

Universidade Federal do Rio Grande do Norte Centro de Ciências Exatas e da Terra Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

APLICAÇÃO DA MODELAGEM ESTRUTURAL COMPUTACIONAL DIRETA NA ANÁLISE DA GEOMETRIA DE FALHAS: EXEMPLO DA FALHA DE BAIXA GRANDE (BACIA POTIGUAR - NE DO BRASIL)

Autora:

INGRED MARIA GUIMARÃES GUEDES

Orientador:

PROF. DR. ALEX FRANCISCO ANTUNES

Dissertação n.º 114/PPGG.

Natal-RN, 10 de agosto de 2012



Universidade Federal do Rio Grande do Norte Centro de Ciências Exatas e da Terra Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

APLICAÇÃO DA MODELAGEM ESTRUTURAL COMPUTACIONAL DIRETA NA ANÁLISE DA GEOMETRIA DE FALHAS: EXEMPLO DA FALHA DE BAIXA GRANDE (BACIA POTIGUAR - NE DO BRASIL)

Autora:

Ingred Maria Guimarães Guedes

Dissertação de mestrado apresentada em 10 de agosto de 2012, visando a obtenção do grau de MESTRE em Geodinâmica pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão examinadora:

PROF. DR. ALEX FRANCISCO ANTUNES (PPGG/UFRN – ORIENTADOR)
PROF. DR. FERNANDO CÉSAR ALVES DA SILVA (PPGG/UFRN)
DR. MARIO NETO CAVALCANTI DE ARAÚJO (PETROBRAS)

Natal-RN, 10 de agosto de 2012

Resumo

A Falha de Baixa Grande localiza-se no extremo S-SW do Rifte Potiguar, limitando, ao sul, o *Graben* de Umbuzeiro e parte do *Graben* de Apodi. Devido a grande complexidade geométrica desta falha, vários estudos foram realizados, porém ainda ocorre uma carência de análises geométricas aplicando ferramentas mais modernas, como modelagens estruturais diretas.

Este trabalho propõe uma análise geométrica da Falha de Baixa Grande por meio de interpretação sísmica realizada no levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande utilizando o *software OpendTect* (*dGB Earth Sciences*) e posterior aplicação de modelagens estruturais diretas: modelagem analógica direta denominada vetores de dobramentos e modelagem computacional direta 2D e 3D.

A modelagem de vetores de dobramentos apresentou grande semelhança com a interpretação sísmica estrutural convencional da Falha de Baixa Grande; ou seja, a interpretação convencional foi validada geometricamente.

A modelagem computacional direta 2D realizada em algumas seções do levantamento 3D de Falha de Baixa Grande foi executada no *software Move* (*Midland Valley Ltd*) pela ferramenta modelagem de horizontes por meio de um falha principal. A mesma corroborou para comprovar a influência da geometria de falha na deformação das camadas do teto da falha. A região da falha de Baixa Grande na qual a geometria é definida como rampa-patamar-rampa, gera sinformes na região côncava da falha enquanto que a região convexa gera antiformes; já na região onde ocorre predominância de falha com geometria retilínea, as camadas são deslocadas sem deformação, enquanto que as falhas com geometria curvilíneas apresentam ocorrência de *rollover*.

Na modelagem computacional direta 3D atributos estruturais foram extraídos em horizontes no teto da falha principal após simular níveis de deformação ao longo da falha. O surgimento de estruturas indicativas de encurtamento nesta modelagem também indicou que os antiformes existentes na falha de Baixa Grande sofreram influência da geometria dos segmentos de falha.

Abstract

The Baixa grande fault is located on the edge of the S-SW Potiguar Rift. It limits the south part of Umbuzeiro Graben and the Apodi Graben. Although a number of studies have associated the complex deformation styles in the hanging wall of the Baixa Grande Fault with geometry and displacement variations, none have applied the modern computational techniques such as geometrical and kinematic validations to address this problem.

This work proposes a geometric analysis of the Baixa Fault using seismic interpretation. The interpretation was made on 3D seismic data of the Baixa Grande fault using the *software OpendTect* (*dGB Earth Sciences*). It was also used direct structural modeling, such as Analog Direct Modeling know as Folding Vectors and, 2D and 3D Direct Computational Modeling.

The Folding Vectors Modeling presented great similarity with the conventional structural seismic interpretations of the Baixa Grande Fault, thus, the conventional interpretation was validated geometrically.

The 2D direct computational modeling was made on some sections of the 3D data of the Baixa Grande Fault on software *Move* (*Midland Valley Ltd*) using the horizon modeling tool. The modeling confirms the influence of fault geometry on the hanging wall. The Baixa Grande Fault ramp-flat-ramp geometry generates synform on the concave segments of the fault and antiform in the convex segments. On the fault region that does not have segments angle change, the beds are dislocated without deformation, and on the listric faults occur rollover.

On the direct 3D computational modeling, structural attributes were obtained as horizons on the hanging wall of the main fault, after the simulation of several levels of deformation along the fault. The occurrence of structures that indicates shortening in this modeling, also indicates that the antiforms on the Baixa Grande Fault were influenced by fault geometry.

Agradecimentos

Meus sinceros agradecimentos...

Ao Rodrigo pelo apoio e compreensão nos momentos mais difíceis.

Aos meus queridos tios, Arlindo e Áurea, pelo apoio em meus estudos.

Ao meu orientador pela oportunidade de realizar este trabalho, paciência e apoio.

Aos meus irmãos por estarem sempre por perto me contagiando com a alegria característica dos Guedes.

À Nilda por me receber na coordenação sempre com muita atenção e carinho.

À PETROBRAS pelas horas concedidas para a finalização deste trabalho.

Aos colegas da graduação e pós-graduação que tive a oportunidade de conhecer e trocar conhecimento nos momentos que trabalhei no laboratório de interpretação.

Aos antigos amigos da graduação, hoje professores, que sempre me recebem com muito carinho no LGGP.

À Patrícia Rose pelo apoio e pela companhia no LGGP.

Agradeço e ao mesmo tempo peço desculpas ao meu filho que está vindo em um momento pouco tranquilo da minha vida, mas de toda forma já encheu a minha vida de alegria e está me dando a grande oportunidade de ser mãe.

<u>Índice de Figuras</u>

igura 1.1 - Arcabouço geológico simplificado da Bacia Potiguar com a localização do levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande3
igura 2.1 - Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (modificado de Fontes,1986; Mont' Alvene <i>et al,</i> 1998; Pessoa Neto, 2003 e CPRM, 2003)5
igura 2.2 - Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto <i>et al</i> . 2007)6
igura 2.3 - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini <i>et al</i> . 1996) 7
igura 2.4 - Modelo deposicional proposto para a Formação Pendência (Supersequência Rifte) da Bacia Potiguar (modificado de Matos 1987 <i>apud</i> Soares <i>et al</i> , 2003). A sedimentação neste estágio caracterizou-se pela predominância de sistema deposicional lacustre, com desenvolvimento de complexos sistemas de leque aluvial na margem falhada e flúvio-deltáico na margem flexural
igura 2.5 - Modelo deposicional proposto para a Formação Alagamar (Supersequência Pós-Rifte), (Costa et al. 1983 apud Soares et al. 2003). Durante esta fase ocorreram as primeiras incursões marinhas na bacia, caraterizadas por depósitos carbonáticos marinhos, os quais encontram-se entrelaçados aos depósitos flúvio-deltáico-lacustres9
igura 2.6 - Modelo deposicional da sequência transgressiva (Supersequência Drifte)da Bacia Potiguar (modificado de Bertani <i>et al</i> , 1990 apud Soares 2003). Esta sequência é constituída por sistemas fluviais, uma plataforma carbonática mais restrita, sistemas siliciclásticos marinhos de plataforma e talude e uma plataforma carbonática de água rasa
igura 2.7 - Modelo deposicional da sequência regressiva (Supersequência drifte) da Bacia Potiguar (modificado de Bertani <i>et al.</i> 1990 apud Soares 2003). Esta sequência é composta por sistemas de leques costeiros, plataforma e talude resultantes de um grande evento regressivo ocorrido na bacia
igura 2.8 - Deformação particionada na Margem Equatorial Atlântica em função da progressiva deformação controlada pelas falhas transformantes, durante o Albiano (Matos 2000). As linhas tracejadas indicam a direção do transporte tectônico, considerando um pólo de rotação localizado no hemisfério norte
igura 2.9 - Origem da Geometria observada no <i>Graben</i> de Apodi (Matos 1992) 15
igura 3.1 - Método do domínio de mergulho em camadas de espessuras constantes (Groshong 2006)19
igura 3.2 - Relação geométrica entre a mudança de ângulo do segmento de falha e um <i>rollover</i> associado (Xiao & Suppe 1992)20
igura 3.3 - Sequência utilizada por Shaw (2005) para definir a posição de uma falha por meio do cálculo dos vetores de dobramentos22
igura 4.1 - Apresentação do dado sísmico: inlines (direção NW), crosslines (direção NE) e time slices (eixo z)24
igura 4.2 - Visão geral dos horizontes mapeados no levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande25
igura 4.3 - Interpretação sísmica da Falha de Baixa Grande mapeada no dado sísmico 3D em profundidade26
igura 4.4 - Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para a média do plano da Falha de Baixa Grande (N75°E/40°NW) em profundidade26
igura 4.5 – Compartimentação da Falha de Baixa Grande em 5 domínios morfológicos27
igura 4.6 - Horizonte 03 representado em escala de profundidade onde as cores frias representam baixos struturais e cores quentes representam altos estruturais27

	4.7 - Horizonte 04 representado em escala de profundidade onde as cores frias representam baixos estruturais e as cores quentes representam altos estruturais28
	4.8 – A) Dado sísmico com amplitude original e B) Dado sísmico com aplicação de filtro <i>fault enhancement</i> realçando as falhas 30
	4.9 - A) Dado sísmico com amplitude original e B) Dado sísmico com aplicação de filtro <i>dip steered media</i> realçando a continuidade dos refletores 31
	4.10 – A) Dado sísmico com amplitude original e B) Dado sísmico com aplicação da técnica volume de amplitude ressaltando as estruturas32
_	4.11 – Projeto 2D Move constituído pelas linha importadas do projeto de interpretação 3D com espaçamento de <i>inlines</i> 10 x10 34
	4.12 – Traços axiais de cada mudança de mergulho do segmento da falha para realizar modelagem de camadas 34
_	4.13 - Desenho esquemático representando o algoritmo <i>fault parallel flow</i> em modelagem 3D
_	4.14 – Janela apresentando os parâmetros da modelagem utilizando o algoritmo <i>fault parallel flow</i> 37
_	4.15 – Representação esquemática para mostrar o deslocamento adicional após inserir ângulo de cisalhamento no algoritmo <i>fault parallel flow</i> 37
	 4.16 - Imagem do modelo inicial condicionado apresentando a Falha de Baixa Grande, uma superfície plana e várias esferas distribuídas ao longo da superfície. A seta no plano vertical cinza indica a direção de transporte de massa
Figura 4	4.17 – Janela para criar um plano por meio de 3 pontos de coordenadas x, y e z 38
	4.18 – A) Janela para realizar o corte de uma superfície por meio de uma falha, B) Plano criado atravessando a falha e C) Plano após o corte limitado pela falha 39
	4.19 – Janela utilizada para criação de esferas (marcadores da modelagem) com opção de parametrizar a localização, escala e a rotação40
_	4.20 – Modelagem 3D apresentando deformação em horizonte localizado a 100 m de profundidade
_	4.21 – Modelagem 3D apresentado deformação em horizonte localizado a 1100 m de profundidade, próximo ao horizonte 3 e horizonte 441

Sumário

Resumo			iii
Abstract			iv
Agradecimentos			V
Índice de Figuras			vi
Capítulo 01 - Introdução			
1.1 – Localização da Área de Est	tudo		2
1.2 - Objetivos			
Capítulo 02 - Geologia Regional	I		5
2.1 – Introdução			5
2.2 – Arcabouço Estrutural e Es	stratigráfico d	a Bacia Potiguar	5
2.3 – Falha de Baixa Grande			13
Capítulo 03 - Restauração	de Seções	e Técnicas o	de Interpretação
Geométrica			17
3.1 - Balanceamento de Seções.			17
3.2 - Compactação das Camada	s Geológicas		18
3.3 - Premissas Geológicas para	a a Restauraçã	0	18
3.4 - Técnicas de Interpretação			
3.4.1 - Método do domínio d	le mergulho		19
3.4.2 - Método das relações	matemáticas		19
3.4.3 - Método dos vetores d	le dobramento	S	21
Capítulo 04 - Materiais, Método	os e Ferramer	ıtas	24
4.1 – Levantamento Sísmico 3D) Falha de Baix	ka Grande	24
4.2 - Interpretação Sísmica Reg	gional		25
4.3 - Modelagem Estrutural Ma			
4.4 - Modelagem Estrutural Co			
4.5 - Modelagem Estrutural Co	mputacional 3	D	35
Capítulo 05 - ARTIGO: A			
COMPUTACIONAL DIRETA NA A			
DA FALHA DE BAIXA G	GRANDE (B.	ACIA POTIGUA	AR – NE DO
BRASIL)	-		
Referências Bibliográficas			73

1 - Introdução

Capítulo 1 - Introdução

Esta dissertação faz parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN). A base de dados principal para realização deste trabalho foi o levantamento sísmico denominado 3D Falha de Baixa Grande, adquirido pela UFRN (Projeto Falhas e Fraturas) no ano de 2005. Este trabalho teve a orientação do Prof. Dr. Alex Francisco Antunes e recursos de *software* de interpretação sísmica e modelagem estrutural pertencente ao Laboratório de Interpretação Sísmica e Métodos Computacionais (PPGG/UFRN).

A principal motivação para ter escolhido a Falha de Baixa Grande para estudo é a sua complexidade geométrica, o que proporciona uma dificuldade na interpretação sísmica desta falha e na análise do regime de esforços que formou a mesma. Na literatura relacionada à gênese da Falha de Baixa Grande podem-se constatar diferentes opiniões sobre este assunto. Borges (1993) em estudos realizados sobre o *Graben* de Apodi defende que uma fase de inversão teria seguido a etapa distensional formadora da bacia. A inversão tectônica estaria associada a componentes contracionais, de direção NNW-SSE, em consequência a um cisalhamento dextral de direção WNW, regional, relacionado ao início do rifteamento da Margem Equatorial. Para Borges (1993), a inversão tectônica teria causado, no *Graben* de Apodi, um encurtamento no seu domínio sudeste com formação de dobramentos antiformes, transpressivos e transtrativos. Por outro lado, Matos (1992) propõe um modelo evolutivo para o *Graben* de Apodi em que admite a existência de uma distensão diferencial ao longo das falhas normais Carnaubais/Baixa Grande e a falha que limita a NW o Alto de Quixaba.

A análise adequada de dobras associadas à falhamentos distensionais é crucial, pois evita interpretações geometricamente incoerentes e permite o melhor entendimento do padrão de dispersão e da estimativa da espessura do pacote sedimentar, distribuição de zonas intensamente fraturadas e das prováveis rotas de migração e armadilhamento de hidrocarbonetos, otimizando as estratégias de exploração (Cavalcanti de Araújo et al. 2008).

As relações entre a geometria das dobras e das falhas tornam interpretações de ambas estruturas muito mais preditivas, possibilitando a estimativa de *timing* da deformação, quantificação do estiramento, atributos de fraturas e qualidade de reservatório. Pequenas mudanças na superfície do plano da falha podem gerar significantes dobras distensionais, que podem erroneamente ser interpretados como feições de inversão da bacia (Matos 1993), o que pode induzir o desenvolvimento de modelos geológicos equivocados para determinada área estudada.

1.1 - Localização da área de Estudo

A área objeto de estudo está localizada na porção sudoeste da Bacia Potiguar, compreendida pelas coordenadas com projeção UTM (datum SAD69, Zona 24S): (662449, 9383896), (693773, 93922561), (664569, 9376234) e (695892, 9384899), entre as cidades de Apodi, Mossoró, Açu e Upanema. Esta área é representada geologicamente por um segmento da Falha de Baixa Grande, inserida na porção sudoeste do *Graben* de Umbuzeiro, totalizando uma área de 260 km² (figura 1.1).

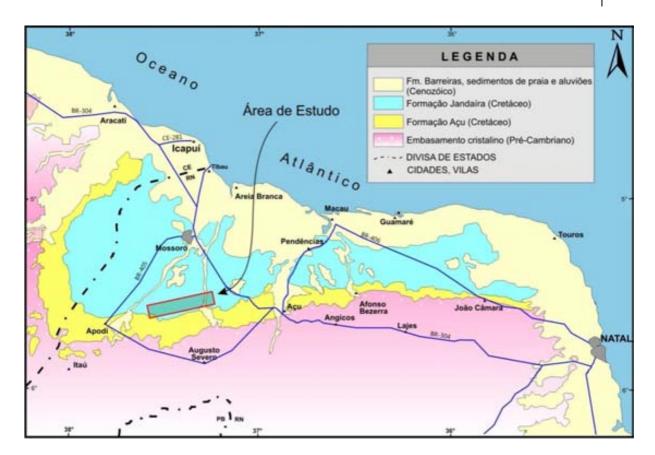


figura 1.1: Arcabouço geológico simplificado da Bacia Potiguar com a localização do levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande.

1.2 - Objetivos

O objetivo principal desta dissertação é investigar a influência da geometria de falha na formação de dobras nos sedimentos da Formação Pendência, pertencente à fase Rifte da Bacia Potiguar, existentes na região da Falha de Baixa Grande, Devido ao fato de não ter sido possível a realização de restaurações de seções deste dado, optou-se por aplicar métodos diretos de modelagem estrutural, tanto manual como computacional. Estas modelagens são baseadas em estudos de relações geométricas entre falhas e dobras associadas no teto da falha que podem ser explicadas por movimentos simples, com dobramentos condicionados por variações no ângulo de mergulho de segmentos distintos da falha. É importante frisar que as modelagens diretas podem apenas testar se a geometria de dobras presentes no teto de uma dada falha pode ser explicada por movimentos simples. com dobramentos condicionados por variações no ângulo de mergulho de segmentos distintos da falha. Todavia, dobras também podem ser geradas por movimentações complexas como inversão ou componentes laterais. É importante esclarecer que apesar deste trabalho não ter focado nas simulações de movimentos de inversão, estas são fundamentais para comparação de resultados e extrair conclusões sobre o regime que atuou na formação das dobras no teto da Falha de Baixa Grande.

Para a realização das modelagens diretas utilizou-se os resultados da interpretação sísmica do levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande convertido para profundidade.

2 - Geologia Regional

<u>Capítulo 2 - Geologia Regional</u>

2.1 - Introdução

A Bacia Potiguar localiza-se no extremo nordeste da região Nordeste do Brasil, englobando as margens costeiras norte do Estado do Rio Grande do Norte e nordeste do Estado do Ceará. Esta Bacia possui área de aproximadamente 48.000 km² onde cerca de 21.500 km² encontram-se em áreas emersas (Bertani *et al.* 1990). Os limites da Bacia são definidos da seguinte forma: a oeste, pelo Alto de Fortaleza; a sul, pelo embasamento cristalino da Faixa Seridó e a norte, nordeste e leste pela cota batimétrica de (– 2000) m (figura 2.1).

A Bacia Potiguar pertence ao sistema de bacias interiores com direção Nordeste, compreendido pelas bacias Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos. Essas bacias estão inseridas na Província Borborema e possuem forma de *meio-graben* assimétrico, individualizadas por altos do embasamento, falhas de transferência e/ou zonas de acomodação (Matos 1992).

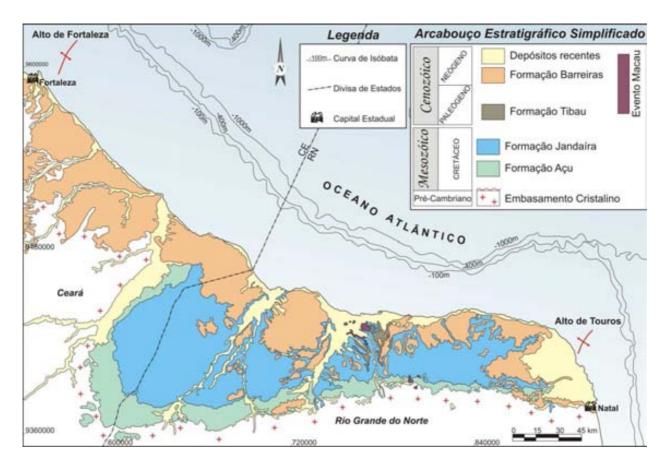


figura 2.1 - Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (modificado de Fontes 1986, Mont' Alvene *et al.* 1998, Pessoa Neto 2003 e CPRM 2003).

