

21/1/40



UFRJ

Eduardo Riscado Pombo

**APLICAÇÃO DO MÉTODO SÍSMICO NA
INVESTIGAÇÃO EXPLORATÓRIA DA BACIA DO RECÔNCAVO**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Especialista em Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Prof. Webe Mansur - UFRJ

Prof. Leonardo Borghi - UFRJ

Álvaro Gomes - Petrobras

Rio de Janeiro

Março de 2007

M
GL
PT&A

UFRJ	
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza Biblioteca Central	
N.º REGISTRO	DATA
6802/11	04/11/11
ORIGEM Doação / Dep. de Geologia.	

POMBO, Eduardo R.

Aplicação do Método Sísmico na Investigação Exploratória da Bacia do Recôncavo - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007., 84 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2007.

Orientadores: Leonardo Borghi, Webe Mansur, Álvaro Gomes.

1. Geofísica. 2. Geologia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Borghi, Webe Mansur. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Eduardo Riscado Pombo

**APLICAÇÃO DO MÉTODO SÍSMICO NA
INVESTIGAÇÃO EXPLORATÓRIA DA BACIA DO RECÔNCAVO**

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Programa de Pós-graduação
em Geologia, Instituto de Geociências, da
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, como requisito necessário à
obtenção do grau de Especialista em
Geofísica do Petróleo.

Orientadores:

Prof. Webe Mansur - UFRJ

Prof. Leonardo Borghi - UFRJ

Álvaro Gomes - Petrobras

Aprovada em: ___/___/2007

Por:

Webe Mansur (UFRJ)

Álvaro Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Aos companheiros do curso de formação de Geofísicos da Petrobras pela interação, respeito e companheirismo demonstrados e a todos aqueles que tornaram possível a realização deste trabalho.

"É melhor tentar e falhar,
que preocupar-se e ver a vida passar;
é melhor tentar, ainda que em vão,
que sentar-se fazendo nada até o final.
Eu prefiro na chuva caminhar,
que em dias tristes em casa me esconder.
Prefiro ser feliz, embora louco, que em conformidade viver..."

Martin Luther King

Resumo

POMBO, Eduardo R. **Aplicação do Método Sísmico na Investigação Exploratória da Bacia do Recôncavo** 2007. Março, 84p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Este trabalho apresenta na primeira parte o contexto geológico da Bacia do Recôncavo. Este contexto engloba a estratigrafia, o arcabouço estrutural da bacia, a evolução tectono-sedimentar e ainda a geologia do petróleo. Na segunda parte é apresentado o método sísmico. O método parte da propagação de ondas sísmicas e passa pela aquisição, processamento e interpretação. Na última parte do trabalho é apresentado e um estudo de caso o qual demonstra a contribuição deste método para um melhor entendimento da geologia e sistemas petrolíferos presentes na Bacia do Recôncavo.

Palavras-chave: Bacia do Recôncavo; Método Sísmico; Petróleo,

Abstract

POMBO, Eduardo R. *Application of the Seismic Method in Recôncavo Basin Exploration*. 2007. March, 84p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This work presents in the first part the geologic context of the Recôncavo Basin. This context involves the stratigraphy, structural complex, the tectonic/sedimentary evolution and the petroleum geology. At the second part the seismic method is presented. It's includes some topics like: propagation of seismic waves, acquisition, processing and interpretation. At the last part of the work is presented a study which demonstrates the contribution of this method for a better understanding of the geology and petroliferous systems in the Recôncavo Basin.

Key-Words: Recôncavo Basin; Seismic Method; Petroleum

Lista de figuras

Figura 1– Mapa de Localização da Bacia do Recôncavo (SANTOS <i>et al.</i> , 1990)	15
Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (CAIXETA, 1994).....	18
Figura 3 - Correlação entre a coluna estratigráfica internacional e a cronoestratigrafia local, segundo REGALI & VIANA, 1988 (A) e ARAI <i>et al.</i> , 1987 (B) (SANTOS <i>et al.</i> , 1990).....	22
Figura 4 – Arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo e os três compartimentos: Nordeste, Central e Sul. (modificado de SANTOS <i>et al.</i> , 1990)	24
Figura 5 - Seções geológicas transversais cortando os diferentes compartimentos da Bacia do Recôncavo: (1) Compartimento Nordeste; (2) Compartimento Central; (3) Compartimento Sul (SANTOS <i>et al.</i> , 1990).	26
Figura 6 - Arcabouço estrutural ao nível da seqüência pré-rifte da Bacia do Recôncavo. As principais falhas são: 1) de Altamira, 2) de Pedras, 3) de Fazenda Alvorada, 4) de Baixa Grande, 5) de Fazenda Cajueiro, 6) de Palmeiras, 7) de Inhambupe, 8) de Patioba, 9) de Tombador, 10) de Araçás-Boa Esperança, 11) de Progresso, 12) de Pedra do Salgado, 13) de Biriba, 14) de Capimirim, 15) de Nova América, 16) de Candeias, 17) de Lamarão, 18) da Barra, 19) de Orobó, 20) de Paranaguá, 21) de Cassarongongo, 22) de Sauípe, e 23) Mata-Catu (ARAGÃO, 1993).....	27
Figura 7 - Paleo-reconstrução da configuração continental no Neoptiano. O destaque mostra o campo de esforços distensionais na Bacia do Recôncavo deduzido da análise estrutural do rifte e coincidente com o movimento interpretado para a Microplaca do Leste Brasileiro (MILANI <i>et al.</i> , 1987).....	31

Figura 8 - Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Recôncavo (SANTOS <i>et al.</i> , 1990).....	35
Figura 9 - Seção geológica esquemática representando os <i>plays</i> exploratórios da Bacia do Recôncavo (SANTOS <i>et al.</i> , 1990.).....	36
Figura 10 - Modelos de migração de hidrocarbonetos na Bacia do Recôncavo A) pre-rifte; B) rifte-Candeias; C) rifte-Ilhas (SANTOS <i>et al.</i> , 1990).....	37
Figura 11 - Componente de tensão atuantes em um sólido.....	41
Figura 12 - Movimento das partículas das ondas longitudinais.....	47
Figura 13 - Movimento das ondas transversais.....	47
Figura 14 - Movimento da onda Rayleigh.....	48
Figura 15 - Movimento da onda Love.....	49
Figura 16 - Princípio de Huygens.....	51
Figura 17 - Divergência esférica (espalhamento geométrico).....	52
Figura 18 - Partição de energia em uma interface.....	54
Figura 19 - Explosivo sísmico e espoleta – Fonte de energia utilizada em sísmica terrestre.....	58
Figura 20 - <i>Vibroseis</i> (vibrador)– Fonte de energia utilizada em sísmica terrestre...	59
Figura 21 - <i>Airgun</i> – Fonte de energia utilizada em aquisições marítimas ou áreas alagadas.....	59
Figura 22 - Assinatura da fonte sísmica ideal comparada com a de um <i>airgun</i>	60
Figura 23 - Componentes de um geofone.....	61
Figura 24 - Cabo Sísmográfico (<i>Streamer</i>) – Local onde estão acoplados os hidrofones.....	62
Figura 25 - Registro antes e após a atenuação de ruídos.....	66
Figura 26 - Registro antes a após a correção de divergência esférica.....	66

Figura 27 - Registro antes e após a correção de absorção.....	67
Figura 28 - Correção estática para um mesmo datum.	67
Figura 29 - Registro antes e após a deconvolução.....	68
Figura 30 - Visualização da análise de velocidade – eventos não horizontalizados.	70
Figura 31 - Após a seleção das velocidades os eventos são horizontalizados.	71
Figura 32 - Tipos de múltiplas – (a) fantasma (<i>ghost</i>); (b) reverberação; (c) <i>peg-leg</i> (camada de água); (d) múltipla de uma superfície simples; (e) interna de período curto; (f) interna de período longo.....	72
Figura 33 - Seção sísmica NW-SE na Baía de Todos os Santos mostrando a geometria da unidade I e sua associação com a Falha de Salvador. Percebem-se franjas arenosas à frente das cunhas conglomeráticas e que este conjunto faciológico é coberto por um intervalo transgressivo. Sobre este nível, surge uma cunha regressiva de conglomerados que também é coberta por outro nível transgressivo. A contínua subsidência faz com que estes horizontes sejam erodidos e se disponham em padrão de <i>offlap</i> junto à borda falhada, definindo superfícies de discordância (Limites de Seqüências).	77
Figura 34 - Detalhe sísmico da unidade II representada por uma feição acanalada dentro da Baía de Todos os Santos. Percebe-se, na porção inferior, uma evolução multi-episódica envolvida por sismofácies característica de depósitos arenosos. Para o topo ocorre uma mudança para sismofácies típica de pelitos. Internamente predominam terminações em <i>onlap</i> . b) Na desembocadura da unidade II ao nível da sua sismofácies arenosa desenvolvem-se monteformas. Estas são realçadas pela compactação diferencial sofrida pelos níveis hemipelágicos superpostos.....	78
Figura 35 - a) Contato das unidades sísmicas IV e V. As primeiras possuem um formato irregular a lenticular e estão dispersas no tempo. A unidade V exhibe uma	

forma de cone truncado no topo e a SE por discordâncias. Internamente mostra-se deformada por planos de cavalgamento.....	79
Figura 36 - b) Em direção ao depocentro a unidade V mostra um padrão ondulado com truncamento no topo e deformado por falhas normais. Níveis hemipelágicos mais jovens preenchem em <i>onlap</i> o espaço gerado entre as cristas.	79
Figura 37 - Sumário das propriedades e interpretação das unidades sísmicas identificadas na Baía de Todos os Santos.	80

Sumário

AGRADECIMENTOS.....	VI
RESUMO.....	VIII
ABSTRACT.....	IX
LISTA DE FIGURAS.....	X
SUMÁRIO.....	XIV
1 INTRODUÇÃO.....	15
2 OBJETIVO.....	16
3 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA.....	17
3.1 ESTRATIGRAFIA.....	17
3.1.1 Litoestratigrafia.....	17
3.1.2 Bioestratigrafia.....	21
3.1.3 Cronoestratigrafia.....	21
3.2 ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	23
3.3 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR.....	30
3.4 GEOLOGIA DO PETRÓLEO.....	35
3.5 PERSPECTIVAS EXPLORATÓRIAS.....	39
4. MÉTODO SÍSMICO.....	40
4.1 PROPAGAÇÃO DE ONDAS SÍSMICAS.....	40
4.2 EQUAÇÃO DA ONDA.....	44
4.3 TIPOS DE ONDAS.....	46
4.4 DENSIDADE DE ENERGIA, INTENSIDADE E ABSORÇÃO.....	50
4.4.1 Princípio de Huygens.....	51
4.4.2 Divergência Esférica.....	52
4.4.3 Absorção.....	53
4.4.4 Partição de Energia em uma Interface.....	54
4.5 VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO.....	56
4.6 AQUISIÇÃO.....	58
4.6.1 Mecanismos de geração de Energia.....	58
4.6.2 Instrumentos de Captação e Registro.....	60
4.6.3 Logística e Parametrização de um Levantamento Sísmico.....	64
4.7 PROCESSAMENTO.....	65
4.8 INTERPRETAÇÃO.....	75
5 ESTUDO DE CASO.....	76
5.1 RESUMO.....	76
6 CONCLUSÕES.....	82
7 BIBLIOGRAFIA.....	83

1 INTRODUÇÃO

A Bacia do Recôncavo, parte integrante do rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, situa-se na região nordeste do Brasil, abrangendo uma área com mais de 10.000 km² (Figura 1). É composta por um meio-gráben, alongado na direção NE-SW, preenchido por sedimentos do Jurássico e do Cretáceo Inferior, estando o pacote sedimentar mergulhando para SE em direção aos grandes depocentros. Estes depocentros se situam junto à borda ocidental e apresentam espessura aproximada de 6.000 m. Ela está separada da bacia do Tucano a N e NO pelos Altos de Aporá e Dom João. Ao sul separa-se da Bacia de Camamu pelo sistema de Falhas da Barra, que corta a Ilha de Itaparica na sua porção mediana. A leste, o seu limite é o Sistema de Falhas de Salvador.

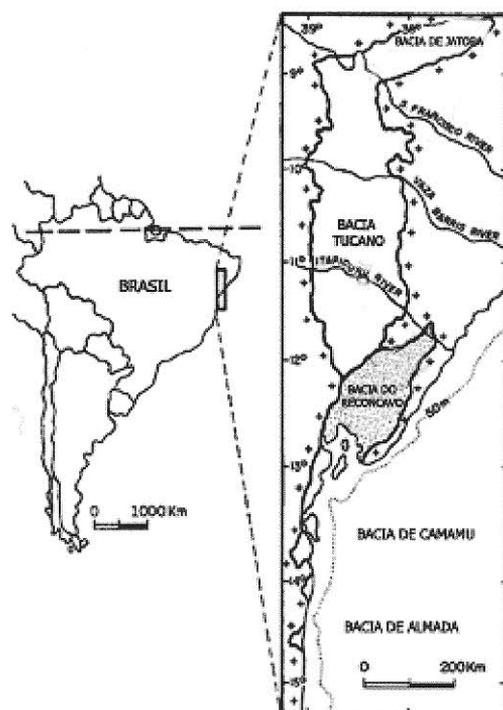


Figura 1– Mapa de Localização da Bacia do Recôncavo (SANTOS *et al.*, 1990)

2 OBJETIVO

O objetivo deste trabalho é apresentar a geologia da Bacia do Recôncavo e o método geofísico da sísmica. Esta apresentação engloba em uma primeira parte o contexto geológico da bacia, ou seja, a estratigrafia, o arcabouço estrutural da bacia, a evolução tectono-sedimentar e ainda a geologia do petróleo.

Na segunda parte será apresentado o método sísmico, com suas peculiaridades, e um estudo de caso que demonstra a contribuição deste método para um melhor entendimento da geologia e sistemas petrolíferos presentes.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

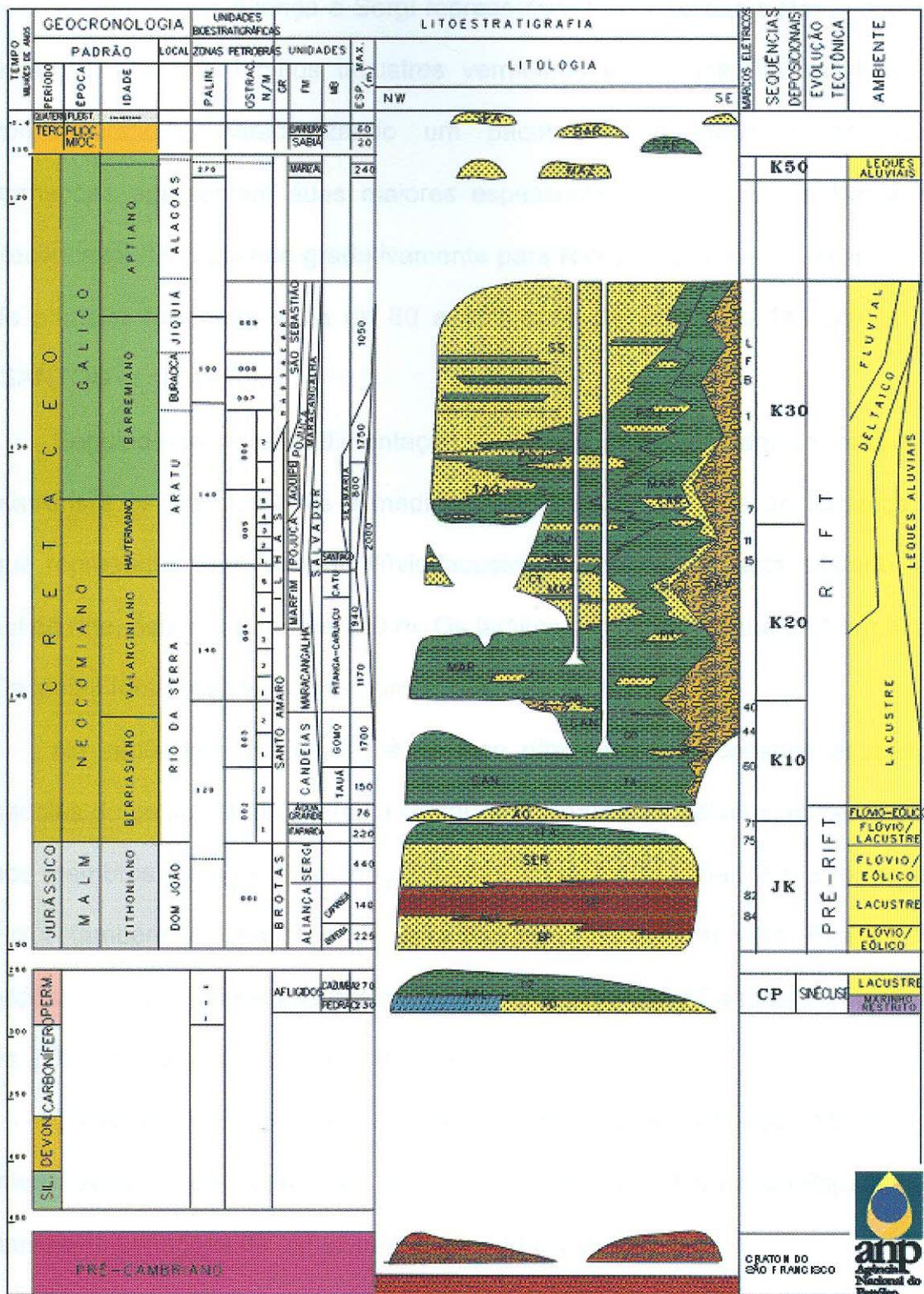
3.1 Estratigrafia

3.1.1 Litoestratigrafia

Segundo ASMUS & PORTO (1980 *apud* SANTOS *et al.*, 1990), a coluna sedimentar meso-cenozóica das bacias costeiras brasileiras pode ser dividida em quatro mega-seqüências estratigráficas: seqüência do Continente, do Lago, do Golfo e do Mar.

