

VINHO

Emanuel José Capechi de Pinho

**ANÁLISE DE CÂNIONS EM ÁGUAS PROFUNDAS NA
BACIA DO ESPÍRITO SANTO ATRAVÉS DO MÉTODO
SÍSMICO**

Trabalho de Conclusão de Curso
(Especialização em Geofísica do Petróleo)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

M
GL
P654A



UFRJ

Emanuel José Capechi de Pinho

**ANÁLISE DE CÂNIONS EM ÁGUAS PROFUNDAS NA BACIA DO ESPÍRITO SANTO
ATRAVÉS DO MÉTODO SÍSMICO**

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:

Leonardo Borghi e Webe Mansur
Álvaro L. O. Gomes

Rio de Janeiro
Março de 2007

PINHO, Emanuel José Capechi de
Análise de cânions em águas profundas na Bacia do Espírito Santo através do método sísmico / Emanuel José Capechi de Pinho – Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.
IXf., 82f. : 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 L. O. Gomes

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental - Trabalho de Conclusão de Curso. I. Borghi, Leonardo e Mansur, Webe II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Análise de cânions em águas profundas na Bacia do Espírito Santo através do método sísmico.

Emanuel José Capechi de Pinho

ANÁLISE DE CÂNIONS EM ÁGUAS PROFUNDAS NA BACIA DO ESPÍRITO SANTO
ATRAVÉS DO MÉTODO SÍSMICO

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:

Leonardo Borghi e Webe Mansur (UFRJ)
Álvaro L. O. Gomes (Petrobras)

Aprovada em: 27.03.2007

Por:

Leonardo Borghi (UFRJ)

Webe Mansur (UFRJ)

Álvaro L. O. Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Primeiramente, gostaria de agradecer aos meus pais e à minha irmã, por sempre terem me servido como exemplo de caráter e como um modelo de caminho a ser seguido.

À minha namorada que, durante estes meses soube compreender as minhas ausências e sempre me apoiou, mesmo nos momentos em que as forças pareciam que não seriam suficientes para terminar mais esta missão.

À Petrobrás, pela oportunidade oferecida de fazer este curso, que certamente me fará crescer não apenas no aspecto profissional, mas também pessoal.

Aos orientadores deste trabalho, Profs. Álvaro Gomes (Petrobrás), Webe Mansur e Leonardo Borghi (UFRJ).

Aos “colhegas” de CIGEF, que compartilharam comigo estes meses, cansativos porém divertidos. Nós sobrevivemos!

Agradeço também ao colega Rodolfo que forneceu o pacote L^AT_EX que permitiu a formatação adequada deste trabalho.

Resumo

PINHO, Emanuel José Capechi de. **Análise de cânions em águas profundas na Bacia do Espírito Santo através do método sísmico**. 2007. IXf., 82f. 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.

Neste trabalho faremos uma breve revisão da geologia da bacia do Espírito Santo e dos princípios gerais do método sísmico de reflexão. A conexão da geologia com o método será feita através de um estudo de caso onde um sistema de cânions submarinos atuante nesta bacia é modelado através de seções sísmicas.

Palavras-chave: Sísmica, Bacia do Espírito Santo, cânions.

Abstract

PINHO, Emanuel José Capechi de. **Análise de cânions em águas profundas na Bacia do Espírito Santo através do método sísmico.** [*Deep water canyons analysis by the seismic method in the Espírito Santo Basin*]. 2007. IXf., 82f. 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.

In this work we elaborate a brief description of the geology of Espírito Santo Basin, in the offshore Brazil, and of the general principles of the seismic method. The connection between the method and the geology is established by the analysis of a previous work where two submarine canyons, active in that basin, are modelled by the use of seismic sections.

Key-words: Seismic, Espírito Santo Basin, canyons.

Lista de Figuras

Figura 1	<i>Mapa de localização das províncias geológicas da Bacia do Espírito Santo .</i>	5
Figura 2	<i>Classificação das Bacias Sedimentares segundo Klemme e Szatimari</i>	6
Figura 3	<i>Esquema das bacias sedimentares brasileiras</i>	7
Figura 4	<i>Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo.</i>	10
Figura 5	<i>Seção Sísmica na Bacia do Espírito Santo</i>	14
Figura 6	<i>Mapa Batimétrico da região da bacia do Espírito Santo</i>	18
Figura 7	<i>Arcabouço tectono-magmático da região do Complexo Vulcânico de Abrolhos</i>	19
Figura 8	<i>Seção Strike no campo de Rio Itaúnas</i>	20
Figura 9	<i>Representação esquemática do Campo de Cação</i>	21
Figura 10	<i>Campo de Cangoá</i>	22
Figura 11	<i>Campo de Lagoa Parda</i>	22
Figura 12	<i>Idealização do método sísmico</i>	23
Figura 13	<i>O método sísmico na prática</i>	25
Figura 14	<i>O método "common midpoint"</i>	26
Figura 15	<i>Formação das ondas refratadas.</i>	27
Figura 16	<i>Formação dos diversos tipos de múltiplas</i>	30
Figura 17	<i>Representação esquemática dos eventos em um diagrama de tiro comum. .</i>	32
Figura 18	<i>Diagrama CMP</i>	33
Figura 19	<i>Amostragem - Análise espectral</i>	36
Figura 20	<i>Falseamento de frequências</i>	37
Figura 21	<i>Onda com comprimento de onda de 100m</i>	38
Figura 22	<i>Taxa de amostragem de 60m</i>	39
Figura 23	<i>Taxa de amostragem de 80m</i>	40
Figura 24	<i>Taxa de amostragem de 100m</i>	41
Figura 25	<i>Deconvolução</i>	44
Figura 26	<i>Análise de velocidades</i>	45
Figura 27	<i>NMO</i>	46
Figura 28	<i>Estiramento</i>	47
Figura 29	<i>Mute de NMO</i>	48
Figura 30	<i>Refletor mergulhante.</i>	50
Figura 31	<i>Refletores com mergulhos conflitantes.</i>	51
Figura 32	<i>Correção de DMO</i>	52
Figura 33	<i>Posicionamento incorreto da reflexão devido aos refletores mergulhantes .</i>	53

Figura 34	<i>Linha sísmica mostrando o sistema de canais do Rio Doce.</i>	57
Figura 35	<i>Time Slice 1s abaixo do fundo do mar.</i>	58
Figura 36	<i>Modelo para migração lateral de canais.</i>	59
Figura 37	<i>Modelo de deslizamento na margem do canal.</i>	60
Figura 38	<i>Arranjo idealizado para estudo de difração</i>	66
Figura 39	<i>Fonte e detector distantes do ponto difrator</i>	68
Figura 40	<i>dois pontos difratores</i>	69
Figura 41	<i>Princípio de Fermat.</i>	71

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	v
Abstract	vi
Lista de Figuras	vii
1 INTRODUÇÃO	1
2 GEOLOGIA DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO	3
2.1 Introdução	3
2.1.1 Contexto Geológico	3
2.1.2 Generalidades sobre a bacia	4
2.2 Evolução exploratória	8
2.3 Estratigrafia	9
2.4 Geologia Estrutural	12
2.5 Evolução Tectonossedimentar	14
2.6 Magmatismo	17
2.6.1 Complexo Vulcânico de Abrolhos	18
2.7 Geologia do Petróleo	20
2.7.1 Sistemas petrolíferos	20
3 O MÉTODO SÍSMICO	23
3.1 Caracterização do Método	23
3.2 Conceitos Básicos	24
3.2.1 Formas de Apresentação de Dados Sísmicos	31
3.3 Sísmica 2D, 3D e 4D	33
3.4 Aquisição Sísmica	34
3.4.1 Falseamento de frequências e o Critério de Nyquist	35
3.4.2 Arranjos de Geofones	38
3.5 Processamento Sísmico	39
3.5.1 Pré-processamento	41
3.5.2 Processamento	43
3.6 Interpretação Sísmica	54
4 O ESTUDO DE CASO	56
4.1 O cânion do rio Doce	56

4.2 Um segundo cânion	57
5 CONCLUSÕES	61
A Elementos da Teoria Ondulatória	62
A.1 Ondas Harmônicas	63
A.2 Linearidade, Superposição e Interferência	64
A.2.1 Interferência construtiva e destrutiva	64
A.3 Difração	65
A.4 Limite da Ótica Geométrica	70
A.5 Princípio de Fermat, reflexão e refração	70
B Noções de Teoria da Elasticidade	73
B.1 O tensor de Tensões	75
B.2 Meios Elásticos, Homogêneos e Isotrópicos.	77
B.3 Dinâmica	78

1 INTRODUÇÃO

A indústria do petróleo é sem dúvida alguma uma das grandes promotoras de desenvolvimentos na geologia, em especial na área de geologia sedimentar.

A geofísica, área interdisciplinar que envolve a aplicação de métodos da física à geologia, surge aí como fornecedora das técnicas de prospecção que serão utilizadas, não apenas para o conhecimento da geologia de subsuperfície de uma determinada área, mas também como para localizar possíveis jazidas de petróleo ou de outros minerais.

Os métodos geofísicos possuem uma variação muito grande, tanto das técnicas aplicadas quanto da escala espacial em que as mesmas são aplicadas. Assim, pode-se fazer geofísica pontualmente, em poços, através das técnicas de perfilagem, ou em escala regional. Nesta última, os métodos aplicados diferem daqueles aplicados em poços tanto nas técnicas de aquisição e processamento, naturalmente, mas muitas vezes também nos princípios físicos envolvidos.

Entre os métodos geofísicos consagrados na indústria do petróleo podemos citar a gravimetria, a magnetometria, os métodos eletromagnéticos e a sísmica.

A sísmica, cujos primeiros desenvolvimentos remontam à década de 1940, é sem nenhuma dúvida o método mais utilizado na indústria petrolífera.

Por outro lado, o Brasil, que recentemente atingiu sua auto-suficiência em produção de petróleo, só pôde fazê-lo graças às crescentes descobertas de jazidas, principalmente em águas profundas e ultra profundas. Papel importante neste processo desempenhou a bacia do Espírito Santo, uma das bacias sedimentares localizadas na nossa costa.

É imediata a conclusão de que para manter-se tal auto-suficiência é necessário aumentar as reservas para compensar não só a queda destas em função da produção mas também o aumento da demanda devida ao crescimento econômico.

A bacia do Espírito Santo possui um grande potencial para novas descobertas, o que pode colocá-la em um dos focos de futuras atividades exploratórias.

É neste contexto que o atual trabalho se insere. Nós vamos apresentar o estudo de um caso de aplicação do método sísmico na análise de um sistema de cânions submarinos na bacia do Espírito Santo, ativo presumivelmente desde o fim do Cretáceo, segundo os autores do trabalho

original (BRUSH *et al.*, 2004).

O trabalho está organizado da seguinte forma: no capítulo 2 é descrita a geologia da bacia do Espírito Santo e sua prospectividade para hidrocarbonetos. No capítulo 3 é apresentada uma descrição sucinta do método sísmico. Nenhum esforço é feito no sentido do rigor matemático nesta apresentação, visto que o objetivo é apenas o de introduzir os elementos do método necessários à compreensão do estudo de caso. Este é apresentado no capítulo 4 onde o trabalho de Brush *et al.* (2004) é discutido. O capítulo 5 fecha o trabalho com algumas conclusões e comentários gerais.

2 GEOLOGIA DA BACIA DO ESPÍRITO SANTO

2.1 Introdução

2.1.1 Contexto Geológico

O continente sulamericano pode ser dividido em regiões de acordo com a atividade tectônica mais atuante desde a quebra do paleocontinente Gondwana na era Mesozóica. Desta forma podem ser caracterizados quatro domínios principais na placa sulamericana: (1) interior (cráton), com espessas camadas de sedimentos paleozóicos e mesozóicos; (2) a oeste, margem convergente com intensa atividade orogênica (Andes); (3) a Leste, margem divergente (passiva), com extensão de aproximadamente 10.000 km; e (4) ao Norte, região (Caribe) associada a regime tectônico transcorrente em contato com a placa caribenha.

Na margem Leste estão as bacias mais relevantes do ponto de vista petrolífero, uma das quais é a bacia do Espírito Santo (BES). Em comparação com a plataforma sulamericana, que é primordialmente formada por rochas ígneas e metamórficas arqueanas e que está consolidada desde o Neoproterozóico (540 Ma), a margem Leste é jovem, tendo sua origem sido iniciada apenas na era Mesozóica (250 Ma). Em linhas gerais, a evolução se iniciou com uma fase rifte, com deposição de sedimentos lacustres, seguida por deposição salina em tempos aptianos e finalmente uma fase marinha que culmina com a invasão do Atlântico. Como cicatrizes desta fase têm-se as presenças de várias bacias rifte abortadas, com grábens em direção ao cráton (aulacógenos), como Potiguar e Recôncavo/Tucano/Jatobá que se desenvolveram nos estágios iniciais do Atlântico Sul (neocomiano) e foram abortadas no Aptiano.

A margem divergente da placa sulamericana se estende por 10.000 km, do delta do Orinoco, na Venezuela, até a terra do fogo, na Argentina. Como dito no parágrafo anterior, suas bacias sedimentares compartilham algumas características gerais como a presença de seqüências rifte, transicional e marinha. Entretanto, é importante notar que a abertura do Atlântico foi um evento diacrônico ao longo da costa, tendo ocorrido no fim do triássico no Norte, no jurássico

no Sul da Argentina, no Neocomiano na margem brasileira e no Aptiano na margem equatorial. Por ter se prolongado durante um período de aproximadamente 100 Ma é de se esperar que, descontadas características gerais, as bacias sedimentares em questão tenham estruturas bastante diversificadas.

2.1.2 Generalidades sobre a bacia

Está localizada na região costeira e margem continental dos estados do Espírito Santo e da Bahia, entre os paralelos de 18° 20' e 21°, abrangendo aproximadamente 20.000 km² onshore e 200.000 km² offshore, Figura 1. Juntamente com suas “bacias irmãs” de Campos e Santos a bacia do Espírito Santo é um bom exemplo de bacia formada em margem continental passiva. Interessante notar que, rigorosamente falando, não há separação entre as três bacias em regiões de águas profundas. Em águas rasas os limites se dão no arco de Vitória (ES/Campos, Pré-cambriano) e no arco de Cabo Frio (Campos/Santos). É limitada ao sul pelo alto de Vitória, a oeste pelo embasamento cristalino da Faixa Ribeira e ao norte, esta bacia é limitada pelo paleocânion de Mucuri. GUERRA (1989) descreve este último como um limite arbitrário, assim como as extensões para o mar dos limites norte e sul sendo que BIASSUSI (1990) cita ainda o Complexo Vulcânico de Abrolhos como o limite leste da bacia. Seu embasamento é constituído por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas. Assim como em Campos e Santos, houve importante deposição de evaporitos durante a fase transicional (“proto-golfo”). Atualmente as barreiras de sal são importante entrave à exploração de hidrocarbonetos nestas regiões.

A principal característica que a distingue das bacias de Campos e Santos é a ocorrência de intensa atividade vulcânica, como uma extrusão de basalto no neoptiano conhecida como Formação Cabiúnas. Já na Formação Cricaré temos sedimentação sin-rifte com espessura de 5.000 m, desde o Neocomiano até o Aptiano da qual resultam arenitos, coquinas, calcilutitos e dolomitas com folhelho negro.

Generalizando, esta bacia pode ser dividida em quatro províncias geológicas, já que diferenças significativas ocorrem muitas vezes entre setores da margem, o que em parte justifica serem tratadas como entidades geológicas individualizadas (MILANI *et al.*, 2000). As províncias são: as plataformas de São Mateus e de Regência e os paleocânions de Fazenda Cedro e Regência. Na porção emersa dessas províncias enquadram-se os campos de Rio Itaúnas, São Mateus,

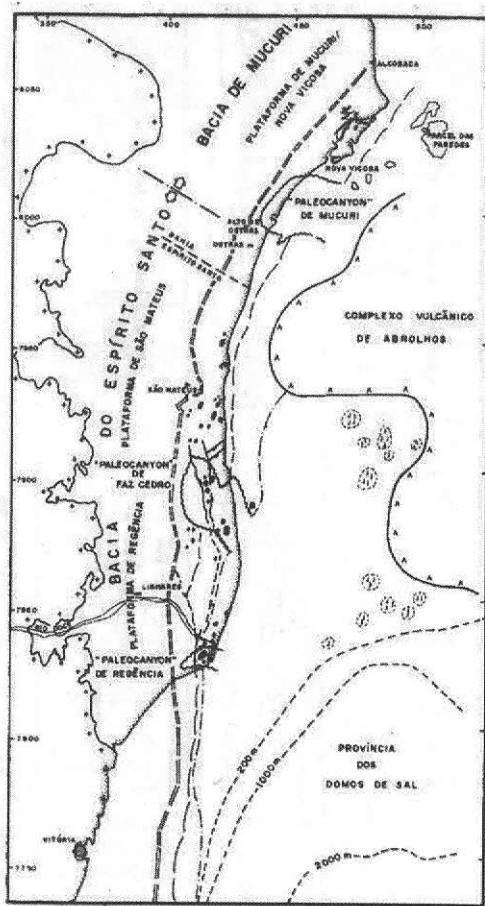


Figura 1: Mapa de localização das províncias geológicas da Bacia do Espírito Santo. BIASSUSI (1990)

Fazenda Cedro e Lagoa Parda. O campo de Cação se encontra na porção submersa no paleocanyon de Fazenda Cedro.

Há perspectiva de que a maior parte das atividades exploratórias futuras será direcionada para a BES juntamente com as bacias de Campos e Santos, pois foram responsáveis pelas maiores descobertas feitas nos últimos anos. Assim tiveram um papel importante na conquista da auto-suficiência nacional na produção de petróleo, alcançada em 2006. A BES tem grande potencial para novas descobertas de óleo leve e, já é a segunda maior produtora do país.

A BES enquadrada-se na classificação III-V das Bacias Petrolíferas segundo Klemme (Figura 2) e, segundo as classificações de SZATMARI e PORTO (1986), se enquadra no estilo tectônico Distensional - Rifte (Figura 2), sofrendo processos tectônico-estruturais semelhantes aos das outras bacias da margem continental (Figura 3).