2.2 - Arcabouço Estrutural e Estratigráfico da Bacia Potiguar

A origem da Bacia Potiguar tem sido correlacionada ao Mesozoico e é explicada por Matos (1987) e Matos (1992) como uma evolução decorrente de um processo de rifteamento, em resposta a um afinamento crustal atuante na Província Borborema, durante o fraturamento do Paleocontinente Gondwana e formação do oceano Atlântico.

Recentemente, Pessoa Neto *et al* (2007) revisaram a nomenclatura do registro estratigráfico da Bacia Potiguar, os quais definiram os estágios de evolução da Bacia Potiguar como três Supersequências: uma Supersequência Rifte, depositada no Cretáceo inferior; uma Supersequência Pós-rifte, depositada durante o Andar Alagoas; e uma Supersequência *Drifte*, depositada entre o Albiano e o Recente (figura 2.2).

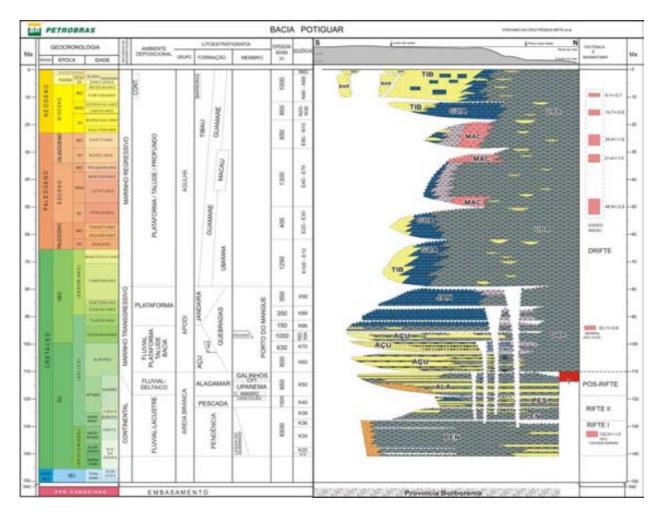


figura 2.2 - Carta estratigráfica da Bacia Potiguar (Pessoa Neto et al. 2007).

Supersequência Rifte

A Supersequência Rifte Corresponde ao registro de duas fases de rifteamento da bacia denominadas de Rifte I e Rifte II, representadas pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Pendência (K10 a K36 – Neoberriassiano a Eobarremiano) e Pescada (K38 a K40 - Neobarremiano a Eoaptiano).

Estes eventos, Rifte I e Rifte II, correspondem aos eventos de rifteamento regionais descritos por Matos (1992) como fase Sin-Rifte II e Sin-Rifte III, respectivamente. O estágio Sin-rifte I (Neojurássico) refere-se ao início da deformação distensional, com deposição de sedimentos clásticos em uma ampla depressão denominada de Depressão Afro-Brasileira e não há registro desta seção na Bacia Potiguar.

O estágio Sin-*Rifte* II (Neoberriassiano *ao Eobarremiano*) está relacionado a esforços distensionais de direção NW-SE que propiciaram a formação, na porção emersa da Bacia Potiguar de um rifte, disposto na direção NE-SW, margeado por duas plataformas rasas denominadas de Aracati (a oeste) e Touros (a leste). Esse rifte é formado por semi-

grabens que possuem duas direções preferenciais: uma NE-SW (grabens de Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista) e outra NW-SE (graben de Apodi). Esses grabens ocorrem separados por cristas do embasamento cristalino ou "altos internos", denominados de Quixaba, Serra do Carmo e Macau (figura 2.3). Este modelo estrutural é controlado por um sistema de falhas lístricas normais que podem caracterizar antigas zonas de cisalhamento dúcteis brasilianas (Matos 1992). Na Bacia Potiguar estas calhas tectônicas foram 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 margem falhada quanto da margem flexural, alimentados por sistemas fan-deltaicos e de leques aluviais, enquanto que nas duas sequências superiores, a sedimentação é predominantemente flúvio-deltaica (figura 2.4), reduzindo a sedimentação lacustre a porções isoladas na bacia (Della Fávera et al. 1994 apud Soares et al. 2003, Pessoa Neto et al. 2007).

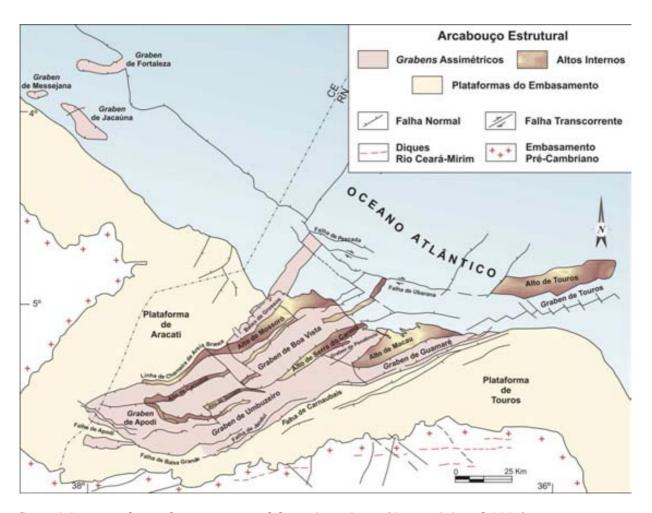


figura 2.3 - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini et al. 1996).

O evento magmático denominado de Rio Ceará Mirim ocorre como diques de diabásio, com forte orientação E-W, no embasamento adjacente à borda sul da bacia Potiguar e como vulcanoclásticas intercaladas aos sedimentos da porção basal da Formação Pendência, na porção emersa da bacia. 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 (Neo-barremiano ao Eoaptiano) ocorre em um evento

tectônico transtensional dextral predominantemente E-W, o qual provocou um deslocamento do eixo de rifteamento para a porção submersa da bacia. Durante esse período a porção emersa encontrava-se abortada. Esta nova deformação na porção submersa da bacia promoveu a formação de *grabens* assimétricos NW-SE (figura 2.3), localizados na região noroeste da plataforma de Aracati, denominados de *Graben* de Messajana, Jacaúna e Fortaleza. O registro desta fase na bacia Potiguar 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).

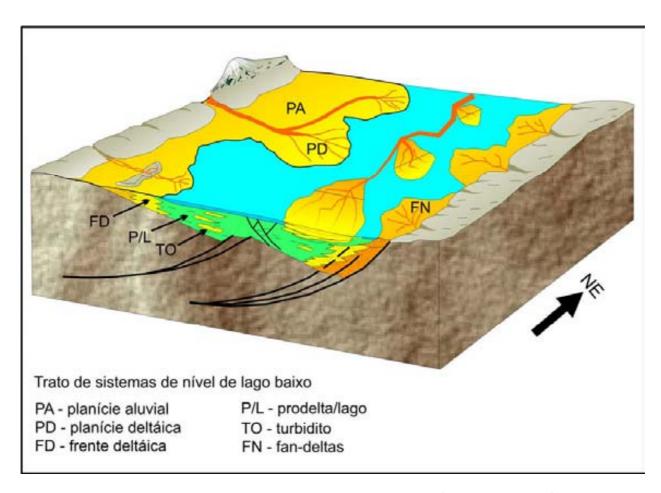


figura 2.4 - Modelo deposicional proposto para a Formação Pendência (Supersequência Rifte) da Bacia Potiguar (modificado de Matos 1987 *apud* Soares *et al*, 2003). A sedimentação neste estágio caracterizou-se pela predominância de sistema deposicional lacustre, com desenvolvimento de complexos sistemas de leque aluvial na margem falhada e flúvio-deltaico na margem flexural.

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 (Rodrigues *et al.* 1983) e bioestratigráficos (Arai *et al.* 1994) analisados com presença de dinoflagelados sugerem que a primeira incursão

marinha na bacia tenha ocorrido nesta idade (Neo-Aptiano). Esta supersequência é representada pelos sedimentos da Formação Alagamar (K50 – Aptiano a Albiano)(figura 2.5), marcada pelo afogamento gradativo de sistemas fan-deltaicos e flúvio-deltaicos (Membros Canto do Amaro e Upanema) e folhelhos transicionais (Membro Galinhos), separados por um intervalo de rochas de um sistema lagunar constituído de folhelhos pretos e calcilutitos ostracoidais, denominados informalmente de Camadas Ponta do Tubarão (Costa et al. 1983, Rossetti et al. 1996 apud Soares et al. 2003). As rochas que compoem 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).

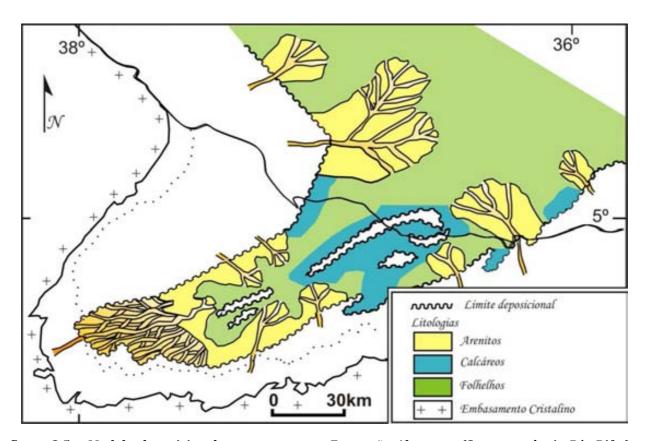


figura 2.5 - Modelo deposicional proposto para a Formação Alagamar (Supersequência Pós-Rifte), (Costa *et al.* 1983 *apud* Soares *et al*, 2003). Durante esta fase ocorreram as primeiras incursões marinhas na bacia, caraterizadas por depósitos carbonáticos marinhos, os quais encontram-se entrelaçados aos depósitos flúvio-deltaico-lacustres.

Supersequência Drifte: O regime tectônico teve taxas mais modestas de subsidência sob condições de mar aberto ocorrida desde o Albiano Inferior. Esta supersequência pode ser dividida em duas sequências: Sequência flúvio-marinha transgressiva e Sequência flúvio-marinha regressiva.

A Sequência flúvio-marinha transgressiva (K60 a K90 - Eoalbiano ao Eocampaniano) é representada pelos sedimentos siliciclásticos da Formação Açu (proximal), sedimentos marinhos da Formação Quebradas (distal), bem como por sedimentos desenvolvidos em uma plataforma carbonática rasa denominados de Formação Ponta do Mel (figura 2.6).

Na porção emersa, as discordâncias limítrofes das Sequências K60, K70 e K84 coincidem, respectivamente, com os limites das unidades de correlação informais

denominadas Açu-1, Açu-2 e Açu-3 (Vasconcelos *et al*.1990 *apud* Pessoa Neto *et al*. 2007). Por outro lado, na porção submersa, a discordância limítrofe da Sequência K70 coincide com o topo da 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 (Soares 2003).

O limite do pacote carbonático da Formação Jandaíra com os arenitos sotopostos da Formação Açu é concordante e representa a superfície de inundação máxima no período Cretáceo Superior da bacia. Os depósitos deste trato de sistema transgressivo são caracterizados por folhelhos de ambiente nerítico médio a batial, na porção submersa da bacia, e sucessões de *tidal bundles* (ambiente estuarino) e folhelhos marinhos na porção emersa. O trato de sistema de mar alto é representado pela deposição dos sedimentos da Formação Jandaíra.

Dentro do pacote carbonático é possível individualizar duas sequências deposicionais:

Sequência K88 (Neo-Turoniano a Eosantoniano) a qual é constituída por *grainstones* bioclásticos e oolíticos na porção proximal e por *wackestones* e *mudstones* na porção distal;

Sequência K90 (Neosantoniano a Eocampaniano) que é caracterizada pelo total domínio da sedimentação carbonática da bacia.

Na borda sul da bacia Potiguar, afloramentos de soleiras de diabásio, com tendência alcalina e idades radiométricas (Ar-Ar) de 93,1 ± 0,8 Ma (Souza *et al.* 2004 *apud* Pessoa Neto 2007) caracterizam o evento magmático conhecido como Formação Serra do Cuó.

A deposição da Sequência flúvio-marinha regressiva (K100-E10N a N60 -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). O registro sedimentar dessa grande regressão é marcado pela presença de uma espessa camada pelítica, pertencente a um sistema de plataforma, depositados em talude e bacia, denominada de Formação Ubarana (Pessoa Neto 2003). Esses sedimentos interdigitam-se lateralmente com os calcarenitos e calcilutilos, depositados em um sistema tipo plataforma e talude carbonáticos, os quais constituem a Formação Guamaré. Esta por sua vez, também apresenta-se interdigitada lateralmente com sedimentos siliciclásticos (arenitos e conglomerados) representados pela Formação Tibau, pertencentes a um sistema de legues costeiros e de preenchimento de vales incisos. Durante o Neógeno, uma sucessão arenoargilosa por vezes com intercalações sílticas e conglomeráticas, predominantemente continental, foi depositada interdigitando-se à Formação Tibau. Estes sedimentos são representados pela Formação Barreiras e compreendem sistemas de legues aluviais, fluviais e costeiros (figura 2.7).

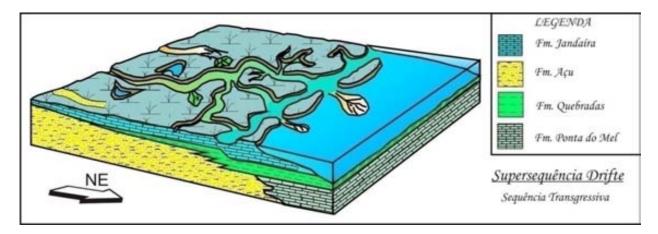


figura 2.6 - Modelo deposicional da sequência transgressiva (Supersequência Drifte)da Bacia Potiguar (modificado de Bertani *et al. 1990 apud* Soares 2003). Esta sequência é constituída por sistemas fluviais, uma plataforma carbonática mais restrita, sistemas siliciclásticos marinhos de plataforma e talude e uma plataforma carbonática de água rasa.

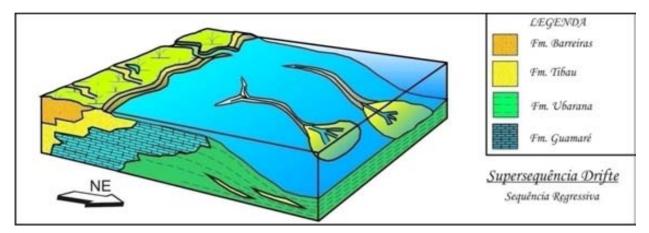


figura 2.7 - Modelo deposicional da sequência regressiva (Supersequência drifte) da Bacia Potiguar (modificado de Bertani *et al.*1990 *apud* Soares 2003). Esta sequência é composta por sistemas de leques costeiros, plataforma e talude resultante de um grande evento regressivo ocorrido na bacia.

A sequência mais antiga (K10 a E10 – Neo-Campaniano a Eopaleoceno) preserva sedimentos de uma plataforma carbonática de fácies de talude e bacia. Sotopostos a estas, ocorrem olistolitos carbonáticos das Sequências K88 e K90 depositados na base do talude. As sequências E20 a N50 (Neo-Paleoceno a Eomioceno) são representadas por uma cunha sedimentar composta de relíquias de uma plataforma carbonática, de fácies de talude e bacia.

As sequências E20 a N10 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 da Formação Ubarana. Na porção mais profunda ocorrem turbiditos intercalados com folhelhos de talude e derrames vulcânicos terciários (basaltos do magmatismo Macau na área do Cânion de Agulha). Já as Sequências N20 a N50 apresentam padrão dominantemente agradacional, com a preservação de sedimentos de plataforma mista rasa das formações Tibau e Guamaré (Pessoa Neto 1999 apud Pessoa Neto 2007).

A Sequência N60 é composta por sedimentos aluviais provenientes dos rios Açu e Mossoró, na porção proximal, sedimentos de praia e dunas na região costeira, sedimentos siliciclásticos intercalados com sedimentos bioclásticos na plataforma externa e sedimentos

finos no talude e bacia profunda.

As relações laterais de fácies da Sequência flúvio-marinha regressiva exibem uma tendência de avanço da paleolinha de costa em direção à bacia (Soares *et al.* 2003).

O evento magmático conhecido como Macau ocorre 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 ± 2,9 e 31,4 ± 1,5 Ma. Um pulso mais novo no Mioceno de idade mínima de 14,7 ± 0,9 Ma é datado com base em relações estratigráficas em poços na porção submersa da bacia (Pessoa Neto 1999). A espessura total desses derrames de olivina-basalto atinge 1.500 metros na região dos cânions de Agulha e Ubarana, evidenciando a grande magnitude deste evento. A origem desse vulcanismo 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).

Uma nova abordagem foi proposta, por Matos (2000), para a evolução tectonosedimentar da Margem Equatorial Atlântica, 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 tansformantes, quanto no posicionamento das bacias em relação a estas zonas, propondo três estágios principais denominados de Pré, Sin e Pós-Transformante, subdivididos em sete subestágios.

O estágio Pré-Transformante compreende a fase pré-deriva continental, sendo subdividido em Pré-transtação e Sin-transtração. O primeiro subestágio é representado na Bacia Potiguar pela seção rifte neocomiana (Formação Pendência) presente nos *grabens* das porções emersa e submersa. O segundo subestágio é representado nessa bacia pelas seções barremiana (Formação Pendência), aptiana inferior (Formação Pescada), presente apenas na porção submersa da bacia, e pela seção aptiana superior (Formação Alagamar), presente nas porções emersa e submersa.

O estágio Sin-Transformante se desenvolveu entre o Albiano e o Cenomaniano e compreende o início da fase de deriva continental, sendo os subestágios baseados no contexto tectônico dos diversos segmentos das zonas transformantes: Subestágio transtração dominada por cisalhamento simples, Subestágio transtração dominada por "wrench", subestágios transpressão dominada por "wrench" e Margem Passiva transformante (Matos 2000, figura 2.8).

Os subestágios transtração dominada por cisalhamento simples e transtração dominada por "wrench" são representados na Bacia Potiguar pelas Formações Açu, Ponta do Mel e Quebradas, depositadas, respectivamente, nos segmentos Noroeste e Leste da bacia. O subestágio dominado por cisalhamento simples caracteriza-se por vastas áreas regidas por distensão, limitadas por discretas zonas de cisalhamento e estruturas em flor. Já o subestágio transtração dominado por "wrench", movimentos divergentes foram acomodados por zonas relativamente estreitas, explicando mais do movimento entre a África e o Brasil. Os subestágios transpressão dominada por "wrench" e Margem Passiva transformante estão ausentes na Bacia Potiguar.

O estágio Pós-Transformante registra o domínio do drifte continental, caracterizado por segmentos tipicamente de margem passiva. É representado na Bacia Potiguar pelas seções turoniana-campaniana inferior (Formação Jandaíra) e campaniana superior-recente (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré).

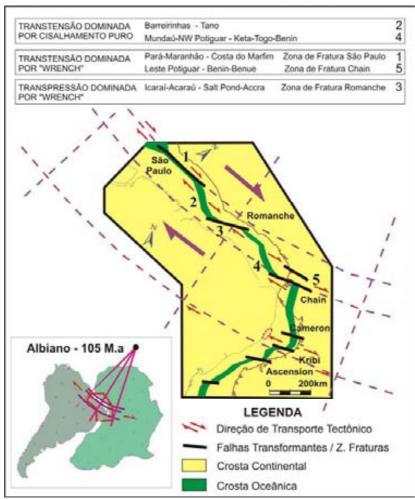


figura 2.8 - Deformação particionada na Margem Equatorial Atlântica em função da progressiva deformação controlada pelas falhas transformantes, durante o Albiano (Matos 2000). As linhas tracejadas indicam a direção do transporte tectônico, considerando um pólo de rotação localizado no hemisfério norte.

2.3 - Falha de Baixa Grande

A falha de Baixa Grande localiza-se no extremo S-SW do rifte Potiguar, limitando, ao sul, o Graben de Umbuzeiro e parte do *Graben* de Apodi. Seu prolongamento para oeste define, após inflexão de seu traço para NW, o sistema de falhas Apodi, já nos limites do *Graben* de Apodi. Em direção E-NE a falha de Baixa Grande perde rejeito, enquanto que o sistema de falhas Carnaubais ganha rejeito nesta direção, tornando-se o limite S-SE do rifte Potiguar.

Matos (1992), Borges (1993) e Hoerlle *et al* (2007) em estudos de evolução do *Graben* de Apodi corroboraram para discussões sobre origem de dobras que ocorrem nos sedimentos da Formação Pendência deste *graben* e as falhas que o compõe, incluindo a Falha de Baixa Grande.