A Bacia do Recôncavo, entretanto apresenta apenas as duas primeiras mega-seqüências, uma vez que o processo de abertura foi interrompido no final do Andar Alagoas (Eoaptiano).

Estas duas mega-seqüências englobam os sedimentos que compõem a coluna estratigráfica da bacia, apresentada na Figura 2. A seqüência do continente corresponde aos sedimentos depositados durante a fase pré-rifte (formações Aliança, Sergi, Itaparica e Membro Tauá da Formação Candeias). A seqüência dos Lagos engloba os sedimentos depositados durante a fase rifte (formações Candeias, Marfim, Pojuca Taquipe, São Seastião e Salvador).



J.M.CAIXETA, 1993

Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo (CAIXETA, 1994).



As formações Aliança e Sergi representam um complexo sistema aluvial, onde se alternam lamitos lacustres vermelhos e arenitos fluviais, finos a conglomeráticos, caracterizando um pacote de *red-beds*. Estas duas formações apresentam suas maiores espessuras na área sul da Bacia do Recôncavo, decrescendo gradativamente para N-NE. A isópaca de sedimentos da primeira formação varia de 60 a 850 m, e da última de 140 até 50 m (SANTOS *et al.*, 1990).

Seguindo-se esta sedimentação, depositaram-se os lamitos cinzas e marrons e os arenitos finos a médios, pertencentes à Formação Itaparica, e que representam um sistema flúvio-lacustre. A espessura desta unidade, ao sul do rifte, está em torno de 220 m. Os lamitos do Membro Tauá da Formação Candeias foram depositado em um ambiente lacustre.

Na seqüência dos lagos, já na fase rifte, foram depositados espessos pacotes de pelitos, intercalados a calcários e arenitos turbidíticos, pertencentes aos membros Gomo e Maracangalha da Formação Candeias. Essa formação inclui também os pacotes de arenitos maciços do Membro Pitanga. A espessura total dos sedimentos pertencentes à Formação Candeias ultrapassa os 3.000 m nos grandes baixos regionais.

Os sedimentos do Grupo Ilhas são os arenitos da Formação Marfim e a intercalação cíclica de arenitos, folhelhos e calcários da Formação Pojuca, que apresenta variações de espessura entre 600 e 1.000 m.

Antes do final da deposição da Formação Pojuca uma feição erosiva implantou-se na parte oeste do compartimento Sul da bacia, e foi preenchida por lamitos e arenitos, formalmente denominados como Formação Taquipe. O preenchimento desta calha erosiva pode atingir até 800 m no sul da bacia.

O assoreamento final do sistema de riftes deu-se através da deposição dos arenitos fluviais do Grupo Massacará, cujas maiores espessuras dentro da Bacia do Recôncavo ocorrem no Baixo de Camaçari e no Baixo de Alagoinhas. Assentados de forma discordante sobre o Grupo Massacará ocorrem os arenitos e conglomerados aluviais da Formação Marizal, depositados após um período e que o rifte sofreu basculamentos e erosões generalizadas. Localmente ocorrem folhelhos, calcários e arenitos miocênicos de origem marinha, pertencentes à Formação Sabiá (VIANA *et al.*, 1971 *apud* SANTOS *et al.*, 1990).

Finalmente, durante o Cenozóico, depositaram-se os arenitos continentais da Formação Barreiras.

Junto às bordas da bacia depositou-se uma espessa cunha de conglomerados polimíticos sintectônicos, correspondentes à Formação Salvador.

3.1.2 Bioestratigrafia

A divisão bioestratigráfica dos sedimentos juro-cretáceos do Recôncavo está baseada em ostracodes não marinhos, e utiliza o conceito de zona de intervalo. São reconhecidas nove zonas e vinte e seis subzonas de ampla distribuição regional (VIANA *et al.*, 1971 *apud* SANTOS *et al.*, 1990), de fácil reconhecimento e ampla distribuição regional.

3.1.3 Cronoestratigrafia

A cronoestratigrafia das Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá baseia-se em unidades definidas localmente, uma vez que não havia uma sincronização formal com a coluna cronoestratigráfica internacional. Assim, a série do Recôncavo foi dividida em seis andares: Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Alagoas. A correlação formal com a coluna internacional (Figura 3) foi proposta entre os anos de 1986 e 1988 (SANTOS *et al.*, 1990).

3.2 Arcabouço Estrutural

A Bacia do Recôncavo apresenta três ciclos tectônicos em sua estruturação: dois no Neocomiano e um no Barremiano Superior/Aptiano, segundo HARAND *et al.*, 1989.

O primeiro ciclo, resultante do ajuste compensatório em resposta ao desequilíbrio da distribuição de forças na litosfera causado pelo processo de estiramento crustal responsável pela ruptura de Paleocóntinente Gondwana, estabeleceu o arcabouço estrutural da bacia (ARAGÃO, 1994) (Figura 4). Esses esforços distensivos (Berriasião Inferior) geraram falhamentos normais planares, que delimitaram a arquitetura da bacia, individualizando áreas relativamente estáveis (patamares, plataformas e rampas) e áreas mais subsidentes, que configuraram os depocentros regionais. Com base nas falhas de Mata-Catu e Itanagra-Araças, a bacia foi dividida em três compartimentos: Nordeste, Central e Sul (Figura 5).

A unidade tectônica fundamental é um meio-gráben, estando a borda falhada a leste, definida pelo Sistema de Falhas de Salvador. Os falhamentos NE/SW com rejeito variando de 500 a 1000 m são predominantemente sintéticos na porção nordeste do rifte, destacando-se a Falha de Pedras, a qual se caracteriza por apresentar uma geometria lístrica com 13° de inclinação em sua porção mais basal. No restante da bacia, esses falhamentos são predominantemente antitéticos (ARAGÃO, 1994).

As falhas de direção NW/SE têm como principal representante a Falha de Mata-Catu que, além de possuir a maior variação de rejeito vertical da bacia (100 a 4000 m), mostrou-se ativa durante toda a história geológica do rifte (Figura 6).

O sistema de Falhas de Salvador, de direção NE/SW, revelou-se associado com rampas ou patamares ao longo de todo o rifte, com geometria *limited back-faulting* como proposto por MAGNAVITA (1992) para a evolução da borda deste rifte. Em ambas as áreas é comum a presença de conglomerados sobre o embasamento. Na área adjacente à Falha de Mata-Catu observa-se apenas a existência de uma rampa onde se constata a presença da Formação São Sebastião em *on lap* sobre o embasamento, a qual é conhecida como Rampa da Borda Leste.

As áreas mais subsidentes encontram-se em sua maioria a leste, destacando-se o Baixo de Quiambina (3800 m) e o Baixo de Miranga (a norte com 5200 m e a sul atingindo 6900 m), ambos associados à falha de borda, separados pelo Alto de Sete Galhos. Têm-se ainda o Baixo de Camaçari (6900 m) associado tanto à falha de borda quanto a falha de Mata-Catu, e o Baixo de Alagoinhas (3800 m), único relacionado com a borda ocidental.

Entre o Baixo de Miranga e o Baixo de Alagoinhas situa-se a Plataforma de Quiricó, caracterizada por manter-se estável durante o Berriasiano e o Valanginiano (todo o tempo Rio da Serra).

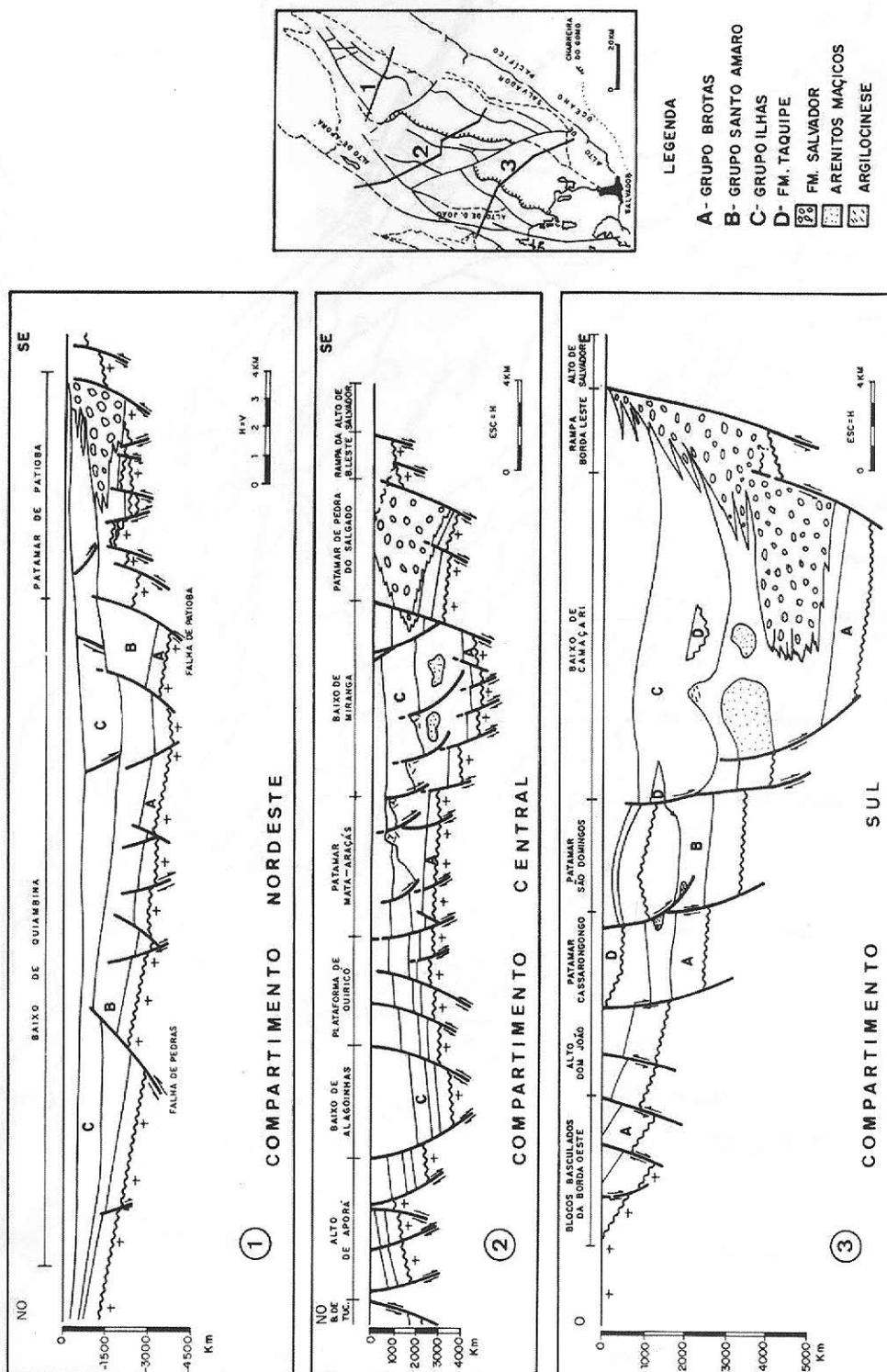


Figura 5 - Seções geológicas transversais cortando os diferentes compartimentos da Bacia do Recôncavo: (1) Compartimento Nordeste; (2) Compartimento Central; (3) Compartimento Sul (SANTOS et al., 1990).

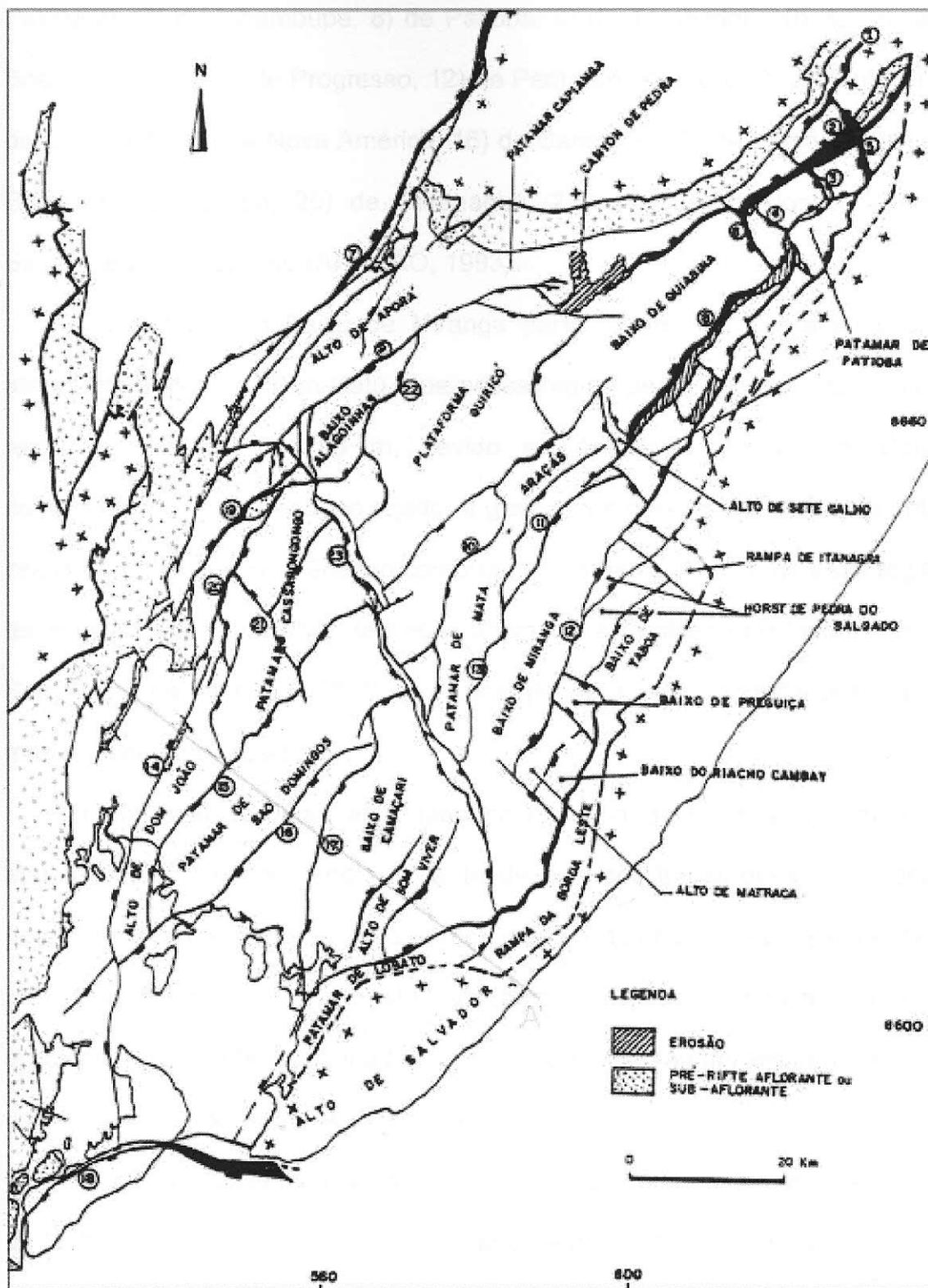


Figura 6 - Arcabouço estrutural ao nível da seqüência pré-rifte da Bacia do Recôncavo. As principais falhas são: 1) de Altamira, 2) de Pedras, 3) de Fazenda Alvorada, 4) de Baixa Grande, 5) de Fazenda Cajueiro, 6) de

Palmeiras, 7) de Inhambupe, 8) de Patioba, 9) de Tombador, 10) de Araçás-Boa Esperança, 11) de Progresso, 12) de Pedra do Salgado, 13) de Biriba, 14) de Capimirim, 15) de Nova América, 16) de Candeias, 17) de Lamarão, 18) da Barra, 19) de Orobó, 20) de Paranaguá, 21) de Cassarongongo, 22) de Sauípe, e 23) Mata-Catu (ARAGÃO, 1993).

A passagem do Baixo de Miranga para o Baixo de Camaçari ocorre através da Falha de Mata-Catu, que nessa região perde sua expressão, com rejeito da ordem de 100 m, devido ao Anticlinal de Jacuípe. Como consequência desse pequeno rejeito, a gravimetria não mostra contraste entre essas duas feições, aparecendo como um único baixo. Apesar de essa região ter sido a mais subsidente da bacia, acomoda a feição denominada Alto de Bom Viver, de direção NE/SW, que corresponde a uma anomalia positiva no mapa gravimétrico residual.

