesis, Department of Geology, Cornell University, 275p.

Matos, R.M.D. (2000). Tectonic Evolution of the Equatorial South Atlantic. In: Mohriak W. & Talwani M. (Eds) Atlantic Rifts and Continental Margins, Geophysical Monograph, American Geophysical Union. 115, 331-354p.

Pessoa Neto, O. C., Soares, U.M., Silva, J.G.F., Roesener, E.H., Floresncio, C.P & Souza, C.A.V., (2007). Bacia Potiguar. Bol. Geoc. Petrobras. 15(2), 357-369p.

Pedrosa Jr, N.C., de Castro, D.L & Matos, J.P.L. (2010). Assinaturas Magnéticas e Gravimétricas do Arcabouço Estrutural da Bacia Potiguar Emersa, NE do Brasil. Revista Brasileira de Geofísica. 28(2), 265-278p.

Samaila, N.K., Dike, E.F.C & Obaje, N.G. (2008). Microstructures in the Cretaceous Bima Sandstone, Upper Benue Trough, N.E. Nigeria: Implication for hydrocarbon migration. Journal of African Earth Sciences. 50, 6-15p.

Midland Valley Exploration (2014). Tutorial software Move.