Borges (1993) estudou em detalhe o *Graben* de Apodi e concluiu que uma fase de inversão teria seguido a etapa distensional formadora da bacia. A inversão tectônica estaria associada a componentes contracionais, de direção NNW-SSE, em consequência de um cisalhamento dextral de direção WNW, regional, relacionado ao início do rifteamento da Margem Equatorial. Para o autor, a inversão tectônica teria causado, no *Graben* de Apodi, um encurtamento no seu domínio sudeste com formação de dobramentos antiformes, transpressivos e transtrativos.

Matos (1992) propõe um modelo evolutivo para o *Graben* de Apodi em que admite a existência de dois planos de descolamento sintéticos de baixo ângulo e com mergulhos para NW, representados pelos sistemas de falhas normais Carnaubais/Baixa Grande e pela falha que limita a NW o Alto de Quixaba. Uma extensão diferencial ao longo dessas falhas teria gerado os dois principais meio-*grabens* da bacia Potiguar, de direção NE-SW: Umbuzeiro e Boa Vista. Esta estruturação foi denominada de cunha extensional definida pelo autor como uma zona triangular distensional, em analogia às zonas triangulares em cinturões compressivos.

Com o deslocamento para oeste desta zona triangular ocorre o desenvolvimento de espaço potencial entre os sedimentos e o embasamento na porção NW do Alto de Quixaba, dando origem assim, ao *Graben* de Apodi e a um terceiro plano de descolamento antitético ocorrendo sobre o embasamento (Falha de Mulungu ou Riacho da Forquilha). Os sedimentos sofrem escorregamento em direção às partes mais internas da bacia gerando um basculamento do pacote sedimentar para NW (figura 2.9).

É importante ressaltar que o restante da bacia, que não possui esse terceiro plano de descolamento, apresenta basculamento do pacote sedimentar para SE.

Devido ao baixo ângulo das falhas principais no *Graben* de Apodi, o autor o definiu como um meio-*graben* conjugado, em contraste ao meio-*graben* padrão observado nas outras porções do Rifte Potiguar (Matos 1992).

Hoerlle *et al* (2007) após interpretação de seções sísmicas para detalhamento da estruturação do Graben de Apodi, conclui que ocorre uma grande variação na geometria do plano da Falha de Apodi e essas variações são acompanhadas por modificações no comportamento dos estratos sinrifte. O autor definiu 3 domínios dominantes neste *graben*: domínios caracterizados por uma única flexão, sinformes; domínios caracterizados por antiformes e sinformes e domínios apresentando apenas arrastos reverso e normal.

Para Hoerlle (2007), os movimentos normais ao longo da Falha de Apodi sugerem uma distensão regional N-S tal como preconizado por Françolin & Szatimari (1987), para a evolução da Bacia Potiguar. Apesar de discordar na direção da abertura da bacia, o autor supracitado, concorda com o modelo de Matos (1992) para evolução do *Graben* de Apodi, de meio-*graben* conjugado associado a um sistema de descolamento duplo. Neste modo, Hoerlle *et al* (2007) sugerem que a Falha de Apodi constitui o descolamento basal do *Graben* de Apodi com características de falha normal de geometria variável, em 2D e 3D, e que o segundo descolamento (a Falha de Quixaba) termine nas proximidades desta.

Pontes (2005) em interpretação geofísica de um volume sísmico na região da falha de Baixa Grande, observou a grande variação morfológica na superfície da falha de Baixa Grande, expressa por mudanças no padrão geométrico de seu plano e atitude de mergulho. Isto corroborou para que o autor supracitado a dividisse em cinco domínios distintos (no sentido SW para NE) controlados por mudança de ângulo de mergulho do plano: **domínio I** – apresenta mergulho moderado e é marcado pelo desenvolvimento de uma geometria do tipo patamar-rampa; **domínio II** – apresenta mudança brusca do ângulo de mergulho do plano da falha responsável por amplo dobramento sinclinal e desenvolvimento incipiente de geometria tipo patamar-rampa; **domínio III** – apresenta mergulho moderado e é marcado pelo desenvolvimento de geometria tipo patamar-rampa; **domínio IV** – marcado por um aumento no ângulo de mergulho no plano da falha e por uma grande complexidade geométrica causada por alternâncias entre segmentos côncavos e convexos e **domínio V** – marcado por geometria tipo lístrica e mergulhos moderados.

Essa grande variação morfológica observada na Falha de Baixa Grande incentivou trabalhos posteriores, como esta dissertação, com o intuito de realizar análise geométrica mais detalhada desta região da Bacia Potiguar.

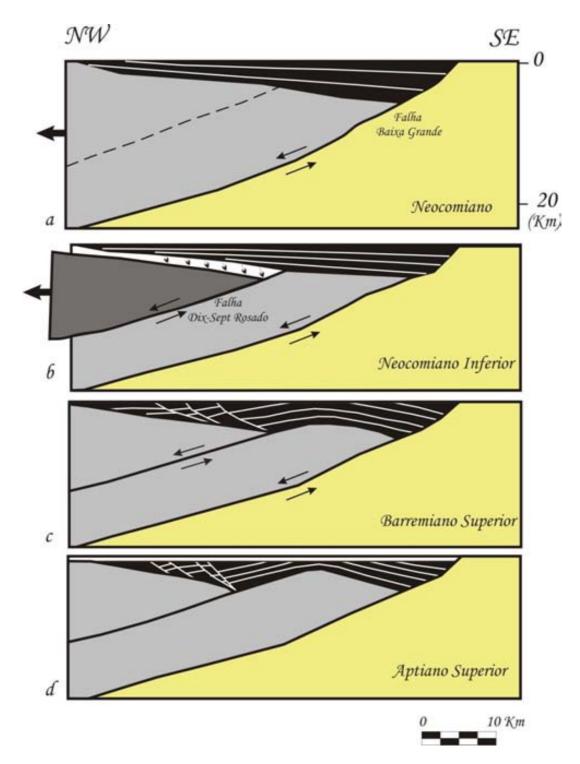


figura 2.9 - Origem da Geometria observada no *Graben* de Apodi (Matos 1992).

3 - Restauração de Seções e Técnicas de Interpretação Geométrica

<u>Capítulo 3 - Restauração de Seções e Técnicas de Interpretação</u> <u>Geométrica</u>

3.1 - Restauração de Seções

O balanceamento de seções geológicas consiste no uso de restaurações estruturais para remover sequencialmente os efeitos da compactação dos sedimentos, compensação isostática, falhas e dobras que possam ter alterado a seção atual desde o momento de sua deposição.

O balanceamento de seções tem como objetivos principais validar a interpretação geológica, analisar a evolução estrutural da área, definir épocas de atividades das falhas, de movimentação de sal e ainda auxiliar no entendimento de sistemas petrolíferos.

As seções geológicas podem ser classificadas pela sua confiabilidade, da seguinte forma (Elliott 1983):

- (i) Seção não balanceada investigação preliminar mostrando estruturas inferidas;
- (ii) Seção não restaurável escolha inadequada da orientação da seção. Pode ser uma seção válida, mas sua interpretação não pode ser auxiliada pelo balanceamento;
- (iii) Seção restaurável e admissível orientada paralela ao deslocamento ou à direção de movimento; contém estruturas reais;
- **(iv) Seção balanceada válida** não constitui a única solução. Caso integre várias fontes de dados, a restrição em sua construção não dará margem a muitas interpretações alternativas.

Para realizar as restaurações utilizam-se modelos de deformação que servem de base para montar a evolução das estruturas das seções. Os quatro modelos abaixo são os modelos disponíveis no *software 2D MOVE*:

- (i) deslocamento de bloco rígido os corpos são transladados e/ou rotacionados, mantendo seus tamanhos e formas originais;
- (ii) deslizamento flexural o deslizamento ocorre paralelo às camadas, umas com relação as outras. Este deslizamento mantém a espessura e comprimento das camadas constantes;
- (iii) cisalhamento simples deslizamento de planos paralelos sem mudanças de espessura ou comprimento perpendicular ou paralelo aos planos de deslizamento;
- **(iv) cisalhamento puro** consiste na mudança de forma de uma área constante em que o encurtamento em uma direção é exatamente compensado pela distensão em ângulos retos à direção de encurtamento.

Além destes modelos existem vários outros que melhor relacionam as mudanças de geometria do plano de falha com o padrão geométrico dos refletores ou horizontes presentes no bloco superior da falha. São eles os mecanismos de cisalhamento inclinado, dobras por flexão de falha, dobras por propagação de falha, cisalhamento triangular e fluxo paralelo a falha.

A técnica de restauração de seções é um processo iterativo, representado por várias etapas. Partindo-se de uma interpretação estrutural baseada em dados de poços e dados sísmicos, é possível obter uma seção geológica paralela à direção de movimento de massa e ao realizar a restauração dos horizontes, poderemos obter uma seção geológica balanceada. Para isso, o comprimento das camadas da seção no estado restaurado deve ser igual ao da seção no estado deformado. Caso isso não ocorra, deve-se realizar uma nova

interpretação para repetir o processo de restauração.

3.2 - Compactação das Camadas Geológicas

Na restauração de seções devem ser usadas as leis de conservação de área e volume, levando-se em conta as variações de volume pela compactação das camadas geológicas causadas pela sobrecarga sedimentar regida pelas camadas superiores.

A compactação pode ser estimada a partir de medidas diretas da deformação em amostras recuperadas na perfuração e que infelizmente se aplica a pequenos intervalos de uma dada litologia. Outro método seria estimar a compactação diretamente a partir do perfil sônico.

O modelo mais utilizado para estimar a compactação estabelece que a porosidade Φ decai exponencialmente com a profundidade z, de acordo com a expressão de Athy (1930):

$$\Phi = \phi_0 e^{-cz}$$
 equação (3.1)

Onde: Φ = porosidade atual, ϕ_o = porosidade da época da deposição, e = 2,71 , e=constante de decaimento e z=profundidade.

No processo de balanceamento, os métodos de estimativa da compactação citados são utilizados para realizar a descompactação das camadas. Esta por sua vez, é calculada na camada superior ao horizonte a ser restaurado, equivalente a um alívio de carga sobre as camadas inferiores.

A compactação afeta em primeiro lugar a porosidade dos sedimentos e consequentemente o volume e a geometria de falhas, pois proporciona mudança de ângulo de mergulho. Este é um dos principais motivos para realizar a descompactação das camadas antes da restauração das mesmas.

3.3 - Premissas Geológicas para a restauração

A restauração de seções geológicas testa a confiabilidade geométrica de uma determinada interpretação realizada por um geólogo, ou geofísico, em uma "seção transversal ao *trend* regional". Consiste na tentativa de construção da história geológica de uma seção não deformada até o estágio atual de deformação. A restauração fundamenta-se em premissas geológicas que podem ser simuladas utilizando-se princípios geométricos: **lei de conservação do volume/área e a inexistência de sobreposições ou vazios**.

Lei de conservação do volume e área - estabelece que as feições geológicas sejam restauradas 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 ocupa 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.

Inexistência de sobreposições e vazios - O comprimento das camadas, antes e depois da deformação, deve ser o mesmo, incluindo o caso que a camada é dobrada ou segmentada. O mesmo vale para a espessura da camada.

3.4 - Técnicas de interpretação geométrica

Algumas técnicas de interpretação geométrica são fundamentais para extrair o máximo de informações da sísmica principalmente a de baixa qualidade e para determinar corretamente algumas estruturas mais complexas.

3.4.1 - Método do domínio de mergulho

O método do domínio de mergulho basea-se na delimitação de domínios de diferentes mergulhos das camadas. Esta metodologia foi originalmente proposta como uma técnica de construção de seção por Gill (1953) *apud* Groshong (2006) conhecida como método das tangentes. Existe uma relação entre a espessura dos estratos sedimentares e a simetria da charneira dos dobramentos (figura 3.1). O método tem a finalidade de validar a geometria da interpretação de dobramentos relacionados à flexura de falhas distensionais.

A premissa básica para uma interpretação com sucesso usando este método é que o traço axial será considerado a bissetriz entre os domínios de mergulhos.

Os passos básicos para interpretar seções sísmicas pelo método do domínio de mergulho são os seguintes (Groshong 2006):

- 1- Em mapa ou seção, definem-se os domínios de mergulho e localizam-se os limites entre estes domínios.
- 2- Definem-se os traços axiais entre os domínios. Considerando-se que as espessuras das camadas são constantes, então o traço axial será a bissetriz entre os domínios de mergulhos.
- 3- Desenha-se um horizonte-guia ou grupos de horizontes obedecendo aos topos estratigráficos e aos domínios de mergulho. Por vezes o dado não permitirá uma continuidade desta camada devido à presença de estruturas e assim, deve-se escolher um horizonte acima ou abaixo, o que permitirá a continuação da interpretação.
- 4- Completa-se a seção desenhando todas as camadas remanescentes com suas respectivas espessuras.

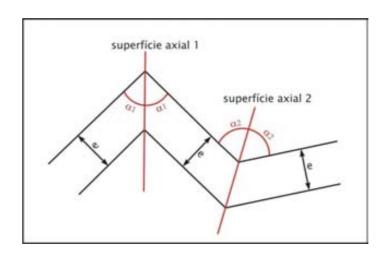


figura 3.1 - Método do domínio de mergulho em camadas de espessuras constantes (Groshong 2006).

3.4.2 - Método das relações matemáticas

O tipo de dobra formada em *rollover* é controlado por algumas variáveis: (1) geometria da falha, (2) rejeito total da falha, (3) direção de colapso da banda de cisalhamento, (4) história da taxa de sedimentação relativa comparada com a taxa de rejeito da falha e (5) compactação (Xiao & Suppe 1992).

A direção de colapso do bloco abatido comumente ocorre como falha normal antitética ou sintética controladas pelo ângulo de cisalhamento de *Coulomb* (Xiao & Suppe, 1992). A flexura no plano de falha côncava produz banda de cisalhamento antitética enquanto que flexura no plano de falha convexa produz bandas de cisalhamento sintéticas.

Levando em consideração que o colapso do bloco abatido ocorre na direção da

superfície axial, podemos obter uma relação quantitativa entre a geometria da falha e um *rollover* associado. Para isso, assume-se que existe conservação da área na seção e os efeitos da compactação são incluídos (Xiao & Suppe, 1989). Esta relação permite definir geometrias de *rollover* para todas as formas de falha e direções de colapso.

Esta relação pode ser demonstrada pela figura 3.2 que apresenta uma falha segmentada côncava. A mudança de mergulho do segmento de falha é ϕ , o ângulo da camada do teto com o segmento de falha superior é θ , o mergulho da camada do *rollover* é δ e o ângulo de colapso frontal da estrutura é ψ .

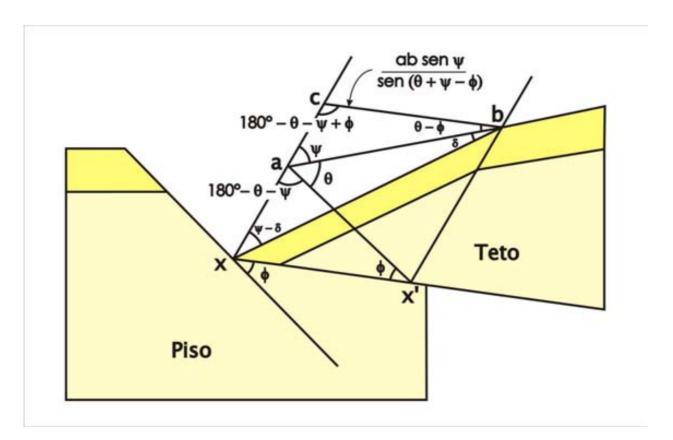


figura 3.2 - Relação geométrica entre a mudança de ângulo do segmento de falha e um *rollover* associado (Xiao & Suppe 1992).

Aplicando-se a lei dos senos para os triângulos **axx'**, **abx** e **abc** temos respectivamente as seguintes relações:

$$\frac{xx'}{\sin(180-\theta-\psi)} = \frac{ax}{\sin\phi} \qquad \text{equação (3.2)}; \qquad \frac{ab}{\sin(\psi-\delta)} = \frac{ax}{\sin\delta} \qquad \text{equação (3.3) e}$$

$$\frac{cb}{\sin\psi} = \frac{ab}{\sin(180-\theta-\psi+\phi)} \qquad \text{equação (3.4)}$$

A equação (1) pode ser simplificada para:

$$\frac{xx'}{\sin(\theta+\psi)} = \frac{ax}{\sin\phi}$$
 equação (3.5)

A equação (3) pode ser simplificada para:

$$\frac{cb}{\sin \psi} = \frac{ab}{\sin(\theta + \psi - \phi)}$$
 equação (3.6)

Combinando as equações (3.3), (3.5) e (3.6) temos a relação da geometria da falha com a geometria da dobra formada no teto desta falha definida por Xiao & Suppe (1992) pela seguinte equação:

$$\frac{\sin\psi\sin(\psi-\delta)}{\sin(\theta+\psi-\phi)\sin(\theta+\psi)} = \frac{\sin\delta}{\sin\phi}$$
 equação (3.7)

3.4.3 - Método dos vetores de dobramentos

O método de vetores de dobramentos foi inicialmente utilizado para determinar estruturas compressionais (Shaw *et al.* 1999) porém a sua aplicação para estruturas distensionais tem sido amplamente aceita. Este método é baseado nas mudanças de domínios de mergulho de refletores, as quais podem ser individualizadas pelos traços axiais ativos. Estes traços se caracterizam pela ocorrência de ativação de dobramentos ou colapsos. Traços axiais que ocorrem paralelos aos traços axiais ativos e posteriores às zonas de deslocamentos são definidos como traços axiais inativos e caracterizam-se pela ausência de movimento relativo destes mesmos refletores.

Para descrever esse método é importante definir alguns conceitos que serão utilizados: (1) **Bandas de cisalhamento:** são definidas como um domínio onde ocorrem mudanças bruscas de mergulho de camadas, delimitado por traços axiais; (2) **Traços axiais ativos:** são gerados pelo limite entre dois segmentos de falha com mergulhos diferentes e é sempre o local onde ocorre ativação de dobramentos ou colapsos; esta superfície é fixada no piso e as camadas do teto podem mover-se ao longo dele com o crescente deslocamento da falha e (3) **Traços axiais inativos:** são paralelos aos traços axiais ativos e são gerados pelo limite do contato de rocha do teto com as rochas do piso após um deslocamento; são fixadas no teto e não se observa movimento relativo dessas camadas.

A migração de bandas de cisalhamento pode produzir dobras por flexão de falhas devido a deformação das rochas localizadas entre os traços axiais ativos e inativos. O traço inativo se afasta do ativo, alargando a banda de cisalhamento, a cada incremento de movimentação. O método dos vetores de dobramentos está diretamente ligado às relações angulares formadas no momento da geração das bandas de cisalhamento (Cavalcanti de Araújo *et al.* 2008). A análise geométrica e cinemática de estruturas tem as seguintes condições de contorno:

- 1 O movimento das camadas ao longo da falha não gera espaços vazios ou recobrimentos;
- 2 Uma falha, mesmo que seja lístrica, pode ser discretizada em segmentos retilíneos;
 - 3 A espessura das camadas dentro das bandas de cisalhamento não se altera;
 - 4 Os comprimentos das linhas se mantêm;
- 5 Camadas que não passaram sobre uma flexura na falha não absorvem deformação interna.

Para descrever como os vetores de dobramentos auxiliam na interpretação de segmentos de falhas ou refletores em dados de pouca qualidade sísmica, utilizou-se o modelo de Shaw *et al.* (1999), o qual representa um embricamento de dois empurrões. Na figura 3.3 alguns elementos são definidos para melhor compreensão da técnica de obtenção dos vetores de dobramentos:

 ${\bf A}$ - Plano de falha superior; ${\bf B}$ - Plano de falha inferior; ${\bf TA}$ - Traço axial ativo e ${\bf TI}$ - Traço axial inativo.

Identificam-se os traços axiais ativos e inativos na região com pouca qualidade sísmica e os prolonga até encontrar o segmento de falha **A** (figura 3.3-I). Identifica-se um refletor com boa continuidade abaixo ou acima da zona com pouca qualidade sísmica. O vetor de dobramento é definido pela diferença entre a projeção do refletor escolhido com mergulho original, antes de entrar no **TA**, e o refletor com mergulho após atravessar a banda de cisalhamento no **TI**. Este vetor denominado **U** representa a quantidade de movimento que os sedimentos foram submetidos na banda de cisalhamento e deve ser considerado o mesmo vetor ao ser transferido para o ponto de intersecção do segmento da falha **A** com o **TI**, porém com a denominação de vetor **X**. Desta forma define-se o novo segmento da falha **A** (figura 3.3-II).