O Anticlinal de Jacuípe, situado na extremidade sudeste da Falha de Mata-Catu, é provavelmente resultante de esforços transpressivos ao longo desse trecho da falha. Tais esforços seriam também responsáveis pela presença de repetição de camadas no Campo de Remanso e pela ocorrência de blocos localmente rotacionados, que causam inversão do rejeito (de normal para reverso) próximo a esse anticlinal.

A Falha de Cassarongongo, sobre o patamar homônimo, paralela à falha de Mata-Catu, também sugere a atuação de esforços transpressivos. No bloco alto da Falha de Cassarongongo, suspeita-se da ocorrência de repetição de camadas (Arenito Água Grande).

MORLEY *et al.* (1990) definiram zonas de transferência em riftes como sistemas coordenados de feições deformacionais, que conservam o *strain*

causado pela distensão regional. Observaram que essas zonas de transferências variam desde discretas zonas de falhas a amplas zonas de arqueamento, propondo uma classificação baseada na interação dos falhamentos normais entre si. Essa classificação permitiu classificar a Falha de Mata-Catu como uma zona de transferência conjugada divergente colinear, caracterizada pela mudança de sentido do mergulho do plano de falha ao longo da sua direção. Por sua vez a rampa de Itanagra, área compreendida entre a Falha de Pedra do Salgado e a falha de borda, foi classificada como uma zona de transferência sintética com superposição, caracterizada pela formação de uma *strike ramp* ou uma *relay ramp* (LARSEN, 1988).

A zona de transferência seria, portanto, responsável pelo deslocamento observado em mapa do Sistema de Falhas de Salvador. Com o auxílio do mapa gravimétrico residual, foram individualizados nessa feição o *Horst* de Pedra do Salgado, o Baixo de Taboa, o Baixo de Preguiça, o Alto de Matraca e o Baixo do Riacho Cambay. Eventos erosivos de Idade Berriasiano que afetam o topo do Grupo Brotas, são identificados, principalmente ao longo da borda do Patamar de Patioba (adjacente à falha de borda), ao longo da falha de Mata-Catu e sobre o Patamar de Capianga, originando a feição denominada de *Canyon de Pedras*.

O segundo ciclo tectônico afetou basicamente a seqüência neocomiana (sedimentos lacustres), sendo caracterizada por falhas de crescimento, as quais controlam localmente a ocorrência de turbiditos dentro da Formação Candeias, originando atrativos prospectos (ARAGÃO, 1994).

O terceiro e último ciclo tectônico, caracterizado por falhamentos lístricos, afetou apenas a seqüência rifte superior, constituída por sedimentos deltáicos e fluviais (ARAGÃO, 1994).

O diapirismo de folhelho é reportado desde o meso/neoberriasiano, estando ativo até o neobarremiano/Aptiano. Advoga-se que tanto a estruturação decorrente do primeiro ciclo, o basculamento da bacia, quanto à sobrecarga sedimentar foram responsáveis pelo desenvolvimento do diapirismo na bacia.

Após a última fase diastrófica, ocorreu um período erosivo. Sobre essa superfície arrasada, foram depositados em extensas áreas sedimentos de idade Alagoas, que se encontram sub-horizontais, evidenciando o abortamento do rifte.

3.3 Evolução Tectono-Sedimentar

A história tectônica e sedimentar do rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá revela íntima relação com o campo de esforços distensionais do Jurássico-Cretáceo que resultaram na ruptura do Gondwana e individualização das placas Sul Americana e Africana, com conseqüente abertura do Atlântico Sul. No final do Cretáceo Inferior (Andar Alagoas) os esforços distensionais concentraram-se na margem das placas recém-formadas, conduzindo à sua separação definitiva e interrompendo o processo de rifteamento do Recôncavo, não permitindo a deposição de sedimentos marinhos dentro de sua calha. Segundo SZATMARI *et al.* (1985), a rotação dextrógira da Microplaca do Leste Brasileiro (Figura 7) seria responsável pela origem deste rifte.

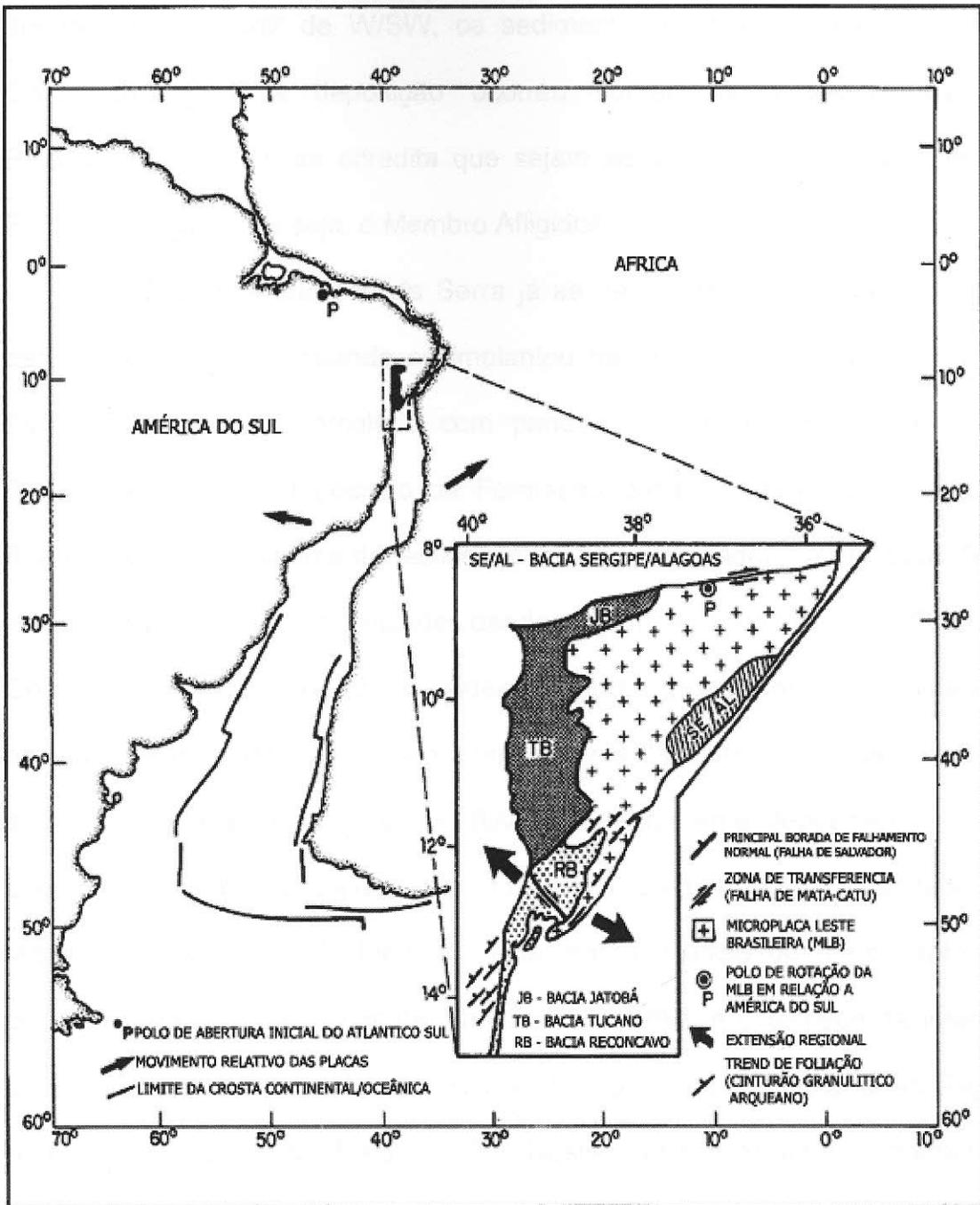


Figura 7 - Paleo-reconstrução da configuração continental no Neoproterozoico. O destaque mostra o campo de esforços distensionais na Bacia do Recôncavo deduzido da análise estrutural do rifte e coincidente com o movimento interpretado para a Microplaca do Leste Brasileiro (MILANI *et al.*, 1987).

Antecedendo a ruptura, houve um prolongado estágio de subsidência que propiciou o desenvolvimento de uma bacia do tipo intracratônica, onde se

depositaram, a partir de W/SW, os sedimentos continentais (*red-beds*) do Grupo Brotas. Esta deposição ocorreu sobreposta a sedimentos do Paleozóico, tal como se acredita que sejam aqueles colocados na base da Formação Aliança, ou seja, o Membro Afligidos.

No início do Andar Rio da Serra já se delineavam os contornos que a bacia viria a adquirir, quando se implantou na região o sistema lacustre da Formação Itaparica intercalado com periódicas e modestas progradações fluviais. Ao final da deposição da Formação Itaparica um extenso sistema fluvial, com retrabalhamento eólico associado, progradou de N para S e recobriu os pelitos desta unidade, dando origem ao Membro Água Grande. Com o aumento da taxa de subsidência e uma brusca mudança climática, novamente implantou-se na área um sistema lacustre, desta vez raso e anóxico, que recobriu os arenitos fluviais anteriormente depositados e deu origem aos folhelhos cinza escuro do Membro Tauá da Formação Candeias. O término da deposição do Membro Tauá marca o início do rompimento da crosta, submetida a esforços de direção $N30^{\circ} 40^{\circ}W$, e o começo da intensa tafrogenia que deu origem às fossas tectônicas onde se implantaram lagos profundos (SANTOS & BRAGA, 1990). Nestes lagos teve lugar, inicialmente, uma sedimentação predominantemente argilosa intercalada com carbonatos (calcarenitos ostracoidais e calcilutitos) do Membro Gomo. Nas áreas mais subsidentes ocorreram freqüentes correntes de turbidez provenientes de NW a partir das zonas de charneira, que depositaram os arenitos intercalados aos lamitos e calcários. No compartimento nordeste da bacia a sedimentação do Membro Gomo ocorreu em um estágio tectônico relativamente estável, permitindo o desenvolvimento de camadas sedimentares paralelas às linhas de

tempo, e que configuram marcos de perfis elétricos e radioativos rastreáveis por quase toda extensão desse compartimento (SANTOS *et al.*, 1990). Nesta parte da bacia a ocorrência de turbiditos está relacionada aos conglomerados da borda leste. Desde esta época já se inicia a formação de espessos pacotes de arenitos maciços, cuja origem está associada aos intensos sismos gerados tanto nas bordas como no interior do rifte.

Com a ampliação e aprofundamento da bacia inicia-se a deposição do Membro Maracangalha da Formação Candeias, acentuando-se nos blocos baixos das grandes falhas a deposição de espessas seqüências de arenitos turbidíticos, que, associados a novos pulsos sísmicos, dão origem aos arenitos maciços do Membro Pitanga, cuja espessura pode atingir mais de 1000 m nas grandes depressões regionais. Nesta época, também associados à intensa sedimentação clástica grosseira nestas depressões, inicia-se o processo de argilocinese que perduraria até o Andar Buracica. No final do Andar Rio da Serra a atividade tectônica já estava bastante atenuada, e com isso a subsidência menos acentuada. Por sobre a sedimentação lacustre começou a progradar, a partir de NW, um sistema deltaico, depositando os sedimentos do Grupo Ilhas, caracterizado por uma ciclicidade que permitiu o desenvolvimento de marcos litológicos e elétrico-radioativos rastreáveis por toda a bacia (SANTOS *et al.*, 1990). Esta monotonia deposicional foi quebrada durante o Andar Aratu Médio pela implantação, no Compartimento Sul, de uma feição erosiva que cortou os sistemas depositados no Andar Aratu Inferior e Rio da Serra Superior. Esta calha é preenchida por folhelhos, margas, calcários e arenitos turbidíticos (Formação Taquipe) e, posteriormente, ao final do Andar Aratu, é recoberta pelos sedimentos deltaicos da Formação Pojuca.

No início do Andar Buracica iniciou-se o processo de assoreamento final da bacia, com a implantação de uma sedimentação fluvial provindo também de NW e deu origem aos arenitos da Formação São Sebastião. Esta sedimentação prosseguiu até o final do Andar Jiquiá, quando ocorre uma fase de reativação tectônica consolidando o Baixo de Alagoinhas, que desde o Andar Aratu já se esboçava (GHIGNONE, 1979 *apud* SANTOS *et al.*, 1990).

Durante toda a fase rifte fanglomerados sintectônicos eram depositados junto ao sistema de falhas da borda leste, intercalando-se aos demais sedimentos quando pulsos tectônicos mais violentos permitiam que adentrassem mais na bacia. Após a última fase diastrófica de idade Jiquiá, ocorre uma fase erosiva durante o Andar Alagoas e, sem seguida, sobre esta superfície arrasada implantaram-se, em pequenas áreas, os leques aluviais da Formação Marizal, que culmina com a sedimentação do rifte Recôncavo.

A Figura 8 ilustra esquematicamente a evolução tectono-sedimentar acima descrita.

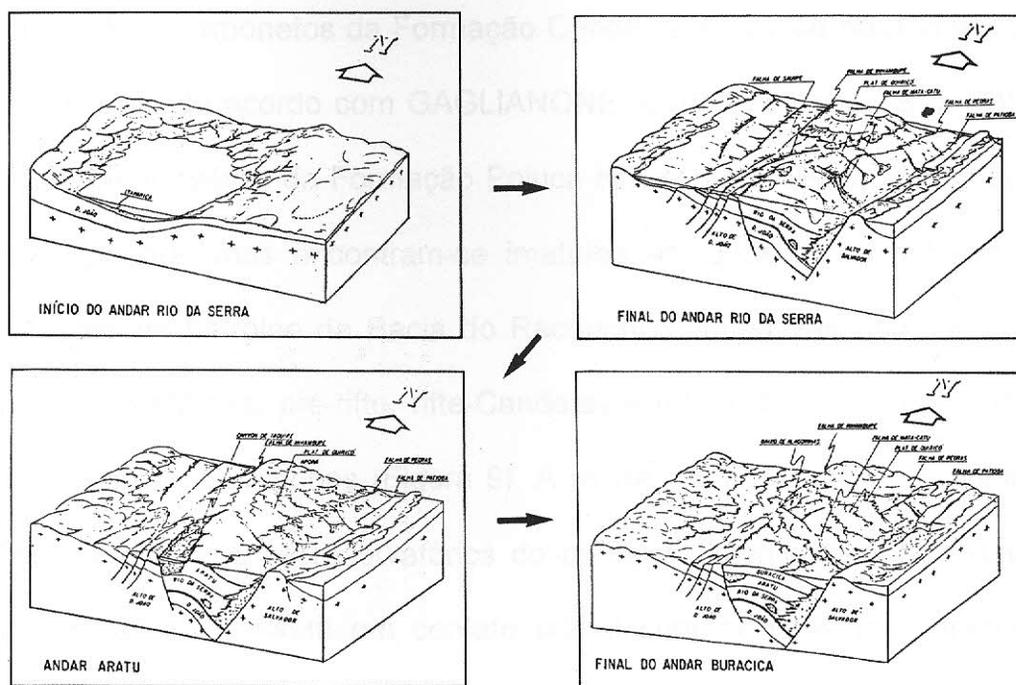


Figura 8 - Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Recôncavo (SANTOS *et al.*, 1990).

3.4 Geologia do Petróleo

Os geradores da Bacia do Recôncavo são os folhelhos da Formação Candeias, em especial os Membros Tauá e Gomo. O valor médio para o teor de carbono orgânico residual total (COT) obtido de sedimentos argilosos de Membro Gomo oscilam em torno de 1% e seu potencial de geração chega a uma média de 5 kg de hidrocarboneto por tonelada de rocha. Esse baixo conteúdo de matéria orgânica, e a relativa pobreza dos valores de potencial de geração, são explicados por uma alta taxa de conversibilidade de matéria orgânica em hidrocarbonetos, resultante do nível de maturação térmica alcançado pelos folhelhos da formação. Baseado em estudos de reflectância de vitrinita e modelagens de subsidência termal, pode-se afirmar que a

geração de hidrocarbonetos da Formação Candeias iniciou-se no Andar Jiquiá (Aptiano inicial), de acordo com GAGLIANONE *et al.* (1985 *apud* SANTOS *et al.*, 1990). Os folhelhos da Formação Pojuca apresentam elevados valores de potencial gerador, mas encontram-se imaturos em quase toda a bacia. As acumulações de petróleo da Bacia do Recôncavo podem ser agrupadas em três grandes sistemas: pré-rifte, rifte-Candeias e rifte-Ilhas, representando 15 diferentes *plays* exploratórios (Figura 9). A modelagem da bacia em *horsts* e grábens fez com que os reservatórios do primeiro sistema, quando situados nos blocos altos, ficassem em contato lateral com os folhelhos geradores. Nesse caso, verifica-se então a migração direta. Também na situação em que os reservatórios estão envolvidos pelos folhelhos do Membro Gomo, no sistema rifte-Candeias, a migração ocorre diretamente do gerador para os reservatórios. Nos outros casos, as falhas atuam como os condutores de hidrocarbonetos (Figura 10).