O intenso magmatismo terciário proporcionou o desenvolvimento de uma ampla plata-

IDADE	BACIA	CLASSIFICAÇÃO	
		KLEMME ⁷	ESTILO TECTÔNICO ^{16,17}
CENOZOICA	Pantanal	I?	Intracratônica
	Bananal		
	Taubaté		
	Itaboraí		
MESOZOICA	Acre	II	Intracontinental cratônica da antefossa andina
	Tacutu	III	Distensional-rift abandonado (aulacógeno)
	Marajó		
	Recôncavo		
	Tucano		
	Jatobá		
	Aranje		Transtensional-pull apart
	Foz do Amazonas	VIII	Sinéclise marginal
	Pará-Maranhão	III-V	Distensional-rift evoluindo para bacia pull apart
	Barreirinhas		
	Ceará		
	Potiguar		
	Pernambuco		
	Paraíba		
	Sergipe		
	Alagoas		
	Camamu		
	Almada		
	Jequitinhonha		
	Cumuruxatiba		
Mucuri			
Espírito Santo			
Campos			
Santos			
Pelotas			
PALEOZOICA	Parnaíba	I	Intracratônica (arcos regionais amplos)
	Amazonas		
	Paraná		
	Solimões	I	Intracratônica submetida à orogenia hercíniana
	Alto Tapajós	I?	Intracratônica?
Parecis	I?	Intracratônica?	
PROTEROZOICA	São Francisco	II?	Intracontinental cratônica da antefossa brasileira

Figura 2: Classificação das Bacias Sedimentares segundo Klemme e Szatimari. Modificado de Souza-Lima e Junior (2003).

forma carbonática, que alargou a plataforma continental desta bacia em relação às outras adjacentes, criando uma estruturação um tanto quanto peculiar que, na fase pós-rifte, gerou diferentes compartimentações estruturais nas regiões norte e sul (GUERRA, 1989). Além do intenso magmatismo que gerou o Banco de Abrolhos e da notável compartimentação estrutural, a Bacia do Espírito Santo possui ainda outras peculiaridades, como duas províncias de domos salinos

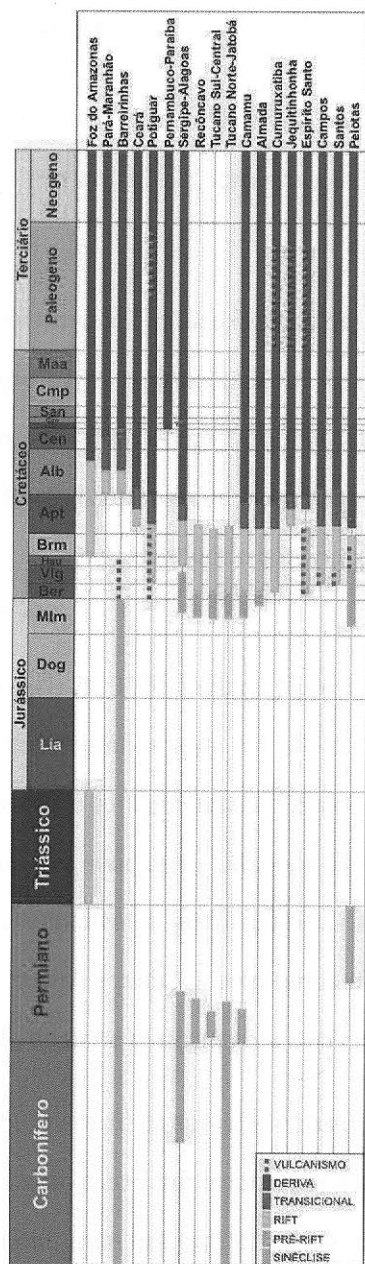


Figura 3: Esquema das bacias sedimentares brasileiras. (SOUZA-LIMA; JUNIOR, 2003).

(GUERRA, 1989).

Conseqüências do episódio de magmatismo que gerou o Banco de Abrolhos incluem, além da influência sobre a fisiografia e batimetria, importantes modificações na história geológica mais recente das bacias do Espírito Santo, Campos e Santos, que as tornaram singulares no contexto pós-rifte da evolução da margem leste (SOBREIRA; FRANÇA, 2006).

2.2 Evolução exploratória

A evolução histórica das atividades de prospecção na BES, resumidamente extraída de Cosmo *et al.* (1991) e de Lima e Aurich (1992), apresenta três fases principais: (i) 1959-1971, (ii) 1972-1979 e (iii) após 1979.

1. Esta fase é caracterizada por um ritmo pouco intenso das atividades de perfuração e exploração. O primeiro estudo geológico regional na BES foi realizado em 1959. Este recomendou exploração geofísica nas margens do rio Doce e na costa atlântica adjacente (COSMO *et al.*, 1991). Mas a exploração efetivamente começou no início dos anos 50 com levantamentos sísmicos, gravimétricos, magnetométricos e com um poço estratigráfico teste perfurado em 1959 (LIMA; AURICH, 1992).

Um levantamento gravimétrico em 1958 indicou a presença de um baixo estrutural confirmado por uma sondagem estratigráfica teste em 1968. As zonas de óleo foram testadas, mas o poço foi abandonado como subcomercial (COSMO *et al.*, 1991). Neste mesmo período foi realizada uma das primeiras sondagens offshore do Brasil com a perfuração do poço 1-ESS-1. Os extensivos levantamentos geofísicos e as sondagens estratigráficas permitiram o delineamento dos principais padrões estruturais e estratigráficos que resultaram na primeira descoberta de óleo onshore realizada em 1969 na plataforma de São Mateus.

2. Baseando-se no mapeamento sísmico da superfície basal de um paleocânion foi descoberto o paleocânion de Fazenda Cedro e do campo com esse mesmo nome. A partir deste fato, as atividades de perfuração assumiram um caráter mais intensivo iniciando também os processos de exploração. Os levantamentos sísmicos realizados até então, guiados por estudos prévios e interpretações fotogeológicas, resultaram no delineamento de um outro padrão geral de paleocânion, denominado paleocânion de Regência. Um programa de reflexão sísmica na área foi realizado em 1978 (387 km de linhas sísmicas) visando aumentar a definição dos limites e para propósitos exploratórios. A produção de óleo em 1978 era de 7.600 bpd.
3. Com a descoberta do campo de Lagoa Parda, verificou-se uma notável intensificação no processo de avaliação da bacia, com grande ênfase nas atividades de desenvolvimento.

Até 1990 existiam 285 poços exploratórios (área emersa), 66 poços pioneiros na plataforma continental e 36 campos produtores, dos quais apenas 1 se encontrava na porção submersa (BIASSUSI, 1990). Até 2002, haviam sido perfurados 405 poços exploratórios e levantados 19.715 km de sísmica em terra. No mar, havia 129 poços exploratórios e 125.380 km de linhas sísmicas. Já foram descobertas 51 acumulações de hidrocarbonetos, sendo 46 na parte terrestre, com volumes da ordem de 467 MM m³ de Óleo-Equivalente *in place* (MILANI *et al.*, 2000). Hoje, com uma melhor aquisição de sísmica de reflexão e melhor processamento, juntamente com dados paleontológicos, tornou-se mais fácil mapear bases dos paleocânions, que são os principais alvos exploratórios, e detectar as trapas.

2.3 Estratigrafia

A análise estratigráfica adotada obedece à precedência das definições de VIEIRA *et al.* (1994), Figura 4. Atualmente, as rochas sedimentares da Bacia estão organizadas em três Grupos: Nativo, Barra Nova e Espírito Santo, com idades que variam do Eocretáceo (Neocomiano) até o Terciário. O embasamento sob a bacia do Espírito Santo é formado por um complexo de terrenos ígneos e metamórficos pertencentes à Província da Mantiqueira, representado por gnaisses, granulitos e migmatitos (BIASSUSI, 1990).

O Grupo Nativo congrega clásticos grossos, folhelhos, calcáreos e evaporitos das formações Cricaré e Mariricu. A idade conhecida destas rochas vai do Berriasiano (Rio da Serra) até o eoalbiano (neoalagoas).

A Formação Cricaré caracteriza-se por conglomerados, arenitos, coquinas e dolomitos, associados à folhelhos ricos em carbono orgânico (MILANI *et al.*, 2000). Nesta Formação são distinguidos dois membros. O Membro Jaguaré é essencialmente constituído por arenitos e conglomerados, freqüentemente intercalados com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas. Esta é constituída por basaltos toleíticos de idade eocretácea, caracterizada como derrames e, em alguns casos, como paleossolos. O Membro Sernambi é composto por camadas de folhelhos, calcáreos e margas. Os contatos inferior e superior da Formação Cricaré são discordantes com o embasamento e com os arenitos do Membro Mucuri. As datações disponíveis, principalmente dados de palinologia e ostracodes, atribuem à Formação Cricaré as idades Rio da Serra/eoalagoas (VIEIRA *et al.*, 1994). A interpretação paleoambiental deste pacote sedimentar

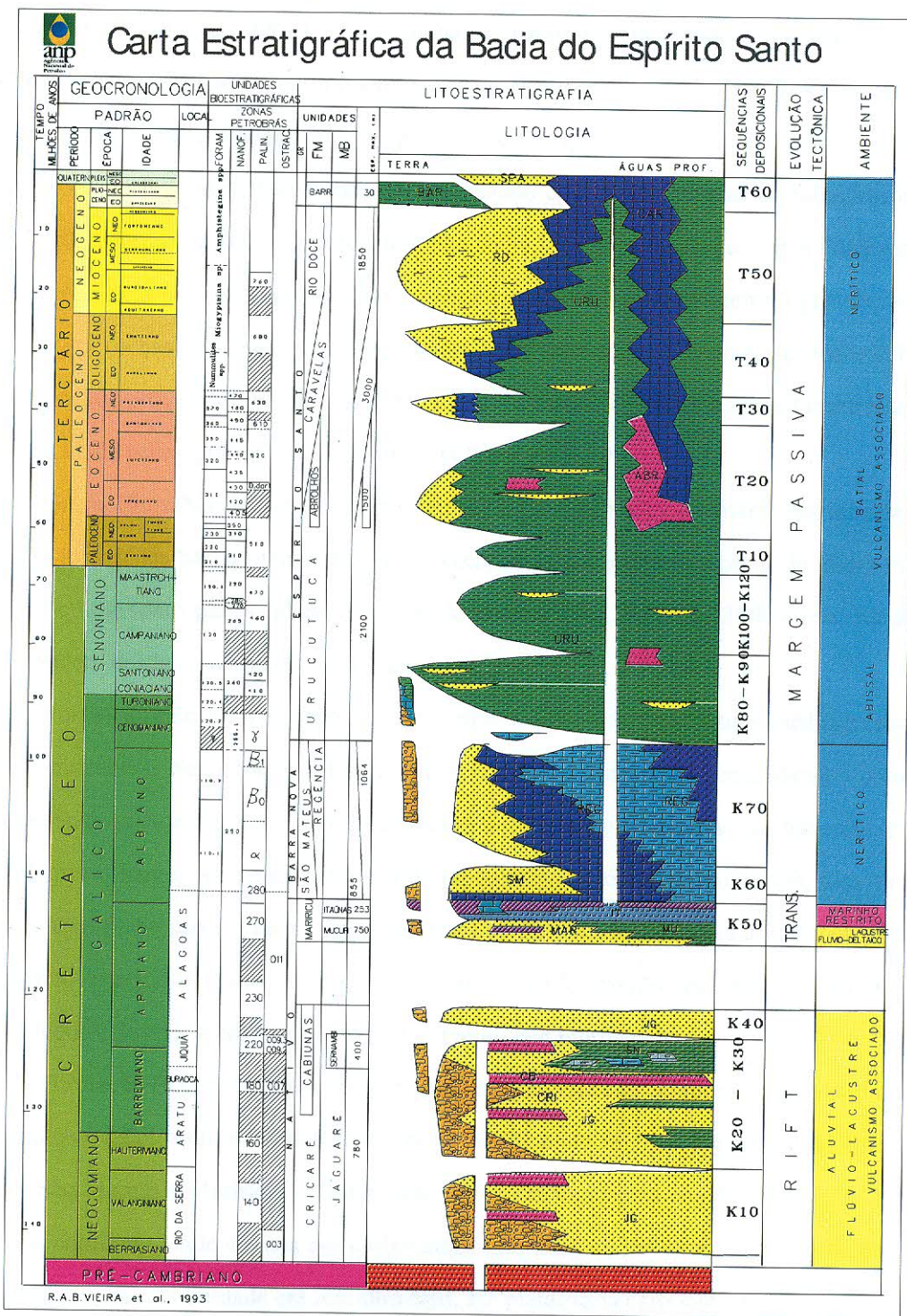


Figura 4: Diagrama estratigráfico da Bacia do Espírito Santo. Retirado de VIEIRA et al. (1994)

aponta sistemas de leques aluviais, sistemas fluviais entrelaçados e lacustres.

A Formação Mariricu designa as rochas sedimentares siliciclásticas e evaporíticas de idade neoptiana (MILANI *et al.*, 2000). Nesta unidade litoestratigráfica podem ser reconhecidos os membros Mucuri, formado predominantemente de clásticos grosseiros, arenitos e conglomerados com delgadas intercalações de folhelhos e níveis evaporíticos, e Itaúnas, composto por um pacote de evaporitos - anidritas e halitas - intercalado com finas camadas de folhelhos negros. A Formação Mariricu assenta discordantemente sobre o embasamento ou com a Formação Cricaré (discordância pré-neoalagoas). Suas rochas são resultados da primeira ingressão marinha na bacia. As rochas clásticas foram depositadas por sistemas fluviais entrelaçados e deltáicos, e os evaporitos provêm de Sabkhas e sub-bacias. A partir de determinações bioestratigráficas atribui-se idade neoalagoas para esta unidade (VIEIRA *et al.*, 1994).

O Grupo Barra Nova representa a primeira sedimentação essencialmente marinha na bacia. Reúne as formações São Mateus e Regência, compostas por arenitos grossos de fácies marinha marginal que gradam para calcários no sentido do mar (MILANI *et al.*, 2000), com idades que compreendem desde o eoalbiano até o eocenomaniano.

A Formação São Mateus corresponde a espessos pacotes de arcóseos médio/grosso, castanhos e cinzentos. Seu contato inferior com a Formação Mariricu é concordante e o superior é gradacional ou interdigitado lateralmente com a Formação Regência, ou discordante sob o Grupo Espírito Santo. As datações bioestratigráficas com base em palinomorfos, foraminíferos, foraminíferos plantônicos e nanofósseis calcários conferem idade albiana à Formação São Mateus (VIEIRA *et al.*, 1994). Interpreta-se para as rochas da Formação São Mateus a deposição em antigos leques aluviais e costeiros associados à ambiente marinho raso.

A Formação Regência é caracterizada por espessas camadas carbonáticas constituídas por calcarenitos e calcirruditos de plataforma rasa. Seu contato inferior é gradacional com as formações São Mateus e Mariricu, e discordante com o embasamento. As determinações bioestratigráficas conferem idade albiana aos carbonatos (VIEIRA *et al.*, 1994). O ambiente de deposição preconizado para esta unidade era marinho raso, em plataforma carbonática.

O Grupo Espírito Santo distribui-se do Cenomaniano ao Recente, formando um sistema transgressivo e posteriormente regressivo, onde se reconhece o ambiente nerítico, batial e abissal. Segundo MILANI *et al.* (2000), corresponde a uma seqüência de plataforma progradacional,

formada por uma face arenosa proximal (Formação Rio Doce), intercalada com carbonatos (Formação Caravelas); o conjunto torna-se pelítico em seu contexto mais distal, junto ao talude e à bacia profunda (Formação Urucutuca).

A Formação Urucutuca é constituída por folhelhos cinza-escuro a claros com intercalações delgadas de calcilitos e margas. Interpostos nestes sedimentos ocorrem pequenos níveis de arenitos turbidíticos. Seus contatos superior e lateral com as formações Rio doce e Caravelas são transicionais. A idade Cenomaniana a Recente é conferida pela presença de nanofósseis calcários, palinórfos e foraminíferos plantônicos (VIEIRA *et al.*, 1994). Esta sedimentação pelítica foi depositada em águas profundas e ambientes de talude.

A Formação Caravelas é composta predominantemente por calcarenitos bioclásticos e calcilitos plataformais. Seus contatos inferior, superior e lateral são gradacionais com as formações Urucutuca e Rio Doce; localmente, os carbonatos repousam sobre as rochas vulcânicas da Formação Abrolhos. Sua idade terciária, entre o mesooceno e o Holoceno, é interpretada a partir da presença de foraminíferos bentônicos (VIEIRA *et al.*, 1994). Esta unidade foi depositada em plataforma carbonática.

A Formação Rio Doce designa os arenitos e carbonatos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia. Seu contato inferior é gradacional com as formações Urucutuca e Caravelas, ou discordante com as formações Regência, São Mateus, Mariricu ou mesmo o embasamento. Estas rochas foram depositadas por leques costeiros e plataforma carbonática.

A Formação Abrolhos, de idade neopaleoceno/eoceno, é caracterizada por uma associação litológica complexa aflorante no arquipélago de Abrolhos. Engloba basaltos de composição toleítica, material piroclástico e sedimentos intercalados, assumindo uma tendência subalcalina a alcalina. Trata-se de um vulcanismo de conduto central em ambiente marinho e acumulado sobre plataforma continental estreita. Sua área de maior ocorrência é na porção submersa destas bacias, incluindo-se aí o Banco de Abrolhos (ALMEIDA; CARNEIRO; MIZUSAKI, 1996).

2.4 Geologia Estrutural

Os episódios tectônicos prévios à fragmentação do Gondwana (episódios Transamazônico e Brasileiro, por exemplo) estabeleceram lineamentos pré-cambrianos importantes na estruturação da Bacia do Espírito Santo. Estes lineamentos facilitaram o rifteamento nas zonas de

fraquezas da porção sul do Gondwana gerando uma série de falhamentos normais e complexos.

O embasamento da bacia do Espírito Santo consiste em gnaisses, granulitos, migmatitos e granitóides, cuja estruturação possui direção geral *N/NE* (CORDANI *et al.*, 1984). Esses constituem a Faixa Ribeira, que sofreu retrabalhamento tanto no ciclo Transamazônico quanto Brasileiro. Desses períodos foi herdada uma estruturação na direção *N20°/30E°*. Essa direção controla fortemente as orientações das falhas normais no interior da bacia.

As seqüências sedimentares dos andares Jiquiá e Alagoas apresentam padrão tectônico semelhante ao embasamento, prevalecendo o sistema *N/NE* de falhamentos normais, principal condicionador da estruturação da fase rifte.

A partir do Albiano, a bacia evoluiu para um ambiente marinho, enquanto a formação de crosta oceânica, decorrente do estiramento litosférico, marcava a ruptura definitiva do Gondwana. Durante a abertura do Atlântico Sul foram geradas fraturas de extensão de direção preferencial *N60°/80E°*, que segundo GUERRA (1989), poderiam ter controlado a estruturação do paleocânion de Regência. Ao final da fase distensiva, deu-se o resfriamento da anomalia térmica produzida durante a extensão litosférica, levando à contração e conseqüente subsidência térmica. Esta, ampliada pela sobrecarga sedimentar e pela ascensão do nível do mar, causou o basculamento progressivo da plataforma continental em direção ao mar e o soerguimento das regiões emersas adjacentes. Este basculamento provocou o deslizamento gravitacional dos sedimentos, condicionando a estruturação pós-rifte da bacia, fortemente influenciada pela tectônica halocinética. A bacia apresenta diferentes taxas de extensão nos setores norte e sul, com as falhas lítricas mantendo-se ativas por mais tempo na área sul. Estruturas localizadas de compressão são mapeadas na porção norte da bacia, e atribuídas por GUERRA (1989), a um evento transcorrente de direção noroeste, iniciado no Neo-Alagoas. Existem ainda os lineamentos de direção *N45-60W*, relacionadas às zonas de cisalhamento reativadas verticalmente, que segundo GUERRA (1989), exerceram controle no paleocânion de Fazenda Cedro.