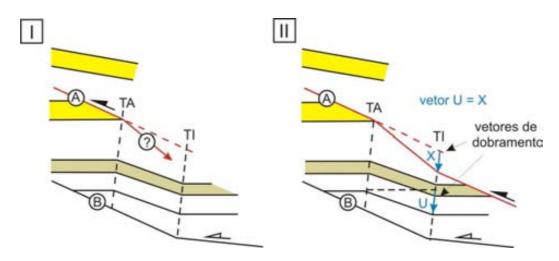
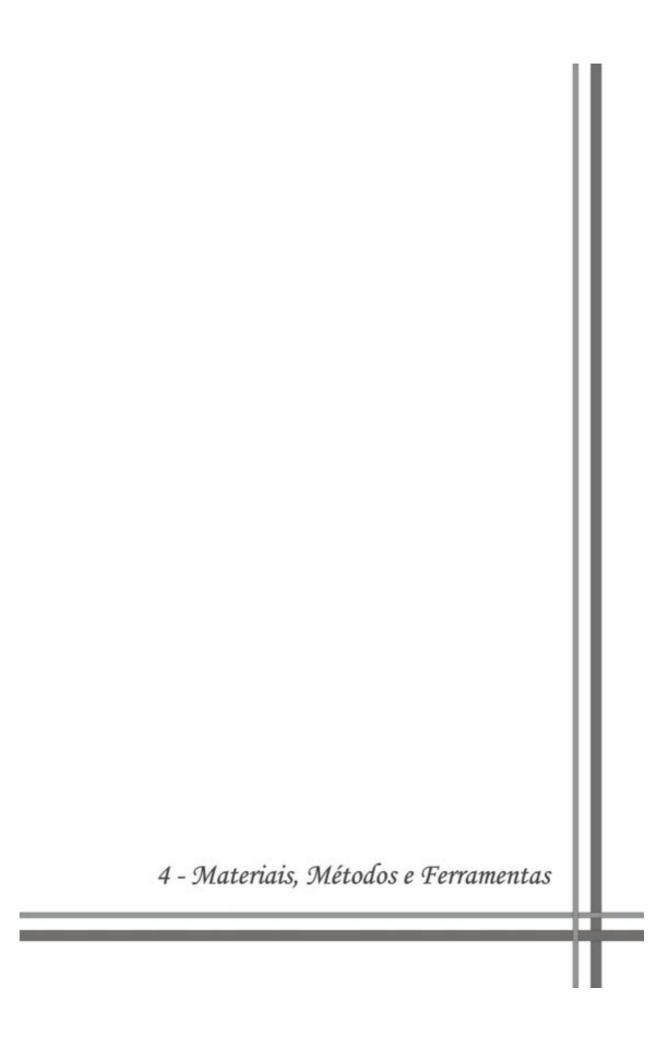


figura 3.3 - Sequência utilizada por Shaw (2005) para definir a posição de uma falha por meio do cálculo dos vetores de dobramentos.



Capítulo 4 - Materiais, Métodos e Ferramentas

O fluxo de trabalho desenvolvido nesta dissertação possuiu várias etapas, entre elas a interpretação regional do dado sísmico 3D Falha de Baixa Grande com suporte de atributos sísmicos extraídos no próprio *software* de interpretação *OpendTect*, conversão tempo-profundidade, modelagem manual aplicando o método de vetores de dobramentos, condicionamento do dado mapeado após exportação para o *software* de modelagem *MOVE* e realização da modelagem computacional direta 2D e 3D. A interpretação sísmica neste trabalho tem o intuito de obter resultados mais qualitativos, ou seja, testar se a interpretação convencional apresenta-se geometricamente coerente utilizando técnicas de validação da geometria de falhas.

4.1 - Levantamento Sísmico 3D Falha de Baixa Grande

O levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande foi adquirido pela empresa Petróleo Brasileiro S.A. – PETROBRAS em dezembro de 1991 pela sua própria equipe sísmica denominada ES-237.

No levantamento sísmico do 3D Falha de Baixa Grande foi utilizado o instrumento de registro SERCEL-SN-368, com 48 canais e multiplicidade de 34 vezes. A geometria empregada nesta aquisição foi a de *swath* completo (*roll-on/split-spread* simétrico/*roll-off*) com intervalo de linha de tiro (ILT) de 300 metros, intervalo de estação (IE) de 50 metros, intervalo de linha de receptor (ILR) de 100 metros e intervalo de ponto de tiro (IPT) de 150 metros. A cela resultante deste levantamento foi de 25x75 metros na aquisição e posteriormente ao processamento sísmico, tornou-se cela de 25x25 metros. O tempo de registro é de 5 segundos e a amostragem de 2 milisegundos. O processamento sísmico deste dado foi realizado também pela PETROBRAS e disponibilizados para o banco de dados da ANP (BDEP).

O dado sísmico 3D Falha de Baixa Grande totaliza uma área de 258 km² distribuídos em 1300 *inlines*, 318 *crosslines* e tempo sísmico de 3800 ms (figura 4.1).

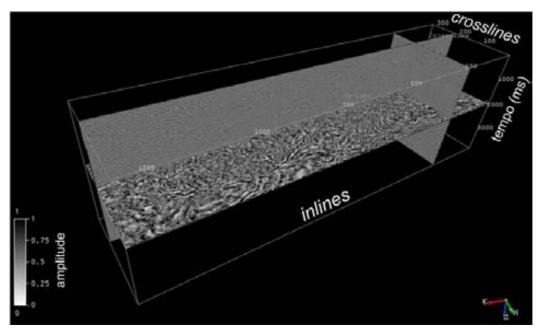


figura 4.1 - Apresentação do dado sísmico: *inlines* (direção NW), *crossline* (direção NE) e *time slice* (eixo z).

4.2 - Interpretação Sísmica Regional

A interpretação realizada no 3D Falha de Baixa Grande teve o objetivo de auxiliar as modelagens manual e computacional direta 2D e 3D. Desta forma, foram interpretados 4 horizontes do estágio rifte da Bacia (Formação Pendência) que possuíam continuidade maior ao longo das linhas sísmicas, o embasamento e a Falha de Baixa Grande (figura 4.2 e figura 4.3). Esta interpretação sísmica baseou-se na técnica de *looping*, a qual utilizou uma rede de espaçamento de 10x10 linhas (*inlines* e *crosslines*).

A Falha de Baixa Grande é a falha principal da área em estudo e apresentou direção predominante N78°E e mergulho da superfície média de 40°para NW (figura 4.4). Esta falha extende-se ao longo de todo o 3D e apresenta variação morfológica expressa pela mudança no padrão geométrico da superfície mapeada. Comparando a superfície da Falha de Baixa Grande descrita por Pontes (2005) e a superfície mapeada neste trabalho observa-se grande semelhança e desta forma utilizaremos a mesma terminologia para analisar os compartimentos da Falha de Baixa Grande (figura 4.5):

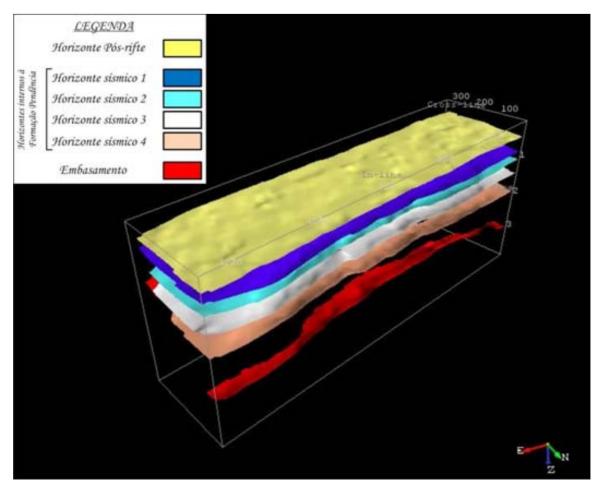


figura 4.2 - Visão geral dos horizontes mapeados no levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande.

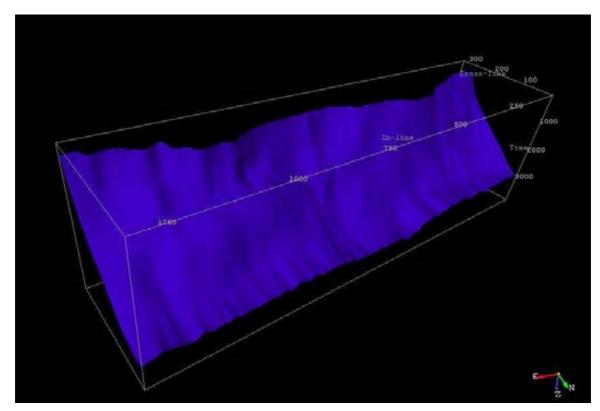


figura 4.3 -Interpretação Sísmica da Falha de Baixa Grande mapeada no dado sísmico 3D em profundidade.

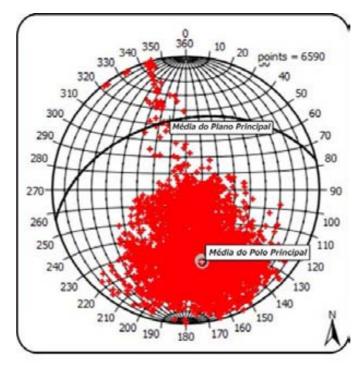


figura 4.4 – Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para a média do plano da Falha de Baixa Grande (N75°E/40°NW) em profundidade.

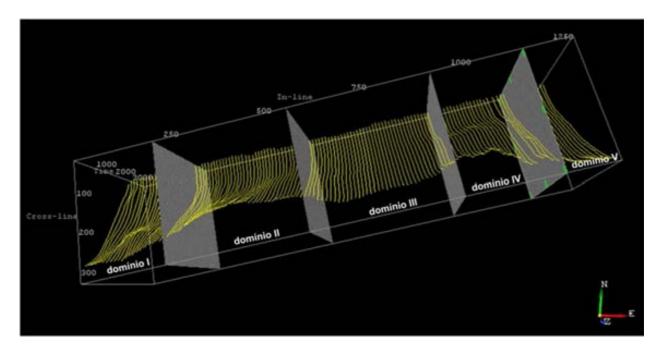


figura 4.5 - Compartimentação da Falha de Baixa Grande em 5 domínios morfológicos.

Os horizontes mapeados no teto desta falha serão fundamentais para análise da deformação na modelagem estrutural realizada posteriormente, pois a análise dos sedimentos deformados reflete a influência da geometria de falha e também caracteriza os compartimentos descritos na falha principal. O horizontes 3 possui a região do domínio II caracterizada por um grande sinforme, enquanto que no domínio 3 e 4 ocorre antiforme seguido de sinforme menos proeminente. No horizonte 4 a deformação foi mais suave que no horizonte 3 porém apresentou as mesmas feições, exceto no domínio IV que não ocorre antiforme tão acentuado como no horizonte 3 (figura 4.6 e figura 4.7).

O *software* utilizado na etapa de interpretação foi o *OpendTect* (*dGB Earth Sciences*), disponível no Laboratório de Geologia e Geofísica do Petróleo/Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (UFRN).

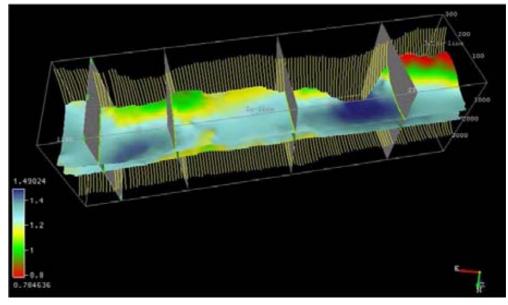


figura 4.6 - Horizonte 03 representado em escala de profundidade onde as cores frias representam baixos estruturais e cores quentes representam altos estruturais.

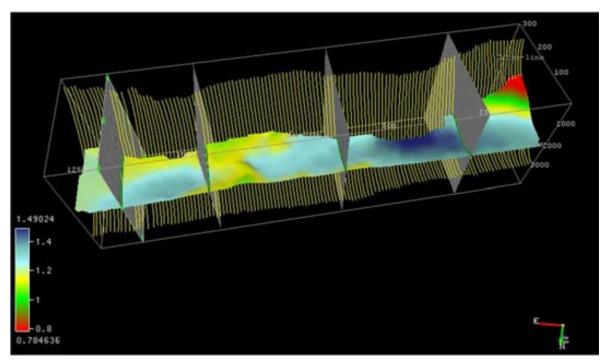


figura 4.7 - Horizonte 04 representado em escala de profundidade onde as cores frias representam baixos estruturais e cores quentes representam altos estruturais.

Para auxiliar a interpretação do volume sísmico de amplitude alguns atributos sísmicos foram extraídos, tais como *dip steered media filter, fault enhancement filter* e volume de amplitude. Os dois primeiros atributos são calculados por meio de um volume de *steering*, o qual possui informações de mergulho e azimute relativos de cada amostra do volume em tempo. Os atributos são orientados por este volume principal para realçar as feições desejadas. O *dip steered media filter* realça a continuidade dos refletores (Figuras 4.9A e 4.9B) enquanto que o *fault enhancemente filter* realça as falhas (figuras 4.8A e 4.8B).

A obtenção destes atributos ocorre seguindo o seguinte fluxo de trabalho indicado no tutorial do *software OpendTect*:

Primeiramente, cria-se um cubo de *steering* o qual contém as informações de mergulho e azimute relativos do dado sísmico em tempo. Esse dado pode ser processado de duas formas: *steering* central – onde o mergulho e azimute do ponto analisado são direcionados para encontrar todos os traços necessários para gerar uma resposta do atributo; *steering* completo – onde o mergulho e azimute são aplicados para todas as posições dos traços.

Indica-se a extração de 3 volumes de *steering* com diferentes filtros de saída com a finalidade utilizá-los em fluxos mais avançados de filtragem. Estes volumes são: (1) *steering* bruto com filtro de saída de 1x1x1 (*inlines/crosslines/*número de amostras); (2) *steering* detalhado com filtro de saída de 0x0x5 (*inline/crossline /*número de amostras) que apresenta realce de estruturas regionais e (3) *steering* residual com filtro de saída de 5x5x0 (*inline/crossline/*número de amostras) que realça as estruturas em detalhe.

No volume de *steering* residual aplicou-se o filtro *dip steering media* com o intuito de remover os ruídos aleatórios e aumentar a continuidade lateral dos refletores, o que permitiu mapeá-los com maior facilidade. Além deste filtro aplicou-se também o filtro *fault enhancement* que permite realçar as bordas das reflexões, ou seja, realça as falhas por meio de filtragem mediana ou por difusão ao longo do mergulho estrutural, isto é, quando ele possui uma alta similaridade usa-se o filtro mediano e se a similaridade é baixa usa-se o

filtro de difusão. É importante ressaltar que alguns artefatos serão criados neste tipo de filtragem e deve-se ter cautela na interpretação de falhas.

Já o atributo volume de amplitude consiste no cálculo da média quadrática (RMS) em uma janela deslizante sobre cada traço. A média quadrática ignora as oscilações do sinal da amplitude sísmica além de reforçar o efeito de diminuição de valores de amplitude.

Neste trabalho, este atributo foi obtido pelo seguinte fluxo de processamento, proposto por Bulhões (2005): média quadrática (RMS), transformada de Hilbert e rotação de fase. Este atributo apresenta em seção vertical, características semelhantes às de um afloramento, devido ao relevo que os altos contrastes de impedância ressaltam no volume de amplitude. Desta forma, algumas feições estruturais são mais facilmente identificadas com auxílio desta técnica (figuras 4.10A e 4.10B).

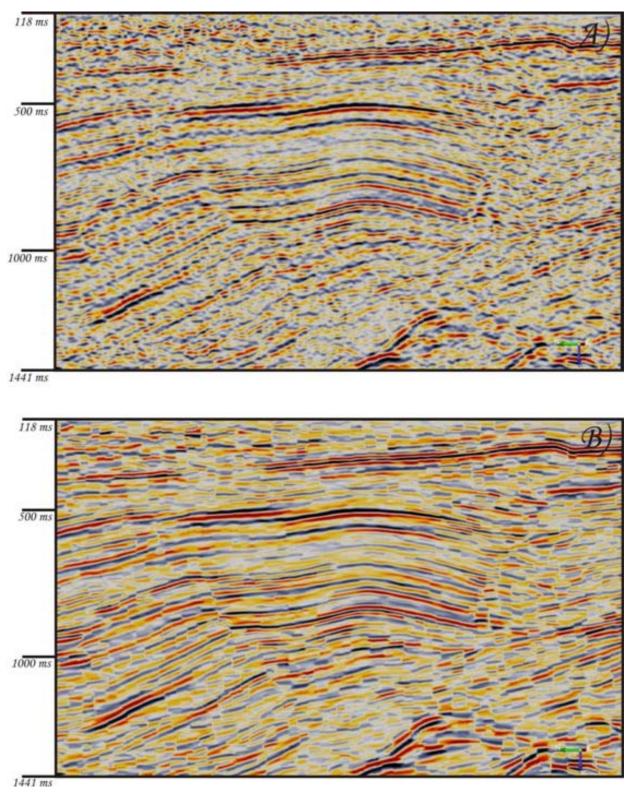


figura 4.8 - A) Dado sísmico com amplitude original e B)Dado sísmico com aplicação do filtro fault enhancement realçando as falhas.

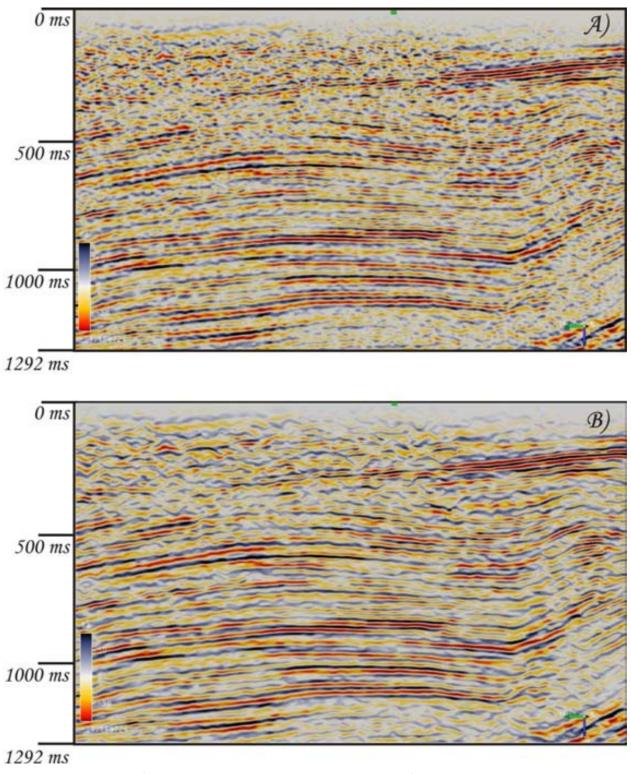


figura 4.9 – A) Dado sísmico com amplitude original e B)Dado sísmico com aplicação do filtro *dip steered media* realçando a continuidade dos refletores.

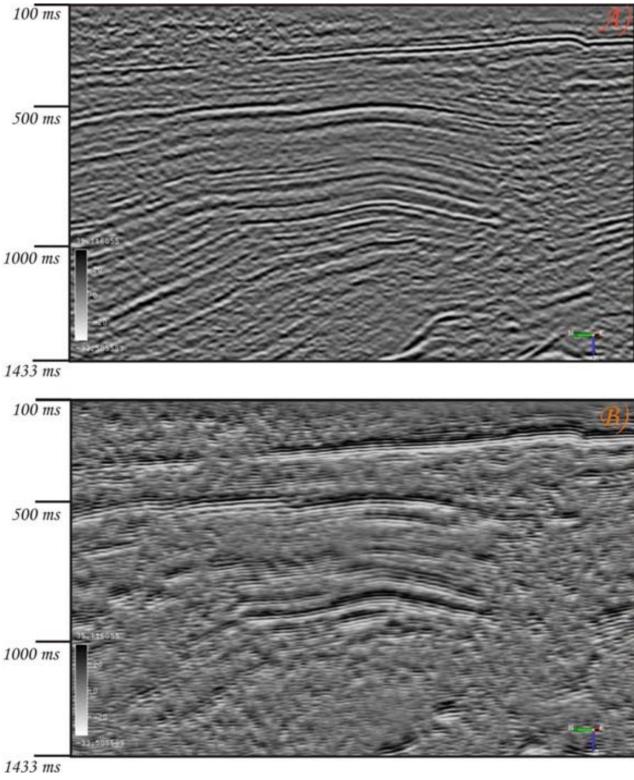


figura 4.10 – A) Dado sísmico com amplitude original e B) dado com aplicação da técnica volume de amplitude ressaltando as estruturas.