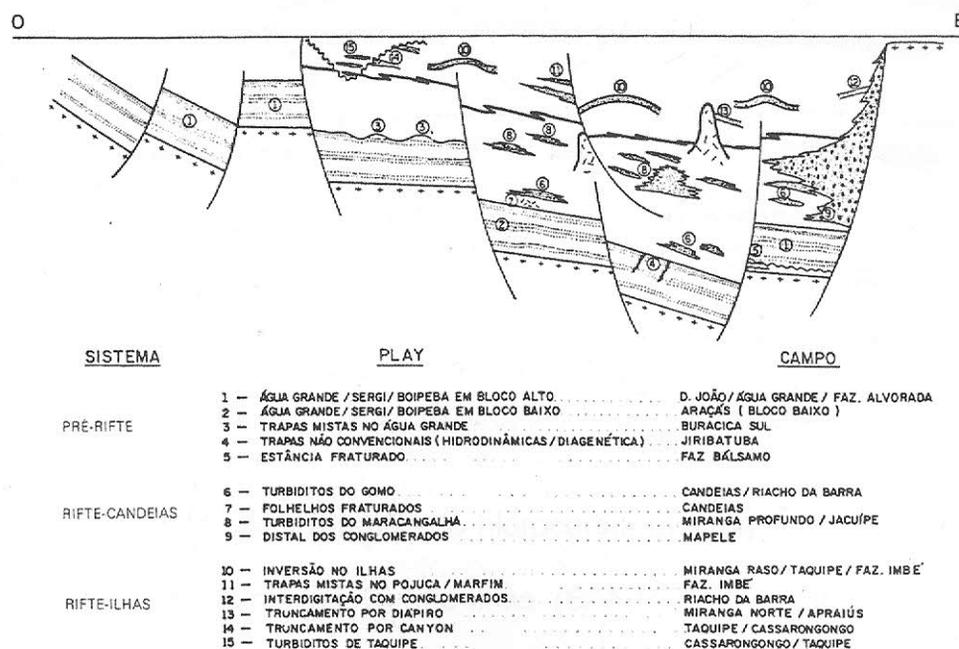


Figura 9 - Seção geológica esquemática representando os *plays* exploratórios da Bacia do Recôncavo (SANTOS *et al.*, 1990.)

O sistema pré-rifte é o responsável por quase 60% do volume provado de óleo na bacia.

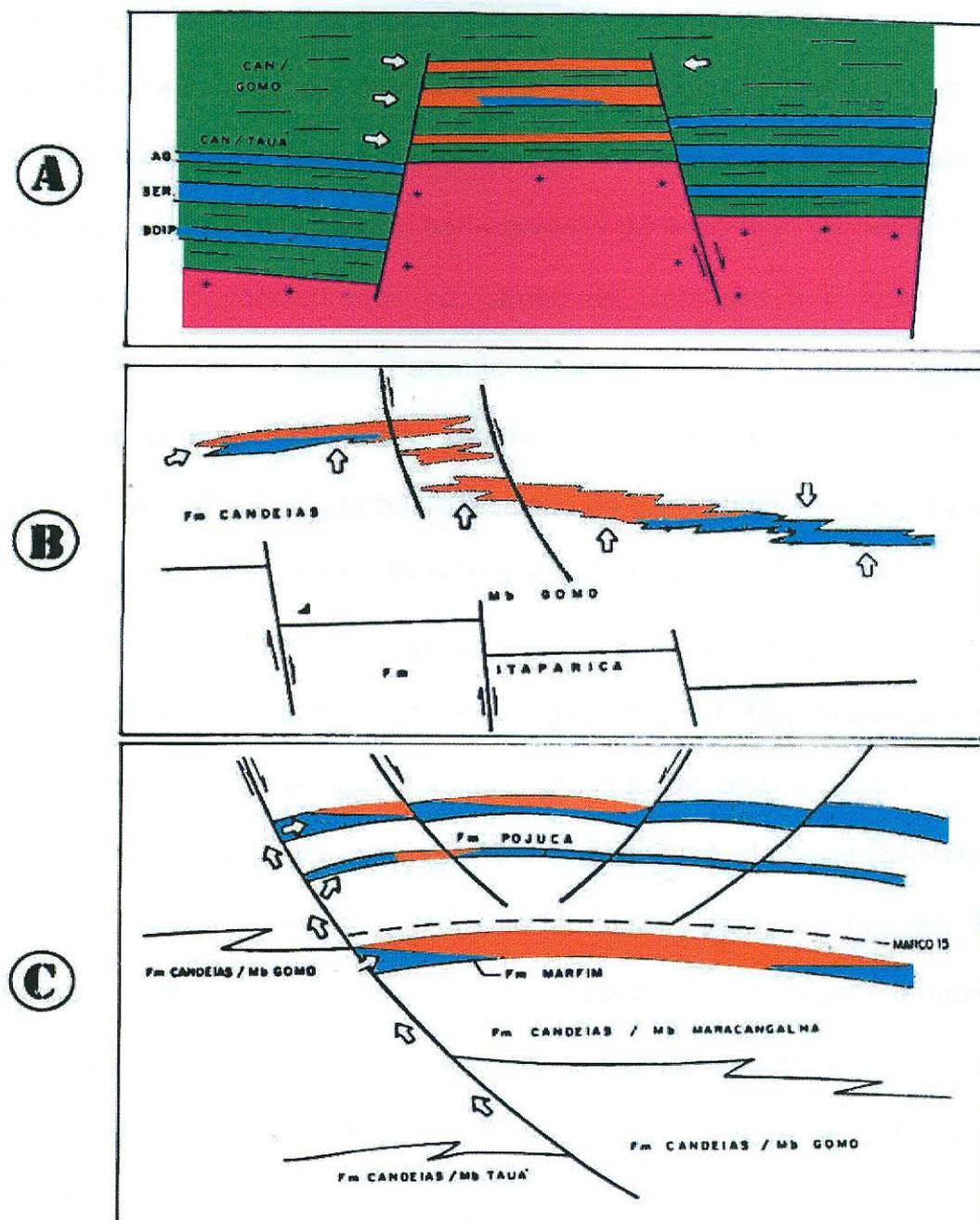


Figura 10 - Modelos de migração de hidrocarbonetos na Bacia do Recôncavo
A) pre-rifte; B) rife-Candeias; C) rife-Ilhas (SANTOS *et al.*, 1990)

Os campos mais importantes são Dom João, Água Grande e Buracica. O play Água Grande-Sergi-Boipeba em bloco alto é o mais importante, sendo que a Foração Sergi é responsável por mais de 280 milhões de m³ e o Membro

Água Grande, da Formação Itaparica, por mais de 89 milhões de m³ de óleo provado (SANTOS *et al.*, 1990).

O sistema rifte-Candeias apresenta condições de trapeamento estratigráfico, e as acumulações situam-se em uma porção restrita da bacia, a leste da Charneira do Gomo. Esse sistema é responsável por mais de 100 milhões de m³ do óleo provado, equivalente a 15% do total da bacia. Desse total, 50% estão concentrados no campo de Candeias e o restante nos Campos de Riacho da Barra, Fazenda Bálsamo, Rio do Bu e em pequenos campos espalhados pela bacia. Dentro desse sistema concentram-se as maiores acumulações de gás não-associado da bacia, cujo volume provado é da ordem de 30 bilhões de m³ (SANTOS *et al.*, 1990).

O sistema rifte-Ilhas é o segundo em importância na bacia e caracteriza-se pela presença de estruturas dômicas originadas por falhas de crescimento e por compactação diferencial. O volume provado de óleo é superior a 200 milhões de m³, representando quase 30% do óleo *in situ* da bacia (SANTOS *et al.*, 1990). Identifica-se um querogênio do tipo I para a formação. Este querogênio estaria relacionado à matéria orgânica do tipo algal, comumente encontrada em ambientes lacustres, onde a matéria vegetal é consumida e transformada pela ação decompositora microbiana durante períodos de exposição subárea e inundação.

3.5 Perspectivas Exploratórias

A bacia do Recôncavo, apesar de seu avançado estágio de conhecimento, ainda apresenta boas perspectivas exploratórias. Nesta bacia será concentrado maior esforço exploratório nos próximos anos, devendo-se dar ênfase especial à pesquisa de trapas mistas e estratigráficas associadas aos turbiditos do Gomo e às Camadas Caruaçu, em especial nos Baixos de Camaçari, Miranga e Quiambina. Os prospectos estruturais tradicionais, especialmente o Água Grande-Sergi, ainda serão objetos de investigação, principalmente nas áreas de plataforma e nos patamares. Nos baixos regionais a pesquisa destes reservatórios ainda depende de um avanço no método sísmico, a fim de que se obtenha resolução a grandes profundidades.

4. MÉTODO SÍSMICO

4.1 Propagação de Ondas Sísmicas

O método sísmico baseia-se na propagação de ondas elásticas através de rochas. Essa propagação ocorre devido às propriedades elásticas das rochas. Elasticidade é a propriedade de um corpo fluido ou sólido de resistir à mudança de forma devido a uma ação externa e retornar à forma original, quando esta ação é removida.

A teoria da elasticidade estuda a relação das medidas de esforço e deformação, caracterizando os meios através de parâmetros elásticos. Os métodos sísmicos determinam a velocidade da onda e outros parâmetros do meio baseados em medições de respostas do meio a fontes excitadoras.

A lei de Hooke estabelece a relação entre um esforço e a deformação associada ao mesmo. No nosso caso, as rochas podem ser consideradas perfeitamente elásticas com pequenas deformações.

A tensão é definida como força por unidade de área. Já a deformação de um corpo refere-se à mudança em sua forma e dimensão quando submetido a uma tensão.

A variação de volume de um sólido, resultante da deformação é chamada de dilatação.

Lei de Hooke:

“As deformações são diretamente proporcionais às tensões que as produzem”. Esta lei é válida para pequenas deformações, isto é, desde que os esforços atuem no limite elástico do material.

Imaginando um cubo, temos seis componentes de tensão atuantes em qualquer ponto de um sólido. (Figura 11)

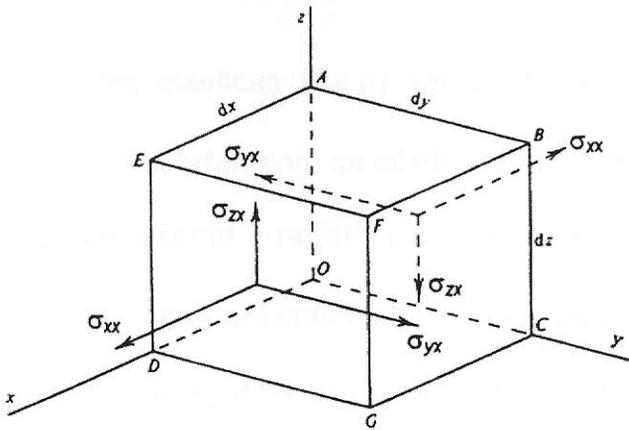


Figura 11 - Componente de tensão atuantes em um sólido.

Cada componente contribui para o estado de deformação de forma independente. Uma componente do tensor de deformação é obtida pela soma das deformações produzidas pelas tensões individuais, isto é, cada deformação é obtida pela combinação linear dos componentes do tensor de tensões

A lei de Hooke tem relações complexas para sólidos anisotrópicos, onde as relações entre tensão e deformação dependem da direção considerada.

Entretanto, para sólidos onde as propriedades físicas independem de direção (sólidos isotrópicos), as relações são simplificadas:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii} \quad (4.1.1)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij} \quad (4.1.2)$$

$$\text{Onde } \begin{cases} i = x, y, z \\ i, j = x, y, z \\ i \neq j \end{cases}$$

$$\begin{cases} \sigma_{ii} = \text{tensão normal} \\ \Delta = \text{dilatação} \\ \varepsilon_{ii} = \text{deformação normal} \\ \sigma_{ij} = \text{tensão de cisalhamento} \\ \varepsilon_{ij} = \text{deformação de cisalhamento} \end{cases}$$

As duas constantes elásticas (λ e μ) são conhecidas como “constantes de Lamé” e definem o comportamento de sólidos isotrópicos.

A constante μ representa a resistência à deformação por cisalhamento. Mas, por conveniência, outras constantes são utilizadas na prática, apesar de que λ e μ descreverem totalmente o comportamento de sólidos elásticos. Estas constantes são: o módulo de Young (E), razão de Poisson (σ) e o módulo de *bulk* (k).

I. Módulo de Young (E): definido como um esforço em uma única direção de um sólido, e nas outras direções, as tensões são iguais à zero.

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\mu(3\lambda' + 2\mu)}{\lambda' + \mu} \quad (4.1.3)$$

II. Razão de Poisson (σ): é definida como a razão entre a contração lateral e a dilatação longitudinal do sólido.

$$\sigma = \frac{-\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{-\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (4.1.4)$$

III. Módulo de massa (k): é definido como a razão entre a pressão e a variação de volume de um sólido.

$$k = \frac{-P}{\Delta} = \frac{(3\lambda + 2\mu)}{3} \quad (4.1.5)$$

Substituindo as equações acima nas relações da lei de Hooke, podemos encontrar:

$$E = \frac{(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (4.1.6)$$

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (4.1.7)$$

$$k = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad (4.1.8)$$

As noções descritas assumem o meio como isotrópico. As rochas, de modo geral, têm características anisotrópicas. Experimentos das constantes elásticas de rochas sedimentares mostram diferenças de 20% a 25% em função da direção considerada.

As constantes elásticas são definidas para serem representadas por números positivos.

A razão de Poisson (σ) situa-se entre zero e 0,5. Para rochas "duras" temos valores de 0,05 e para material inconsolidado temos valores de 0,45. Líquidos não possuem resistência ao cisalhamento, possuindo valores de $\mu = 0$ e $\sigma = 0,5$. Para a maioria das rochas, E , k e μ variam entre 10 e 200 GPa (10 e $200 \times 10^9 \frac{N}{m^2}$).

4.2 Equação da Onda

Até o momento, vimos o meio elástico em estado de equilíbrio estático. Vamos agora analisar o que acontece quando as tensões (σ) não estão em equilíbrio estático.

Analisando o eixo x da Figura 11, temos as tensões:

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx; \quad \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx; \quad \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad (4.1.9)$$

As forças em desequilíbrio resultantes correspondem às parcelas diferenciais acima descritas.

Analisando para três dimensões, a força resultante no eixo x é dada por:

$$F = \left(\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx \right) dydz - \sigma_{xx} dydz + \left(\sigma_{xy} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} dx \right) dx dz - \sigma_{xy} dx dz + \left(\sigma_{xz} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} dx \right) dx dy - \sigma_{xz} dx dy$$

$$F = \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) dx dy dz \quad (4.1.10)$$

Aplicando a 2ª lei de Newton:

$$F = m.a \Rightarrow \rho dx dy dz \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \text{ sendo } \rho = \text{densidade}, \text{ temos:}$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (4.1.11)$$

Esta equação relaciona deslocamento com tensões. Podemos usar deslocamento em função de deformação, usando as relações da lei de Hooke:

Usando as relações elásticas:

$$\sigma_{xx} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{xx} \quad (4.1.12)$$

$$\sigma_{xz} = \mu \varepsilon_{xy} \quad (4.1.13)$$

$$\sigma_{xz} = \mu \varepsilon_{xz} \quad (4.1.14)$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (\mu \varepsilon_{xy}) + \frac{\partial}{\partial z} (\mu \varepsilon_{xz}) \text{ temos:}$$

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad \varepsilon_{xy} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}; \quad \varepsilon_{xz} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \text{ então:}$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x} (\lambda \Delta) + 2\mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) + \mu \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \mu \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (4.1.15)$$

Desenvolvendo e substituindo pelo operador laplaciano definido como

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \text{ temos:}$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \lambda \nabla^2 \mu + \mu \frac{\partial \Delta}{\partial x} \quad (4.1.16)$$

Considerando os eixos y e z, derivando em relação a x, y e z e somando-se o resultado, obtemos finalmente:

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \text{ (equação da onda em função do deslocamento)} \quad (4.1.17)$$

Podemos deduzir então que a velocidade de propagação da onda compressional (V_p) é dada por:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + \mu}{\rho}} \quad (4.1.18)$$

Manipulações alternativas permitem escrever a equação da onda em função da rotação, de onde é possível inferir a velocidade de propagação da onda de cisalhamento:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.1.19)$$

4.3 Tipos de Ondas

Analisaremos aqui somente as ondas que se propagam em meios elásticos. Estas ondas são ditas mecânicas.

As ondas originam-se no deslocamento de uma porção de um meio elástico, da sua posição de equilíbrio, ocasionando um movimento oscilatório em relação a um ponto médio.

Sabe-se que o meio não se movimenta como um todo ao longo da propagação da onda. O meio oscila com amplitude bem definida. As ondas atingem pontos no meio ao longo do seu deslocamento, transferindo energia e, por conseqüência, colocando-os em movimento.

O movimento oscilatório das partículas do meio causa transferência de energia, sendo esta descrita pelo movimento de uma onda propagante.