Do Neocretáceo ao Terciário, o estilo tectônico é predominantemente controlado pelo fluxo de sal, porém com forte influência dos derrames da Formação Abrolhos. Segundo MORIAHK (2003), o estilo de tectônica de sal apresentado é condicionado pela sobrecarga das rochas vulcânicas de Abrolhos formando frentes de empurrão com vergência na direção do continente. Numa primeira fase de halocinese, ocorreu a formação de falhas extensionais normais com mergulho

predominantemente para leste. Numa segunda fase, a barreira formada pela extrusão e intrusão de lavas basálticas e rochas ígneas na região de Abrolhos resultou num obstáculo para o fluxo de sal na direção da bacia profunda, causando a mobilização de evaporitos e folhelhos em direção contrária (oeste), associada a falhas de empurrão com vergência na direção do continente, e formação de feições compressivas (Figura 5). No terceiro estágio, ocorreu a formação de diápiros de sal penetrante nas camadas mais jovens, alguns dos quais afetam o Terciário Superior e o Quaternário.

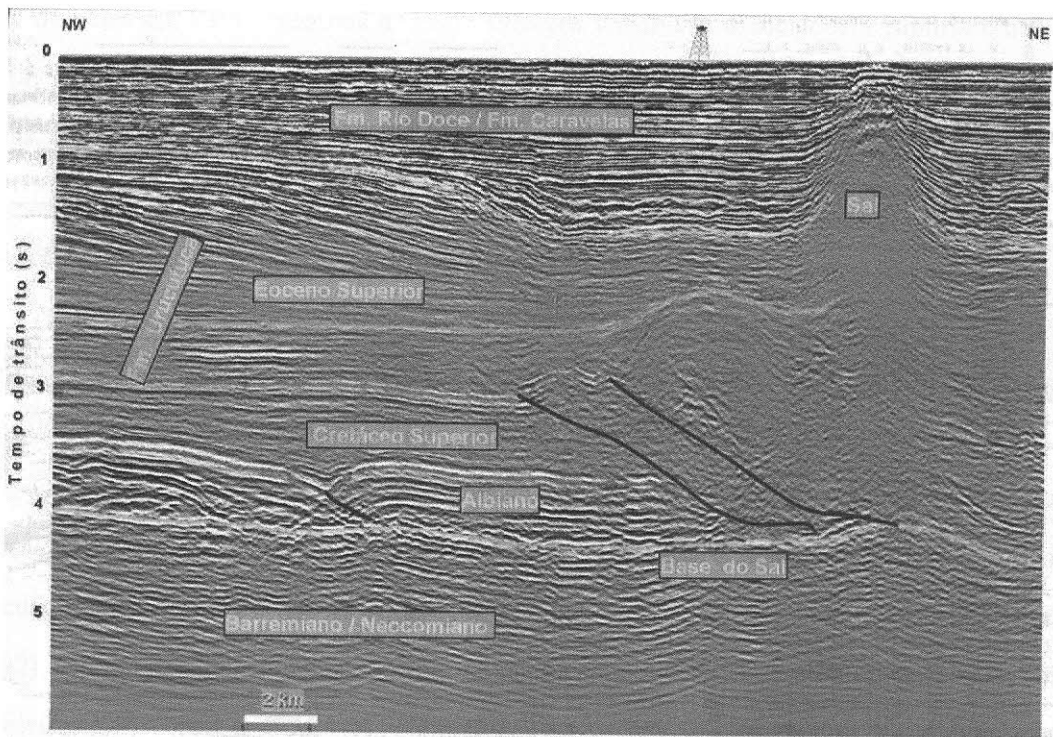


Figura 5: Seção sísmica na Bacia do Espírito Santo (parte marinha), mostrando seqüências estratigráficas Rife e Pós-rife e estruturas extensionais e compressivas características da tectônica do sal. FONTE: BIZZI et al. (2003)

2.5 Evolução Tectonossedimentar

A Bacia do Espírito Santo é uma bacia típica de margem divergente. Sua origem está relacionada ao processo de rifteamento que afetou o continente Gondwana durante o Eocretáceo. Ao longo da sua evolução sedimentar podem-se individualizar três grandes unidades com características tectono-sedimentares distintas: (1) Seqüência Continental - abrange os basaltos da

Formação Cabiúnas e rochas continentais da Formação Cricaré, afetados pela tectônica rifte; (2) Seqüência Transicional, caracterizada pela sedimentação siliciclástica-evaporítica da Formação Mariricu e relativa quiescência tectônica; e (3) Megasseqüência Marinha, caracterizada pela deposição marinha franca, carbonática no início e predominantemente siliciclástica posteriormente, representada pelas formações Urucutuca, Caravelas, Rio Doce e Abrolhos, afetadas por intensa tectônica adiastrófica.

Do Neocomiano ao eoaptiano, sobre o embasamento Pré-cambriano, foi instalado um sistema de vales em rifte como resultado de esforços tensionais associados à ruptura crustal do continente Gondwana. O registro sedimentar ocorreu em depocentros alongados controlados por falhas, cujas irregularidades paleotopográficas foram responsáveis pela sedimentação de um amplo espectro de fácies, desde conglomerados junto às falhas até pelitos mais distais, constituindo-se desta sucessão sedimentar flúvio/lacustrina a Formação Cricaré.

Na transição Barremiano/Aptiano, um período de peneplanização do relevo da bacia, condicionou a sedimentação posterior sobre uma ampla discordância pós-rifte de caráter regional, indicativa do término da fase de estiramento litosférico e rifteamento da crosta continental.

O neoaptiano marca o início da incursão marinha na bacia. A seqüência sedimentar é representada pela Formação Mariricu, caracterizada por uma seção basal de clásticos do Membro Mucuri, cobertos por um pacote de evaporitos do Membro Itaúnas. Segundo CHANG *et al.* (1992), esta seqüência sedimentar sofreu influência da estreita passagem do mar entre as costas brasileiras e africanas, responsável pela restrição da circulação de água que em conjunto com o clima quente e seco vigente na época conseguiu manter alta a taxa de evaporação em relação ao influxo de água, resultando na deposição de espesso pacote evaporítico.

Durante o Albiano-Cenomaniano, devido ao progressivo afastamento entre as placas da América do Sul e África, a bacia evoluiu para condições marinhas rasas propiciando o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática instalada sob um clima quente e seco. Sua deposição ocorreu em meio à instabilidade tectônica. Nas áreas litorâneas, leques aluviais se interdigitam com a seção carbonática. A seção Albiana é caracterizada pelos carbonatos da Formação Regência e os arenitos da Formação São Mateus. Localmente, os arenitos constituem-se em excelentes reservatórios, enquanto que os calcáreos, folhelhos e margas da Formação Regência representam os geradores albianos da bacia. Na transição eoalbiano/mesoalbiano, a evolução

da bacia é intensamente influenciada pela tectônica adiastrófica relacionada à movimentação de sal (halocinese) originada pela sobrecarga de sedimentos e basculamento da bacia. A halocinese teria criado uma série de falhas lítricas que se propagaram para a sedimentação mais nova, criando uma estruturação complexa associada à tectônica salífera, com almofadas de sal, cascos de tartaruga, diápiros de sal, muralhas de sal, falhas extensionais e compressionais.

No fim do Albo/Cenomaniano, o progressivo aumento da taxa de basculamento para leste e a elevação do nível do mar levou ao aprofundamento da bacia. Como consequência, a plataforma carbonática é afogada, marcando em definitivo a fase oceânica com o estabelecimento do ambiente marinho profundo abissal.

Durante o Cenomaniano passa a dominar uma sedimentação pelítica em ambiente abissal representada basicamente por folhelhos e margas, com intercalações de arenitos turbidíticos, depositados em ambiente de talude, que correspondem à Formação Urucutuca. Segundo PEREIRA (1992), a base da Formação Urucutuca representa um marco na história deposicional da bacia, pois está relacionada à importante perturbação tectônica, iniciada no neoturoniano e ligada a esforços gerados por reajustes gerais da geometria ou na velocidade de deslocamento/criação da placa Sul-americana. Esta etapa coincide com a principal fase de escavação dos paleocânions de Fazenda Cedro e Regência.

Para BIASSUSI (1990), os paleocânions tiveram sua implementação controlada por sistemas de falhas do embasamento e proporcionaram situações ideais para a formação de acumulações de hidrocarbonetos. A implantação dos paleocânions permitiu a divisão da porção emersa da bacia em três províncias geológicas distintas (Figura 1): (1) Plataforma de São Mateus, a norte, que constitui as partes mais rasas, caracterizadas por reservatórios arenosos de idade Alagoas; (2) Plataforma Regência, a sul, onde ocorreu o desenvolvimento de extensa plataforma carbonática durante o albio; (3) e, intercalados a esta, os paleocânions de Fazenda Cedro e Regência, onde os reservatórios são arenitos turbidíticos com idades que variam do neocretáceo ao Eoceno.

No neopaleoceno/Eoceno um intenso magmatismo alcalino, representado na bacia pela Formação Abrolhos, alterou a fisiografia da porção leste desta, com expressivos derrames de lavas seguidos pela construção de uma plataforma carbonática sobre o substrato vulcânico, denominada Banco dos Abrolhos (ASMUS; GOMES; PEREIRA, 1971).

Do mesooceno ao Recente, instalou-se um sistema de leques costeiros, plataforma-talude,

representado por arenitos de ambiente marinho nerítico/transicional da Formação Rio Doce, carbonatos de águas rasas depositados em ambiente de talude da Formação Caravelas e a parte superior dos pelitos da Formação Urucutuca.

2.6 Magmatismo

O processo de rifteamento que, do Neojurássico ao Eocretáceo, deu origem ao Oceano Atlântico Sul foi acompanhado e sucedido por inúmeros eventos magmáticos nas bacias da margem continental, nos altos que as separam, bem como no continente emerso adjacente (ALMEIDA; CARNEIRO; MIZUSAKI, 1996). Na literatura são descritos dois importantes episódios de vulcanismo: um ligado ao processo de rifteamento no cretáceo, e um outro ligado possivelmente a um hot spot. O estudo do magmatismo na BES é importante porque, além de outras coisas, nesta bacia a zona de geração (janela de geração e craqueamento térmico) pôde ser alcançada a profundidades menores do que as convencionais devido ao sobreaquecimento nas porções proximais ao derrame que originou o CVA. O vulcanismo basáltico da fase rifte, de idade Neojurássica/Eocretácea, representa-se amplamente nas camadas inferiores das bacias da região sudeste, Santos e Campos, e estende-se à Bacia do Espírito Santo, assim como aos altos que as separam Cabo Frio e Vitória (ALMEIDA; CARNEIRO; MIZUSAKI, 1996). As rochas ígneas básicas da Formação Cabiúnas ocorrem principalmente na porção terrestre da Bacia do Espírito Santo, sob a forma de derrames de basalto de composição toleítica eventualmente associados com paleossolos (ALMEIDA; CARNEIRO; MIZUSAKI, 1996).

A Formação Abrolhos, representativa do segundo evento (hot spot), é caracterizada por uma associação litológica complexa, englobando rochas ígneas básicas de composição toleítica a alcalina, vulcanoclásticas e eventuais intercalações de rochas sedimentares. Trata-se de um vulcanismo de conduto central em ambiente marinho e acumulado sobre plataforma continental estreita. Sua área de maior ocorrência é na porção submersa destas bacias, incluindo-se aí o Banco de Abrolhos (ALMEIDA; CARNEIRO; MIZUSAKI, 1996).

O Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA) é uma província ígnea basáltica formada durante o Paleogeno na margem continental leste brasileira, no segmento correspondente às bacias do Espírito Santo, Cumuruxatiba e Mucuri (SOBREIRA; FRANÇA, 2006).

Ao olhar a Figura 6, percebemos a Cadeia Vitória-Trindade e o Banco de Abrolhos, uma

feição peculiar a esta bacia que estende grandemente a quebra da plataforma nesta região.

A cadeia vulcânica Vitória-Trindade orienta-se a leste-oeste, em direção à Bacia do Espírito Santo. É um conjunto de montes submarinos, guyots e, em seu extremo oriental se situam as ilhas de Trindade e Martim Vaz, formadas por produtos vulcânicos alcalinos (ALMEIDA, 1965).

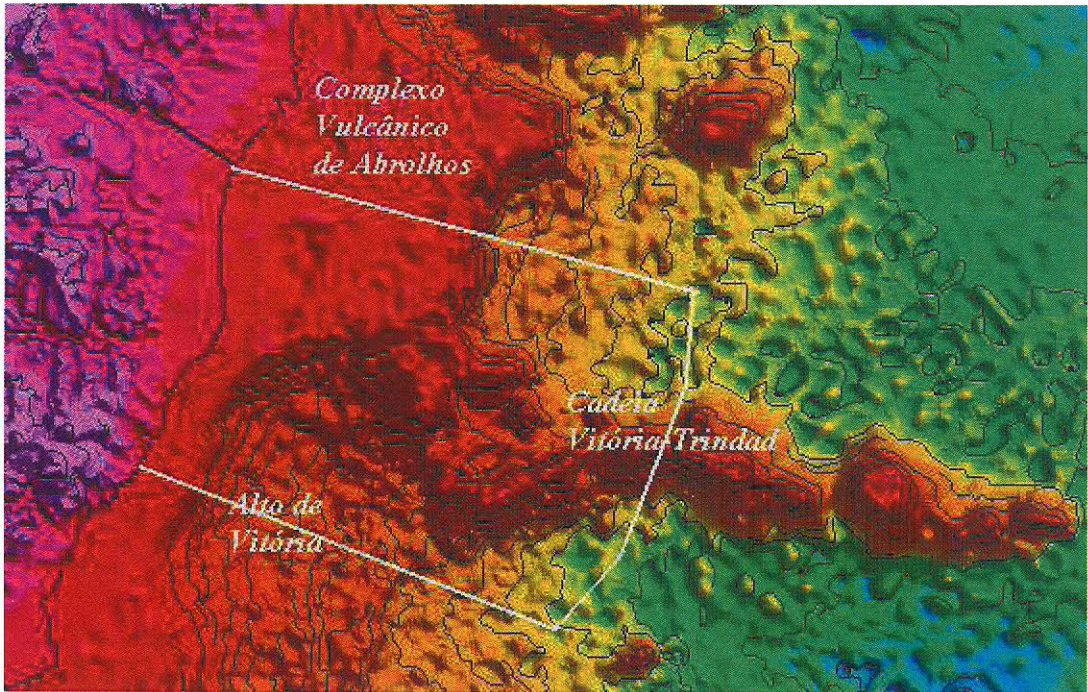


Figura 6: Mapa Batimétrico da região da bacia do Espírito Santo. Em azul temos as isóbatas, e em amarelo, a porção emersa da BES. (Fonte: TOPEX)

2.6.1 Complexo Vulcânico de Abrolhos

Talvez a característica mais marcante da bacia ES seja a ocorrência de uma província vulcânica, o Complexo Vulcânico de Abrolhos (CVA). De acordo com os modelos atuais, Abrolhos teria sido formado já em tempos cenozóicos durante um importante evento magmático provavelmente associado a um ponto quente mantélico (hot spot), cujo ápice foi entre 60 e 40 Ma. Esta atividade provoca um rearranjo estrutural importante do neopaleoceno ao Eoceno. Por abranger uma grande extensão territorial, indo da linha de costa até praticamente a quebra da plataforma continental e por conta das alterações estruturais que causou, a presença de Abrolhos é importante para a correta caracterização da bacia e teria impactos em atividades exploratórias de hidrocarbonetos.

O CVA pode ser descrito como uma província ígnea basáltica, formada durante atividade vulcânica no Paleogeno. O vulcanismo desenvolveu-se já em ambiente submarino e derramou basalto sobre crosta continental formada desde a fase rifte no eocretáceo. Os únicos afloramentos do CVA são cinco ilhotas na costa sul da Bahia.

Diferentemente de autores que descrevem o complexo vulcânico de abrolhos como uma província ígnea aproximadamente contínua, SOBREIRA e FRANÇA (2006) propuseram um modelo tectono-magmático baseado na integração de dados geológicos e geofísicos, no qual uma distribuição não-uniforme das rochas vulcânicas é sugerida bem como a localização de antigas câmaras magmáticas, possíveis focalizadoras do fluxo térmico (Figura 7).

Também mencionam que, periféricamente a esta zona de ocorrência principal de rochas vulcânicas, teriam sido depositadas rochas sedimentares e vulcanoclásticas mais jovens, que devido a uma menor sobrecarga, seriam possíveis locais de nucleação dos domos salinos e intrusões ígneas.

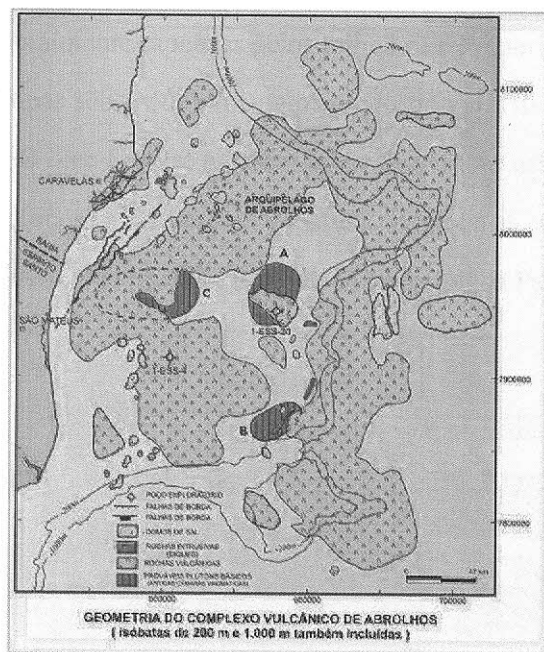


Figura 7: Modelo para o arcabouço tectono-magmático da região do Complexo Vulcânico de Abrolhos. Fonte: SOBREIRA e FRANÇA (2006)

2.7 Geologia do Petróleo

Segundo a ANP, em 2001 foram descobertas na bacia do Espírito Santo 51 acumulações de hidrocarbonetos, sendo 46 na parte terrestre. As reservas atuais são de 12 MM de m³ de óleo de 11 BB de m³ de gás.

2.7.1 Sistemas petrolíferos

Na BES são descritos dois sistemas petrolíferos ¹ e quatro *plays*, a saber:

1. Cricaré-Mucuri

Nesse sistema, o gerador é de idade Neocomiana/Barreimiana, sendo composto por folhelhos lacustres com carbono orgânico na faixa de 2-7%, com querogênio do tipo II, e espessuras que alcançam até 300 m da Formação Cricaré. Os reservatórios, de idade aptiana, são depósitos resultantes de ambientes fluviais entrelaçados, deltaicos e lacustres do Membro Mucuri, geralmente capeadas pelos folhelhos e evaporitos (anidritas) do Membro Itaúnas, onde as trapas são predominantemente do tipo Horsts (BIZZI *et al.*, 2003), como mostra a Figura 8. O óleo Cricaré também ocorre em trapas estratigráficas nos reservatórios arenosos turbidíticos da Formação Urucutuca. Engloba os campos de Rio Itaúnas, Ilha da Caçumba, Rio Preto, São Mateus, Rio São Mateus, Lagoa Parda e Fazenda Cedro.