4.3 - Modelagem Estrutural Analógica Vetores de Dobramentos

A modelagem estrutural analógica denominada "Vetores de Dobramentos", como já mencionada no capítulo 3, é baseada nas mudanças de domínios de mergulho de refletores, as quais podem ser individualizadas pelos traços axiais ativos. Estes traços se caracterizam pela ocorrência de ativação de dobramentos ou colapsos. Traços axiais que ocorrem paralelos aos traços axiais ativos e posteriores às zonas de deslocamentos são definidos como traços axiais inativos e caracterizam-se pela ausência de movimento relativo destes mesmos refletores.

No caso do presente estudo do 3D Falha de Baixa Grande esta modelagem foi testada em regiões da Falha de Baixa Grande com diferentes geometrias de falha. Para cada seção escolhida foram realizados testes preliminarmente para obter o número de traços axiais ativos que melhor representassem os domínios de mergulho.

4.4 - Modelagem Estrutural Computacional Direta 2D

Para a construção do modelo 2D no *software 2D Move* realizou-se a importação de *inlines* (NE) espaçadas de 10x10 com interpretação sísmica do 3D Falha de Baixa Grande realizada previamente no *software OpendTect*. Essa importação de dado sísmico para o modelo 2D possui algumas particularidades que podem interessar àqueles que se dediquem a trabalhos semelhantes utilizando o *software Move*:

- (1) No *software* de interpretação utilizado deve-se salvar a imagem de cada *inline* que se deseja importar para o *Move* e construir uma tabela com as respectivas coordenadas (x,y) do início e fim da *inline*.
- (2) Em um *software* de edição de imagens, corta-se a imagem para que o primeiro e último ponto da imagem correspondam respectivamente ao primeiro e último traço da imagem.
- (3) No *software 2D Move* inicia-se a importação de cada *inline*. Surge uma nova janela na qual deve-se informar as coordenadas, tempo de registro final e o sistema de medidas para cada *inline*.
- (4) Após esta importação, aparecerá uma linha correspondente à *inline* inserida no mapa correspondente ao projeto 2D. Deve-se verificar se as *inlines* estão nas posições corretas, ou seja, igual ao volume sísmico do programa de interpretação. Cada linha correspondente a uma *inline* funciona como um arquivo individual e o usuário pode realizar diferentes processos para cada uma delas (figura 4.11).
- (5) Realizou-se a conversão tempo-profundidade do dado sísmico utilizando uma função linear extraída dos poços. Como no módulo 2D do *software Move* não é possível importar o traço da interpretação diretamente do *OpendTect*, utilizou-se esses arquivos para reinterpretar o traço da Falha de Baixa Grande e finalmente modelar os horizontes de interesse de cada linha.

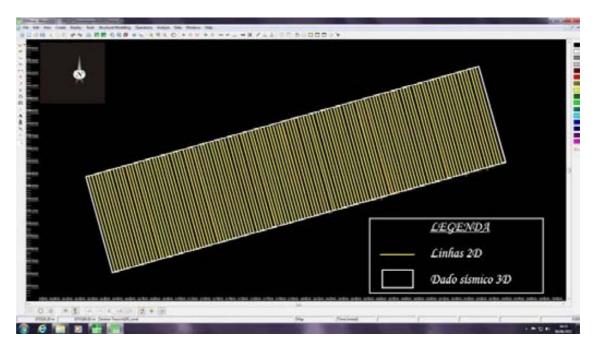


figura 4.11 - Projeto 2D *Move* constituído pelas linhas importadas do projeto de interpretação 3D com espaçamento de *inlines* 10×10 .

Por meio deste modelo foram escolhidas 5 linhas (*inlines*) sísmicas para realizar a modelagem: linhas 100, 440, 720, 1170 e 1240. Estas representam uma boa distribuição do 3D e diferentes geometrias da Falha de Baixa Grande.

Nesta modelagem computacional direta 2D optou-se pela ferramenta do *software Move* de construção de horizontes a partir de uma falha (*Construction horizons from fault*). Esse processo iniciou-se utilizando a falha principal já interpretada na seção e posteriormente, editou-se a mesma, ao passo que os horizontes criados se ajustavam aos refletores da seção sísmica (figura 4.12).

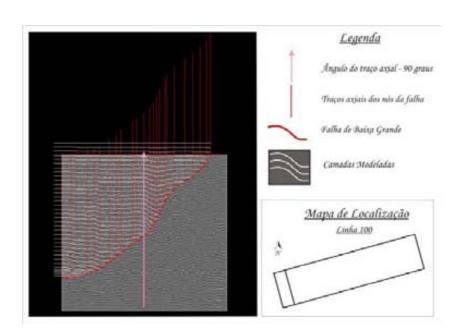


figura 4.12 – Traços axiais de cada mudança de mergulho do segmento da falha para realizar modelagem de camadas.

Este aplicativo permite obtenção de modelagem por vários mecanismos de deformação tais como simple shear, fault parallel fold, fault bend fold, detachment fold, fault propagation fold e trishear. É importante ressaltar que o termo mecanismo de deformação é empregado neste trabalho com uma denominação mais genérica, não devendo ser confundido com a denominação strictu sensu originalmente empregada na análise microtectônica de estruturas. Outros parâmetros são requisitados como o número de horizontes pré-deformação, número de horizontes sindeformação, espessura entre os horizontes e o rejeito que deve ser aplicado na modelagem.

Após esta etapa de modelagem 2D, observou-se que a parte mais profunda da Falha de Baixa Grande previamente interpretada poderia ser mais rasa, segundo o resultado da modelagem como resposta à geometria dos refletores da sísmica. Desta forma, realizou-se esse ajuste na interpretação da Falha de Baixa Grande no *software OpendTect* e esta falha reinterpretada foi utilizada na modelagem estrutural computacional direta 3D.

4.5 - Modelagem Estrutural Computacional Direta 3D

O módulo 3D do *software Move* permite a importação de superfícies diretamente do programa de interpretação. Desta forma foi possível importar a Falha de Baixa Grande, 3 horizontes mapeados internos ao rifte da Bacia Potiguar e o Embasamento. Ao importar essas superfícies para o *Move*, alguns artefatos (aberturas e arestas) são criados devido à triangulação utilizada para interpolar horizontes, o que pode gerar erros na modelagem. Portanto esses defeitos devem ser eliminados da melhor forma possível, ou seja, o dado deve passar por uma etapa de condicionamento, a qual nos permite utilizar o dado com segurança nos resultados produzidos por uma modelagem.

Dois processos importantes nesta etapa de condicionamento foram usados:

Snap – processo que permite estender a superfície do horizonte até a superfície da falha e **Trim back** – processo que corta as arestas dos horizontes que atravessam a superfície da falha.

Mesmo realizando esses processos de condicionamento, alguns horizontes com maior complexidade mantiveram artefatos. Então optou-se por suavizá-los para contornar esse problema e aplicando-se novamente *snap* e *trim back*, os resultados foram satisfatórios.

Desta forma o modelo não apresentou aberturas e arestas o que permitiu a continuação do condicionamento, finalizando com a conversão tempo-profundidade, utilizando a mesma função adquirida dos poços utilizada na modelagem 2D.

Para realizar a modelagem estrutural computacional direta 3D, utilizou-se o algoritmo fault parallel flow, ferramenta de modelagem move on fault. Este algoritmo permite que as superfícies sobre o teto da falha sejam movidas através da falha de maneira que os vértices do teto da falha desloquem-se paralelos aos segmentos da falha sobre a qual eles estão fluindo (figura 4.13). Após o cálculo destas superfícies é possível aplicar deslocamentos no modelo.

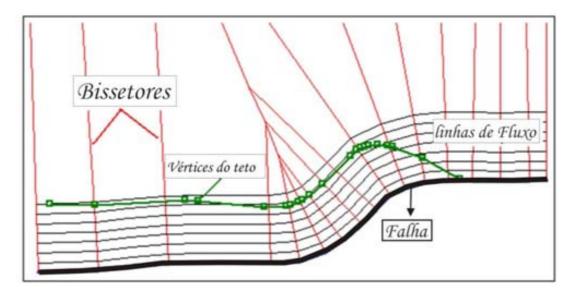


figura 4.13 - Desenho esquemático representando o algoritmo fault parallel flow em modelagem 3D.

Este algoritmo pode ser selecionado no *software Move* selecionando o seguinte caminho no menu *Strucuture Modelling > Move on fault > Fault parallel flow*.

O fluxo de trabalho para realizar a modelagem com o algoritmo *Fault parallel flow* resume-se a parametrização de uma única janela a qual solicita os seguintes passos (figura 4.14):

- 1. Captura a superfície da falha desejada.
- 2. Captura os objetos no teto da falha que sofrerão deformação.
- 3. Parametriza os valores de azimute e mergulho da direção de transporte apropriadamente. Um plano cinza claro aparecerá no centro do modelo correspondente a direção de transporte parametrizada.
- 4. Clica no botão *calculate* para calcular o fluxo parametrizado.
- 5. A opção *slip* será ativada e o valor de rejeito pode ser aplicado simultaneamente ao modelo, por meio de uma barra de rejeito ou adicionando valor desejado.

O parâmetro *angular shear* também pode ser utilizado para adicionar uma componente direcional ao deslocamento aplicado nos modelos (figura 4.15).



figura 4.14 - Janela apresentando os parâmetros da modelagem utilizando o algoritmo fault parallel flow.

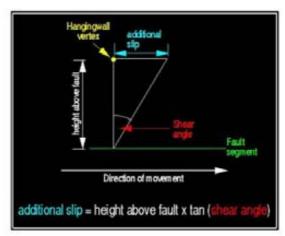


figura 4.15 – Representação esquemática para mostrar o deslocamento adicional após inserir ângulo de cisalhamento no algoritmo *fault parallel flow*.

Finalizando a parametrização do algoritmo *fault paralllel flow*, obtemos um modelo inicial, o qual será o ponto de referência para análises de deformação (figura 4.16). Observa-se neste modelo a adição de uma superfície plana horizontal, não deformada, posicionada na porção mais rasa da falha, com a intenção de examinar a deformação puramente devido à geometria da falha principal. Esta apresentará respostas para cada incremento de rejeito aplicado até alcançar a profundidade das superfícies mapeadas horizontes 3 e 4. Essa superfície foi adicionada ao modelo por meio do menu *create> create surface from plane* no qual seleciona-se a opção de criação do plano adicionando 3 pontos com as coordenadas x,y e profundidade z (figura 4.17).

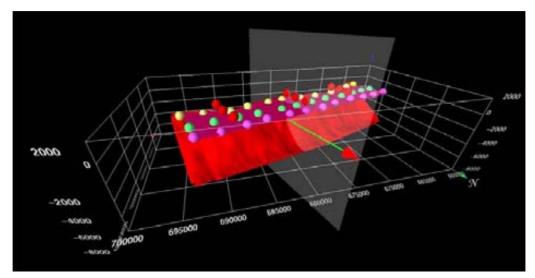


figura 4.16 - Imagem do modelo inicial condicionado apresentando a falha de Baixa Grande, uma superfície plana e esferas (marcadores de deformação) distribuídas ao longo da superfície que exibiram a deformação devido ao deslocamento. A seta no plano vertical cinza indica a direção de transporte de massa.

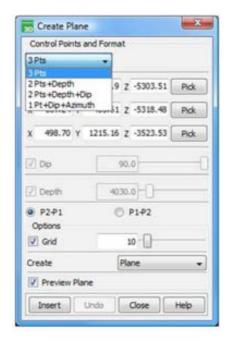


figura 4.17 - Janela para criar um plano por meio de 3 pontos de coordenadas x,y e z.

O condicionamento desta superfície foi realizado cortando-a com base na superfície de falha para evitar as arestas (figura 4.18A). Este processo foi realizado acessando o menu *model building* selecionando as opções *mode: cutting surface, options: cut horizon using fault* e selecionando a superfície criada para corte (figura 4.18B e figura 4.18C).

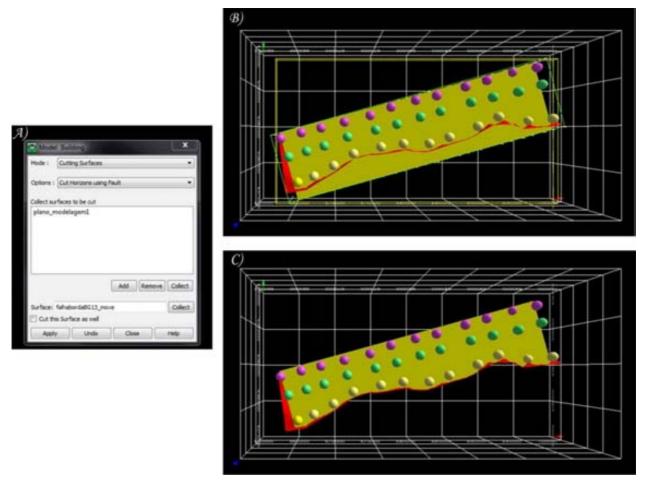


figura 4.18 - A) Janela para realizar o corte de uma superfície por meio de uma falha, B) Plano criado atravessando a falha e C) Plano após o corte limitado pela falha.

As esferas adicionadas na superfície plana tem o papel de auxiliar análise da deformação que será aplicada no modelo. As esferas foram adicionadas na opção *sphere* do mesmo menu *create*. O posicionamento de cada esfera pode ser modificado acionando o menu *transform toolbox*, o qual permite a translação, rotação e mudança de escala das mesmas (figura 4.19).

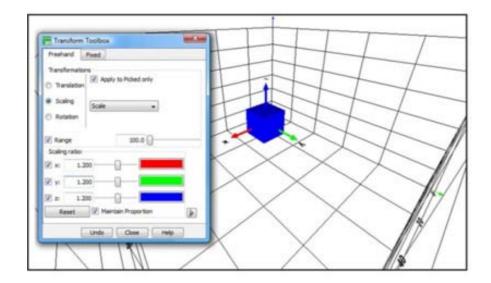


figura 4.19 - Janela utilizada para criação de esferas (marcadores da modelagem) com opção de parametrizar a localização, a escala e a rotação.

Analisando a deformação sofrida pela superfície inicialmente plana consegue-se compará-la com a deformação impressa no horizonte 3 e horizonte 4. Ao passo que aumentou-se o rejeito e a superfície se aproximou dos horizontes mapeados, observou-se que a deformação comparada nestas apresentava boa semelhança e isso indica que a variação morfológica da Falha de Baixa Grande influencia diretamente na deformação dos sedimentos (figura 4.20 e figura 4.21).

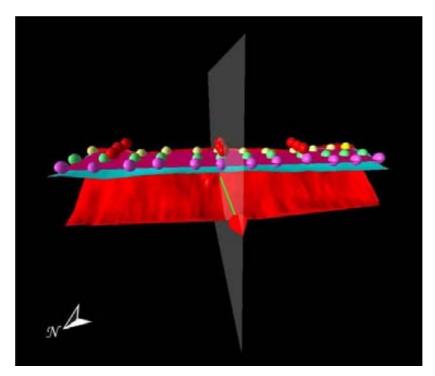


figura 4.20 - Modelagem 3D apresentando deformação em horizonte localizado a $100\,\mathrm{m}$ de profundidade.

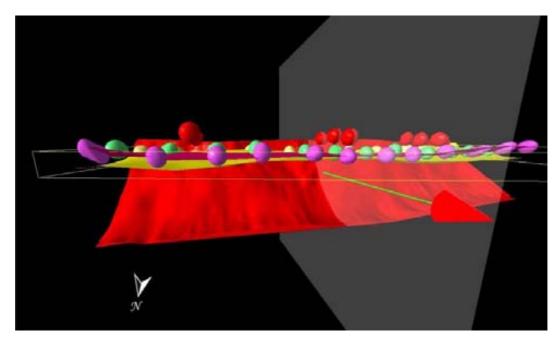


figura 4.21 - Modelagem 3D apresentando deformação em horizonte localizado a 1100 m de profundidade, próximo do horizonte 3 e horizonte 4.

O módulo 3D do *software Move* contém ferramentas de análise estrutural as quais podem ser realizadas com extração atributos de um horizonte mapeado (atributos estáticos) e extração de atributos após aplicar deslocamento ao horizonte ou volume (atributos de deformação). Estes atributos podem ser posteriormente plotados e interpretados. Existem duas abordagens para a análise da deformação no *software Move*: Dilatação e *Strain* finito.

Dilatação - este método analisa a razão de mudanças de comprimento, área ou volume de um objeto deformado em relação ao mesmo objeto não deformado. A medida de dilatação que permite a análise dos objetos resultante da deformação final é chamada de dilatação corrente. Se o objeto mantiver o formato após a deformação, então o incremento de *strain* pode ser medido de duas maneiras:

Strain absoluto – é a medida realizada utilizando os valores absolutos de strain.

Root Mean Square (RMS) – é a medida realizada utilizando a raiz quadrada da soma dos quadrados de cada incremento de *strain*.

Strain finito – Calculado apenas para volumes de objetos. A análise é feita com base na mudança de posição dos vértices de cada tetraedro. Por padrão, as posições X,Y,Z de cada vértice é expressa em relação ao centro do tetraedro. A mudança de posição dos vértices do tetraedro deformado em relação aos vértices do tetraedro não deformado é que permite o cálculo do Volume de Dilatação e dos valores dos eixos dos elipsoides de deformação. Esses eixos são então posicionados no centro do tetraedro de forma a permitir a visualização da deformação.

<u>Strain Principal (Auto Valores)</u> – É a medida da nova magnitude dos eixos XYZ do objeto deformado, onde X > Y > Z;

Orientação do *Strain* Principal (Auto Vetores) – As orientações da deformação são calculadas com base na posição da coordenada da posição do objeto deformado, em relação à coordenada da posição do objeto não deformado. A posição XYZ é dada para cada eixo principal da deformação, E1, E2 e E3 e podem ser vistos como mapas de atributos.

Razão de Strain Plana - A ferramenta de análise de strain permite o cálculo das razões do

strain Principal Máximo e Intermediário (1+e1 / 1+e2), razão do strain Principal Intermediário em relação ao Mínimo (1+e2 / 1+e3) e do strain Principal Mínimo em relação ao Máximo (1+e3 / 1+e1). Essa informação pode ser utilizada para determinar a natureza da deformação: planar, constricional ou achatamento.

<u>Dilatação Volumétrica</u> – A dilatação volumétrica é a medida entre a razão da mudança do volume no objeto deformado, em relação ao objeto não deformado, calculado por:

$$VD = (1+e1)(1+e2)(1+e3)-1$$
 equação (4.1)

A extração de atributos da análise de deformação no *software Move* ocorreu da seguinte forma: os atributos extraídos de horizontes referentes aos sedimentos internos da Formação Pendência (horizonte 4 e horizonte 3) correspondem a informações de dilatação corrente e dilatação absoluta sofrida na realização de dois incrementos de deformação, e os atributos extraídos de volume envolvendo os mesmos horizontes supracitados (horizonte 4 e horizonte 3) foram relativos aos eixos de elipsoides de *strain* E1 E2 e E3 e a disposição dos elipsoides ao longo do volume deformado.

5 - Artigo:

Aplicação da Modelagem Estrutural Computacional Direta na Análise da Geometria de Falhas: Exemplo da Falha de Baixa Grande (Bacia Potiguar - NE do Brasil)

<u>Capítulo 5 - Artigo:</u>

APLICAÇÃO DA MODELAGEM ESTRUTURAL COMPUTACIONAL DIRETA NA ANÁLISE DA GEOMETRIA DE FALHAS: EXEMPLO DA FALHA DE BAIXA GRANDE (BACIA POTIGUAR – NE DO BRASIL)

Ingred Maria Guimarães Guedes^{1,2}; Alex Francisco Antunes^{1,3}

- (1) Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), Natal(RN) Brasil
 - (2) Petróleo Brasileiro S/A, Natal (RN) Brasil. E-mail: ingredgg@yahoo.com.br
- (3) Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal (RN) Brasil.E-mail: alex@geologia.ufrn.com.br

RESUMO

A Falha de Baixa Grande localiza-se no extremo S-SW do Rifte Potiguar, limitando, ao sul, o *Graben* de Umbuzeiro e parte do *Graben* de Apodi. Seu prolongamento para oeste define, após inflexão de seu traço para NW, o sistema de falhas Apodi, já nos limites do *Graben* de Apodi. Em direção E-NE a Falha de Baixa Grande perde rejeito, enquanto que o sistema de falhas Carnaubais ganha rejeito nesta direção, tornando-se o limite S-SE do Rifte Potiguar. Devido à grande complexidade geométrica desta falha, diversos estilos deformacionais são impressos nas camadas do teto, o que conduziu o desenvolvimento de vários estilos com respeito à deformação impressa pela falha. Apesar de vários estudos terem sido realizados nesta área, ainda há uma carência de análises aplicando ferramentas mais modernas, como modelagens estruturais. Desta forma, este trabalho propõe uma análise geométrica da Falha de Baixa Grande tendo como base de estudo a interpretação sísmica realizada no levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande utilizando o *software OpendTect* (*dGB Earth Sciences*) e posterior aplicação de modelagens estruturais diretas: modelagem analógica direta e modelagem digital direta. A modelagem digital direta teve o suporte dos aplicativos de análise estrutural 2D e 3D do *software Move* (*Midland Valley Ltd*). Os resultados obtidos nestas modelagens indicaram que a interpretação convencional da falha está geometricamente coerente e que as deformações com indicações de encurtamento estão relacionadas à geometria da Falha de Baixa Grande.