É importante ressaltar que as ondas transportam energia cinética e potencial da matéria e essa transmissão de energia é feita de uma parte a outra da matéria e não pelo movimento das partículas. Ou seja, as ondas mecânicas são caracterizadas pelo transporte de energia através da matéria, por meio de uma propagação uniforme e regular de uma perturbação, sem a correspondente movimentação da própria matéria.

A direção do movimento das partículas, com relação à própria direção de propagação da energia permite classificar as ondas.

Ondas longitudinais, ou ondas primárias, "P", compressional ou dilatacional são ondas onde o movimento oscilatório da partícula é na mesma direção da propagação da energia (Figura 12).

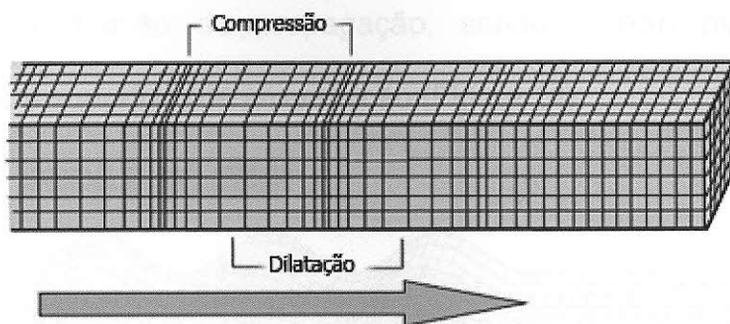
ONDA P

Figura 12 - Movimento das partículas das ondas longitudinais.

Ondas transversais, ou ondas de cisalhamento, "S" são aquelas onde o movimento das partículas é perpendicular à direção de propagação da energia (Figura 13).

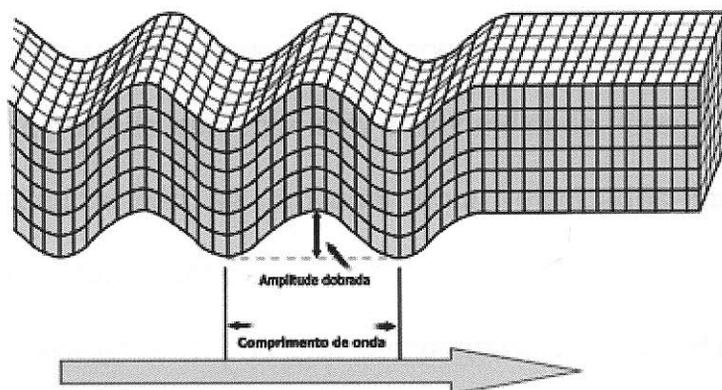
ONDA S

Figura 13 - Movimento das ondas transversais.

A oscilação destas ondas transversais pode ser em qualquer direção do plano perpendicular. Na sismica é comum considerar as ondas "SV" (ondas S verticais) e as ondas "SH" (ondas S horizontais).

Também podemos ter ondas superficiais. Em sólidos elásticos, infinitos e homogêneos somente se propagam ondas mecânicas "P" e "S". Mas quando o sólido é finito, aparecem outros tipos de ondas, as ondas Rayleigh e as ondas Love.

Nas ondas Rayleigh, o movimento das partículas é elíptico e retrogrado em relação à direção de propagação, sendo o eixo maior da elipse perpendicular à superfície de propagação (Figura 14).

ONDA RAYLEIGH

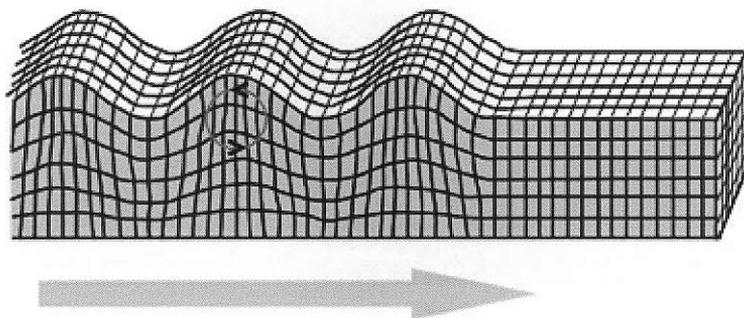


Figura 14 - Movimento da onda Rayleigh.

As ondas Rayleigh, embora sejam ondas superficiais, têm uma penetração efetiva de velocidade variável com a frequência.

Como a velocidade aumenta com a profundidade, logo, as componentes de baixa frequência irão se propagar com velocidades maiores que as componentes de alta frequência.

A onda Rayleigh é o principal componente do *ground-roll*, dando um aspecto de dispersão nos sismogramas de campo. Como as ondas Rayleigh se propagam em duas direções, a amplitude diminui mais vagarosamente com a distância do que as ondas P e S, notando-se nos sismogramas de campo que comumente o *ground-roll* aparece com energias maiores que as ondas P e S.

Nas ondas Love, a propagação é na superfície de separação entre dois pacotes de densidades diferentes, trafegando na direção de propagação das ondas (Figura 15).

ONDA LOVE

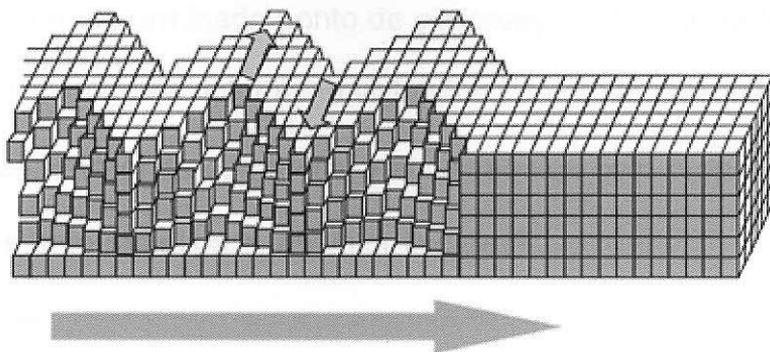


Figura 15 - Movimento da onda Love.

4.4 Densidade de Energia, Intensidade e Absorção

Uma característica importante é a energia associada ao movimento do meio de onde a onda se propaga. Consideramos a energia associada à vizinhança de um determinado ponto de observação. A densidade de energia é a energia por unidade de volume na vizinhança do ponto considerado.

Consideramos uma onda compressional harmônica com propagação esférica, com deslocamento radial para um valor fixo de R:

$$e = A \cos(\omega t + \phi) \quad (4.4.1)$$

O deslocamento varia com o tempo, cada partícula do meio tem velocidade $\frac{\partial e}{\partial t} = \alpha$.

A energia cinética de cada elemento do volume ∂v é:

$$\partial L = \frac{1}{2}(\rho \partial v) \alpha^2 \quad (4.4.2)$$

A energia cinética por unidade de volume é:

$$\frac{\partial L}{\partial v} = \frac{1}{2} \rho \omega^2 A^2 \sin^2(\omega t + \phi) \quad (4.4.3)$$

A intensidade de energia (I) para a onda harmônica é:

$$I = \frac{1}{2} \rho \omega A^2 \quad (4.4.4)$$

A intensidade de energia é proporcional à densidade do material, ao quadrado da frequência e ao quadrado da amplitude da onda.

4.4.1 Princípio de Huygens

Cada ponto da fonte expande-se como uma esfera. Cada novo ponto da frente de onda comporta-se como uma nova fonte, expandindo-se como esfera. Se estas ondas esféricas têm raios de grandes comprimentos, essas ondas podem ser vistas como planas e as linhas perpendiculares às frentes de ondas, chamados de raios, descrevem a propagação da onda tão convenientemente quanto a frente de onda (Figura 16).

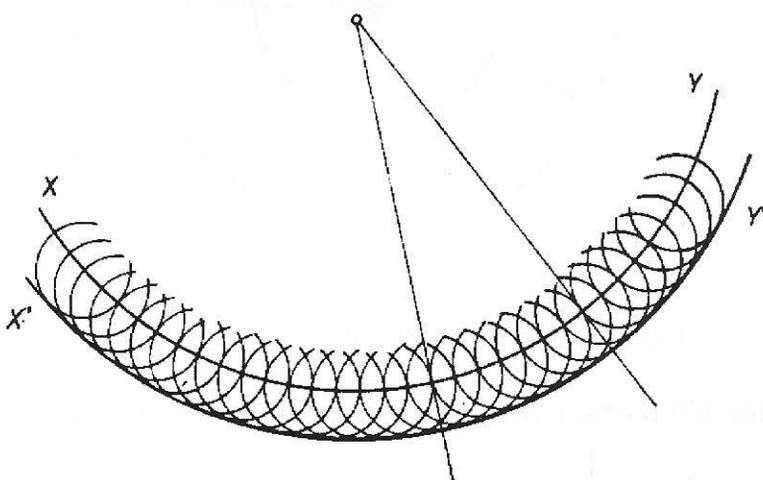


Figura 16 - Princípio de Huygens.

4.4.2 Divergência Esférica

Supondo uma frente de onda propagando-se a partir do centro. Definiram-se duas porções da frente de ondas S_1 e S_2 , de modo que a energia que passa por S_1 e S_2 deve ser a mesma. (Figura 17)

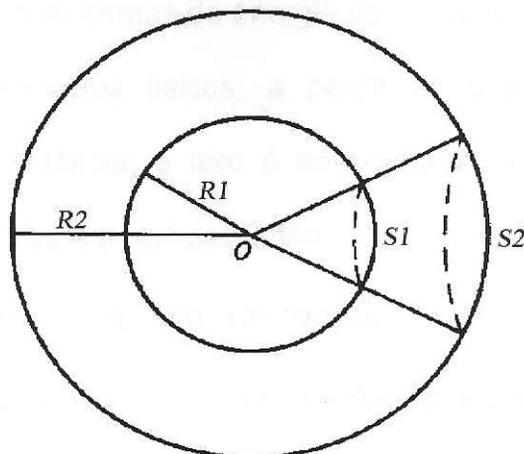


Figura 17 - Divergência esférica (espalhamento geométrico).

O fluxo da energia por tempo é o produto da intensidade pela área.

$$I_1 S_1 = I_2 S_2 \quad (4.4.2.1)$$

As áreas são proporcionais aos raios

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{S_1}{S_2} = \left(\frac{R_1}{R_2} \right)^2 \quad (4.4.2.2)$$

Como ω é proporcional a I , temos:

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{\omega_2}{\omega_1} = \left(\frac{R_1}{R_2} \right)^2 \quad (4.4.2.3)$$

O espalhamento geométrico causa um decréscimo na intensidade e densidade de energia na razão inversa do quadrado da distância. Essa característica inversa da energia com a distância é conhecida como divergência esférica.

4.4.3 Absorção

Outro conceito causador da perda de energia é a absorção. Consideramos até o momento a variação de energia apenas por espalhamento geométrico. Entretanto, ocorre perda de energia associada ao movimento que é transformado em outras formas de energia como calor, por exemplo.

Em muitos fenômenos físicos, a perda de energia por absorção é exponencial com a distância, e isso é aproximadamente verdadeiro para o caso das ondas elásticas em rochas. Então:

$I = I_0 \cdot e^{-\alpha x}$, onde I e I_0 são valores de intensidade em dois pontos afastados de uma distância x e α é o coeficiente de absorção.

Evidências experimentais sugerem que α é aproximadamente proporcional à frequência, isto é, a absorção aumenta com a frequência. Na prática podemos reescrever a expressão acima em função da amplitude.

$$A \cong A_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad (4.4.3.1)$$

Como o fator de absorção é função da frequência, o pacote sedimentar funciona em um levantamento sísmico como um filtro seletivo de frequências, onde as frequências mais altas propagam-se por distâncias bem menores que as frequências mais baixas. Consequentemente, os registros sísmicos apresentam um contínuo aumento relativo de conteúdo de baixas frequências em função do tempo.

4.4.4 Partição de Energia em uma Interface

Outro fator que causa redução na quantidade de energia que se propaga, além da divergência esférica e absorção é a partição de energia em uma interface, ou seja a reflexão/refração.

Seja onda plana compressional com amplitude A_0 incidindo em uma superfície de descontinuidade com ângulo θ_1 (Figura 18).

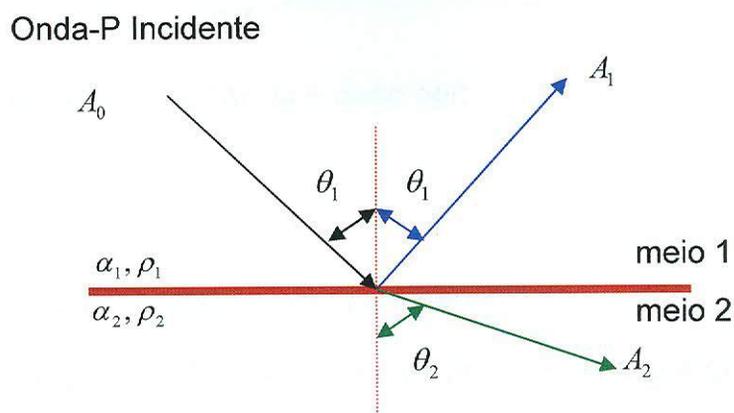


Figura 18 - Partição de energia em uma interface.

A lei de Snell determina os ângulos de reflexão e refração, enquanto que as amplitudes das ondas refletidas e refratadas são determinadas pelas condições de vizinhança. Quatro diferentes ondas são geradas na superfície de incidência, as ondas compressoriais (refletida e refratada) e as ondas transversais (refletida e refratada).

A impedância acústica (Z) é o produto da velocidade e densidade de cada camada (V, ρ).

Para incidência normal de uma onda compressional, as equações de Zoeppritz reduzem-se a:

$$\begin{cases} A_0 = A_1 + A_2 \\ -Z_1 A_0 = Z_1 A_1 - Z_2 A_2 \end{cases}$$

A solução das duas equações é:

$$K_r = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 \alpha_2 - \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1} \quad (K_r = \text{coeficiente de reflexão})$$

$$K_t = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{2\rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1} \quad (K_t = \text{coeficiente de transmissão})$$

O contraste de impedância é dado por:

$$\delta = \frac{Z\rho_2}{Z\rho_1} \quad (4.4.4.1)$$

Quando $\delta = 1 \Rightarrow R = 0$, toda a energia é transmitida.

Quando $\delta = 0 \Rightarrow R = \infty$, T se aproxima de zero e toda a energia é refletida.

O coeficiente de reflexão quando é definido em função de amplitudes, pode assumir sinal positivo ou negativo em função do valor da impedância acústica dos meios. As expressões acima referem-se a incidência normal. Já para as incidências oblíquas, as equações são mais complexas e a expressão que representa a conservação de energia não é tão simples.

4.5 Velocidade de Propagação

A velocidade de propagação de ondas sísmicas é função das constantes elásticas do meio calculada pela teoria da elasticidade indicado pelas expressões previamente apresentadas.

As ondas Rayleigh propagam-se com velocidade inferior à velocidade das ondas transversais, sendo função da razão de Poisson do meio elástico. Na prática, a velocidade de propagação que as ondas transversais atingem é da ordem de 50% a 60% das velocidades compressoriais.

Vejamos as duas equações para as velocidades P e S , respectivamente:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (4.5.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.5.2)$$

Analisando as equações poderíamos esperar que as constantes elásticas, que são propriedades das forças intermoleculares, fossem insensíveis à pressão litostática das camadas sedimentares e a densidade aumentaria com a pressão das rochas, fazendo com que a velocidade decrescesse em função da profundidade. Entretanto, ocorre o contrário, com a velocidade aumentando com a profundidade.

As rochas diferem dos sólidos homogêneos e possuem estrutura granular com vazios nesta estrutura (porosidade), sendo um importante fator na determinação da velocidade de propagação de ondas sísmicas.

Normalmente, os poros contêm fluidos cujas constantes elásticas e densidades afetam também a velocidade sísmica. Estes fluidos estão sob pressão que é diferente da resultante do peso das rochas subjacentes. Nesta

situação, a pressão efetiva na matriz granular é a diferença entre a pressão das rochas sobrejacentes e a pressão dos fluidos. Em alguns casos, quando há equilíbrio da pressão de fluido com o peso das rochas, a velocidade sísmica torna-se muito baixa, fazendo com que a sísmica possa ser usada para detectar pressões anormais nos fluidos.

Medidas de laboratório mostram que a velocidade cresce com o aumento da pressão diferencial até um limite assintótico. Próximo a este valor, a equação ajusta-se para estimar a porosidade de arenitos saturados por líquidos em grandes profundidades, a partir de velocidades de poço.

Vários outros fatores modificam a velocidade de propagação das ondas sísmicas, alterando as constantes elásticas e a densidade das rochas. Isso ocorre na presença de fraturas, por exemplo.

4.6 Aquisição

4.6.1 Mecanismos de geração de Energia

As fontes de energia mais utilizadas são a dinamite (Figura 19) e o vibrador (Figura 20) em terra e canhões de ar comprimido (Figura 21) em levantamentos marítimos. Cada uma destas fontes emite um pulso característico conhecido como assinatura da fonte (Figura 22) que se propaga em todas as direções. Estes pulsos elásticos ou detonações são de duração muito curta, da ordem de 200 milissegundos, e se refletem e refratam em cada uma das camadas geológicas em profundidade, retornando à superfície com informações valiosas para a pesquisa de petróleo.