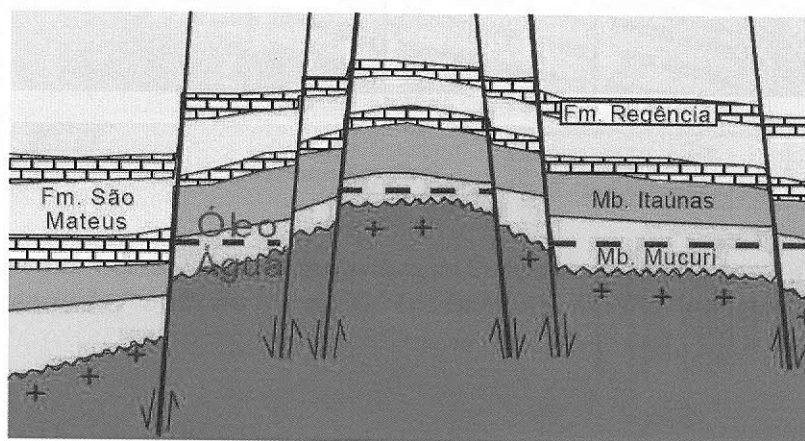


Figura 8: Esquerda: Seção Strike no campo de Rio Itaúnas. Direita: Em amarelo, a área de Ocorrência do Play Mucuri. FONTE: Petrobrás, Marília Rodrigues de Castro, ANP.

¹provado (!), provável(.) ou suposto(?)

2. Cricaré-Itaúnas (Play Itaúnas)

O gerador e o selante são os mesmos descritos no sistema Cricaré-Mucurí (!), mas os reservatórios são carbonatos secundários do Membro Itaúnas, Alagoas superior. Nesse *play* estão incluídos os campos de Fazenda São Jorge, Guriri e Lagoa Bonita.

3. Regência-São Mateus (Play Barra Nova)

Os geradores são os calcários, folhelhos e margas da Formação Regência, de idade albiana/cenomaniana. Os reservatórios são os arenitos da Formação São Mateus, também de idade albiana/cenomaniana. Nesse *play*, os selantes são os folhelhos da Formação Urucutuca e os calcilitos da Formação Regência. Um fato a ser enfatizado é que o gerador às vezes se comporta também como selante. As trapas são tanto do tipo estrutural, relacionadas a *rollovers*, quando do tipo estratigráficas (paleogeomórficas). O campo de Cação está contido nesse *play*.

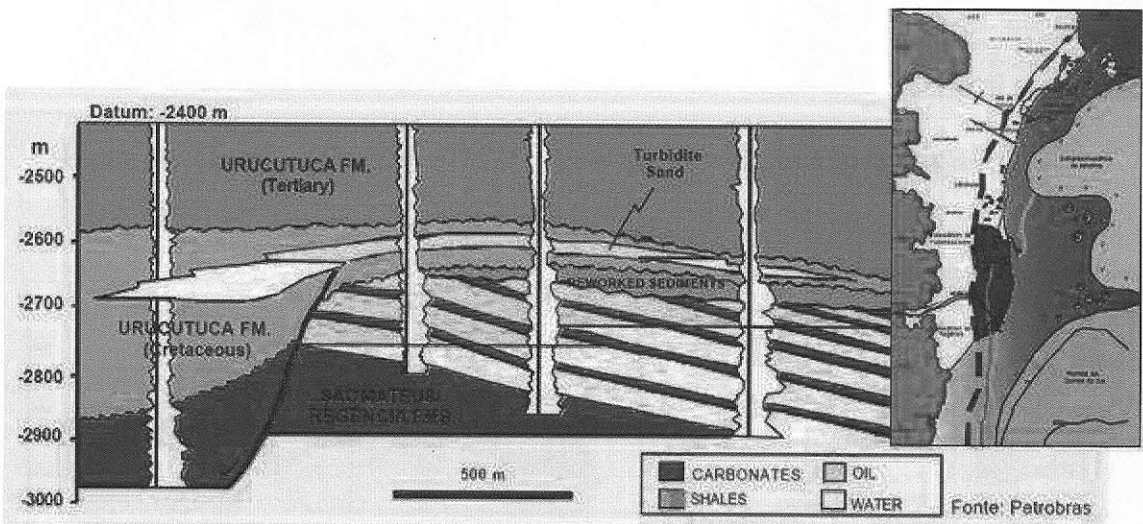


Figura 9: Esquerda: Representação esquemática do Campo de Cação. No canto direito superior: Área de ocorrência do Play Barra Nova. FONTE: Petrobras, Marília Rodrigues de Castro, ANP.

4. Regência-Urucutuca (Play Urucutuca)

O sistema petrolífero Regência-Urucutuca tem como geradoras os folhelhos da Formação Urucutuca; os calcários, folhelhos e margas da Formação Regência, e até os Folhelhos da Formação Cricaré. São calcilitos e folhelhos calcíferos que ocorrem com espessuras reduzidas, da ordem de até 50 m, tendo conteúdo de carbono orgânico que alcança até

4%, e querogênio do tipo II e III. A migração ocorreu por contato lateral ou vias falhas e superfícies de discordância (BIZZI *et al.*, 2003). Os reservatórios são os arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca, onde os folhelhos desta mesma formação selam os reservatórios. As trapas são estratigráficas (Pinch-outs de turbiditos) e truncamentos contra os domos de sal na porção offshore, figuras 10 e 11. Engloba os campos de Cangoa, Peroá e Lagoa Parda.

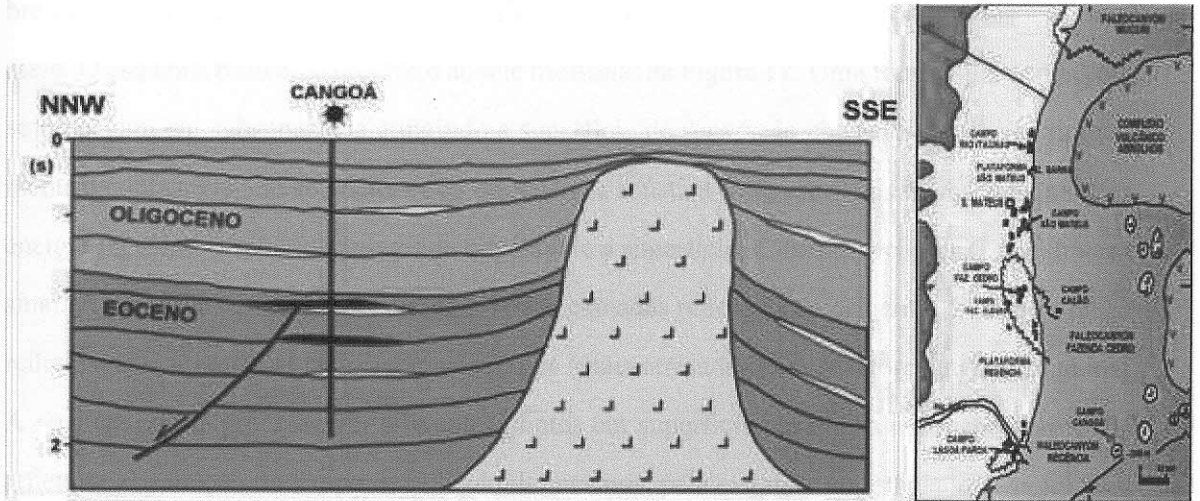


Figura 10: *Campo de Cangoá*. FONTE: Petrobrás, Marília Rodrigues de Castro, ANP.

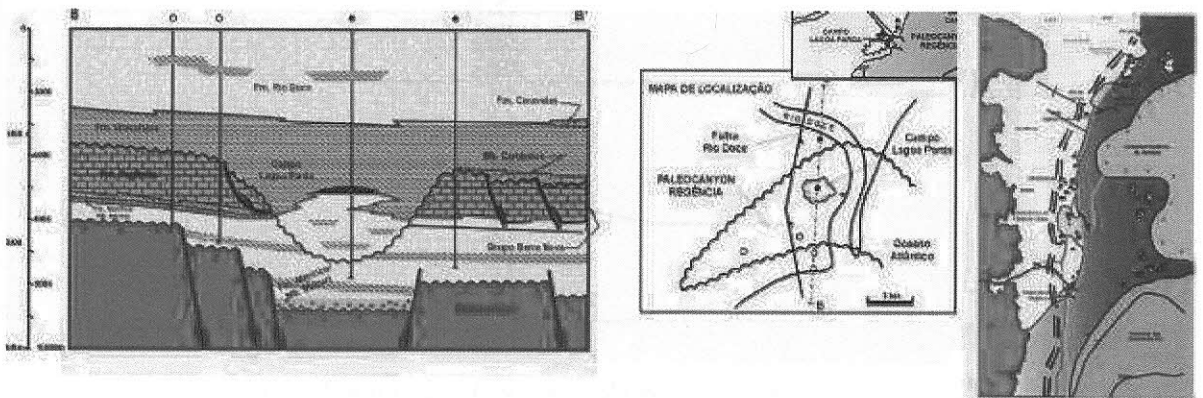


Figura 11: *Campo de Lagoa Parda*. FONTE: Petrobrás, Marília Rodrigues de Castro, ANP.

3 O MÉTODO SÍSMICO

3.1 Caracterização do Método

A idéia básica do método sísmico é de obter informações, com razoável aproximação, sobre as estruturas geológicas em subsuperfície utilizando a propagação de ondas elásticas neste meio. O esquema básico do método é aquele mostrado na Figura 12. Uma fonte S gera ondas que se propagam em subsuperfície atingindo a superfície de separação entre dois meios geologicamente distintos. Devido ao contraste de impedância acústica entre estes dois meios, uma parte da energia incidente é refletida, atingindo novamente a superfície, onde um receptor G registra este sinal. A presença em subsuperfície de diversas camadas refletoras dá origem a diferentes ondas refletidas que atingem G em diferentes tempos (mais atrasadas para refletores mais profundos). A repetição deste processo em diferentes pontos em superfície permitiria um mapeamento dos refletores em função do tempo de reflexão do mesmos, pela extensão superficial que se julgasse adequada. Poderíamos ilustrativamente pensar no método sísmico como um “radar acústico” de subsuperfície.

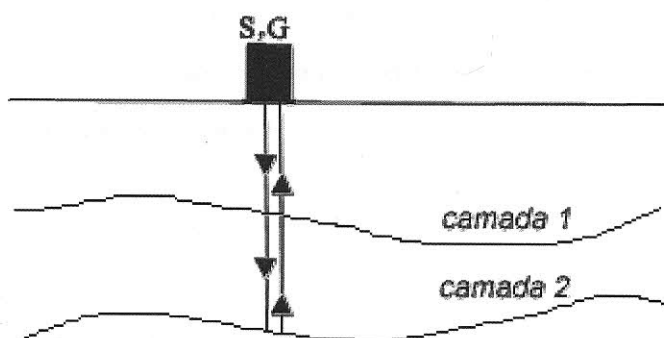


Figura 12: *Idealização do método sísmico*

Em terra, se utilizam normalmente explosivos como fontes das ondas sísmicas. Isso imediatamente impõe uma dificuldade ao esquema apresentado acima: não se pode ter o receptor no mesmo local em que ocorre a explosão. O receptor tem então que ser deslocado lateralmente em relação à fonte. Isto gera complicações tanto no que se refere à geometria de propagação da onda e das disposições dos refletores em subsuperfície, quanto em relação a sinais espúrios como

ondas superficiais e diretas, temas que serão detalhados ao longo deste trabalho.

Uma outra dificuldade associada ao método sísmico é a questão do ruído. O sinal sísmico captado em superfície é de amplitude extremamente baixa, sendo também sua faixa de frequências coincidente com a de diversos outros fenômenos ambientais cujo registro pela sísmica é indesejado. Estes aspectos fazem com que muitas vezes o sinal sísmico seja completamente obliterado pelos ruídos. Para contornar esta dificuldade costuma-se efetuar diversos registros sísmicos para um mesmo ponto em subsuperfície, na técnica conhecida como CDP (*common depth point*) ou CMP (*common midpoint*).

Esta breve discussão serviu para ilustrar o quão delicado é o registro e posterior processamento de sinais sísmicos. Para que possamos continuar com a análise deste método faz-se necessário antes a definição de alguns conceitos básicos envolvidos.

3.2 Conceitos Básicos

Suponhamos então um sistema de fontes e receptores distribuídos como na Figura 13. Em subsuperfície há um refletor horizontal. A distância entre a fonte e cada um dos receptores é chamada *afastamento* (usa-se muito frequentemente o termo em inglês *offset*). As ondas geradas pela fonte propagam-se em subsuperfície, onde são parcialmente refletidas, sendo registradas nos receptores G . Em uma aproximação de ótica geométrica (ver apêndice A), teremos que o tempo de registro da onda refletida será dada por

$$t^2 - \frac{x^2}{v^2} = t_0^2, \quad (3.1)$$

onde v é a velocidade das ondas no meio e t_0 é o chamado *tempo de afastamento zero*, que corresponde ao tempo em que seria registrada a reflexão se o receptor estivesse exatamente sobre a fonte. Este tempo é dado por

$$t_0 = \frac{2h}{v}. \quad (3.2)$$

A equação (3.1) define, no plano afastamento-tempo de registro ($x - t$), uma hipérbole, denominada hipérbole de reflexão. Se houver mais refletores horizontais o tempo de reflexão para os mais profundos não será dado, rigorosamente, por uma hipérbole. Mas mesmo assim,

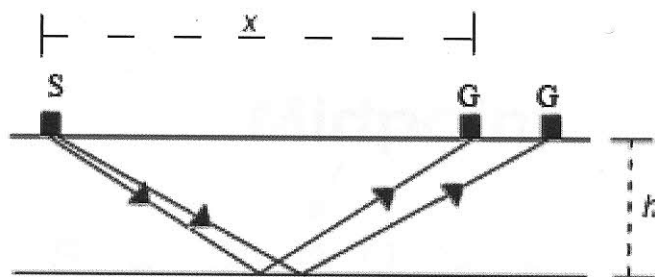


Figura 13: O método sísmico na prática

considera-se na prática que as equações (3.1) e (3.2) descrevem a curva gerada no plano $x - t$, o que representa uma aproximação muito satisfatória na maioria dos casos.

Após o registro das reflexões das ondas geradas por S , desloca-se a fonte de uma distância pré-determinada ao longo da linha e repete-se a operação. Cada operação dessas é conhecida como *tiro* (em inglês, *shot*). A Figura 14 mostra que o mesmo ponto em subsuperfície é registrado várias vezes, em tiros diferentes. Este é o poder da técnica CMP. Como a mesma informação é registrada várias vezes, podemos atenuar bastante os ruídos que se apresentem incoerentemente nos registros de tiros diferentes¹. A Figura 14 ilustra também a origem do nome da técnica - o ponto comum que está sendo registrado nos diversos tiros fica sempre na metade da distância entre fonte e receptor, daí o nome de ponto médio comum (CMP) ou ponto comum em profundidade (CDP).

Voltando à equação (3.1), notamos que o tempo em que a reflexão atinge o receptor aumenta com o afastamento, como era esperado. A diferença entre este tempo e o tempo de registro com afastamento zero, t_0 ,

$$\Delta t = t - t_0 = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}} - t_0 \quad (3.3)$$

é conhecido como sobretempo normal de afastamento (“*normal moveout*” - NMO).

Dados sísmicos podem ser adquiridos em terra ou no mar. Em terra se costuma utilizar explosivos como fontes sísmicas; e os receptores, que funcionam como verdadeiros microfones sensíveis às pequenas vibrações do solo produzidas pela chegada das ondas sísmicas, são conhecidos como geofones. Por vezes se utiliza também um dispositivo que produz vibrações no

¹Para que tal atenuação ocorra de forma efetiva é necessário que o dado seja antes corrigido de NMO. Falaremos sobre esta correção mais à frente.

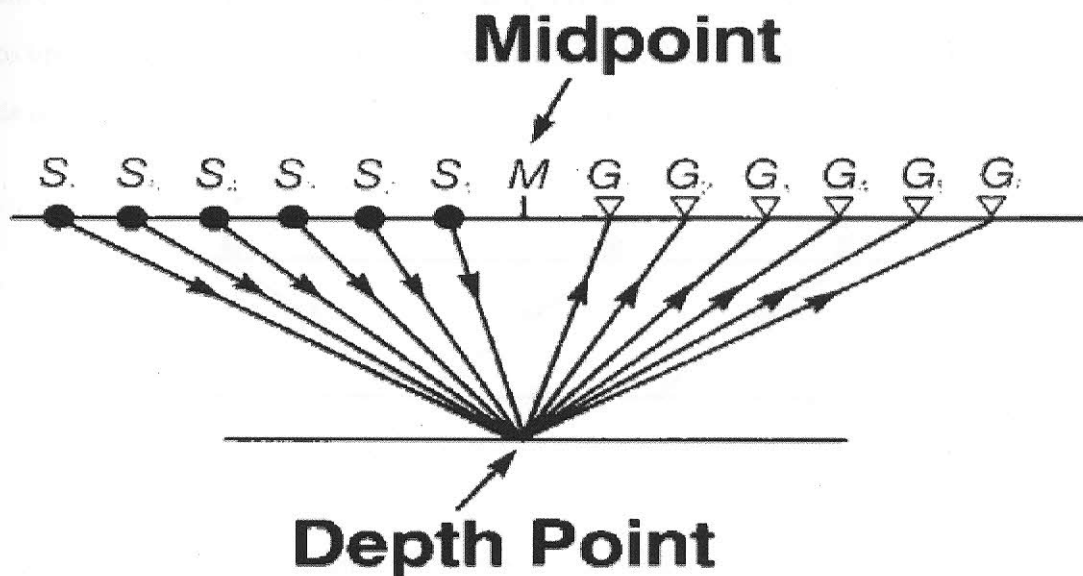


Figura 14: O método "common midpoint". (YILMAZ, 2001)

solo segundo um padrão programável. Este dispositivo, conhecido como *vibrador*, apresenta o inconveniente da dificuldade de acesso a lugares mais remotos, o que limita o seu uso. No mar a fonte sísmica por excelência é o chamado *canhão de ar*, que produz ondas acústicas de caráter impulsivo na lâmina d'água, onde são transmitidas à subsuperfície. Os receptores, sensíveis a pequenas variações de pressão da água, são conhecidos como hidrofones. Tanto os hidrofones como o canhão de ar são rebocados por um navio sísmico. Uma versão alternativa, ainda pouco utilizada, para aquisição marítima é a técnica OBC ("Ocean Bottom Cable" - cabo de fundo oceânico) em que geofones são instalados em um cabo que se desloca diretamente sobre o fundo oceânico.