Palavras-chave : Falha de Baixa Grande, interpretação sísmica, modelagem estrutural.

ABSTRACT

APLICATION OF DIRECT DIGITAL STRUCTURAL MODELLING IN THE ANALISYS OF FAULTING GEOMETRY: BAIXA GRANDE FAULT EXEMPLE (POTIGUAR BASIN – NE OF BRAZIL)

The Baixa grande fault is located on the edge of the S-SW Potiguar Rift. It limits the south part of Umbuzeiro Graben and the Apodi Graben. It prolongs to the west, where after an inflection on its NW trace it defines the Apodi fault system on the limit of Apodi Graben. Towards E-NE the Baixa Grande fault loses heave, while the Carnaubais Fault System gains heave, becoming the S-SE limit of the Potiguar Rift. Because of the great geometric complexity of this fault, several deformational styles are impressed on the hanging wall which conducted to the development of several stiles in respect to the deformation impressed by the fault. Although, several studies were made in this field, there is still a lack of analysis using more modern tools and structural modeling. This work proposes a geometric analysis of the Baixa Grande Fault by seismic interpretation of the 3D seismic dataemcompassing the study area. It was used the software OpendTect and direct structural modeling: botht analogic and digital. The direct digital modeling used in this work was done using the software Move for the analysis of 2D and 3D structures. The results obtained with these modeling techniques indicate that the conventional interpretation of the fault is geometrically coherent and that the deformations with shortening indications are related to the geometry of Baixa Grande Fault.

Keywords: Baixa Grande Fault, seismic interpretation, structural modeling

INTRODUÇÃO

A principal motivação para ter escolhido a Falha de Baixa Grande para estudo é a sua complexidade geométrica, o que proporciona uma dificuldade na análise do regime de esforços que formou a mesma. Na literatura relacionada à gênese da Falha de Baixa Grande podem-se constatar diferentes opiniões sobre este assunto. Borges (1993) em estudos realizados sobre o *Graben* de Apodi defende que uma fase de inversão teria seguido a etapa distensional formadora da bacia. A inversão tectônica estaria associada a componentes contracionais, de direção NNW-SSE, em consequência a um cisalhamento dextral de direção WNW, regional, relacionado ao início do rifteamento da Margem Equatorial. Para o autor, a inversão tectônica teria causado, no *Graben* de Apodi, um encurtamento no seu domínio sudeste com formação de dobramentos antiformes, transpressivos e transtrativos. Por outro lado, Matos (1992) propõe um modelo evolutivo para o *Graben* de Apodi em que admite a existência de uma extensão diferencial ao longo das falhas normais Carnaubais/Baixa Grande e a falha que limita a NW o Alto de Quixaba.

A análise adequada de dobras associadas à falhamentos distensionais é crucial, pois evita interpretações geometricamente incoerentes e permite o melhor entendimento do padrão de dispersão e da estimativa da espessura do pacote sedimentar, distribuição de zonas intensamente fraturadas e das prováveis rotas de migração e armadilhamento de hidrocarbonetos, otimizando as estratégias de exploração (Cavalcanti de Araújo *et al.* 2008).

Pequenas mudanças na superfície do plano da falha podem gerar significantes dobramentos distensionais, que podem erroneamente ser interpretados como feições de inversão da bacia (Matos 1993), o que, por fim, pode induzir o desenvolvimento de modelos geológicos equivocados para determinada área estudada.

Com o objetivo de avaliar os efeitos da geometria da Falha de Baixa Grande nos sedimentos pertencentes à Formação Pendência e analisar a predominância de um regime distensional, foram aplicadas neste trabalho dois métodos de análise geométrica: um método analógico denominado vetores de dobramentos e outro método computacional direto o qual engloba modelagem computacional direta 2D e 3D.

Os resultados obtidos dos dois métodos utilizados neste artigo ilustraram boa semelhança com o resultado da interpretação feita convencionalmente, ou seja, esta interpretação possui coerência geométrica e confirma a influência da geometria da Falha de Baixa Grande nos dobramentos existentes em sedimentos internos à Formação Pendencia. Além disso, observou-se que no método analógico, a discretização dos segmentos de falha modelados auxilia nas situações de complexidade geológica, porém na modelagem 3D, a simplificação do modelo corrobora para obtenção de um modelo mais robusto.

MATERIAIS, MÉTODOS E FERRAMENTAS

As modelagens descritas neste artigo foram aplicadas ao levantamento sísmico 3D da área da Falha de Baixa Grande. Tal levantamento utilizou o instrumento de registro SERCEL-SN-368, com 48 canais e multiplicidade de 34 vezes. A geometria empregada nesta aquisição foi a de *swath* completo (*roll-on/split-spread* simétrico/*roll-off*) com intervalo de linha de tiro de 300 metros, intervalo de estação de 50 metros, intervalo de linha de receptor de 100 metros e intervalo de ponto de tiro de 150 metros. A cela resultante deste levantamento foi de 25x75 metros, na aquisição sendo no posteriormente ao processamento sísmico interpolado para 25x25 metros. O tempo de registro é de 5 segundos e a razão de amostragem de 2 milisegundos.

A interpretação realizada no levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande teve o objetivo de auxiliar as modelagens manual e computacional 2D e 3D. Desta forma, foram interpretados 3 horizontes do estágio rifte da Bacia (Formação Pendência) que possuíam

maior continuidade ao longo das linhas sísmicas, o embasamento e a Falha de Baixa Grande. Esta interpretação sísmica foi realizada no software *OpendTect* (*dGB Earth Sciences*) e baseou-se na técnica de *looping*, a qual utilizou uma rede de espaçamento de 10x10 linhas (*inlines* e *crosslines*).

Os métodos de validação de interpretação sísmica são baseados em relações geométricas entre horizontes, falhas e dobras. Por meio destas relações pode-se predizer o deslocamento de um horizonte ou localização de uma falha que não foi claramente definida na sísmica; porém estas relações só podem ser definidas após a extração de algumas variáveis na própria sísmica, ou seja, o método depende da informação *a priori*, o que o torna mais confiável e dependente do dado sísmico original. Neste artigo, utilizou-se um método de validação analógico denominado de vetores de dobramentos e outro método digital denominado de modelagem computacional direta 2D e 3D no *software Move*.

O método de vetores de dobramentos foi inicialmente utilizado para determinar estruturas compressionais (Shaw *et al.* 1999) porém a sua aplicação para estruturas distensionais tem sido amplamente aceita. Este método é baseado nas mudanças de domínios de mergulho de refletores, as quais podem ser individualizadas pelos traços axiais ativos. Estes traços se caracterizam pela ocorrência de ativação de dobramentos ou colapsos. Traços que ocorrem paralelos aos traços axiais ativos e posteriores às zonas de deslocamentos são definidos como traços axiais inativos e caracterizam-se pela ausência de movimento relativo destes mesmos refletores.

As estruturas exemplificadas neste método são classificadas como dobras por flexão de falhas e se desenvolvem pela migração de bandas de cisalhamento com a deformação das rochas localizadas entre as superfícies axiais ativas e inativas. A superfície inativa se afasta da ativa, alargando a banda de cisalhamento, a cada incremento de movimentação. O método dos vetores de dobramentos está diretamente ligado às relações angulares formadas no momento da geração das bandas de cisalhamento (Cavalcanti de Araújo *et al.* 2008). A análise geométrica e cinemática de estruturas apresenta as seguintes condições de contorno:

- 2. O movimento das camadas ao longo da falha não gera espaços vazios ou recobrimentos;
- 3. Uma falha, mesmo que seja lístrica, pode ser discretizada em segmentos retilíneos;
- 4. A espessura das camadas dentro das bandas de cisalhamento não se altera;
- 5. Os comprimentos das linhas se mantêm;
- 6. Camadas que não passaram sobre uma flexura na falha não absorvem deformação interna.

Os vetores de dobramentos podem medir a quantidade de movimento relativo de camadas ou falhas em regiões com pouca qualidade sísmica.

Para descrever como os vetores de dobramentos auxiliam na interpretação de seções com pouca qualidade, utilizou-se o modelo de Shaw *et al.* (1999) e Shaw *et al.* (2005), o qual representa um embricamento de dois empurrões. Na figura 1 alguns elementos são definidos para melhor compreensão da técnica de obtenção dos vetores de dobramentos e consequente predição de falhas ou horizontes que estes definem: **A** - Plano de falha superior, **B** - Plano de falha inferior, **TA** - Traco axial ativo e **TI** - Traco axial inativo.

Identificam-se os traços axiais ativos e inativos na região com pouca qualidade sísmica e são prolongados até encontrar o segmento de falha **A** (figura 1-I). Identifica-se um refletor com boa continuidade abaixo ou acima da zona com pouca qualidade sísmica. O vetor de dobramento é definido pela diferença entre a projeção do refletor escolhido com mergulho original, antes de entrar no **TA**, e o refletor com mergulho após atravessar a banda de cisalhamento no **TI**. Este vetor denominado **U** representa a quantidade de

movimento que as camadas foram submetidas na banda de cisalhamento e deve ser considerado o mesmo vetor ao ser transferido para o ponto de intersecção do segmento da falha **A** com o **TI**, porém com a denominação de vetor **X**. Desta forma define-se o novo segmento da falha **A** (figura 1-II).

Figura 1

Figura 1 - Sequência I e II utilizada por Shaw (2005) para definir a posição de uma falha por meio do cálculo dos vetores de dobramentos.

A modelagem computacional direta 2D foi realizada no *software 2DMove* (*Midland Valley Ltd*), no qual importou-se as *inlines* (direção NE) espaçadas de 10x10 *inlines* com interpretação sísmica do 3D Falha de Baixa Grande realizada previamente no *software OpendTect*. Realizou-se a conversão tempo-profundidade do dado sísmico utilizando uma função linear extraída dos poços da área. Como no módulo 2D do *software Move* não é possível importar o traço da interpretação diretamente do *OpendTect*, utilizou-se esses arquivos para reinterpretar o traço da falha de Baixa Grande e finalmente modelar os horizontes que são afetados pela mesma.

Na modelagem computacional direta 2D optou-se pela ferramenta do *software 2D Move* de construção de horizontes a partir de uma falha (*construction horizons from fault*). Esse processo iniciou-se utilizando a falha principal já interpretada na seção e, posteriormente, editou-se a mesma, ao passo que os horizontes criados se ajustavam aos horizontes da seção sísmica. Quando os horizontes modelados alcançaram mergulhos semelhantes aos dos refletores da seção sísmica, então a falha editada estaria validada geometricamente para a referida seção.

A modelagem computacional direta 3D realizada no software Move (Midland Valley Ltd) permitiu a importação de superfícies diretamente do software OpendTect. Desta forma foi possível importar a superfície da Falha de Baixa Grande e os 3 horizontes mapeados relacionados ao estágio sinrifte da Bacia Potiguar e o horizonte relativo ao Embasamento. Ao importar essas superfícies para o software Move, alguns artefatos (aberturas e arestas) são criados devido à triangulação utilizada para interpolar horizontes, o que pode gerar erros na modelagem. Portanto esses defeitos deviam ser eliminados utilizando recursos existentes no próprio software Move, ou seja, o dado passou por uma etapa de condicionamento, a qual nos permitiu utilizar o dado com segurança nos resultados produzidos pela modelagem. Após o condicionamento do dado importado, executou-se a conversão tempo-profundidade, utilizando a mesma função adquirida dos poços aplicada na modelagem 2D.

Para realizar a modelagem computacional direta 3D no *software 3D MOVE*, utilizouse o algoritmo *fault parallel flow*, ferramenta de modelagem *Move on Fault*. Este algoritmo permite que as superfícies sobre o teto da falha sejam movidas sobre a falha de maneira que os vértices do teto da falha desloquem-se paralelamente aos segmentos da falha sobre a qual eles estão fluindo (Figura 2). Estes deslocamentos podem ser calculados a cada incremento de movimento.

Figura 2

Figura 2 - Desenho esquemático representando o algoritmo *Fault Parallel Flow* utilizado na modelagem 3D do *software Move*.

Na interpretação regional do dado sísmico, observou-se a variação morfológica da

superfície da Falha de Baixa Grande (figura 3A), o que é refletido na deformação das camadas do rifte sotopostas a cada região. O mapeamento de alguns horizontes no teto da falha funcionou de apoio para análise da deformação na modelagem estrutural realizada (figura 3B).

Figura 3

Figura 3 - Visão geral da Falha de Baixa Grande (A) e horizontes mapeados (B) convencionalmente no levantamento sísmico 3D Falha de Baixa Grande.

Para auxiliar a interpretação do volume sísmico de amplitude alguns atributos foram extraídos, tais como *dip steered median filter*, *fault enhancement filter* e volume de amplitudes(figura 4A, 4C e 4E). Os dois primeiros atributos são calculados por meio de um volume de *steering*, o qual possui informações de mergulho e azimute relativos de cada amostra do volume em tempo. Desta forma, os atributos são orientados por este volume e resulta em opções mais realísticas (geologicamente) para realçar as feições desejadas. O *dip steered median filter* realça a continuidade dos refletores enquanto que o *fault enhancement filter* realça as descontinuidades, que podem estar relacionadas a falhamentos.

O fluxo de processamento para a obtenção destes atributos foi o seguinte: criação de um cubo de *steering* o qual contém as informações de mergulho e azimute relativos do dado sísmico em tempo. Este cubo pode ser produzido de duas formas: *Steering* central – onde o mergulho e azimute do ponto analisado são direcionados para encontrar todos os traços necessários para gerar uma resposta do atributo; *Steering* completo – onde o mergulho e azimute são aplicados para todas as posições dos traços. Além disso, indica-se a extração de 3 volumes de *steering* com diferentes filtros de saída com a finalidade utilizálos em fluxos mais avançados de filtragem. Estes volumes são: (1) *steering* bruto com filtro de saída de 1x1x1 (*inlines/crosslines/*número de amostras); (2) *steering* detalhado com filtro de saída de 0x0x5 (*inline/crossline /*número de amostras) que apresenta realce de estruturas locais e (3) *steering* residual com filtro de saída de 5x5x0 (*inline/crossline/*número de amostras) que realça as estruturas regionais.

No volume de *steering* residual aplicou-se o *dip steering median filter* com o intuito de remover os ruídos aleatórios e aumentar a continuidade lateral dos refletores (figura 4B), o que permitiu mapeá-los com mais facilidade. Além deste filtro aplicou-se também o *fault enhancement filter* que permite realçar as bordas das reflexões (figura 4D), ou seja, realça as falhas por meio de filtragem mediana ou por difusão ao longo do mergulho estrutural, isto é, quando ele possui uma alta similaridade usa-se o filtro mediano e se a similaridade é baixa usa-se o filtro de difusão. É importante ressaltar que alguns artefatos podem ser criados no dado filtrado e sempre que houver dúvida, deve-se realizar comparação com dado original.

Já o atributo volume de amplitude consiste no cálculo da média quadrática (RMS) em uma janela deslizante sobre cada traço. A média quadrática ignora as oscilações do sinal da amplitude sísmica além de reforçar o efeito de diminuição de valores de amplitude. Este atributo foi obtido pelo fluxo de processamento, proposto por Bulhões (1999) e Bulhões & Amorim (2005): Extração da média quadrática (RMS), aplicação da transformada de Hilbert e rotação de fase. Este atributo apresenta em seção vertical, características semelhantes às de um afloramento, devido ao relevo que os altos contrastes de impedância ressaltam no volume de amplitude. Desta forma, algumas feições estruturais são mais facilmente identificadas com auxílio desta técnica (figura 4F).

Figura 4 - Dado sísmico com amplitude original (A, C e E), dado sísmico com aplicação do filtro *dip steered median* realçando a continuidade dos horizontes (B), dado sísmico com aplicação do filtro *fault enhancement* realçando as falhas (D) e dado sísmico com aplicação da técnica volume de amplitude ressaltando as estruturas (F).

Para promover uma análise de deslocamento comparativa, criou-se uma superfície plana horizontal, não deformada, posicionada na porção mais rasa da falha, a qual sofrerá incremento de deslocamentos. Este experimento tem como finalidade observar a deformação criada nesta superfície a cada incremento e compará-la com a deformação das superfícies correspondentes aos horizontes mapeados em níveis mais profundos e que, possivelmente tenham sofrido o mesmo deslocamento que esta nova superfície.

Este módulo do *software Move* permite analisar deformações tanto em superfícies como em volume calculando vários atributos estruturais que podem ser posteriormente plotados e interpretados. Existem duas abordagens para a análise da deformação no *software Move*: Dilatação e *Strain* finito.

Dilatação - este método analisa a razão de mudanças de comprimento, área ou volume de um objeto deformado em relação ao mesmo objeto não deformado. A medida de dilatação que permite a análise dos objetos resultante da deformação final é chamada de dilatação corrente. Se o objeto mantiver o formato após a deformação, então o incremento de *strain* pode ser medido de duas maneiras:

Strain absoluto – é a medida realizada utilizando os valores absolutos de strain.

<u>Root Mean Square (RMS)</u> – é a medida realizada utilizando média quadrática de cada incremento de *strain*.

Strain finito – Calculado apenas para volumes de objetos. A análise é feita com base na mudança de posição dos vértices de tetraedros construídos entre duas superfícies. Por padrão, as posições X,Y,Z de cada vértice é expressa em relação ao ponto central do tetraedro. A mudança de posição dos vértices dos tetraedros deformados em relação aos vértices dos tetraedros não deformados é que permite o cálculo do Volume de Dilatação e dos valores dos eixos dos elipsoides de deformação. Esses eixos são então posicionados no centro do tetraedro de forma a permitir a visualização da deformação.

<u>Strain Principal (Auto Valores)</u> – É a medida da nova magnitude dos eixos XYZ do objeto deformado, onde X > Y > Z;

Orientação do *Strain* Principal (Auto Vetores) – As orientações da deformação são calculadas com base na posição da coordenada da posição do objeto deformado, em relação a coordenada da posição do objeto não deformado. A posição XYZ é dada para cada eixo principal da deformação, E1, E2 e E3 e podem ser vistos como mapas de atributos.

Razão de Strain Plana - A ferramenta de análise de strain permite o cálculo das razões do strain Principal Máximo e Intermediário (1+e1 / 1+e2), razão do strain Principal Intermediário em relação ao Mínimo (1+e2 / 1+e3) e do Strain Principal Mínimo em relação ao Máximo (1+e3 / 1+e1). Essa informação pode ser utilizada para determinar a natureza da deformação: plana, constricional ou achatamento.

<u>Dilatação Volumétrica</u> – A dilatação volumétrica é a medida entre a razão da mudança do volume no objeto deformado, em relação ao objeto não deformado, calculado por:

$$VD = (1+e1)(1+e2)(1+e3)-1$$
 (Equação 1)

A extração de atributos da análise de deformação no *software Move* ocorreu da seguinte forma: os atributos extraídos de horizontes referentes aos sedimentos internos da Formação Pendência (Horizonte 03 e 04) foram principalmente sobre as informações de dilatação corrente e dilatação absoluta sofrida na realização de dois incrementos de

deformação e os atributos extraídos de volume envolvendo os mesmos horizontes supracitados foram relativos aos eixos de elipsoides de *strain* E1, E2, e E3 e a disposição dos elipsoides ao longo do volume.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área em estudo está inserida no contexto geológico da Bacia Potiguar, que localiza-se no extremo nordeste da região Nordeste do Brasil, englobando as margens costeiras norte do Estado do Rio Grande do Norte e nordeste do Estado do Ceará. Esta Bacia possui área de aproximadamente 48.000 km², dos quais cerca de 21.500 km² encontram-se em áreas emersas (Bertani *et al.* 1990). Os limites da Bacia são definidos a oeste, pelo Alto de Fortaleza, a sul, pelo embasamento cristalino da Faixa Seridó e a norte, nordeste e leste pela cota batimétrica de –2000 m (Figura 5).