Figura 19 - Explosivo sísmico e espoleta – Fonte de energia utilizada em sísmica terrestre.



Figura 20 – *Vibroseis* (vibrador) – Fonte de energia utilizada em sísmica terrestre.

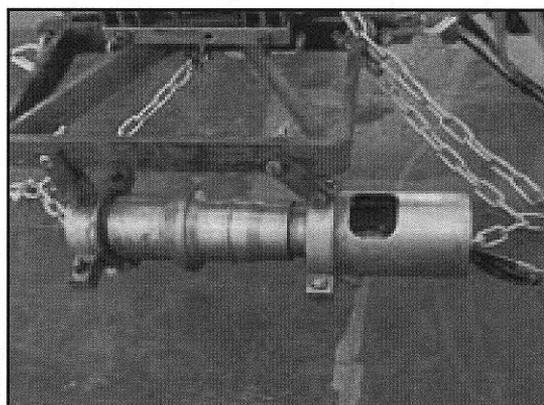


Figura 21 - *Airgun* – Fonte de energia utilizada em aquisições marítimas ou áreas alagadas

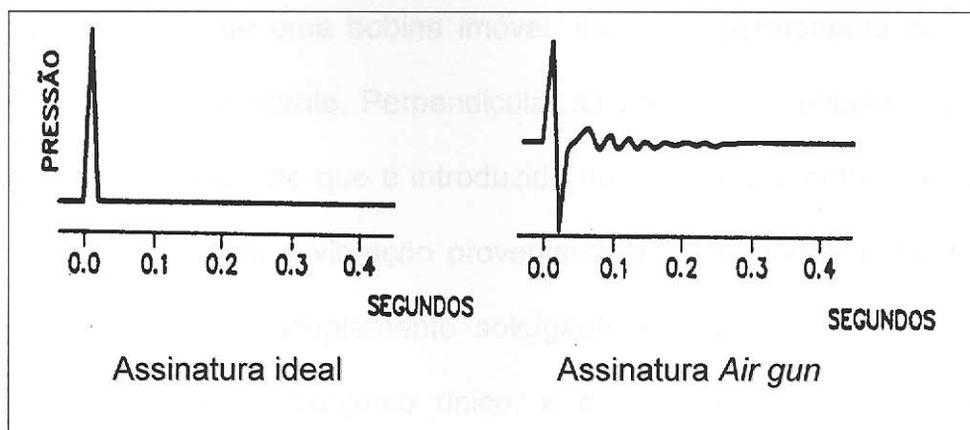


Figura 22 - Assinatura da fonte sísmica ideal comparada com a de um *airgun*.

4.6.2 Instrumentos de Captação e Registro

A prospecção sísmica consiste na análise da resposta do meio a ondas geradas por uma fonte de energia, após serem refletidas ou refratadas nas interfaces das camadas da Terra. Para o estudo dessas ondas, quando chegam à superfície, há necessidade de captá-las sob forma de energia mecânica, transformando-as em pulsos elétricos. Isto é feito por um transdutor mecânico-elétrico, denominado geofone (Figura 23). Na prospecção marítima de superfície, a energia é medida por variações de pressão, sendo detectada pelos hidrofones. Na prospecção marítima utilizando cabo de fundo (OBC – *Ocean Bottom Cable*) também se usam geofones acoplados ao assoalho oceânico.

O princípio de funcionamento do geofone é em função da velocidade de vibração do terreno enquanto o hidrofone atua em função da variação de pressão do meio onde este está imerso.

O geofone é formado por uma unidade básica ou unidade sonora, sendo os demais componentes acessórios. Fundamentalmente, consiste em um ímã

permanente dentro de uma bobina imóvel. Este imã permanente produz um campo magnético constante. Perpendicular às paredes da bobina está preso ao *spike* (espécie de pino que é introduzido no solo) que promove a vibração do imã de acordo com a vibração proveniente do solo. Evidentemente, para que isso aconteça, o acoplamento solo/geofone deve ser o mais perfeito possível, formando um conjunto único, e o geofone deve estar instalado perpendicularmente ao plano da frente de onda, ou seja, deve estar o mais vertical possível.

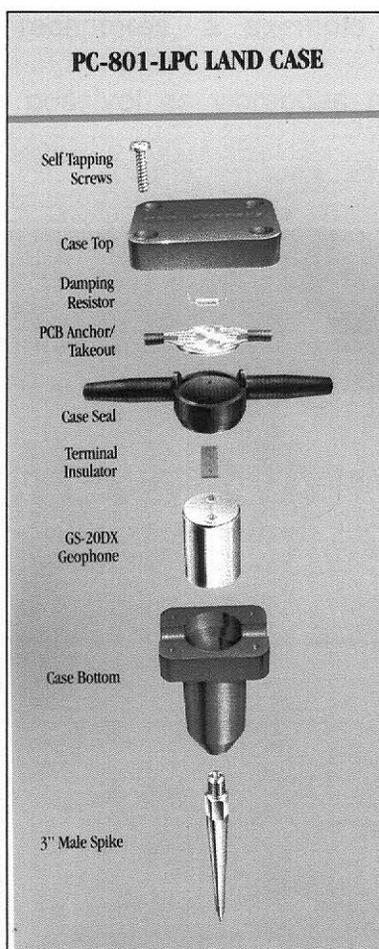


Figura 23 - Componentes de um geofone

A vibração do solo faz com que o ímã se desloque no interior da bobina em uma frequência e velocidade coerente com a energia recebida. A bobina encontra-se suspensa por molas adequadas que permitem por inércia o movimento dela em relação ao do ímã, gerando uma determinada diferença de potencial nos terminais da bobina, de acordo com a Lei de Lenz, reproduzindo os sinais do solo que serão gravados nos instrumentos de registro.

Os hidrofones (Figura 24) utilizam cristais piezoelétricos, que geram uma corrente elétrica proporcional à variação de pressão produzida pelas ondas acústicas na água. Estes receptores, a exemplo dos geofones, devem reproduzir o mais fielmente possível as vibrações mecânicas na forma de oscilações elétricas.

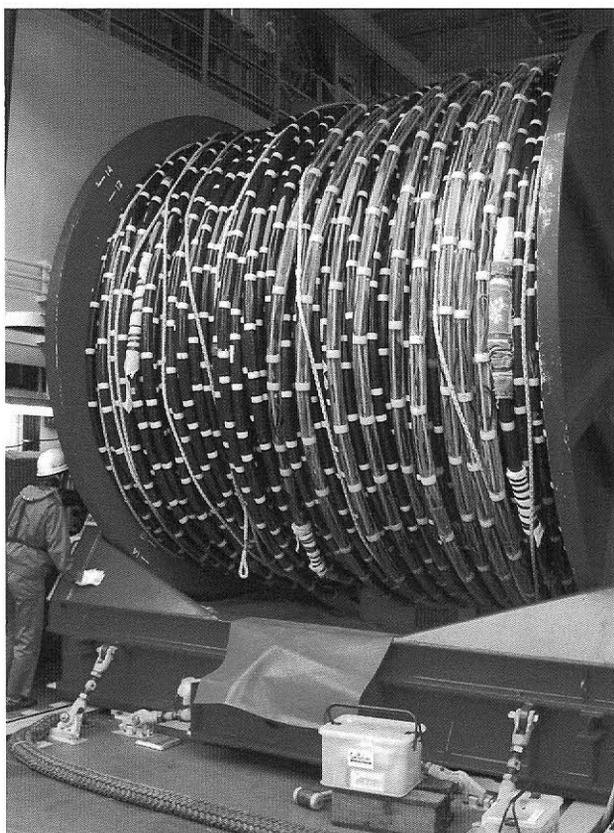


Figura 24 - Cabo Sísmográfico (*Streamer*) – Local onde estão acoplados os hidrofones.

As oscilações elétricas produzidas nos receptores são transmitidas até os sismógrafos, onde são digitalizadas, multiplexadas e registradas após severo depuramento e amplificação eletrônicos.

4.6.3 Logística e Parametrização de um Levantamento Sísmico

O levantamento sísmico inicia-se com um projeto de aquisição de dados sísmicos. Para o projeto de aquisição é necessário levar em conta vários aspectos morfológicos e geográficos. A seguir veremos as fases de um típico levantamento sísmico terrestre.

- Planejamento;
- Parametrização do projeto;
 1. Comprimento e tipo de lanço;
 2. Intervalo de estação;
 3. Intervalo de pontos de tiro;
 4. Tipo de fonte;
 5. Arranjo de fonte;
 6. Arranjo de geofone;
 7. Tempo de registro;
 8. Intervalo de amostragem;
- Permissoria;
- Instalação de acampamentos, paiol e oficinas;
- Topografia e abertura de picadas;
- Sondagem;
- Carregamento;
- Espalhamento de cabos;
- Registro;
- Recolhimento de cabos;
- Controle de qualidade e arquivamento.

4.7 Processamento

O processamento sísmico envolve uma seqüência de etapas que visa transformar o dado adquirido no campo em uma imagem que possa ser utilizada pelo interprete. As fases de um processamento que se inicia no pré-processamento e vai até a migração pós-empilhamento serão descritas abaixo. O pré-processamento é feito com o objetivo de organizar e aplicar certas correções no dado a fim de prepará-lo para as outras etapas do processamento. Neste pré-processamento é feita a demultiplexação, onde o dado registrado é reorganizado e convertido para o formato que será utilizado no processamento. Também nesta fase é feita a edição de traços, que consiste na eliminação de traços ruidosos (figura 25) e correção de polaridade. Seguindo este fluxo, faz-se uma recuperação do ganho, com intenção de corrigir os efeitos da divergência esférica (figura 26) e absorção (figura 27). Outro importante processo desta fase é a geometria, que consiste na geração de um banco de informações com coordenadas de tiros e receptores, com conseqüente definição de coordenadas de *common mid point* (doravante chamado de CMP). Fechando o pré-processamento há a aplicação da correção estática objetivando corrigir o dado para um mesmo datum. (figura 28)

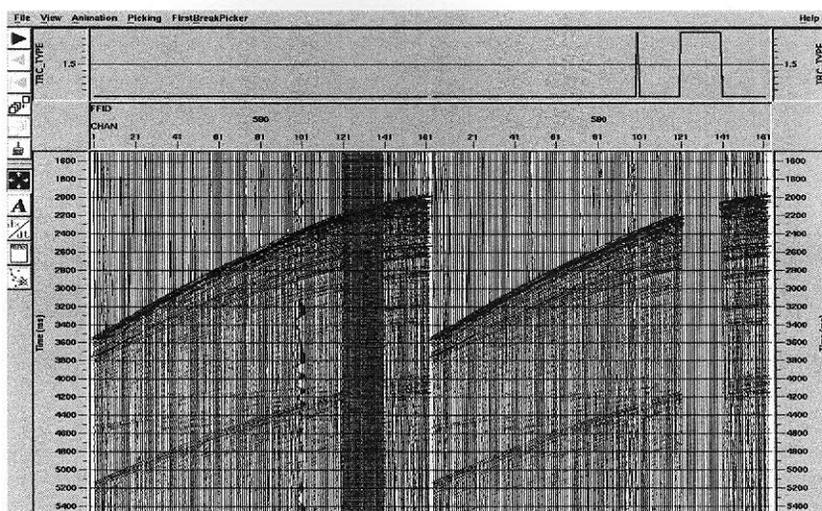


Figura 25 - Registro antes e após a atenuação de ruídos.

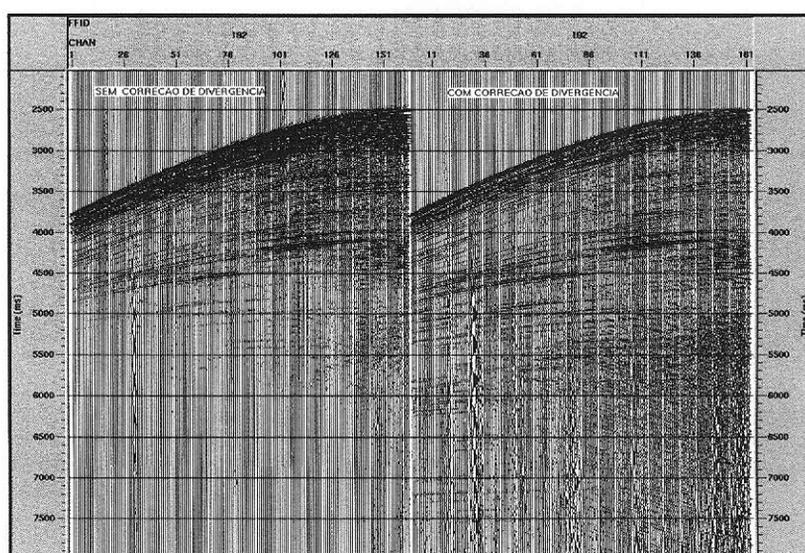


Figura 26 - Registro antes e após a correção de divergência esférica.

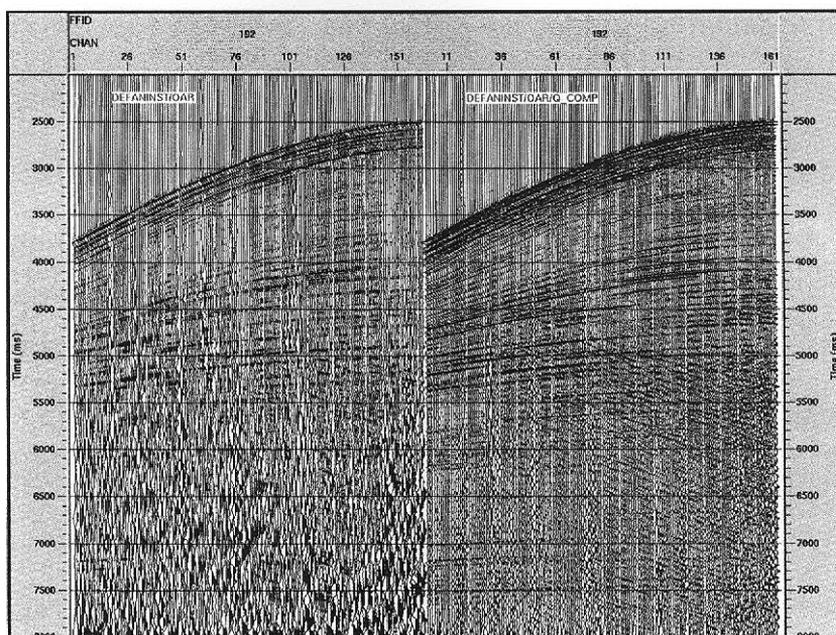


Figura 27 - Registro antes e após a correção de absorção

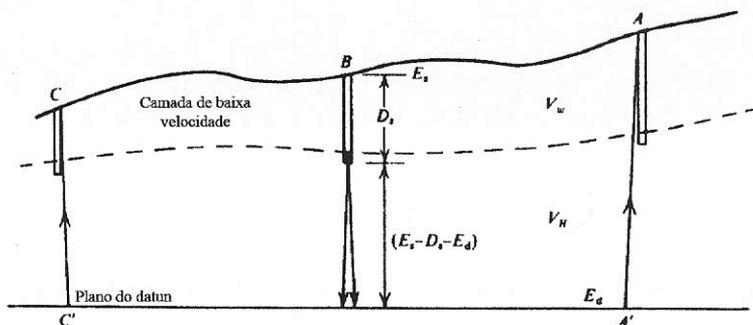


Figura 28 - Correção estática para um mesmo datum.

Terminado o pré-processamento, entra-se na fase de processamento propriamente dita. A primeira etapa do processamento é a deconvolução (figura 29), que tem o intuito de melhorar a resolução temporal do dado pela compressão da *wavelet*. Isso é feito com a retirada da resposta do efeito da forma do traço do pulso. Existem três tipos básicos de deconvolução.

A deconvolução *spike*, que busca reduzir a *wavelet* a um *spike*.

A deconvolução preditiva, que busca eliminar deterministicamente efeitos incorporados a *wavelet*, como reverberações da lâmina d'água.

E ainda a deconvolução determinística que busca a estimativa da assinatura da fonte e a obtenção do seu filtro inverso.

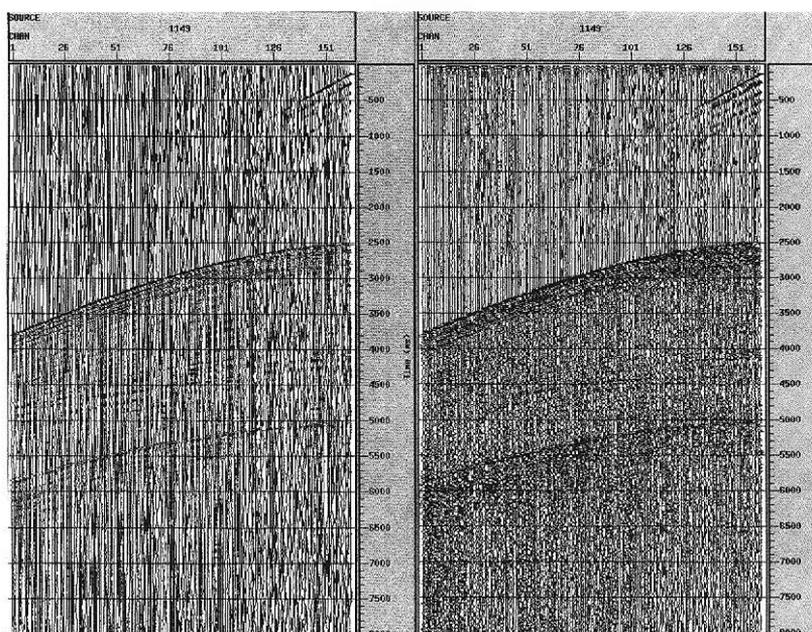


Figura 29 - Registro antes e após a deconvolução.