Conforme já comentamos algumas vezes, o registro sísmico é intensamente degradado por ruídos. Como ruído, estamos definindo toda e qualquer informação presente neste registro e que não seja proveniente de reflexões primárias nas estruturas geológicas de subsuperfície.² É adequado então, neste momento, fazermos uma pequena digressão para discutirmos os diversos tipos de ruído que afetam uma dado sísmico.

Estes ruídos são fortemente dependentes do ambiente onde o dado foi colhido (terrestre ou

²Mais a frente vamos definir o que são reflexões primárias.

marítimo). Apresentamos abaixo uma lista dos principais ruídos e, quando for o caso, o ambiente em que ocorre. A lista não pretende ser completa, apenas apresenta o que consideramos serem os tipos mais importantes de ruído e serve de ilustração das dificuldades envolvidas na obtenção de uma imagem de subsuperfície minimamente razoável pelo método sísmico.

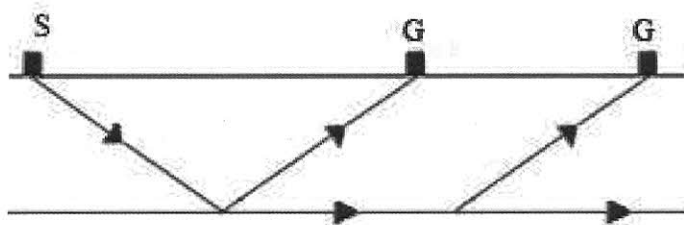


Figura 15: *Formação das ondas refratadas.*

- *Ground Roll* (ambiente terrestre). As ondas utilizadas na análise sísmica são as ondas P, que são ondas de corpo.³ Ondas de corpo são aquelas que se propagam pelo interior dos corpos, onde efeitos de borda podem ser desprezados. Próximo à superfície temos também as chamadas *ondas de superfície*. Em sísmica, estas ondas, em geral de conformação complicada, são as chamadas *ondas Rayleigh* e *ondas Love*. No jargão sísmico elas são coletivamente conhecidas como *ground roll*. Estas ondas, propagando-se a partir da fonte, vão atingir os receptores e ser registradas. No entanto, elas não trazem nenhuma informação sobre a geologia, devendo então ser eliminadas do registro. Trata-se de sinal com grande amplitude e conteúdo de frequências predominantemente baixas. Estas ondas se propagam com velocidades mais baixas que a onda P, sendo então registradas em tempos maiores, sobrepondo-se às reflexões de origem mais profunda, que já são de menor amplitude.
- *Onda direta*. São ondas S e P que são propagadas diretamente da fonte para o receptor. Também não trazem nenhuma informação de interesse geológico. Como percorreram um caminho menor elas chegam em tempos curtos aos receptores. São também de alta amplitude.

³Há alguns estudos pretendendo utilizar também as ondas S, igualmente de corpo. Não abordaremos este assunto neste trabalho.

- *Ondas refratadas*. As ondas sísmicas atingem os refletores em subsuperfície em diversos ângulos. Como tipicamente as velocidades de propagação aumentam com a profundidade devido à maior compactação das rochas, teremos a ocorrência do fenômeno de reflexão total para incidência com ângulo maior ao ângulo crítico. No caso em que a onda incida no refletor exatamente no ângulo crítico, a onda passará a se propagar paralelamente ao refletor, sendo re-emitada e atingindo os receptores em superfície sob o ângulo crítico (Figura 15). Como apenas os raios que atingem a superfície de reflexão sob o ângulo crítico podem dar origem a estas ondas re-emitidas, somente receptores a partir de um afastamento mínimo poderão registrá-las. Estas ondas, que no registro sísmico são conhecidas como *ondas refratadas*⁴, se propagam com a velocidade do meio mais rápido e por isso se mostram no dado sísmico como eventos de alta velocidade. Tais ondas trazem informações sobre a geologia em profundidade, no entanto, como só são observáveis a grandes afastamentos, mesmo para refletores rasos, seria necessário trabalhar com afastamentos muito grandes para se obter informações sobre estruturas geológicas mais profundas. Dessa forma elas não tem um interesse prático na exploração de petróleo e gás natural. Elas trazem entretanto informações sobre a estrutura da chamada *zona de baixa velocidade* (ZBV), a região de rochas intemperizadas na superfície. Esta informação é relevante para a correção estática, da qual falaremos mais adiante. Fora isso, as ondas refratadas não trazem nenhuma informação relevante.
- *Onda aérea*(ambiente terrestre). Quando da explosão que origina as ondas sísmicas, cuidados devem ser tomados para que parte da energia não se espalhe pela atmosfera⁵. Caso isto ocorra, esta energia dará origem a ondas que se propagarão pela atmosfera atingindo os geofones e sendo por eles registradas. Além disso, a energia espalhada reduz a intensidade das reflexões. As ondas aéreas se mostram como eventos de baixíssima velocidade (~ 340 m/s) nos registros de campo.
- *Swell Noise*(ambiente marítimo). As ondas do mar podem provocar o surgimento nos dados captados pelos hidrofones de um ruído de baixa frequência.

⁴Um nome inadequado, já que rigorosamente todas as ondas que atravessam o refletor são refratadas e não apenas as presentemente discutidas.

⁵Normalmente os explosivos são enterrados no solo e os buracos tamponados.

- *Ruídos ambientais*. Ruídos associados a atividades humanas (estradas, obras, pessoas andando próximas aos geofones), vento, chuva, induções de rede elétrica próxima (no Brasil, esta rede opera a 60 Hz), etc.

Múltiplas→ O problema das múltiplas em sísmica mereceria um tópico inteiramente dedicado. Para não tornar esta discussão extremamente longa, vamos apenas apresentar uma breve descrição deste tema.

Uma onda que se propague da fonte até um refletor e daí para um receptor, sofrendo apenas uma reflexão, dá origem ao que se chama *reflexão primária* e se constitui no sinal sísmico por excelência, que traz consigo as informações sobre a geologia de subsuperfície. No entanto uma parte da energia refletida, em seu caminho de volta à superfície, ao atravessar novamente camadas mais rasas pode sofrer novas reflexões, atingindo os receptores em tempos posteriores ao das primárias associadas (Figura 16). Estas ondas são as chamadas múltiplas, e não trazem nenhuma informação geológica nova, devendo ser eliminadas do registro sísmico.

Há na realidade dois grandes grupos de múltiplas, os quais possuem suas subdivisões, que não serão relevantes para este trabalho (ver Figura 16). São as chamadas múltiplas de passo curto (*ghosts* e reverberações) e as de passo longo. As primeiras ocorrem devido a reflexões múltiplas entre refletores muito próximos. Estas reflexões secundárias atingem os receptores com pouco atraso em relação às primárias, interferindo com elas e mudando seu conteúdo de frequências, tornando as imagens sísmicas dos refletores menos definidas. As múltiplas de passo longo são as descritas no início deste item e, embora não diminuam a resolução sísmica, elas geram falsos refletores na imagem sísmica final e devem portanto ser atenuadas o máximo possível.

Como dito, a lista de ruídos presentes em um dado sísmico é muito extensa e não é nossa intenção aqui entrar em detalhes sobre este assunto. Outras degradações do sinal sísmico estão presentes além dos ruídos. Vamos a uma análise de algumas delas.

- *Assinatura da fonte*. Idealmente, a fonte de ondas sísmicas deveria gerar apenas um pulso de duração muito pequena (próximo de uma delta de Dirac). Na prática naturalmente isto não ocorre e o sinal gerado possui uma forma mais complicada. Isto degrada o sinal na medida em que reflexões suficientemente próximas vão fazer com que estes sinais de largura não nula se sobreponham, gerando interferência e reduzindo a resolução do dado. Se conhecermos a forma do pulso original gerado pela fonte poderemos, em princípio, recu-

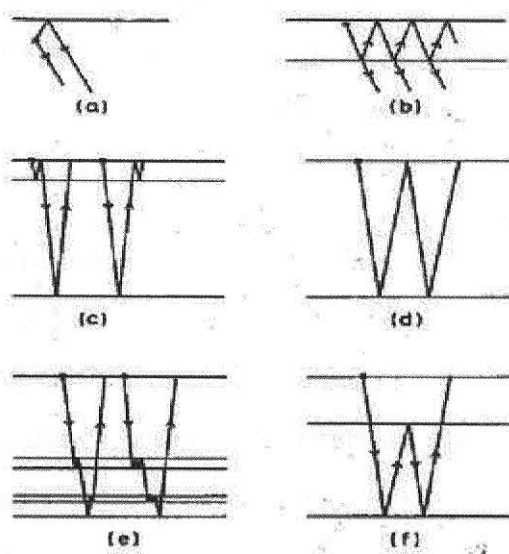


Figura 16: Formação dos diversos tipos de múltiplas. (a) "ghost" (b) reverberação (c) "peg-leg" (d) múltipla simples (e) interna de período curto (f) interna de período longo. (YILMAZ, 2001)

perar o sinal puro que representa os diferentes coeficientes de reflexão em subsuperfície. Acontece que essa forma do pulso, ao menos quando se usa explosivos, não é conhecida e varia de tiro para tiro. O uso de fontes controladas, como vibradores, permite contornar esta dificuldade mas, como já comentamos, tais equipamentos apresentam dificuldade de acessibilidade, o que limita muito o seu uso. À forma do pulso original damos o nome de *assinatura da fonte*.

- *Divergência esférica*. Quando uma onda qualquer é gerada em um ponto e a partir daí começa a se propagar, sua amplitude deve diminuir com o inverso da distância à fonte. Isto é necessário para que haja conservação de energia. Este processo atuando sobre uma onda sísmica que se desloca por distâncias que frequentemente ultrapassam 5 km em subsuperfície, atinge um refletor e retorna percorrendo aproximadamente a mesma distância até a superfície, produz uma severa redução da amplitude recebida.
- *Absorção*. Ao se propagar por um meio material uma onda interage com este e começa a perder energia. Esta perda, que pode ser modelada por

$$A_{abs} = A_0 e^{-\alpha t}$$

onde α é uma constante positiva que depende do meio e da frequência, é denominada absorção e é mais intensa nas frequências mais altas. Assim o conteúdo de frequências tende a se reduzir conforme a onda se propaga no meio com conseqüente alargamento do pulso e redução da resolução.

Esperamos com esta discussão ter demonstrado o quão degradado é o sinal sísmico registrado em campo e a necessidade de uma série de processamentos especiais para recuperá-lo e tornar possível a obtenção de uma boa imagem de subsuperfície. Em nossa apresentação deixamos de incluir os efeitos de difração, que também contribuem para a perda da resolução sísmica. Nós abordaremos este tema mais à frente.

Um tema que tem merecido repetidas citações é o de resolução sísmica. Por resolução sísmica entende-se a capacidade de discernir sísmicamente eventos do registro geológico separados por uma distância mínima. A mesma pode ser temporal (ou vertical) ou espacial (também chamada de horizontal). A primeira é diretamente afetada pelo conteúdo de frequências do sinal. Quanto mais largo o espectro, maior a resolução. A segunda é determinada pela chamada *primeira zona de Fresnel* e é reduzida pelas difrações que a onda sofre, sendo também melhorada pelo alargamento do espectro⁶.

3.2.1 Formas de Apresentação de Dados Sísmicos

Denomina-se *traço sísmico* o registro de um geofone (ou hidrofone) obtido em um tiro. Estes traços costumam ser organizados de diversas formas com a finalidade de visualização do dado sísmico.

O dado bruto, contendo o registro sísmico sem nenhum tipo de processamento e com os traços organizados lado a lado no sentido de aumento do afastamento é chamado de *sismograma de campo*. Em geral trata-se de um dado muito ruidoso mas, ainda assim, alguns elementos genéricos podem ser distinguidos. A Figura 17 ilustra esquematicamente alguns destes elementos.

O elemento indicado por 1 representa a chegada de uma onda direta. Como discutido anteriormente, estas ondas chegam antes das reflexões primárias. Os elementos 2 e 3 representam ondas refratadas em diferentes refletores. Note que estes eventos possuem velocidades maiores

⁶ainda não estamos falando no processo de migração, que melhora sensivelmente a resolução horizontal.

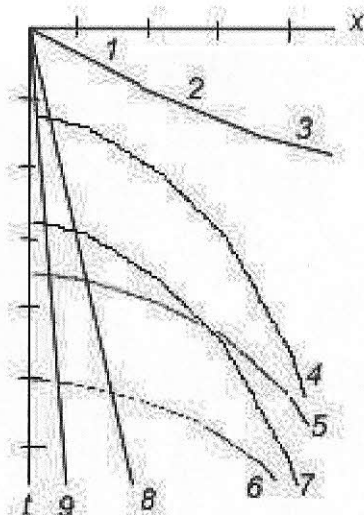


Figura 17: Representação esquemática dos eventos em um diagrama de tiro comum.

que a onda direta⁷. Note também que este evento só é observado a partir de um certo afastamento, como é característico das refrações. O ponto de contato entre as linhas 1 e 2 é chamado de *primeira quebra*, aquele entre as linhas 2 e 3, como *segunda quebra* e assim por diante.

Os elementos 4, 5 e 6 representam reflexões primárias originadas em refletores sucessivamente mais profundos. Para afastamentos suficientemente grandes, estas curvas se aproximam de linhas retas, tão mais horizontais quanto mais profundo for o refletor que as originou, devido ao aumento de velocidade com a profundidade (ver equação (3.1)).

O elemento 7 representa uma múltipla associada ao evento 4. Note que ambas as curvas apresentam a mesma velocidade embora se apresentem em tempos diferentes. Via de regra, as múltiplas apresentam o dobro do tempo das primárias no afastamento zero.

O evento 8 representa a propagação de um *ground roll* e o evento 9 representa uma onda aérea. Note as baixas velocidades características de tais eventos.

Se agruparmos todos os traços sísmicos obtidos a partir de um único tiro, como fizemos na Figura 17, teremos o que se denomina *diagrama de tiro comum*. Também podemos organizá-los agrupando em um único diagrama todos os traços associados ao mesmo CMP (ver Figura 18). Este é o importante *diagrama de CMP*. Uma outra possibilidade é o diagrama de afastamento comum, em que os traços são agrupados segundo o seu afastamento da fonte.

⁷Como o eixo horizontal representa o afastamento e o vertical tempo, uma onda que percorra uma distância maior que outra em um dado intervalo de tempo - uma onda de maior velocidade - será representada em um sismograma de campo por um evento mais horizontal.

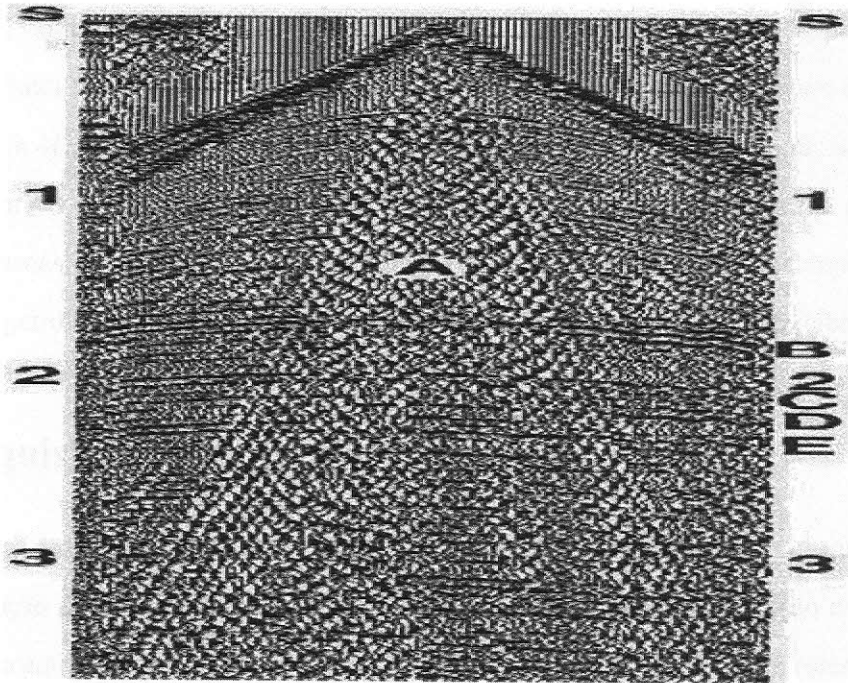


Figura 18: *Diagrama CMP real.* (YILMAZ, 2001).

A partir dos diagramas de CMP podemos obter o que se chama *seção sísmica*. A seção sísmica representa a imagem de subsuperfície que seria obtida se a fonte e o receptor pudessem ser colocados no mesmo ponto. A passagem dos diagramas de CMP para uma seção sísmica de qualidade envolve uma série de processos que serão detalhados ao longo deste trabalho.

Estamos agora de posse de todos os elementos conceituais necessários para entendermos as três etapas principais do método sísmico: *aquisição*, *processamento* e *interpretação*. Às suas descrições nos dedicaremos nas próximas seções.

3.3 Sísmica 2D, 3D e 4D

A discussão apresentada acima representa na realidade a chamada sísmica 2D, em que a informação geológica obtida está contida em um plano, que intercepta a superfície ao longo de uma linha. Uma outra possibilidade é a de os dados sísmicos serem adquiridos de forma a que a informação geológica esteja contida em um volume tridimensional, que intercepta a superfície ao longo de um plano. Esta é a chamada sísmica 3D.

Muito embora haja algumas diferenças fundamentais entre os dois tipos de sísmica (2D e

3D), no que se refere aos conceitos e definições básicos as diferenças são pequenas e, para efeito de concisão, vamos continuar apresentando a discussão em termos de sismica 2D.

Uma outra modalidade que tem adquirido uma certa relevância nos últimos anos é a chamada sismica 4D, em que os dados 3D são adquiridos em momentos diferentes, sobre os quais busca-se simular as mesmas condições de aquisição e processamento, para que as diferenças sejam analisadas. Tal modalidade sísmica é importante na análise da evolução temporal de reservatórios de petróleo em produção. Não abordaremos tal modalidade em nosso trabalho.

3.4 Aquisição Sísmica

A etapa de aquisição dos dados sísmicos é precedida por uma etapa em que questões legais como obtenção de licença ambiental para a aquisição, obtenção da autorização dos donos das terras onde a aquisição será feita para que as equipes sísmicas tenham acesso a estes locais, entre outras, são tratadas. Também nesta fase se faz um estudo prévio da região a ser analisada bem como a parametrização da aquisição. A parametrização consiste basicamente na elaboração de um projeto que guiará a execução prática da aquisição.

Alguns dos parâmetros relevantes que são determinados nesta fase são:

- *Intervalo de tiro.* Representa a distância que deverá ser utilizada entre as fontes sísmicas (ou, no caso de aquisição marítima, a distância a ser percorrida entre um disparo e outro do "air gun").
- *Intervalo de receptores.* Distância entre os arranjos de geofones (ver mais adiante o conceito de arranjo de geofones), no caso de aquisição terrestre, ou, no caso de aquisição marítima, a distância entre os hidrofones. Normalmente é escolhida igual ao intervalo de tiro.
- *Cobertura.* Número de vezes que um ponto em subsuperfície é amostrado. Quanto maior este número, menos ruidosa será a seção sísmica final. A cobertura aumenta com a redução do intervalo de receptores.
- *Intervalo de amostragem.* O sinal dos geofones, ou hidrofones, é digitalizado, sendo o intervalo de amostragem desta digitalização relevante na determinação da frequência má-

xima aceitável no sinal de entrada sem que haja falseamento de freqüências (ver abaixo). Normalmente se utiliza um intervalo de 2 ms, que representa um limite de freqüências de 250 Hz.