Figura 5

Figura 5 - Mapa geológico simplificado da Bacia Potiguar (modificado de Fontes 1986, Mont' Alvene *et al.* 1998, Pessoa Neto 2003 e CPRM 2003).

A Bacia Potiguar pertence ao sistema de bacias interiores com direção nordeste, compreendido pelas bacias do Araripe, Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha e Lima Campos. Essas bacias estão inseridas na Província Borborema e possuem forma de meio*grabens* assimétricos, individualizadas por altos do embasamento, falhas de transferência e/ou zonas de acomodação (Matos 1992).

Uma nova abordagem para a evolução tectono-sedimentar da Margem Equatorial Atlântica foi proposta por Matos (2000), considerando que os modelos de rifteamento não explicam corretamente a cinemática e a geometria observadas nas bacias de margem continental equatorial e nas bacias interiores do nordeste brasileiro, cuja origem estaria relacionada à evolução de uma margem transformante. Deste modo, em 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 tansformantes, quanto no posicionamento das bacias em relação a estas zonas, propondo três estágios principais denominados de Pré, Sin e Pós-Transformante, subdivididos em sete subestágios.

O estágio Pré-Transformante compreende a fase pré-deriva continental, sendo subdividido em Pré-transtação e Sin-transtração. O primeiro subestágio é representado na Bacia Potiguar pela seção rifte neocomiana (Formação Pendência) presente nos *grabens* das porções emersa e submersa. O segundo subestágio é representado nessa bacia pelas seções barremiana (Formação Pendência), aptiana inferior (Formação Pescada) presente apenas na porção submersa da bacia e pela seção aptiana superior (Formação Alagamar) presente nas porções emersa e submersa.

O estágio Sin-Transformante se desenvolveu entre o Albiano e o Cenomaniano e compreende o início da fase de deriva continental, sendo os subestágios baseados no contexto tectônico dos diversos segmentos das zonas transformantes: subestágio transtração dominada por cisalhamento simples, subestágio transtração dominada por "wrench", subestágios de transpressão dominada por "wrench" e Margem Passiva transformante (Matos 2000, figura 6).

Os subestágios de transtração dominada por cisalhamento simples e transtração dominada por "wrench" são representados na Bacia Potiguar pelas Formações Açu, Ponta do Mel e Quebradas, depositadas, respectivamente, nos segmentos noroeste e leste da bacia. No subestágio dominada por cisalhamento simples é caracterizado por vastas áreas regidas por distensão, limitadas por discretas zonas de cisalhamento e estruturas-em-flor.

Já no subestágio de transtração dominado por "wrench", movimentos divergentes foram acomodados por zonas relativamente estreitas, explicando mais do movimento entre a África e o Brasil. Os subestágios de transpressão dominada por "wrench" e Margem Passiva transformante estão ausentes na Bacia Potiguar.

O estágio Pós-Transformante registra o domínio do drifte continental, caracterizado por segmentos tipicamente de margem passiva. É representado na Bacia Potiguar pelas seções turoniana-campaniana inferior (Formação Jandaíra) e campaniana superior-recente (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré).

Figura 6

Figura 6 - Deformação particionada na Margem Equatorial Atlântica em função da progressiva deformação controlada pelas falhas transformantes, durante o Albiano (Matos, 2000). As linhas tracejadas indicam a direção do transporte tectônico, considerando um pólo de rotação localizado no hemisfério norte.

A FALHA DE BAIXA GRANDE

O levantamento sísmico 3D utilizado neste estudo tem como estrutura principal a Falha de Baixa Grande, que está localizada no extremo S-SW do Rifte Potiguar, limitando, ao sul, o *Graben* de Umbuzeiro e parte do *Graben* de Apodi. Seu prolongamento para oeste define, após inflexão de seu traço para NW, o sistema de falhas Apodi, já nos limites do *Graben* de Apodi. Em direção E-NE a Falha de Baixa Grande perde rejeito, enquanto que o sistema de falhas Carnaubais ganha rejeito nesta direção, tornando-se o limite S-SE do Rifte Potiguar (figura 7).

Figura 7

Figura 7 - Mapa do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (Cremonini et al. 1996).

Estudos de evolução do *Graben* de Apodi corroboraram para o entendimento dos dobramentos que afetaram os sedimentos desta região e os falhamentos que o compõe, incluindo a Falha de Baixa Grande.

Borges (1993) estudou em detalhe o *Graben* de Apodi e concluiu que uma fase de inversão teria seguido a etapa distensional formadora da bacia. A inversão tectônica estaria associada a componentes contracionais, de direção NNW-SSE, em consequência a um cisalhamento dextral de direção WNW, regional, relacionado ao início do rifteamento da Margem Equatorial. Para o autor, a inversão tectônica teria causado, no *Graben* de Apodi, um encurtamento no seu domínio sudeste com formação de dobramentos antiformes, transpressivos e transtrativos.

Matos (1992) propõe um modelo evolutivo para o *Graben* de Apodi em que admite a existência de dois planos de descolamento sintéticos de baixo ângulo e com mergulhos para NW, representados pelos sistemas de falhas normais Carnaubais/Baixa Grande e pela falha que limita a NW o Alto de Quixaba. Uma distensão diferencial ao longo dessas falhas teria gerado os dois principais meio-*grabens* da bacia Potiguar, de direção NE-SW: Umbuzeiro e Boa Vista. Esta estruturação foi denominada de cunha distensional definida pelo autor como uma zona triangular distensional, em analogia às zonas triangulares em cinturões compressivos.

Com o deslocamento para oeste desta zona triangular ocorre o desenvolvimento de espaço potencial entre os pacotes sedimentares e o embasamento na porção NW do Alto de Quixaba, dando origem assim, ao *Graben* de Apodi e a um terceiro plano de descolamento antitético ocorrendo sobre o embasamento (Falha de Mulungu ou Riacho da Forquilha). Os

pacotes sedimentares sofrem escorregamento em direção às partes mais internas da bacia gerando um basculamento do pacote sedimentar para NW (figura 8).

Figura 8

Figura 8 - Evolução da geometria observada no *Graben* de Apodi (Matos 1992).

É importante ressaltar que o restante da bacia, que não possui esse terceiro plano de descolamento, apresenta basculamento do pacote sedimentar para SE.

Devido ao baixo ângulo das falhas principais no *Graben* de Apodi, Matos (1992) o definiu como um meio-*graben* conjugado, em contraste ao meio-*graben* padrão observado nas outras porções do Rifte Potiguar (Matos 1992).

Pontes (2005) em interpretação geofísica de um volume sísmico na região da Falha de Baixa Grande observou a grande variação morfológica na superfície da falha de Baixa Grande e também indicou a influencia da geometria de falha em dobramentos que ocorrem nos sedimentos da Formação Pendencia, associados a ambientes distensionais.

RESULTADOS OBTIDOS

A modelagem analógica de vetores de dobramentos apresentou resultado da falha modelada muito próximo ao resultado da falha mapeada convencionalmente. Neste processo de construção dos segmentos de falha, algumas particularidades foram levadas em consideração na avaliação deste método:

- (i) Na linha 100 (figura 9A) ocorre uma situação geológica mais complexa que não permite uma determinação muito exata dos traços axiais e por isso vários testes foram realizados na tentativa de encontrar melhor aproximação do modelo para aplicar o método de vetores de dobramentos. Primeiramente, optou-se por utilizar poucos traços axiais e simplificar os domínios de mergulhos. Posteriormente, conservou-se a definição dos traços axiais, entretanto os vetores de dobramentos foram calculados por meio de uma média entre os horizontes mapeados. Já na situação do terceiro caso, optou-se por uma discretização mais efetiva do modelo. Comparando-se estes três casos, conclui-se que os resultados são razoáveis e se aproximam do resultado da interpretação preliminar, porém o caso com maior discretização apresentou os mergulhos dos traços da falha de cada etapa da construção do modelo mais semelhante com os da interpretação convencional (figura 9B);
- (ii) Na linha 720 (figura 9C) ocorrem vários traços axiais, todos bem definidos e com variação de sentido de mergulho. Este modelo resultou em uma aproximação relativamente boa da falha previamente interpretada (figura 9D);
- (iii) Nas linhas 1240 (figura 9E) os traços axiais foram poucos e bem definidos; a falha resultante pelo método dos vetores de dobramentos foi bastante próxima à da falha mapeada previamente. Este resultado deve-se em parte pela própria simplificação geológica da seção, pois os horizontes-guia não apresentaram muitas variações de mergulho; o que corroborou para o resultado do modelo com pouca discretização se aproximar rapidamente do resultado mapeado previamente (figura 9F).

Figura 9

Figura 9 - Comparação da geometria resultante da Falha de Baixa Grande (FBG) entre a interpretação sísmica convencional e a técnica analógica de predição de vetores de dobramentos nas linhas 100 (A e B), 720 (C e D) e 1240 (E e F).

A modelagem computacional direta 2D mostrou resultado de camadas modeladas

parcialmente concordantes com os da sísmica original. Posteriormente realizando-se a edição minuciosa da mesma falha, resultou em camadas modeladas mais concordantes com a sísmica original; isto demonstra que a interpretação inicial desta falha não estava totalmente coerente geometricamente em algumas regiões (figuras 10, 11 e 12). Desta forma, esta modelagem funcionou como suporte para a reinterpretação da Falha de Baixa Grande; esta por sua vez foi utilizada na modelagem computacional direta 3D.

Figura 10

Figura 10 - Resultados da modelagem 2D de horizonte por meio de uma falha realizada na linha 100 do 3D Falha de Baixa Grande: A) Dado sísmico B) Resultado da modelagem das camadas por meio da falha interpretada previamente e C) Resultado da modelagem das camadas por meio da falha após realizar ajustes na interpretação da falha.

Figura 11

Figura 11 - Resultados da modelagem 2D de horizonte por meio de uma falha realizada na linha 720 do 3D Falha de Baixa Grande: A) Dado sísmico B) Resultado da modelagem das camadas por meio da falha interpretada previamente e C) Resultado da modelagem das camadas por meio da falha após realizar ajustes na interpretação da falha.

Figura 12

Figura 12 - Resultados da modelagem 2D de horizontes por meio de uma falha realizada na linha 1170 do 3D Falha de Baixa Grande: A) Dado sísmico B) resultado da modelagem das camadas por meio da falha interpretada previamente e C) resultado da modelagem das camadas por meio da falha após realizar ajustes na interpretação da falha.

No modelo inicial para realização da modelagem 3D, adicionou-se uma superfície plana em um nível raso da falha e foram adicionados incrementos de deslocamentos ao longo da Falha de Baixa Grande até o nível dos horizontes mapeados Horizonte 3 e Horizonte 4. Esta superfície apresentou deformações em grande parte concordantes com as destes horizontes, o que também valida a interpretação convencional da falha principal.

O ponto mais desfavorável desta modelagem 3D foi a simplificação que foi realizada nos horizontes mapeados para obter o condicionamento adequado para executar o modelo.

A modelagem computacional direta 3D aplicando incrementos de deslocamentos nos próprios horizontes mapeados Horizonte 3 e Horizonte 4 resultou em superfícies e volumes onde foi possível realizar a extração de vários atributos estruturais relacionados às deformações que os mesmos sofreram com cada incremento de deslocamento. Os atributos extraídos das superfícies foram a dilatação corrente e dilatação absoluta. Os atributos extraídos da deformação sofrida pelo volume escolhido entre o Horizonte 04 e Horizonte 03 foram os mapas de eixos de deformação E1, E2, E3 e a distribuição dos elipsoides de deformação.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

No método manual de vetores de dobramentos constatou-se que quanto mais complexa for a situação geológica, mais importante se torna o fato de realizar mais discretizações do modelo para o método de vetores de dobramentos. O fato de os resultados obtidos pelo método dos vetores de dobramentos serem semelhantes aos

resultados do mapeamento convencional significa que, geometricamente, este último está coerente e validado pelo método dos vetores de dobramentos.

Os resultados da modelagem computacional direta 2D realizada em algumas seções do levantamento 3D de Falha de Baixa Grande corroborou para comprovar a influência da geometria de falha na deformação das camadas do teto da falha. A região da falha de Baixa Grande na qual a geometria é definida como rampa-patamar-rampa, gera dobramentos sinformes na região côncava da falha enquanto que a região convexa gera dobramentos antiformes; já na região onde ocorre predominância de falha com geometria retilínea, as camadas são deslocadas sem deformação, enquanto que as falhas com geometria curvilíneas apresentam ocorrência de *rollover*.

Nesta modelagem os rejeitos aplicados para deformar os pacotes de sedimentos do teto das falhas de cada seção escolhida concordam com os rejeitos apresentados na falha interpretada, ou seja, os rejeitos são maiores na porção SW do 3D, diminuem gradativamente na porção central e aumentam novamente no extremo NE do 3D.

Deve-se considerar nesta modelagem o efeito de borda, o qual provoca uma horizontalização das camadas modeladas na porção NW de cada seção estudada. Também devido a este efeito, algumas camadas modeladas não puderam representar adequadamente o mergulho esperado de alguns refletores na porção NW das seções.

De forma geral este método foi eficaz para modelar os horizontes por meio da falha principal e é evidente a melhoria que ocorre na coerência dos horizontes modelados com os refletores da sísmica quando um adensamento de pontos detalhando a falha principal é realizado. Para cada ponto criado na falha, cria-se automaticamente um novo traço axial que aumenta a discretização do modelo e possibilita, para um grande número de pontos, o detalhamento de estruturas mais sutis.

Existem ressalvas quanto à geometria da falha na região mais profunda das seções, pois não há um controle muito preciso das camadas que sofrem influência da falha nestas porções.

Na análise de deformação constatou-se no Horizonte 04 que a dilatação corrente negativa, representativa de encurtamento, aumentou mais intensamente com o incremento de deformação de 900 m para 1600 m do que no Horizonte 03 (comparar figuras 13 e 14). Isto pode indicar que ocorreu menos espaço para a deformação no nível do Horizonte 04, o que propiciou o desenvolvimento de estruturas compressionais. Nos mapas de atributo de dilatação absoluta destacam-se zonas que representam os maiores contrastes de dilatação, seja positiva, seja negativa. Os mapas de eixos de deformação indicam que o *strain* se concentrou na região nordeste da Falha de Baixa Grande onde se observam falhas secundárias paralelas à falha principal. O sentido de deformação apresentado pelo eixo de maior valor do elipsoide de *strain* E1 ocorre predominantemente no sentido S-SE (Figura 15). Isto pode ser um bom indicativo que os movimentos que regeram essa estruturação da Falha de Baixa Grande foram distensionais e as dobras existentes realmente podem ser relacionadas à geometria da falha.

Figura 13

Figura 13 - Mapas de atributos extraídos da superfície correspondente ao horizonte 04 resultante de dois incrementos de deformação submetida. Os atributos escolhidos para representar essa deformação foram a dilatação corrente e dilatação absoluta a profundidades de 900m e 1600m acima da posição original da superfície.

Figura 14 - Mapas de atributos extraídos da superfície correspondente ao horizonte 03 resultante de dois incrementos de deformação. Os atributos escolhidos para representar essa deformação foram a dilatação corrente e dilatação absoluta a profundidades de 900m e 1600m acima da posição original da superfície.

Figura 15

Figura 15 - Mapas dos elipsoides de *strain* representando os eixos E1 e E3 após deformação de um volume posicionado entre os topos das superfícies relativas aos horizontes 04 e 03 com deslocamento de 1600m.

Os resultados obtidos dos dois métodos utilizados neste artigo ilustraram boa semelhança com o resultado da interpretação feita convencionalmente, ou seja, a interpretação convencional possui coerência geométrica. Analisando os resultados destes métodos observa-se que existe certo grau de liberdade para a interpretação em cada método e em todos os resultados foram viáveis. Alguns ajustes nas regiões mais profundas do 3D podem ser auxiliados com a técnica de vetores de dobramentos, enquanto que a complexidade geológica nas regiões mais rasas pode ser detalhada com o método da modelagem de horizontes por meio de uma falha previamente interpretada. Desta forma, conclui-se que os métodos são concordantes e se complementam.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - PPGG, à PETROBRAS pelas horas concedidas para finalização deste trabalho, ao consultor Dr. Mario Neto Cavalcanti de Araújo (PETROBRAS) pelas contribuições dadas neste trabalho, à dGB *Earth Sciences* pela concessão das licenças acadêmicas do software *opendTect* e à *Midland Valley Ltd.* pela concessão das licenças acadêmicas do *software Move.*

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Bertani, R.T., Costa, I.G. e 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, p. 291-310.

Bulhões, E.M. 1999. Técnica "VOLUME DE AMPLITUDE" para mapeamento de feições estruturais. *In*: SBGf, Intern. Cong. Braz. Geophys. Soc.,6, *Expanded Abstracts*. p.1-4.

Bulhões, E.M. & Amorim, W.N de. 2005. Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à técnica volume de amplitudes (tecva). *In*: SBGf, Intern. Cong. Braz. Geophys. Soc., 9, *Expanded Abstracts*, CD-ROM.

Cavalcanti de Araújo, M. N. 2008. Conceitos, feições diagnósticas e exemplos sísmicos de dobras associadas a falhas distensionais na seção rifte das bacias de Campos e Santos. Bol. Geoc. Petrobras. **17**: 17-30.

Cremonini, O.A., Goulart, J.P.M., Soares, U.M. 1996 – O rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: SBG, Simp. Cret. Brasil, 4, p. 89-93.

Borges, W.R.E. 1993. Caracterização Estrutural da porção sudoeste do rift Potiguar, Brasil. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 146 p.

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* 115, American Geophysical Union, p. 331-354.

Pontes, R.M. 2005. Dobramentos distensionais e a geometria da falha de Baixa Grande, *Graben* de Umbuzeiro, Bacia Potiguar (RN). Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 145p.

Shaw, J. H., Billotti, F. & Brennan, P. 1999. Patterns of imbricate thrusting: Geol. Soc. Am. Bull., 111(7):1140-1154.

Shaw, J. H., Connors, C. & Suppe, J. 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds: an AAPG seismic atlas. American Association of Petroleum Geologists, 157pp.