Em termos práticos existem três parâmetros analisados na determinação do operador de deconvolução: comprimento do operador, distância de predição e porcentagem de ruído branco.

A utilização de operadores curtos gera *spikes* com amplitude pequena e caudas com relativamente alta frequência. Ao passo que, operadores mais longos vão além ao branqueamento do espectro, trazendo-o mais perto do espectro da resposta impulsiva.

O aumento da distância de predição faz com que o resultado fique mais distante de um *spike*. São utilizadas distâncias de predição maiores que a unidade para atenuação de múltiplas.

Para garantir a estabilidade numérica, uma pequena quantidade de ruído branco é adicionada ao espectro de amplitude do sinal. O aumento da porcentagem torna a resposta de banda de frequência mais limitada.

Feita a deconvolução os dados são organizados (*sort*) em CMP. Desta forma, cada dado é associado ao ponto médio entre as posições de fonte e receptor e ainda, todos os traços com mesma posição de ponto médio são reunidos formando um grupamento (*gather*).

Com os dados organizados a análise de velocidade é realizada em CMPs ou grupos de CMPs selecionados. O registro de dados a diferentes afastamentos fornece informação sobre a velocidade em subsuperfície. O resultado da análise de velocidade (Figura 30) é uma tabela de valores de velocidade por tempo duplo para afastamentos zero. As funções estimadas são então interpoladas entre os pontos de análise, para fornecer valores de velocidade para todos os CMPs ao longo da linha. Existem alguns fatores que influenciam na velocidade dentro de uma rocha além da própria litologia. Estes são: forma do poro, pressão do poro, saturação de fluidos no poro, pressão confinante e temperatura.

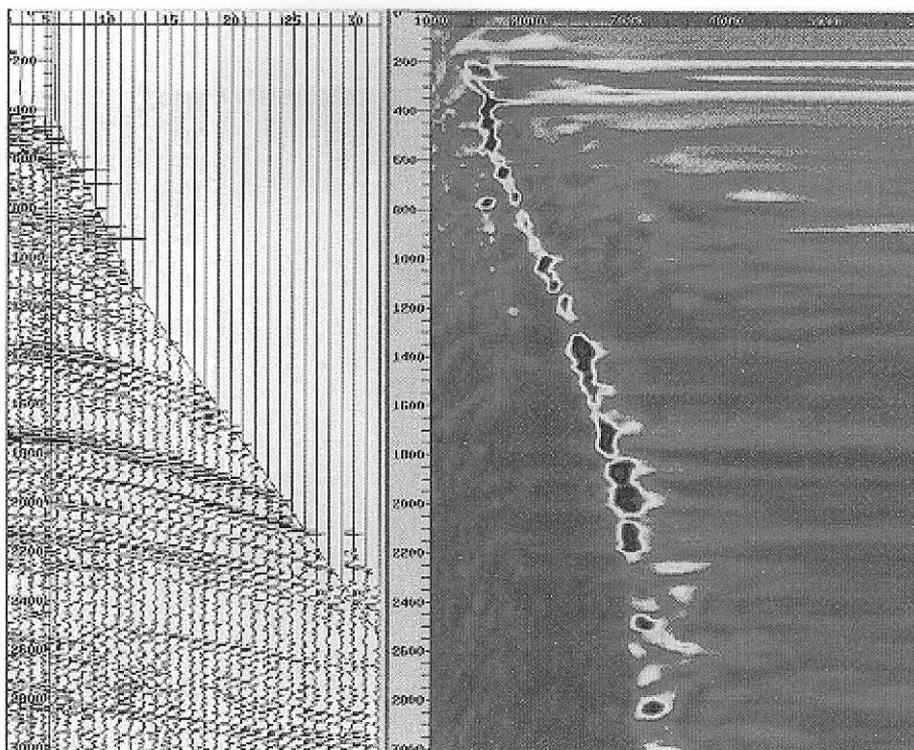


Figura 30 - Visualização da análise de velocidade – eventos não horizontalizados.

Utilizando as velocidades acima estimadas, os CMPs são submetidos à correção de sobre tempo normal (*normal moveout*, doravante NMO), na qual os eventos são virtualmente horizontalizados (Figura 31), ao longo da faixa de afastamento. Como consequência da correção de NMO ocorrem distorções de frequência devido ao fato de que os traços são estirados, principalmente em tempos curtos e grandes afastamentos. Para prevenir a degradação dos eventos, a zona distorcida é eliminada (silenciamento, *mute*), antes que ocorra o empilhamento (*stack*) do CMP, pela soma das amplitudes ao longo dos afastamentos.

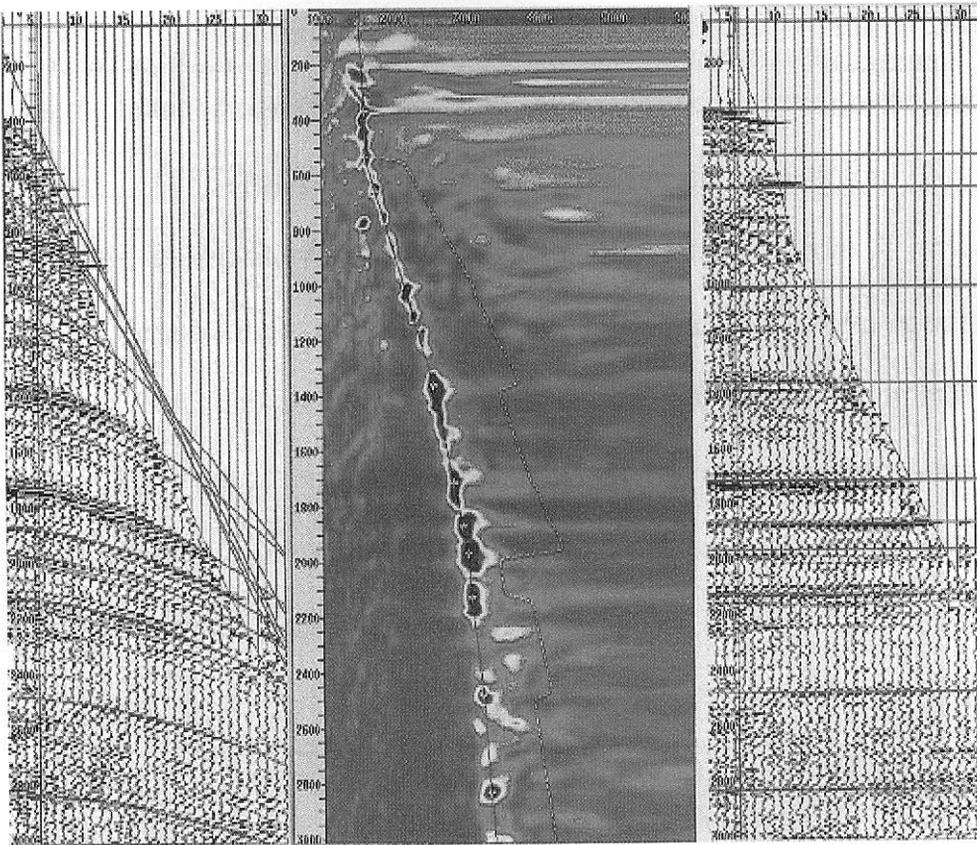


Figura 31 - Após a seleção das velocidades os eventos são horizontalizados.

Outra alternativa é a utilização do *dip moveout* (DMO), que tem por finalidade a remoção da dependência do mergulho das velocidades de NMO, correção do espalhamento dos pontos de reflexão para refletores mergulhantes e permite o foco de eventos que se cruzam com mergulhos diferentes. Eventos com mergulhos conflitantes com diferentes velocidades de NMO algumas vezes são encontrados nas seguintes situações geológicas:

- Reflexões de planos de falhas com mergulhos altos, conflitando com reflexões associadas a camadas de mergulhos baixos.
- Difrações e reflexões de domos de sal, conflitando com reflexões associadas com camadas de mergulho baixo.

O próximo passo é a eliminação de eventos que passam por mais de uma reflexão, as múltiplas. Apenas os contrastes de impedâncias mais fortes geram múltiplas fortes o suficiente para serem reconhecidas como eventos. Existem duas classes de múltiplas: A de passo curto, que interfere com a reflexão primária e a de passo longo, cujas múltiplas aparecem como evento separado (figura 32). As múltiplas usualmente exibem mais NMO que as primárias, sendo esta a base da atenuação das mesmas no processamento sísmico. Existem duas formas de atenuação de múltiplas, uma baseada em predição e outra baseada na discriminação de velocidades.

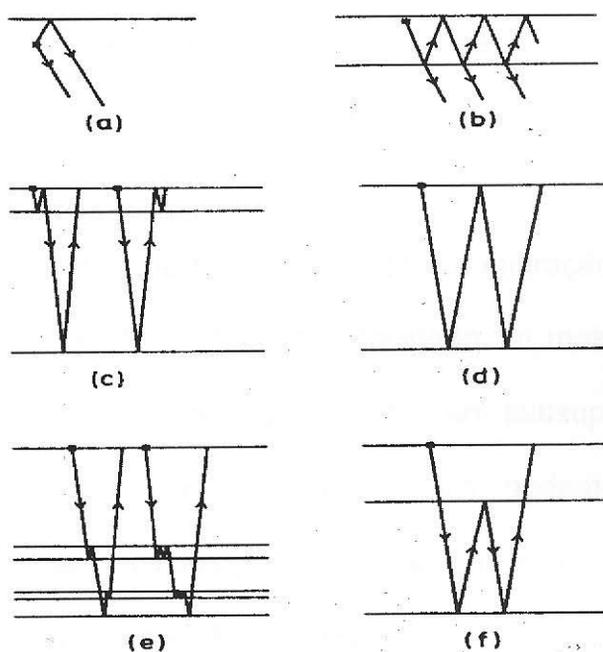


Figura 32 - Tipos de múltiplas – (a) fantasma (*ghost*); (b) reverberação; (c) *peg-leg* (camada de água); (d) múltipla de uma superfície simples; (e) interna de período curto; (f) interna de período longo.

Outros eventos que são eliminados dos dados antes do empilhamento final são os ruídos coerentes lineares tais como: *guided waves*, *side-scattered energy*, *swell noise*, *cable noise* e *ground-roll* (YILMAZ, 2001). Como estes eventos são lineares no registro de tiro eles são mapeados em uma linha radial no domínio f-k, os mesmos então podem ser rejeitados por um filtro f-k. Outra forma de eliminar estes ruídos é com a utilização de um silenciamento (*mute*) já que estes eventos lineares no registro de tiro são mapeados em pontos no domínio τ -p.

Na fase seguinte nesta cadeia de processamento se faz o empilhamento dos dados (*stack*). O empilhamento consiste na sobreposição dos dados sísmicos homólogos pertencentes a dois ou mais registros de campo (empilhamento vertical) ou, traços de uma família CMP (empilhamento horizontal).

A última fase na cadeia de processamento é a migração. O processo de migração do dado empilhado, usando a velocidade do meio, move eventos mergulhantes para as suas verdadeiras posições em subsuperfície e colapsa as difrações (YILMAZ, 2001). Em termos práticos, podemos dizer que os eventos mergulhantes são movidos para cima na direção de mergulho (*up dip*) têm os mergulhos aumentados e são encurtados em extensão.

O fator mais importante na determinação de um resultado fidedigno no processamento de dados sísmicos é a definição do campo de velocidades utilizado para o empilhamento dos dados e a migração. Independentemente da habilidade do executor do processo para definir as velocidades, dentro da metodologia definida, existem problemas com velocidade intrínsecos ao processo. Estes podem ser sumarizados no fato de que as velocidades de

NMO associadas aos eventos não horizontais não são exatamente as velocidades reais do meio geológico. Isto faz com que o uso destas velocidades acarrete em distorções na resposta obtida no empilhamento e migração.

Existem duas alternativas para a obtenção de resultados melhores. A utilização de DMO, inserido no fluxo de processamento tradicional ou então a migração pré-empilhamento.

Outros tipos de processamentos especiais podem ser executados para propósitos especiais. Atributos sísmicos (amplitude do envelope do traço, fase instantânea, frequência instantânea, coerência e uma centena de outros atributos) são calculados e são utilizados para auxiliar a interpretação.

4.8 Interpretação

O objetivo primário de um levantamento sísmico na indústria do petróleo é a localização de estruturas que podem conter hidrocarbonetos. É muito importante observar que muitas das estruturas que podem ser armadilhas não contêm óleo e gás em quantidades econômicas. Devido ao altíssimo custo da perfuração de poços, principalmente em *offshore*, tenta-se retirar o máximo de informação da sísmica, minimizando ao máximo o risco. Informações estas sobre a geologia histórica da área e natureza das rochas são essenciais no processo e aumentam a probabilidade de acerto na identificação da ocorrência de hidrocarbonetos nas estruturas mapeadas.

Podemos dividir a interpretação sísmica em três grandes grupos:

- Interpretação sísmica visando prospectos exploratórios;
- Interpretação sísmica visando à caracterização de reservatórios;
- Interpretação sísmica visando o monitoramento da produção.

5 ESTUDO DE CASO

Título: Arquitetura das Seqüências Estratigráficas Desenvolvidas na Fase de Lago Profundo no Rifte do Recôncavo.

Autores: José Antônio Cupertino e Gilmar Vital Bueno

5.1 Resumo

As litofácies do ambiente lacustre profundo constituem o preenchimento inicial da Bacia do Recôncavo e pertencem às formações Candeias e Salvador. Este estágio é identificado como de bacia faminta, ou seja, um momento onde o espaço de acomodação excede o suprimento sedimentar. A entrada de sedimentos ocorreu de forma catastrófica a partir da propagação lateral do rifte.

O arcabouço deposicional se formou a partir da combinação de fluxos densos com sentidos convergentes para um depocentro pelítico e com muita água. A distância entre as áreas-fonte e de deposição percorrida pelos sedimentos ainda inconsolidados e provenientes tanto da borda flexural quanto da borda falhada foi controlada pela topografia de fundo. Esta é geneticamente relacionada à atividade de falhas no embasamento da bacia e influenciou o surgimento das diversas geometrias deposicionais e suas respectivas litofácies: almofadas/lentes de arenitos maciços, lobos turbidíticos e leques de conglomerados polimíticos.

A integração da estratigrafia rifte por meio de dados sísmicos, afloramentos e poços permitiu a identificação de duas tectonosseqüências de 3ª ordem compostas por tratos transgressivo-regressivo, assim como a distribuição das três principais litofácies.

A compreensão dos processos deposicionais induzidos pela tectônica rifte foi de crucial importância na delimitação de ocorrência das cinco unidades sísmicas (Figuras 33, 34, 35, 36 e 37) identificadas, assim como no reconhecimento dos limites das tectonosseqüências.

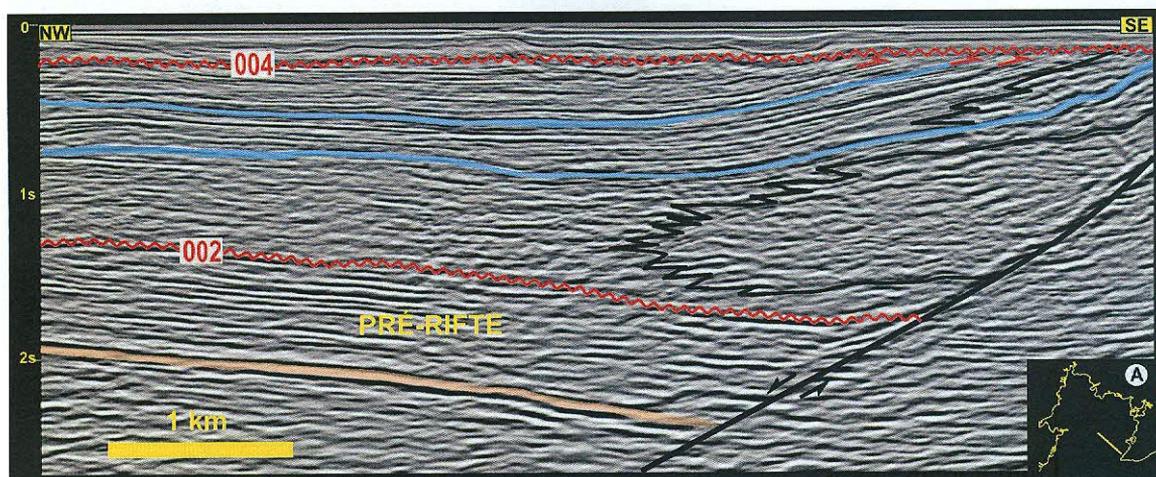


Figura 33 - Seção sísmica NW-SE na Baía de Todos os Santos mostrando a geometria da unidade I e sua associação com a Falha de Salvador. Percebem-se franjas arenosas à frente das cunhas conglomeráticas e que este conjunto faciológico é coberto por um intervalo transgressivo. Sobre este nível, surge uma cunha regressiva de conglomerados que também é coberta por outro nível transgressivo. A contínua subsidência faz com que estes horizontes sejam erodidos e se disponham em padrão de *offlap* junto à borda falhada, definindo superfícies de discordância (Limites de Seqüências).