- *Carga de explosivos.* Somente em aquisição terrestre. Normalmente é determinado por testes de campo.

Alguns conceitos apresentados acima a título informativo merecem uma discussão mais detalhada, que apresentamos a seguir.

3.4.1 Falseamento de freqüências e o Critério de Nyquist

Matematicamente, a amostragem de um sinal é representada pela multiplicação deste por um trem de pulsos. Um trem de pulsos é uma seqüência infinita de deltas de Dirac (BUTKOV, 1968), igualmente afastadas no tempo. Como se sabe, a multiplicação no tempo de 2 sinais equivale à convolução de seus espectros. Assim, se considerarmos um sinal qualquer, cujo espectro possui freqüências de $-F$ a F , segundo uma dada distribuição de amplitudes, e o multiplicarmos por um trem de pulsos de freqüência f_A , cujo espectro é também uma seqüência infinita de pulsos separados de f_A , o espectro resultante será como na Figura 19. Assim, percebe-se que se $F > f_A/2$, teremos uma sobreposição das bandas laterais de freqüência. Se tentarmos recompor o sinal original a partir do sinal amostrado, as componentes do primeiro com freqüência f superior a $f_A/2$ se mostrarão no sinal resultante como componentes de freqüência $f' = f_A - f$, mais baixa que a original. Assim, vê-se ser impossível recuperar exatamente o sinal original a partir do sinal amostrado. Para que esta condição, denominada *falseamento de freqüências*, não ocorra é necessário que a largura de banda do sinal de entrada seja limitada a $f_A/2$ (ou, se possível, que a freqüência de amostragem seja aumentada). Este é o chamado critério de Nyquist, que afirma em linhas gerais, que a freqüência de amostragem deve ser pelo menos o dobro da maior freqüência presente no sinal a ser amostrado. Equivalentemente se pode dizer que deve haver pelo menos duas amostragens por período da maior freqüência a ser amostrada.

O mecanismo de tal falseamento de freqüências pode ser entendido de forma mais intuitiva analisando-se o caso particular em que o sinal a ser amostrado é uma senóide (Figura 20). Pode-se ver que no caso em que o número de amostras em um período se torna inferior a dois, o sinal após a amostragem possui freqüência inferior ao original.

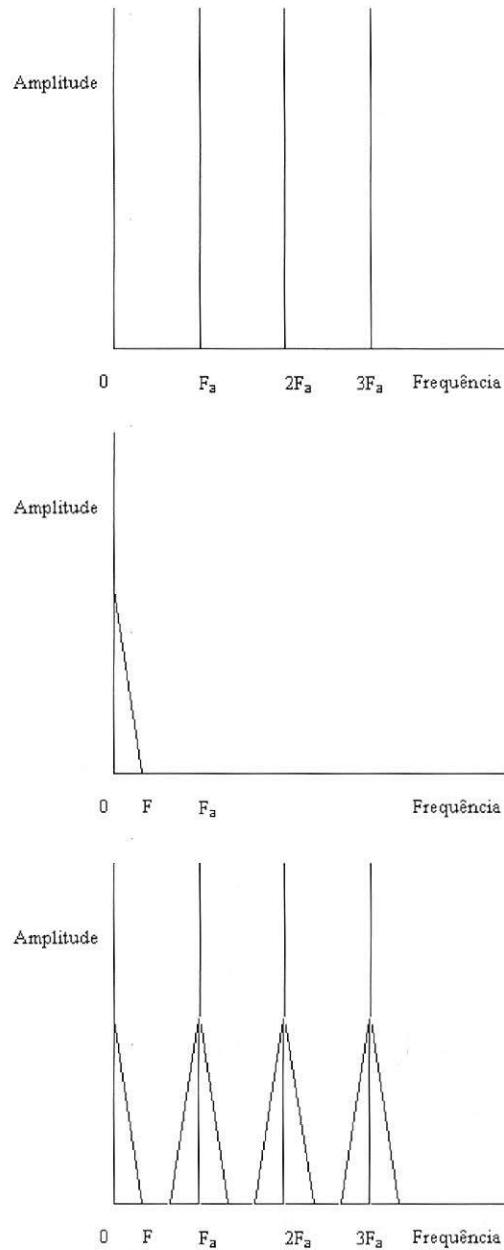


Figura 19: *Amostragem e sua representação espectral. Na figura do alto temos o espectro do trem de pulsos. No centro, temos o espectro do sinal de entrada. Em baixo, temos o espectro do sinal amostrado.*

Em aplicações de sísmica o critério de Nyquist é um critério muito importante na parametrização. Em primeiro lugar, como já tivemos a oportunidade de discutir, é desejável que o sinal sísmico tenha alto conteúdo de altas frequências (por altas frequências nos referimos àquelas em torno de 100 Hz, ou mais). Assim, para que estas componentes, de período curto, possam ser devidamente amostradas é necessário que o tempo de amostragem na digitalização do sinal

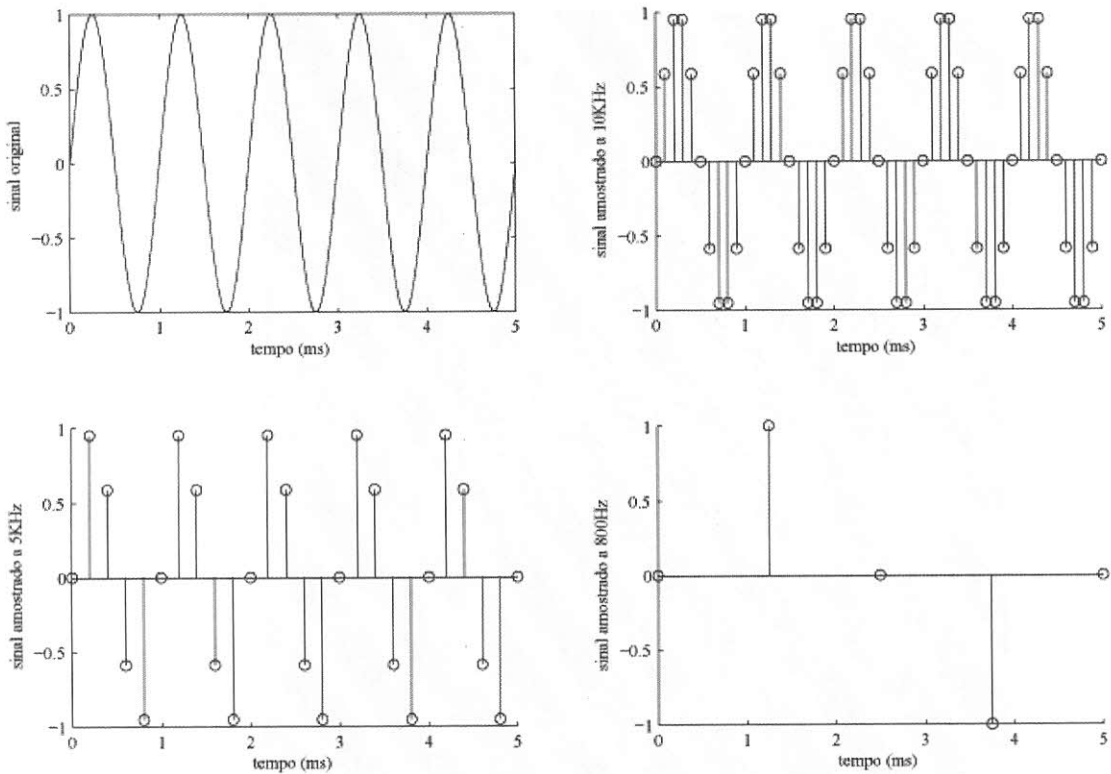


Figura 20: *Falseamento de frequências.* Note que o sinal de 1 kHz original, ao ser amostrado por outro de 800 Hz, dá origem a um sinal de 200 Hz.

dos receptores seja também suficientemente pequeno. Como dito acima, normalmente se utiliza 2 ms, o que permite amostrar corretamente frequências de até 250 Hz o que é suficiente para a maioria das aplicações sísmicas.

Outro aspecto relevante em sísmica é o intervalo de amostragem espacial (que é função do intervalo de receptores). Conforme se pode ver nas Figuras 21, 22, 23 e 24, uma taxa de amostragem inadequada pode até mesmo gerar velocidades aparentes para os eventos sísmicos com sentido oposto ao real. Nestas figuras o eixo horizontal representa o deslocamento espacial e o vertical representa o tempo, de forma que na primeira delas temos uma onda que se propaga para a direita, com comprimento de onda de 100 m. Note que com taxas de amostragem maiores que 50 m o sentido de propagação aparente da onda é para a esquerda.

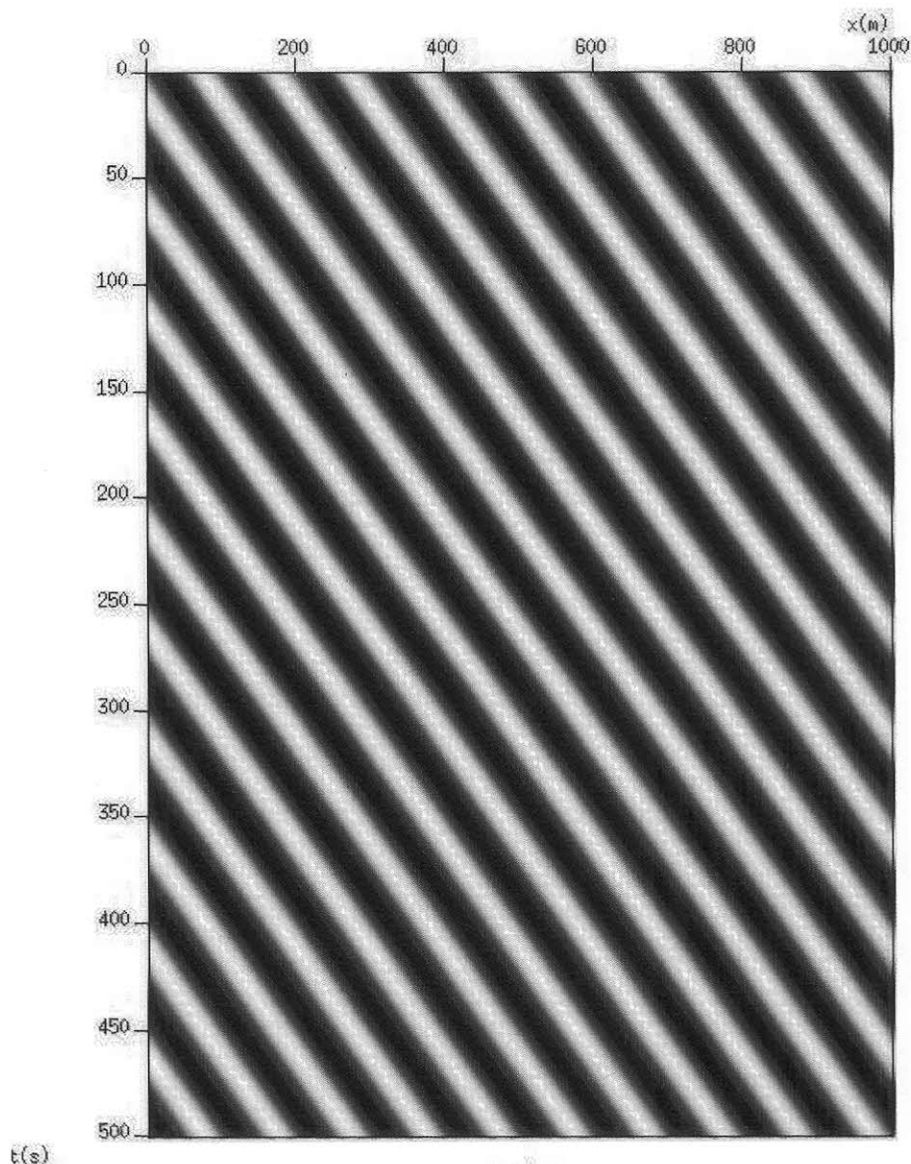


Figura 21: *Onda com comprimento de onda de 100m*

3.4.2 Arranjos de Geofones

Normalmente, em aquisições terrestres, se costuma utilizar não apenas um geofone por ponto de registo, mas um conjunto de geofones ligados em série, segundo um espaçamento pré-determinado na etapa de parametrização.

A vantagem principal do uso de arranjos de geofones está na possibilidade de atenuação do “ground roll”. Assim, se soubermos o comprimento de onda dominante deste ruído, poderemos dispor os geofones de forma a captarem-no com defasagem de 180° entre si. Após combinarmos o sinal de todos os geofones do arranjo, o ruído de *ground roll* poderá ser efetivamente muito

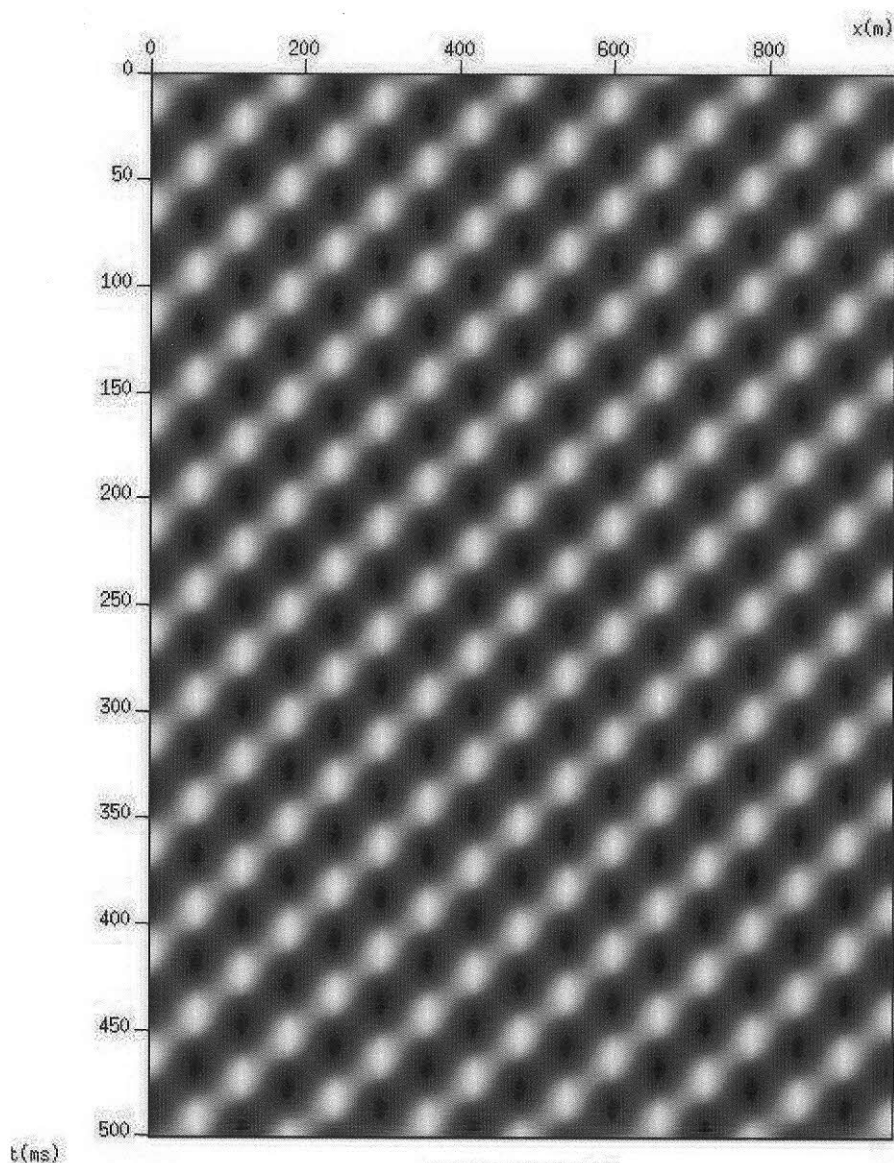


Figura 22: Taxa de amostragem de 60m

atenuado. Uma segunda vantagem da ligação de geofones em série é o aumento de nível de sinal gerado pelo arranjo, em comparação com aquele gerado por apenas um geofone.

3.5 Processamento Sísmico

Uma vez que os dados sísmicos tenham sido adquiridos, eles devem passar por uma etapa de processamento que visa a atenuar o máximo possível todas as fontes de degradação previamente discutidas e também transformar o dado, originalmente em um arranjo de tiro comum, em

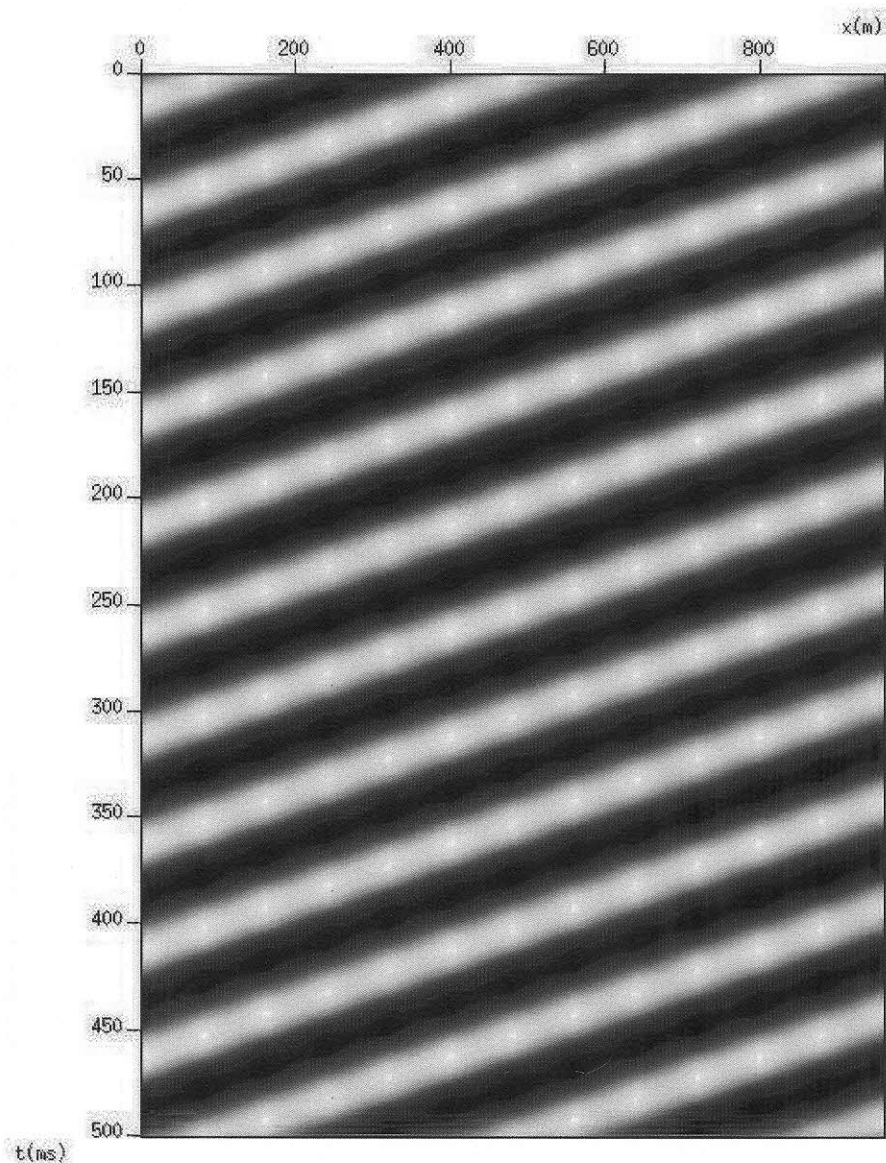


Figura 23: Taxa de amostragem de 80m

uma seção sísmica que possa ser efetivamente interpretada para que dela se obtenha informações sobre a geologia.