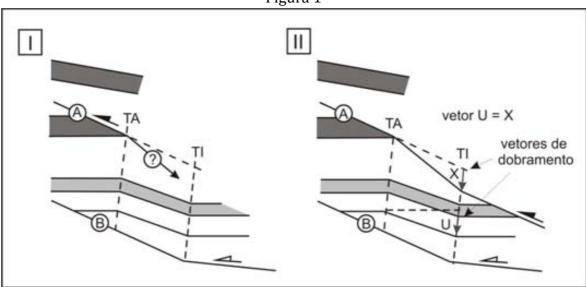


Figura 2

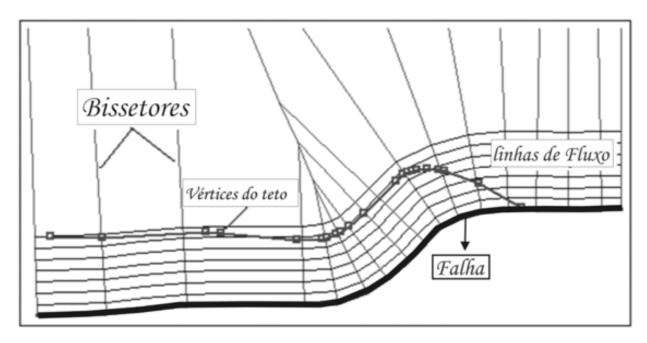


Figura 3

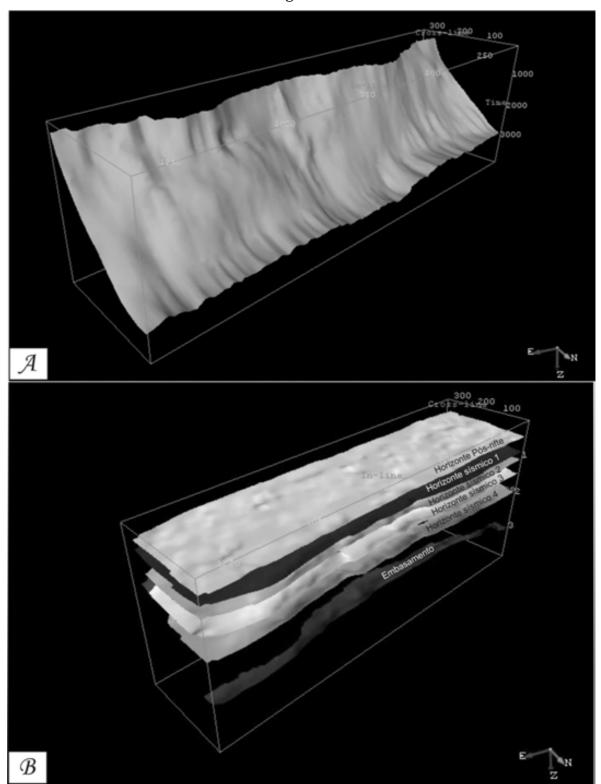


Figura 4

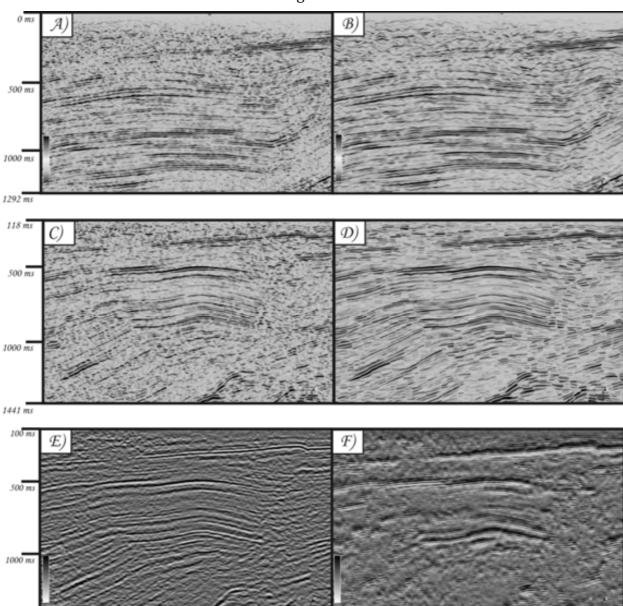


Figura 5

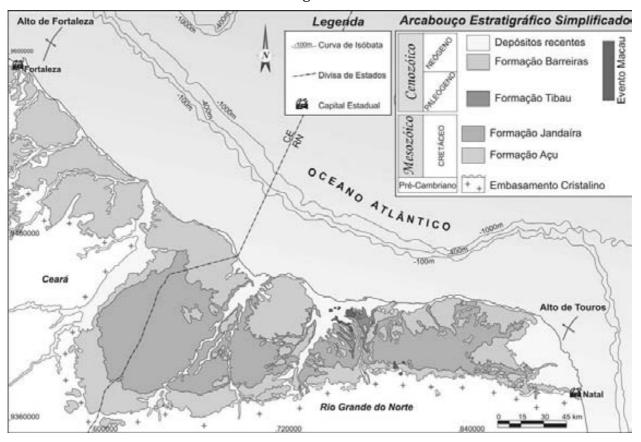


Figura 6

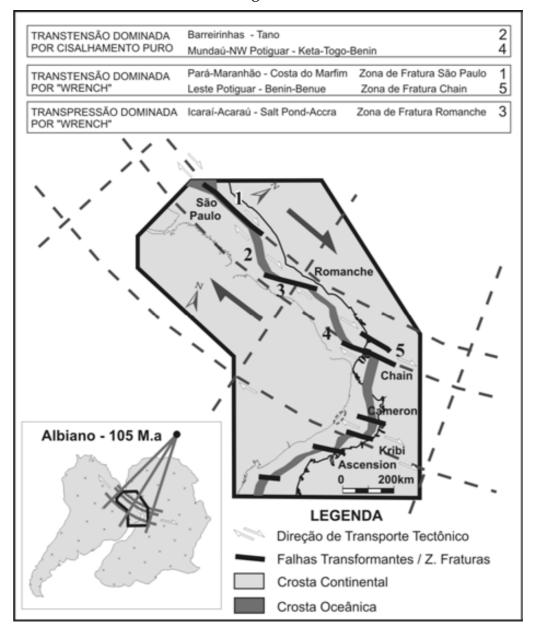
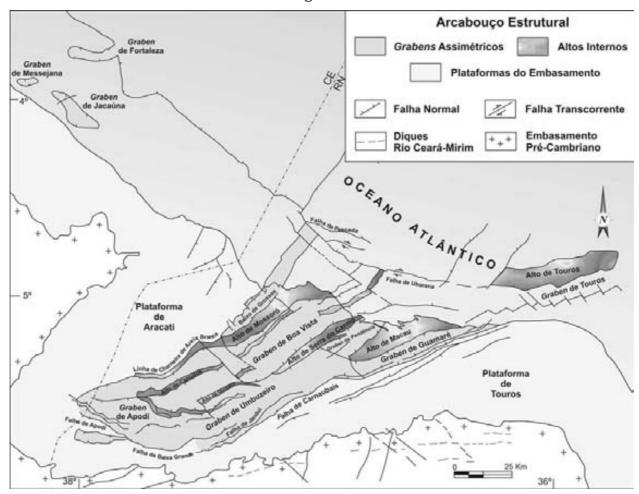
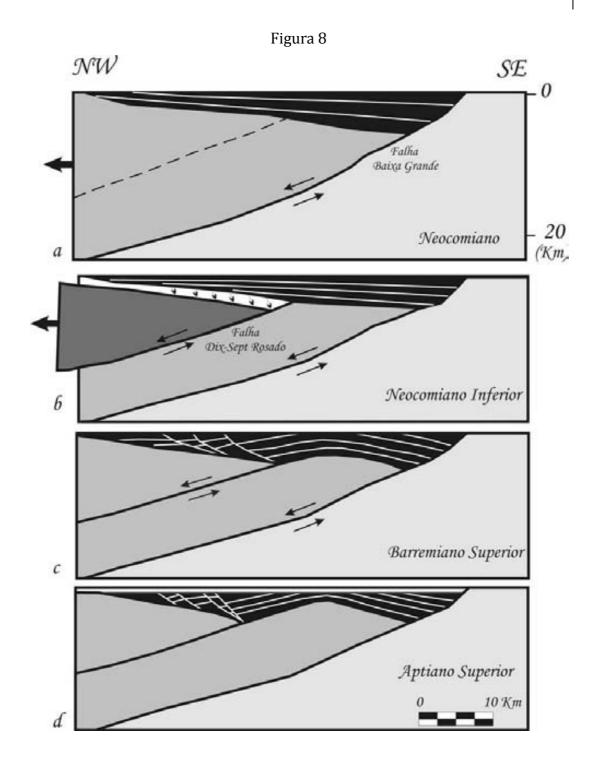
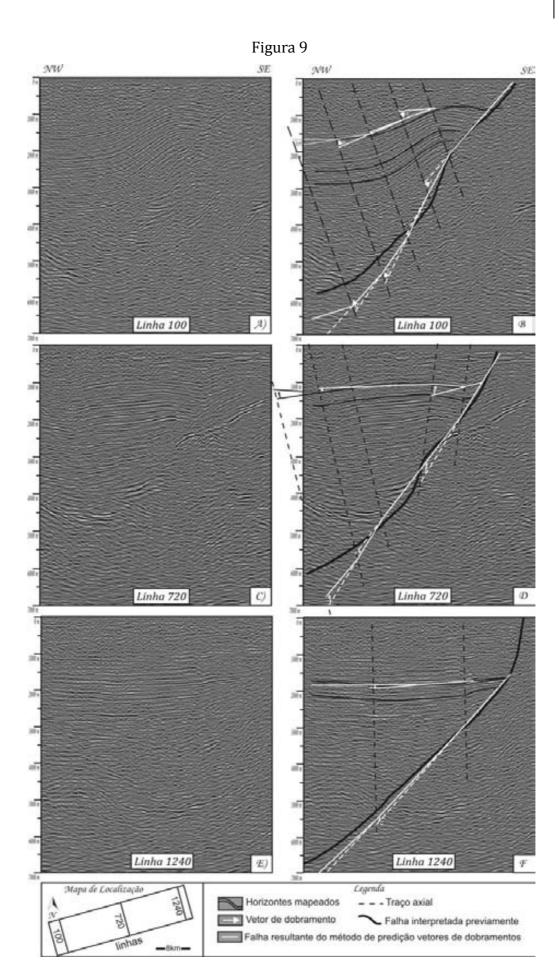


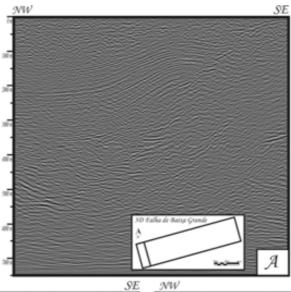
Figura 7

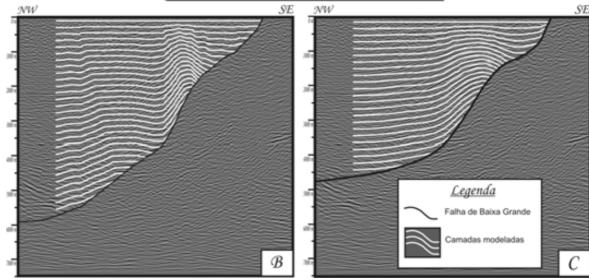






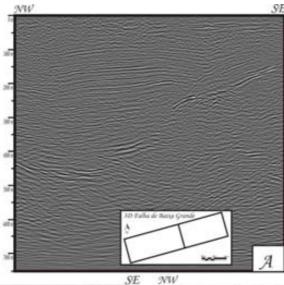






SE

Figura 11



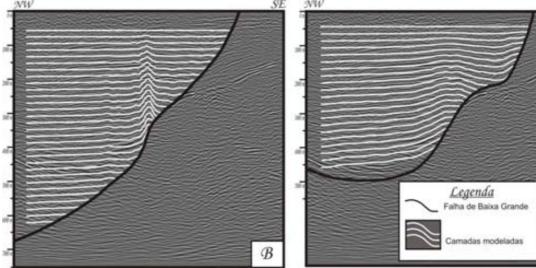
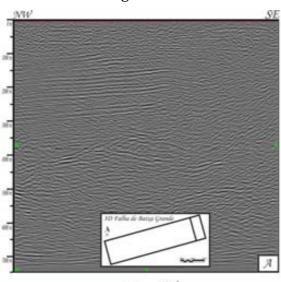


Figura 12



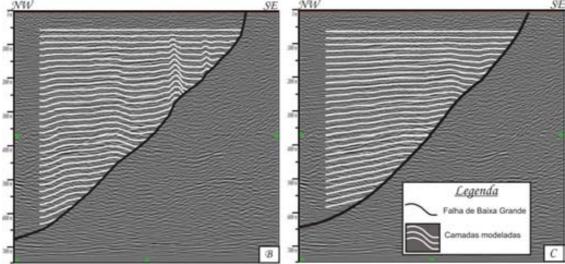
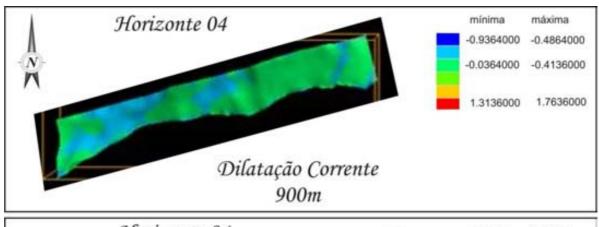
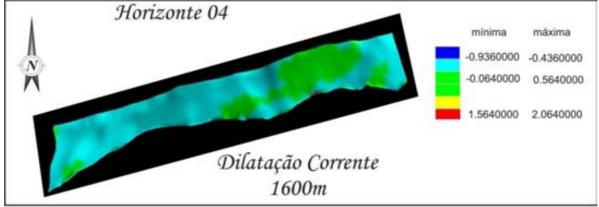


Figura 13







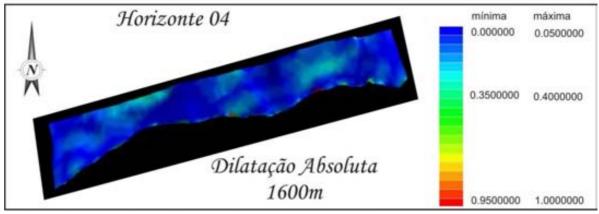
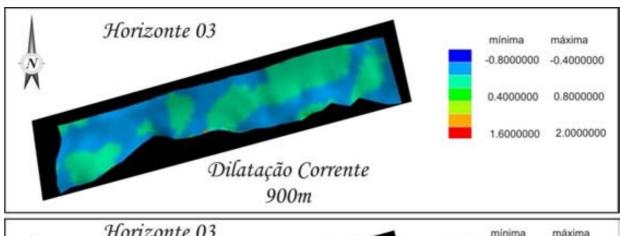
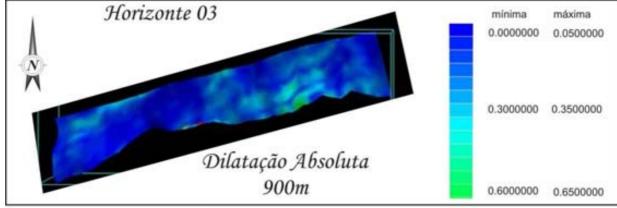
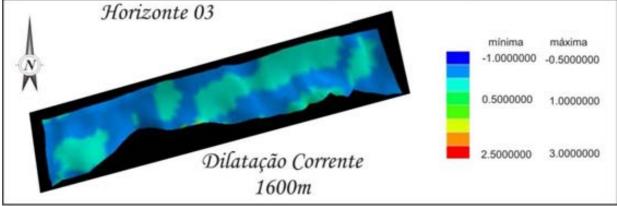


Figura 14







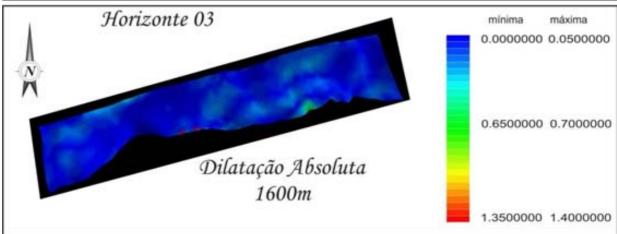
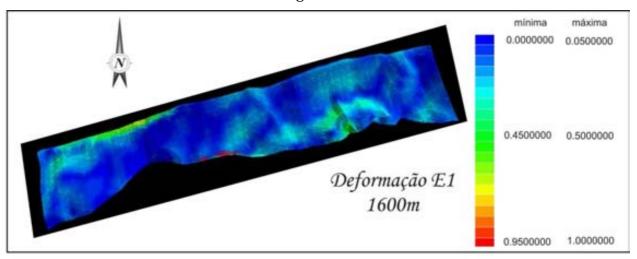
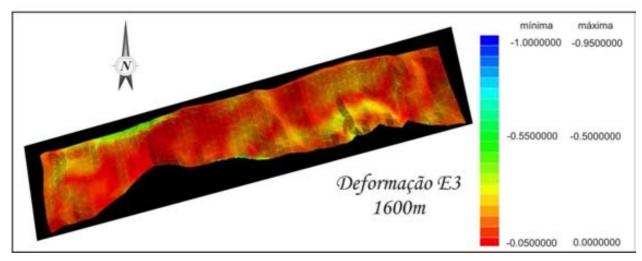
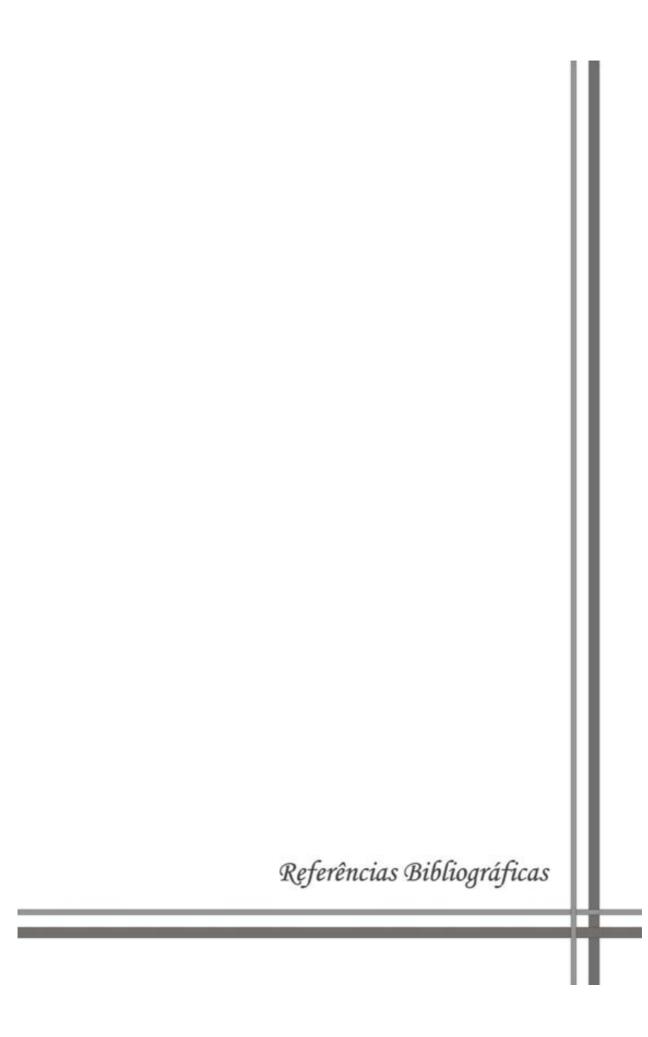


Figura 15







Referências Bibliográficas

Arai, M., Lana, C. C. & Pedrão, E. 1994. Ecozona subtilisphaer: registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do oceano Atlântico primitivo. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia. **39(2):**521-538.

Araripe, P.T. & Feijó, F.J. 1994. Bacia Potiguar. Bol. Geoc. Petrobras. 8(1): 127-141.

Athy, L. F. 1930. Density, Porosity, and Compaction of Sedimentary Rocks. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. **14**.

Bertani, R.T., Costa, I.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, p. 291-310.

Borges, W.R.E. 1993. Caracterização Estrutural da porção sudoeste do rift Potiguar, Brasil. Dissertação de Mestrado, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 146 p.

Bulhões, E.M. 1999. Técnica "VOLUME DE AMPLITUDE" para mapeamento de feições estruturais. *In*: SBGf, Intern. Cong. Braz. Geophys. Soc., 6, *Expanded Abstracts*. p.1-4.

Bulhões, E.M. & Amorim, W.N de. 2005. Princípio da sismocamada elementar e sua aplicação à técnica volume de amplitudes (tecva). *In*: SBGf, Intern. Cong. Braz. Geophys. Soc., 9, *Expanded Abstracts*, CD-ROM.

Cavalcanti de Araújo, M. N. 2008. Conceitos, feições diagnósticas e exemplos sísmicos de dobras associadas a falhas distensionais na seção rifte das bacias de Campos e Santos. Bol. Geoc. Petrobras. **17**: 17-30.

Cremonini, O.A. & Karner, G.D. 1995. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, 14, p.181-184.

Cremonini, O.A., Goulart, J.P.M. & Soares, U.M. 1996 – O rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: SBG, Simp. Cret. Brasil, 4, p. 89-93.

Elliott, D. 1983. The construction of balanced cross-sections. Journal of Structural Geology, **5(2)**:101.

Fossen, H. 2010. Structural Geology. 1 edition. São Paulo. 309p.

Françolin, J. B. L & Szatimari, P. 1987. Mecanismo de Rifteamento da Porção Oriental da Margem Norte Brasileira. Revista Brasileira de Geociências, **17 (2)**: 196-207.

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

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. REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto, 60(4): 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* 115, American Geophysical Union, p. 331-354.

Oliveira, D. C & Martins, G. 1992. O enxame de Diques Rio Ceará Mirim (EDCM) no contexto da abertura do Oceano Atlântico, Revista de Geologia – UFC, **5:**51–78.

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

Pontes, R.M. 2005. Dobramentos distensionais e a geometria da falha de Baixa Grande, *Graben* de Umbuzeiro, Bacia Potiguar (RN). Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 145p.

Rodrigues, R., Françolim, J. B. L. & Lima, H. P. 1983. Avaliação geoquímica preliminar da bacia Potiguar terrestre. PETROBRAS/DEPEX/CENPES. Rio de Janeiro. Relatório interno não publicado.

Shaw, J. H., Billotti, F. & Brennan, P. 1999. Patterns of imbricate thrusting: Geol. *Soc. Am. Bull.*, **111(7)**:1140-1154.

Shaw, J. H., Connors, C. & Suppe, J. 2005. Seismic interpretation of contractional fault-related folds: an AAPG seismic atlas. American Association of Petroleum Geologists, 157pp.

Vasconcelos, E. P.; Lima Neto, F. F. & Ross, D. 1990. Unidades de correlação da Formação Açu. *In*: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, Anais, **1**:227-240.

Xiao, H. & Suppe, J. 1989. Role of Compaction in listric shape of growth normal faults: AAPG Bulletin, **73:**777-786.

Xiao, H. & Suppe, J. 1992. Origin of rollover. American Association of Petroleum Geologists Bulletin., **76(4)**:509-529.