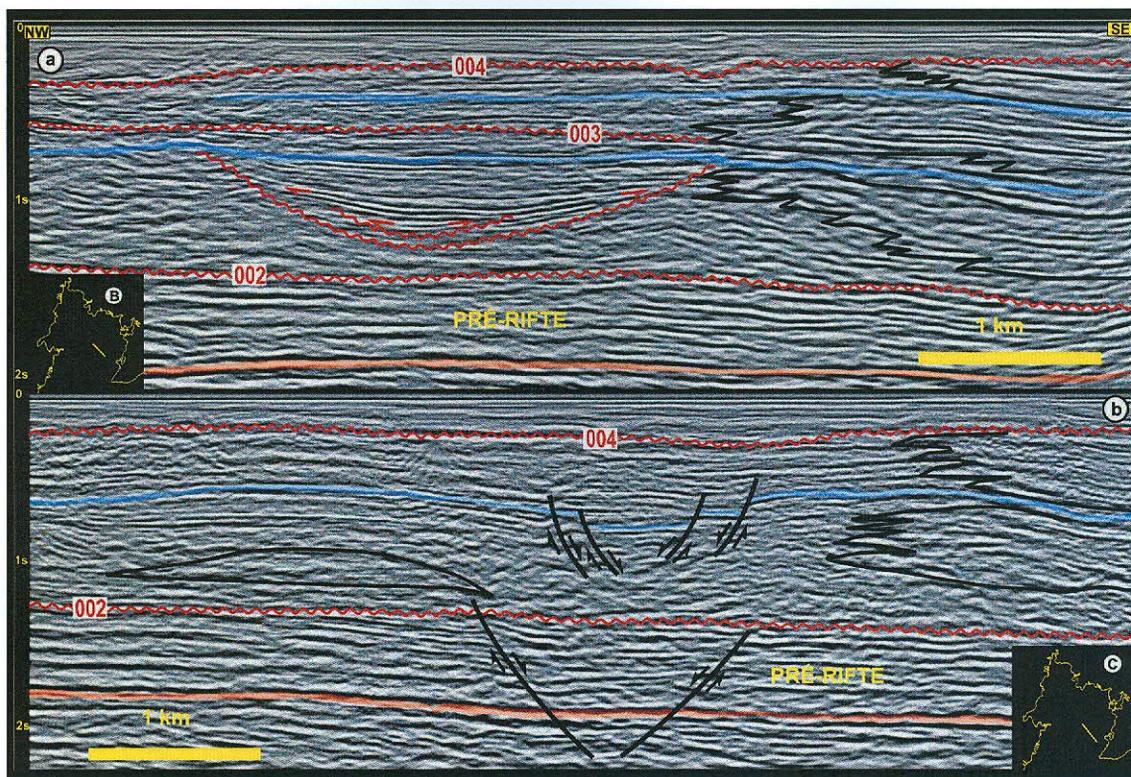


Figura 34 - Detalhe sísmico da unidade II representada por uma feição acanalada dentro da Baía de Todos os Santos. Percebe-se, na porção inferior, uma evolução multi-episódica envolvida por sismofácies característica de depósitos arenosos. Para o topo ocorre uma mudança para sismofácies típica de pelitos. Internamente predominam terminações em *onlap*. b) Na desembocadura da unidade II ao nível da sua sismofácies arenosa desenvolvem-se montefomas. Estas são realçadas pela compactação diferencial sofrida pelos níveis hemipelágicos superpostos.

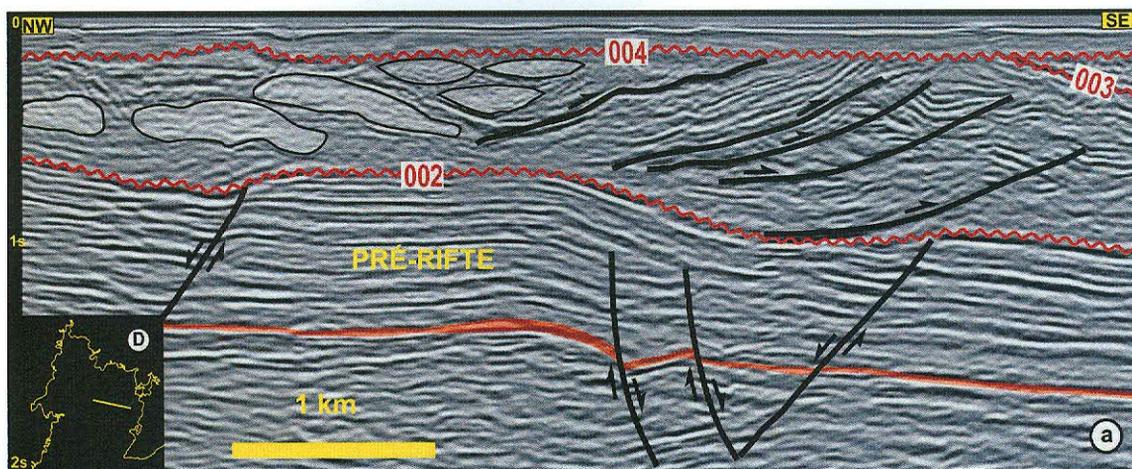


Figura 35 - a) Contato das unidades sísmicas IV e V. As primeiras possuem um formato irregular a lenticular e estão dispersas no tempo. A unidade V exibe uma forma de cone truncado no topo e a SE por discordâncias. Internamente mostra-se deformada por planos de cavalgamento.

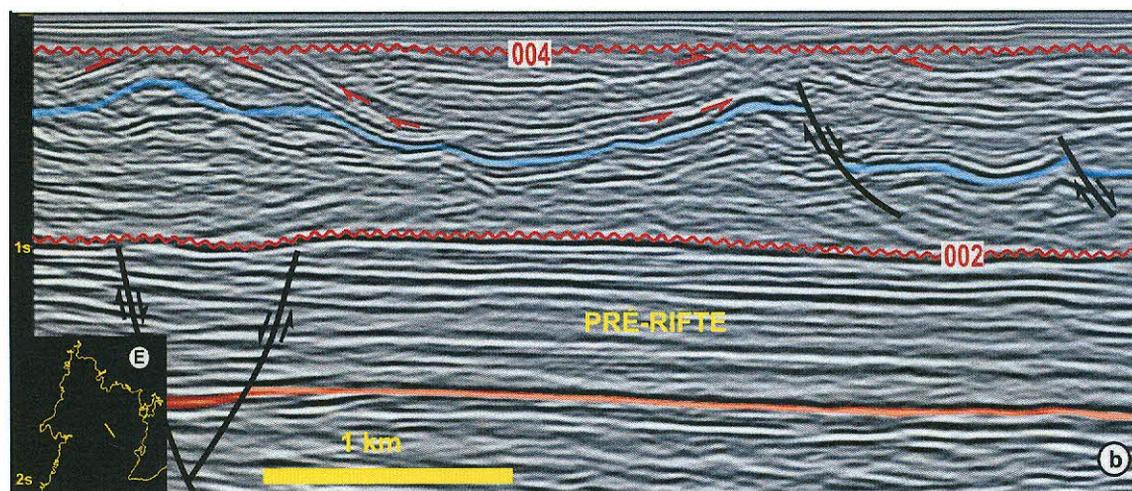


Figura 36 - b) Em direção ao depocentro a unidade V mostra um padrão ondulado com truncamento no topo e deformado por falhas normais. Níveis hemipelágicos mais jovens preenchem em *onlap* o espaço gerado entre as cristas.

UNIDADES SÍSMICAS					
PROPRIEDADES	I	II	III	IV	V
CONFIGURAÇÃO DAS REFLEXÕES	PARALELA, LEVEMENTE DIVERGENTE, REFLETORES-LIVRES	PARALELA E ONLAP LATERAL	MONTEFORMAS, HUMMOCKY, SUB-PARALELA	ONDULADA, CAÓTICA, REFLETORES LIVRES, MONTEFORMAS	ONDULADA, CRENLADA, ONLAP
GEOMETRIA E RELAÇÃO ESTRUTURAL COM A SEÇÃO PRÉ-RIFTE	FORMA EM CUNHA E FOLHA, BASCULAMENTO	CÔNCAVA, SUPERPOSTA A BLOCO BAIXO FALHA SINTÉTICA	MONTEFORMA	LENTE ALONGADAS, ALMOFADAS, SUPERPOSTAS A BLOCO BAIXO DE FALHA ANTITÉTICA	ONDULADA, FORMA CÔNICA, SUPERPOSTA A ALTO ESTRUTURAL
ASSOCIAÇÕES ENTRE UNIDADES SÍSMICAS		III	II	V	IV
LIMITE SUPERIOR	DISCORDÂNCIA ANGULAR	CONCORDANTE	CONCORDANTE	CONCORDANTE COM REFLEXÕES SUPERIORES	TRUNCAMENTO EROSIONAL
LIMITE INFERIOR	CONCORDANTE	TRUNCAMENTO EROSIONAL	DOWNLAP IRREGULAR, CONCORDANTE	TRUNCADO CONCORDANTE, DOWNLAP	IRREGULARMENTE DOBRADO
AMPLITUDE	MODERADA A ALTA	MODERADA A ALTA	BAIXA A MODERADA	MODERADA AO LONGO DOS LIMITES, INTERNAMENTE BAIXA	BAIXA A MODERADA
CONTINUIDADE	ALTA A MODERADA	ALTA A MODERADA AO LONGO DOS LIMITES, INTERNAMENTE BAIXA A MODERADA	VARIADA	ALTA A MODERADA AO LONGO DOS LIMITES, INTERNAMENTE DESCONTÍNUA	MODERADA A ALTA
INTERPRETAÇÃO GEOLÓGICA	FANGLOMERADOS COALESCENTES AO LONGO DA BORDA DA BACIA	DEPÓSITOS DE PREENCHIMENTO DE CANYON	LÓBOS TURBIDÍTICOS	ESCORREGAMENTOS E FLUXO DE DETRITOS	ESTRUTURAÇÃO ARGILOCINÉTICA

Figura 37 - Sumário das propriedades e interpretação das unidades sísmicas identificadas na Baía de Todos os Santos.

UNIDADE - I: exprime uma franja de leques deltaicos coalescentes com direção NE-SW, que repousam sobre blocos baixos do sistema de falhas da borda leste da bacia.

UNIDADE - II: interpretada como depósitos de preenchimento de um *canyon*, constituídos por sedimentos resultantes de tração na base e suspensão no topo.

UNIDADE - III: provável expressão de leques sublacustres com retrabalhamento marginal, cuja deposição pelítica superposta acentua a monteforma por compactação diferencial. A associação das unidades II e III caracteriza um complexo de *canyon-fan*.

UNIDADE - IV: representa depósitos gerados por processos de escorregamento e fluxos de detritos rapidamente depositados em bloco baixo de falha com direção NE-SW.

UNIDADE - V: constitui uma área dominada por argilocinese, causada em parte por inversão de densidade, mas principalmente pela compressão de pelitos inconsolidados entre ressaltos de falhas e os repentinos fluxos sedimentares da unidade IV, provocando uma deformação que grada de falhas inversas a dobras suaves em direção ao depocentro.

O entendimento da importância do controle tectônico sobre a deposição permitiu a identificação dos sítios mais favoráveis à ocorrência das diversas geometrias e o que elas representam em termos de reservatórios, trazendo significativas conseqüências nas perspectivas exploratórias de hidrocarbonetos em depocentros de riftes lacustres ao favorecer a prospecção de trapas estratigráficas.

6 CONCLUSÕES

O método sísmico pode ser considerado como uma das mais importantes ferramentas utilizadas na prospecção petrolífera.

No trabalho de CUPERTINO & BUENO vimos que o entendimento da importância do controle tectônico sobre a deposição permitiu a identificação dos sítios mais favoráveis à ocorrência das diversas geometrias e o que elas representam em termos de reservatórios, trazendo significativas conseqüências nas perspectivas exploratórias de hidrocarbonetos em depocentros de riftes lacustres ao favorecer a prospecção de trapas estratigráficas.

7 BIBLIOGRAFIA

ARAI, M. HASHIMOTO, A.T.; UESUGUI, N. **Sobre o relatório do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil e a escala cronoestratigráfica internacional de Regali, M.S.P. e Viana, C.F.** 1987. Petrobrás/Cenpes/Divex/Sebipe

ASMUS, H.E. e PORTO, R. **Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações.**1980. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*. Camboriú, SBG. V.1 pp. 225-239.

ARAGÃO, M. A. N. F. **Arquitetura, estilos estruturais e evolução da Bacia do Recôncavo.** *In:* III SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 1994, Rio Claro. Boletim do Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro, 1994, p. 165-167.

ARAGÃO, M. A. N. F. **Arquitetura da Bacia do Recôncavo.** *In:* III CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 1993, Rio de Janeiro. Anais do III Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, 1993, p. 142-145.

CAIXETA, J. M.; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L. P.; FEIJÓ, F. J. **Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá.** Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 163-172, jan./mar. 1994.

CUPERTINO, J.A. & BUENO, G. V.; **Arquitetura das Seqüências Estratigráficas Desenvolvidas na Fase de Lago Profundo no Rifte do Recôncavo.** Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, V. 2005, 13(2), p. 245-267.

GAGLIANONE, P.C.; TRINDADE, L.A., DANIEL, L.M.F. **Avaliação Geoquímica Regional da Bacia do Recôncavo.** 1985. Fase II. Rio de Janeiro. Petrobras/Cenpes/Depex. Relatório Interno.

GHIGNONE, J.I. **Geologia dos Sedimento Fanerozóicos do Estado da Bahia.** 1979. *In:* INDA, H.A.V (ed.), Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos Básicos nº 2. Salvador, Séc. min. Da Bahia, pp. 24-227.

HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., **A Geologic Time Scale.** Cambridge. University Press 1982., 131 p.

LARSEN, P.H.. **Relay Structures in a Lower Permian Basement-involved Extension System.** 1988. East Greenland. *J. Struct. Geol.*, 10: 3-8.

MAGNAVITA, L.P. **Geometry and Kinematics of the Reconcavo-Tucano-Jatoba Rift, NE Brazil.** 1992. 493 p. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Oxford. Oxford

MILANI, E.J. **Aspectos da Evolução Tectônica das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul**. 1987. Bahia. Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração n° 18. Petrobras/Cenpes.

MORLEY, C.K., NELSON, R.A., PATTON, T.L., MUNN, S.G. **Transfer Zones in the East African Rift system and Their Relevance to Hydrocarbon Exploration in Rifts**. ago., 1990 American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, n. 8, p. 1234-1253,.

REGALI, M.S.P. e VIANA, C.F. **Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil: Idade e Correlação com a Escala Internacional**. 1988. Rio de Janeiro. Petrobras/Sedes.

SANTOS, C. F.; CUPERTINO, J. A.; BRAGA, J. A. E. Síntese Sobre a Geologia das Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. 1990. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. 36 (eds.) **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Ed. Gávea: R. Redish Prog. Visual Prod. Gráf. e Editoração: Petrobras, p. 235-265.

SANTOS, C. F.; BRAGA, J. A. E. **O “Estado da Arte” da Bacia do Recôncavo**. 1990 Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 35-43.

SANTOS, C. P. **Análise Geofísica das Características Hidráulicas da Falha de Salvador**. 2003. 93 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Câmara de Ensino de Pós-Graduação e Pesquisa, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.

SZATMARI, P.; MILANI, E. J.; LANA, M. C.; CONCEIÇÃO, J. C. L.; LOBO, A. P. **How South Atlantic Rifting Affects Brazilian oil Reserves Distribution**. 1985. Oil & Gas Journal, Tulsa, Okla, v. 83, n. 2, p. 107-113.

TELFORD, W. M; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. 2nd Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 1990, 770p. ISBN 0-521-32693-1 (Hardback); ISBN 0-521-33938-31 (Paperback)

VIANA, CF, GAMA Jr. E., SIMÕES, I.A., MOURA, J.A., FONSECA, J.R., ALVES, R.J. 1971. **Revisão Estratigráfica da Bacia do Recôncavo-Tucano**. Bol. Tec. Petrobras 14(3/4): p. 157-192.

YILMAZ, O. **Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data**. 2nd Edition. Tulsa. Society of Exploration Geophysicists, 2001. Vol. I & II. 2027p. Investigations in Geophysics; no. 10. ISBN 0-931830-46-X (Series); ISBN 1-56080-094-1 (Set); ISBN 1-56080-098-4 (Volume I); ISBN 1-56080-099-2 (Volume II)