O processamento sísmico é quase todo ele baseado em teorias matemáticas avançadas e envolve técnicas elaboradas de processamento de sinais (YILMAZ, 2001). Naturalmente não cabe aqui uma descrição detalhada destas teorias e técnicas. Limitar-nos-emos, pois, a uma discussão conceitual sobre cada um dos principais processos.

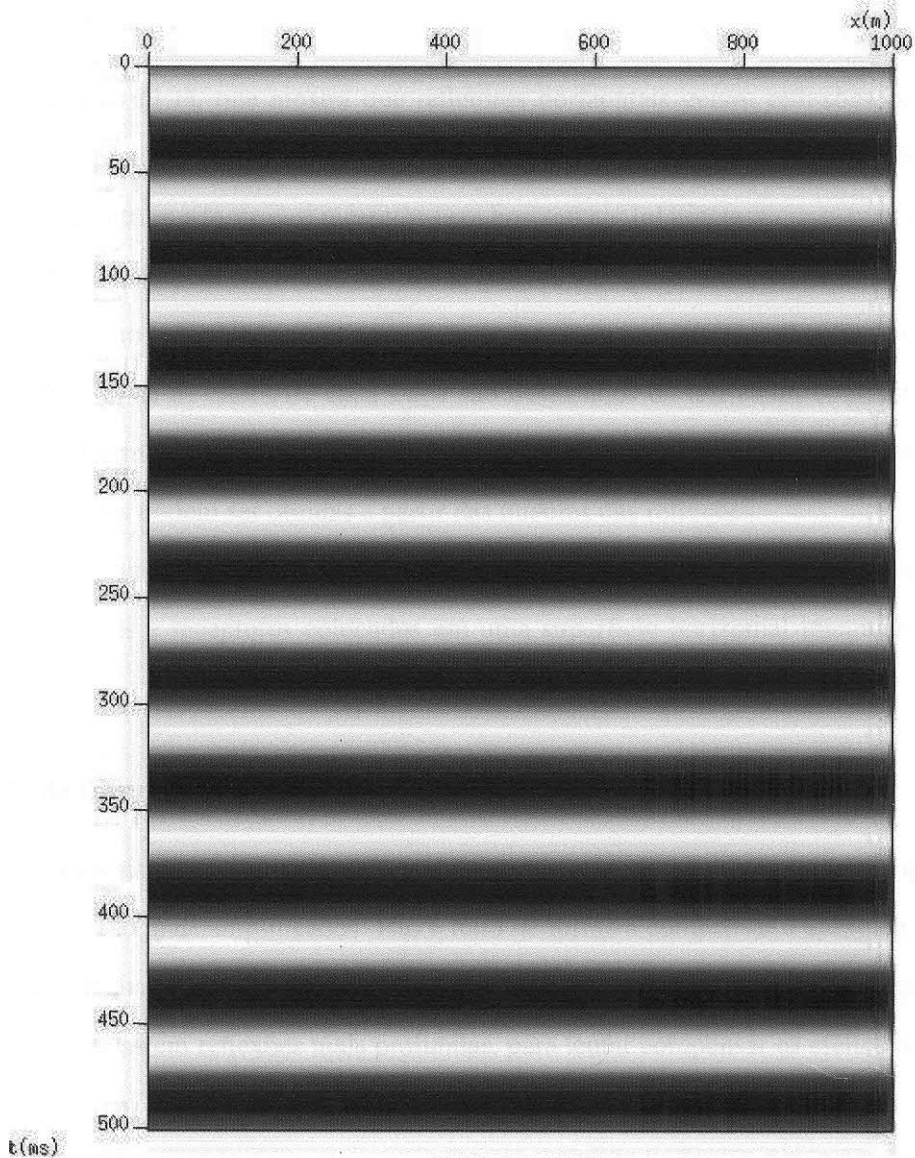


Figura 24: Taxa de amostragem de 100m

3.5.1 Pré-processamento

Nesta etapa são realizadas várias operações que têm por fim preparar o dado para os passos seguintes de processamento. Inclui a organização dos dados em CMPs, correção de divergência esférica e de absorção, correção estática. Outros processos que também podem ser aplicados ao sinal são controle automático de ganho (*automatic gain control* - AGC) e mute poligonal.

Correção Estática

Na equação (3.1), que mostra que refletores horizontais geram reflexões de caráter hiperbólico (ou aproximadamente hiperbólico), assumimos implicitamente que também a superfície onde se encontram a fonte e os receptores era horizontal. Tal hipótese quase nunca é satisfeita na prática para aquisições terrestres, devido às feições topográficas da região em análise. Estas feições dão origem a distorções na curva de reflexão. Para corrigi-las aplica-se a chamada *correção estática*, onde os dados de cada traço são deslocados de um valor, constante para cada traço. Para determinarmos este valor precisamos conhecer a espessura e velocidade da ZBV. Estas informações podem ser obtidas a partir das quebras das refrações.

Uma vez que a correção estática tenha sido aplicada, o dado sísmico equivalerá àquele obtido com fontes e receptores colocados em uma superfície horizontal imaginária, chamada "*datum*".

Correção de Divergência Esférica e de Absorção

Aos dados sísmicos é aplicado um ganho variável ao longo do traço, de forma que os sinais mais atrasados são mais amplificados. Isto é feito de forma a compensar o efeito da divergência esférica, que atenua os sinais mais profundos. Costuma-se também aplicar um filtro que amplifica as altas frequências em reflexões mais profundas, para tentar compensar os efeitos de absorção.

AGC

-Embora não seja uma etapa obrigatória no processamento, há a possibilidade de se aplicar ao dado um controle automático de ganho. Trata-se de uma amplificação cujo ganho depende da amplitude do próprio sinal. Assim, sinais mais fracos são mais amplificados, tendendo a igualar as amplitudes ao longo do traço. Note que esta correção difere daquela da divergência esférica na medida em que aquela era uma função pré-determinada do tempo, independente do conteúdo do sinal, contrariamente ao AGC.

Mute Poligonal

Pode-se, se desejado, eliminar os dados presentes em algumas regiões dos diagramas CMP. Isto permite, por exemplo, que se elimine dos dados os registros originados por ondas diretas e

refratadas, que ocupam uma área específica nos diagramas.

Uma vez que as correções acima tenham sido aplicadas, o dado está pronto para as etapas mais delicadas do processamento sísmico, a saber, a deconvolução, a eliminação de múltiplas, análise de velocidade, correção de NMO, correção de DMO, empilhamento e migração.

3.5.2 Processamento

Deconvolução

A deconvolução é a operação que visa a eliminar do dado sísmico os efeitos da assinatura da fonte. O objetivo é o de transformar a *wavelet* (outro nome muito utilizado para a assinatura da fonte) em uma delta de Dirac, alargando assim o espectro e, conseqüentemente, aumentando a resolução temporal.

Idealmente, se conhecêssemos exatamente a assinatura da fonte poderíamos determinar o seu filtro inverso e então aplicá-lo ao dado sísmico⁸. Porém raramente esta assinatura é conhecida e então é necessário recorrer à chamada deconvolução *spike* preditiva, que possui uma abordagem mais estatística do processo de deconvolução, buscando fazer com que a auto-correlação de saída do filtro seja uma delta de Dirac. Na Figura 25 temos uma comparação de uma seção sísmica com e sem deconvolução aplicada.

Organização em CMPs

Consiste em agrupar os traços em CMPs, já que inicialmente estão organizados em tiro comum.

Análise de velocidade

A aproximação das curvas de tempo de reflexão x afastamento por hipérbolas (equação (3.1)) permite que, uma vez conhecida tal hipérbole, determinemos a velocidade associada a ela. Essa determinação é chamada de *análise de velocidade* e é um dos passos mais delicados do processamento sísmico. Uma análise de velocidades mau feita pode simplesmente apagar refletores da seção sísmica final, ou posicioná-los incorretamente na migração.

⁸Um filtro inverso é, normalmente, representado por uma resposta impulsiva infinita. Por isso, na prática, este filtro costuma ser truncado

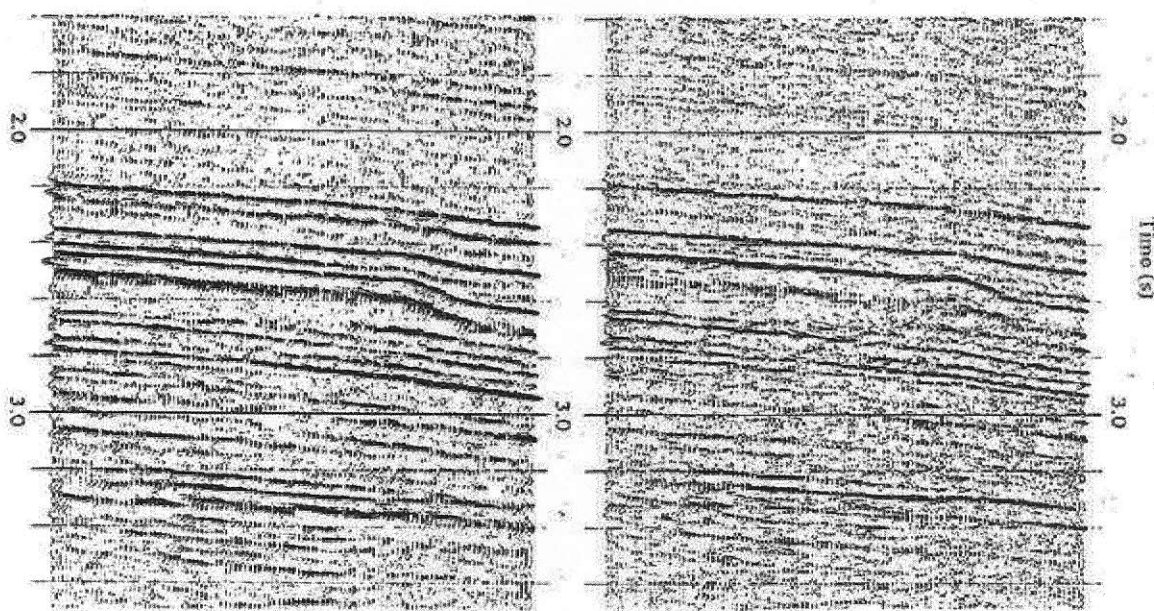


Figura 25: Uma seção sísmica sem deconvolução (à esquerda) e a mesma seção deconvolvida (à direita). Note o afinamento dos eventos nesta última, com um aumento da definição vertical. (YILMAZ, 2001).

A análise de velocidade é feita escolhendo-se diversas velocidades V e, para cada tempo de afastamento zero t_0 , determinando a correlação entre o dado sísmico e a hipérbole associada a cada par (V, t_0) . Onde houver no dado uma reflexão com o particular (V, t_0) sendo analisado, haverá um pico de correlação. A visualização do resultado deste teste se dá através de um gráfico $V \times t_0$, contendo diversos picos, correspondendo aos picos de correlação.

Seleciona-se então as velocidades que, a cada tempo produziram um máximo de correlação. Estas amostras são interpoladas obtendo-se uma função velocidade $V(t_0)$. Esta análise, feita para alguns CMPs, permite, por outra interpolação, que seja obtido um campo de velocidades $V(x, t_0)$, onde x representa cada ponto em superfície (cada CMP). A Figura 26 mostra um painel de velocidades onde as regiões mais claras representam os picos de correlação.

Ao contrário do que se possa pensar inicialmente, as velocidades obtidas por este processo não representam as velocidades verdadeiras com que a onda se propaga em cada camada, mas apenas as que melhor ajustam as hipérbolas de reflexão. O que se obtém é um campo de

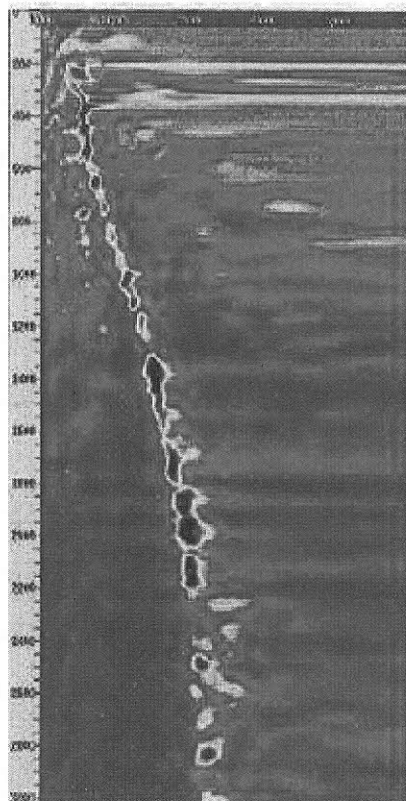


Figura 26: Painel de velocidades, mostrando os picos de correlação (cores mais claras). (YILMAZ, 2001).

velocidades RMS (*root mean square* - raiz quadrática média), sendo

$$V_{RMS}^{(N)} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N V_i^2 \Delta t_i^2}}{\sum_{i=1}^N \Delta t_i}. \quad (3.4)$$

Nesta expressão, Δt_i é o tempo que a onda leva para atravessar a i -ésima camada, que possui velocidade V_i , e $V_{RMS}^{(N)}$ é a velocidade RMS até a camada N .

As velocidades de propagação no meio, conhecidas como *velocidades intervalares*, podem ser obtidas a partir das RMS por

$$V_{int}^2 = \frac{V_{RMS}^{(N)2} T_N - V_{RMS}^{(N-1)2} T_{N-1}}{T_N - T_{N-1}} \quad (3.5)$$

conhecida como *fórmula de Dix*. Nesta equação, T_N é o tempo que a onda leva para ir da superfície até a N -ésima camada.

Correção de NMO

A correção de NMO (“*normal moveout*”) transforma todas as hipérbolas de reflexão em eventos horizontais, eliminando dos dados o sobretempo normal de afastamento (equação (3.3)).

Uma vez que as velocidades RMS tenham sido obtidas na análise de velocidades, todos os dados que estejam sobre uma hipérbole com velocidade $V(t_0)$ e tempo de zero *offset* t_0 serão movidos de forma a serem dispostos ao longo de uma horizontal que passa por este t_0 . Note que este procedimento só horizontaliza eventos hiperbólicos que estejam no tempo t_0 com velocidade $V(t_0)$. Eventos lineares, como *ground roll*, onda aérea, ondas diretas ou ondas refratadas não são horizontalizados. Tampouco são horizontalizadas as hipérbolas associadas às múltiplas, visto que estas serão corrigidas com a velocidade da primária que possua o mesmo t_0 , sendo esta velocidade em geral maior que a da própria múltipla. Assim, apenas reflexões primárias são horizontalizadas na correção de NMO (Figura 27).

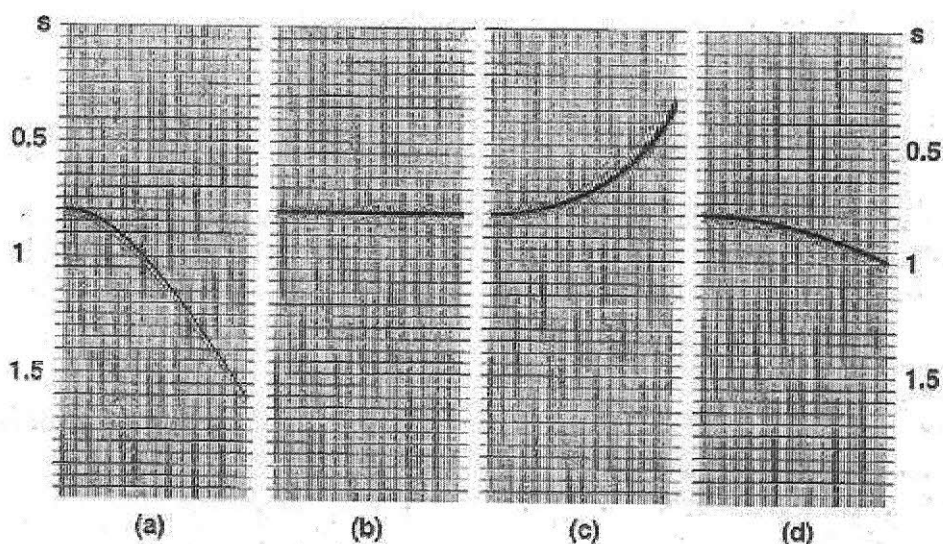


Figura 27: Correção de NMO. (a) O dado sem correção. (b) O dado corrigido com a velocidade correta. (c) O mesmo dado corrigido com uma velocidade menor que a correta (*subcorrigido*). (d) Correção com uma velocidade maior (*sobrecorrigido*). (YILMAZ, 2001).

Um artefato de processamento gerado pela correção de NMO é o chamado estiramento. Ao serem redistribuídos ao longo do traço, os eventos tendem a se afastar verticalmente uns dos outros (Figura 28). Isto provoca uma redução na frequência característica do dado sísmico e, conseqüentemente, uma redução de resolução vertical. Isto é o *estiramento*. Para que este artefato não altere significativamente a qualidade do sinal, os eventos que sofrerem estiramento

maior que um certo limite (ajustável no processamento) são eliminados. A esta eliminação dá-se o nome de *mute* (que não deve ser confundido com o *mute* poligonal). Os eventos que sofrem maior estiramento são os mais rasos (que possuem uma hipérbole mais acentuada e então precisam de maior correção de NMO) e os de maior afastamento, que tendem a se distanciar mais da horizontal (Figura 29).

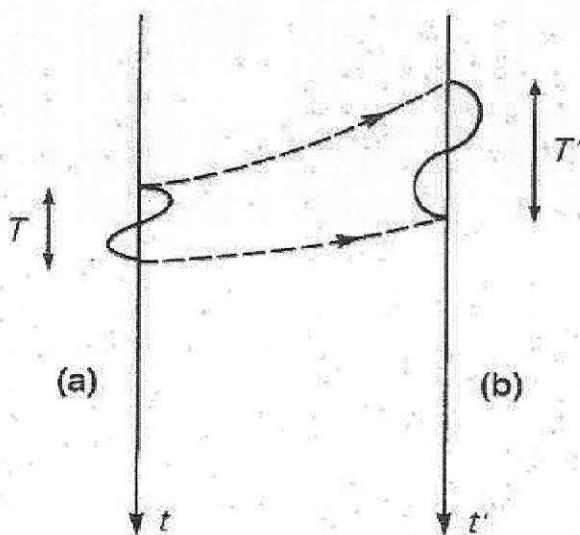


Figura 28: Efeito do estiramento. (a) Dado original. (b) Dado reposicionado pela correção de NMO. Note que a largura do mesmo aumenta ($T' > T$). (YILMAZ, 2001)

Atenuação de Múltiplas

Vamos discutir apenas dois métodos de atenuação de múltiplas: a *filtragem f-k* e a *transformada de Radon parabólico*.

Filtragem f-k A filtragem f-k é baseada na aplicação de uma transformada de Fourier 2D ao sinal sísmico, obtendo-se o seu espectro no domínio de frequência X comprimento de onda (daí o nome f-k). Sinais que, no espaço f-k, apresentam-se com velocidades de fase opostas são mapeados em quadrantes diferentes no dado transformado.

Para aplicarmos esta filtragem, devemos antes fazer uma análise de velocidades em que as velocidades selecionadas são intermediárias entre as múltiplas e as primárias, no mesmo t_0 ⁹. A

⁹O critério para diferenciar uma múltipla de uma primária que ocorra no mesmo t_0 é o de que a múltipla é gerada por um refletor mais raso e assim tem uma velocidade mais baixa do que a primária com a qual coincide neste t_0 .

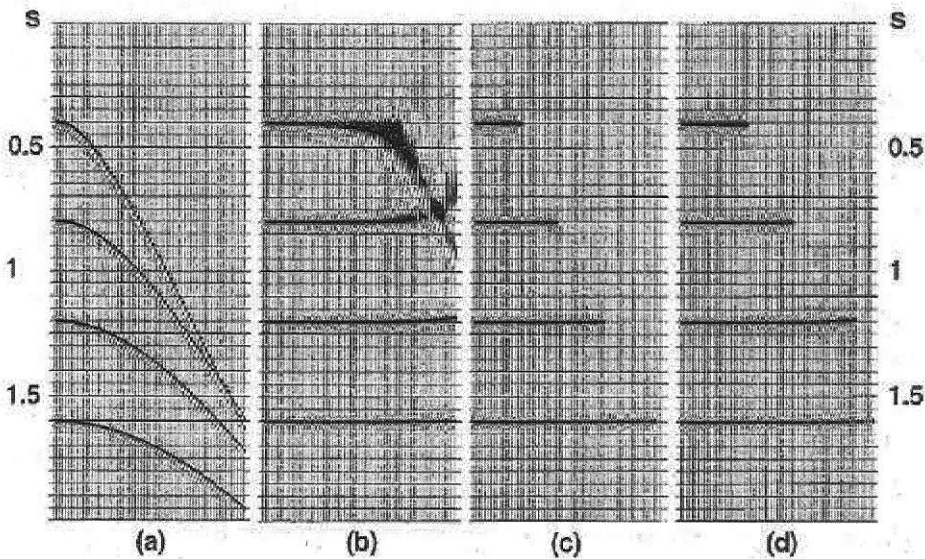


Figura 29: Mute de NMO. (a) Dado original. (b) Dado corrigido de NMO. Note o aumento da largura do traço próximo ao final do diagrama. (c) e (d) Dado após a aplicação do mute. (d) teve um mute menos efetivo que em (c). (YILMAZ, 2001).

velocidade obtida é então utilizada em uma correção de NMO. Esta correção não horizontaliza nenhum evento, posto que a velocidade utilizada não corresponde a nenhuma reflexão. Mas como as primárias são corrigidas com velocidades menores que as corretas e as múltiplas com velocidades maiores, as curvas associadas a estes eventos passam a ter comportamentos opostos, conforme a Figura 27, sendo então mapeados em quadrantes oposto na transformada de Fourier.

Aplica-se então um filtro que elimina todos os dados contidos no quadrante associado às múltiplas. Uma transformada de Fourier inversa e uma correção de NMO inversa recuperam então o CMP original, com as múltiplas suprimidas.

Como a filtragem f-k discrimina eventos por suas velocidades, ela pode também ser utilizada para eliminar *ground roll* e ondas aéreas do sinal.

A filtragem f-k, para ser eficiente na eliminação das múltiplas, deve apresentar uma resposta muito abrupta ao mudar de quadrante. Filtros que apresentam resposta de frequência muito abrupta apresentam o efeito de *ringing* (efeito de Gibbs), que produz uma espécie de reverberação no sinal de saída, que é indesejada. Por esta razão a filtragem f-k pode apresentar resultados insatisfatórios.

Filtragem Radon parabólico Para efetuarmos a filtragem por Radon parabólico, é preciso que se proceda antes a uma análise de velocidades, selecionando as velocidades das primárias e então aplica-se uma correção de NMO, horizontalizando estas reflexões. O passo seguinte consiste em realizar uma transformada de Radon parabólico sobre o dado, levando-o ao domínio $\tau - p$. Sob esta transformada os eventos horizontais são mapeados em $p = 0$ e as múltiplas, subcorrigidas, são mapeadas em outras regiões do plano, sendo então possível eliminá-las do dado.

A filtragem Radon parabólico costuma produzir resultados melhores que a filtragem f-k.

Correção de DMO

Até aqui temos nos concentrado em um modelo de refletores plano paralelos. Esta é, no entanto, uma situação raramente encontrada na prática. No caso de refletores mergulhantes, como na Figura 30, a equação (3.1) não descreve mais o tempo em que uma reflexão por ele gerada será recebida na superfície. A equação que leva em conta o mergulho é

$$t^2 - \frac{x^2 \cos^2 \theta}{v^2} = t_0^2, \quad (3.6)$$

Como se vê, há um fator $\cos \theta$ alterando a velocidade RMS. Isto se torna particularmente problemático quando o refletor em questão é um plano de falha, ou um domo de sal, por exemplo. Nestas situações o mergulho do refletor conflita com o mergulho de outros refletores que assentem sobre ele no mesmo ponto em que ocorre a reflexão (Figura 31). Mesmo se a velocidade intervalar associada a ambos os refletores for a mesma, o fato de eles terem mergulhos diferentes fará com que as velocidades RMS associadas difiram. Logicamente na análise de velocidade apenas uma velocidade poderá ser selecionada. O refletor que tiver uma velocidade diferente desta não será devidamente horizontalizado na correção de NMO e, no empilhamento, será atenuado.

A etapa do processamento onde esta questão é tratada é a correção de DMO (*dip moveout*). Não vamos aqui abordar a teoria associada a tal correção. Nos interessa apenas o seu aspecto eminentemente prático.

Para aplicá-la, parte-se de um dado organizado em CMP com correção de NMO aplicada. Aplica-se então a correção de DMO propriamente dita seguida de uma correção de NMO inversa. O CMP obtido, agora com um espectro de velocidades mais uniforme, é então utilizado para uma nova análise de velocidade e correção de NMO, sendo este o resultado final desta etapa. Na

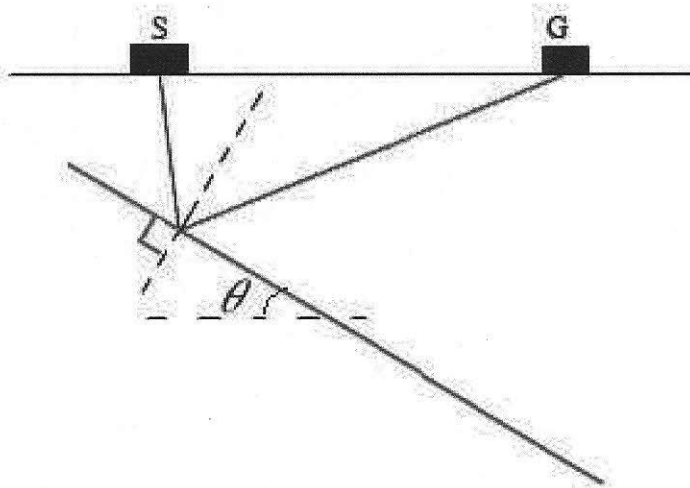


Figura 30: *Refletor mergulhante.*

Figura 32 podemos ver o efeito da correção de DMO na melhoria do imageamento de um refletor mergulhante.

Empilhamento

O empilhamento consiste em, a partir do dado já corrigido de NMO e DMO, tomar a média aritmética (soma normalizada) sobre todos os traços de um CMP, gerando assim, para cada diagrama destes, um único traço. Estes dados podem então ser agrupados sequencialmente, formando o que se chama seção sísmica.

É no empilhamento que a técnica de CMP mostra sua força. Ao se amostrar várias vezes o mesmo ponto em subsuperfície, a mesma informação geológica é registrada diversas vezes, uma para cada traço contido no CMP. Ao se efetuar o empilhamento, esta informação é mantida praticamente inalterada, sendo visível na seção sísmica. Por outro lado, os ruídos, não apresentando comportamento de eventos horizontais (após o DMO) e, além disso, se apresentando muitas vezes de forma incoerente traço a traço, são bastante atenuados na soma. Assim, obtém-se uma seção sísmica que contém toda a informação geológica e na qual os ruídos foram fortemente atenuados (embora muitas vezes ainda sejam perceptíveis).

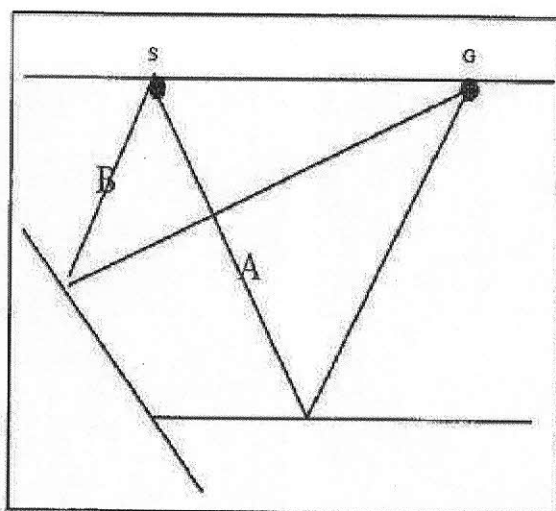


Figura 31: Refletores com mergulhos conflitantes. Modificado de Yilmaz (2001).

Como as reflexões primárias são horizontalizadas no tempo de *offset* zero, ao empilhá-las obtemos a informação geológica posicionada verticalmente neste tempo. Assim, a seção empilhada (outro nome para a seção sísmica) representa o dado sísmico que seria obtido se a fonte e o receptor fossem colocados no mesmo ponto.

Migração

Suponha que uma determinada camada geológica possua um mergulho, como na Figura 33. Por esta figura, fica claro que o ponto em subsuperfície onde ocorre a reflexão indicada não está verticalmente colocado sob o ponto que corresponde ao CMP do arranjo fonte-receptor. Tampouco a profundidade medida em afastamento zero corresponde à profundidade real do ponto refletor. É preciso então deslocar a informação contida no ponto (M, t_0) para (Q, t'_0) . A etapa do processamento onde isto é feito é chamada *migração*.

Façamos uma pequena digressão. Temos até agora tratado a propagação de ondas sísmicas utilizando-nos da aproximação da ótica geométrica, em que o fenômeno da difração é desconsiderado. Sabemos que tal aproximação funciona bem no caso em que as dimensões do objeto com o qual a onda interage forem suficientemente grandes comparadas com o comprimento de onda. No entanto certas feições geológicas, como bordas de planos de falha ou topos de domos de sal, entre outras, frequentemente violam a condição acima citada. Neste caso a aproximação de

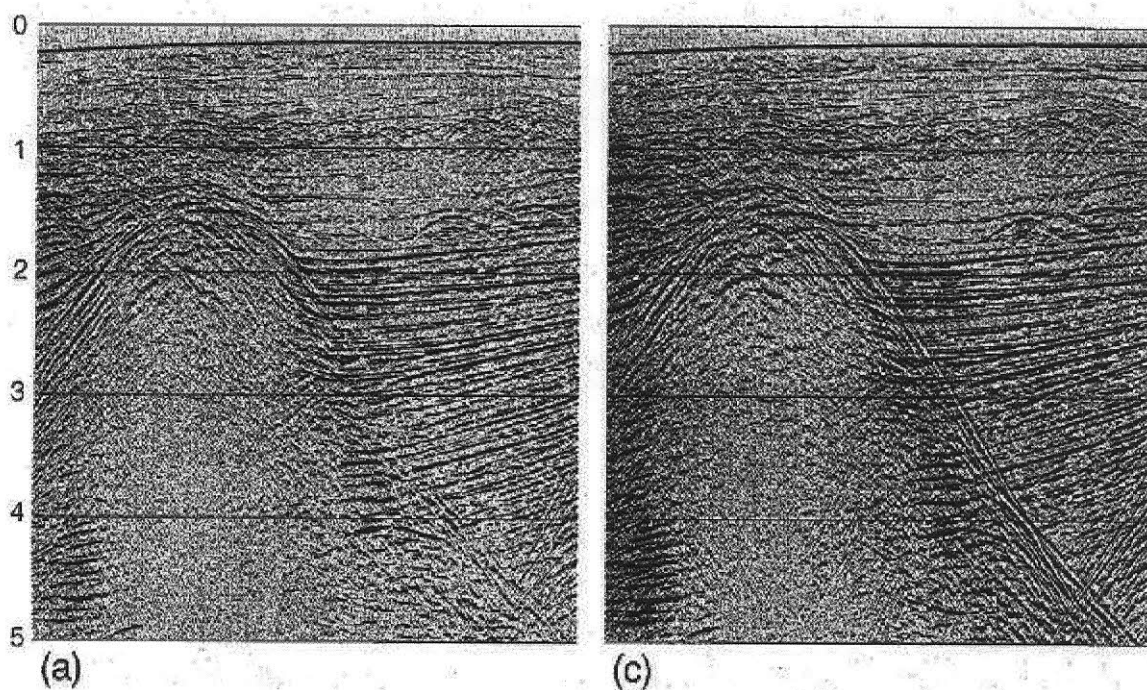


Figura 32: Seção sísmica antes (a) e depois (b) da correção de DMO. Note como o evento mergulhante mais à direita da seção se torna mais definido após esta correção. (YILMAZ, 2001).

ótica geométrica não reproduz adequadamente a resposta sísmica obtida. A mesma vai conter ondas espalhadas em diversas direções devidas ao fenômeno da difração. Estas ondas vão atingir os diferentes receptores em superfície em diferentes tempos formando, na seção sísmica, as características hipérbolas de difração. O ápice destas hipérbolas ocorrerá no traço que contém o ponto difrator que as originou. É imediato perceber que tais hipérbolas prejudicam o adequado imageamento das citadas estruturas.

Voltemos ao problema dos refletores mergulhantes. Nós vimos que o método sísmico assume que a origem da reflexão gerada por P (Figura 33) é o ponto (M, t_0) quando na realidade o ponto P está em (Q, t'_0) . Se, no entanto, considerarmos que o refletor que contém P é uma combinação de pequenos pontos difratores (via Princípio de Huygens - ver apêndice A), veremos que estas difrações, embora pequenas, possuem o seu ápice na seção sísmica exatamente na vertical do ponto que as originou. Assim, se pudermos posicionar a informação contida em (M, t_0) no ápice de uma hipérbole de difração associada ao ponto P , teremo-la colocada na posição correta dentro da seção sísmica.

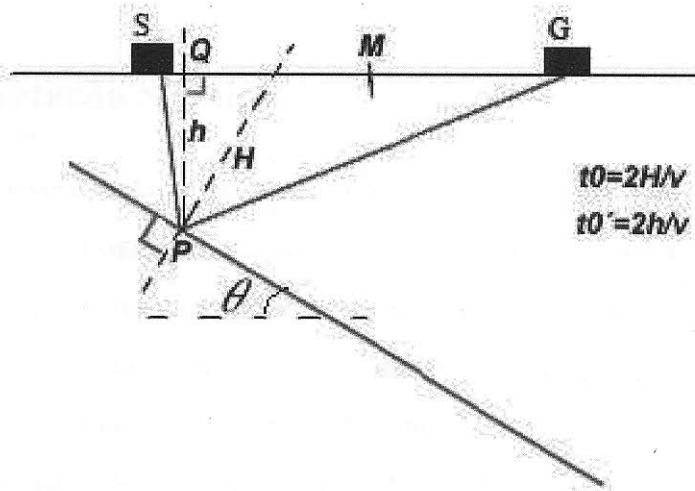


Figura 33: Posicionamento incorreto da reflexão devido aos refletores mergulhantes. Ver discussão no texto.

O que a migração faz então é colapsar todas as hipérbolas de difração em seus respectivos ápices, permitindo assim não apenas o correto imageamento de feições pequenas (em comparação com o comprimento de onda dominante do pulso sísmico) aumentando a resolução horizontal, como também posicionando corretamente os refletores mergulhantes.

A migração é a etapa que consome mais recursos computacionais no processamento sísmico. Ela pode ser feita após o empilhamento ou antes dele (migração pós ou pré-empilhamento, respectivamente). Se a migração for efetuada antes do empilhamento, o algoritmo já corrige automaticamente a divergência esférica e o DMO, sendo então desnecessário aplicar estas correções separadamente ao dado sísmico. No caso em que ocorrem variações laterais de velocidade muito grandes o aspecto hiperbólico destas difrações é perdido e, além disso, o ápice da difração não estará mais na vertical do ponto difrator, mas deslocado lateralmente. Neste caso algoritmos mais elaborados de migração devem ser utilizados (migração em profundidade, em contraste com a migração em tempo, que corresponde ao caso mais simples). Também costuma-se classificar os tipos de migração em migração 2D ou 3D, conforme a dimensionalidade do dado que está sendo migrado.

O resultado da migração, juntamente com o empilhamento, conhecido como seção mi-

grada, representa assim a estrutura geológica verticalmente localizada sob cada ponto da superfície.

3.6 Interpretação Sísmica

Uma vez de posse da seção sísmica, podemos extrair dela informações sobre a geologia de subsuperfície, nosso objetivo inicial. Para tanto é preciso recolher-se toda a informação sobre a história geológica da região (evolução da bacia sedimentar), bem como dados obtidos a partir de poços. Claro está que o método sísmico é um método de imageamento de subsuperfície indireto e, como tal, não pode fornecer por si só uma visão completa de geologia, sendo sempre utilizado com ferramentas auxiliares de exploração geofísica (perfis de poços, métodos potenciais, etc). A interpretação sísmica de uma área totalmente desconhecida é um trabalho portanto muito difícil. Por esta razão vamos considerar que a região representada sísmicamente é bem conhecida e que na mesma há poços perfurados com perfis traçados.

Assim sendo, o primeiro passo na interpretação de uma seção sísmica é correlacioná-la com os perfis de poços conhecidos na região. Para tanto, se dispusermos de uma seção em tempo, devemos converter os perfis, originalmente em profundidade, para perfis em tempo, através do perfil sônico (VSP ou *checkshot*). Outra possibilidade é a conversão da seção em tempo em uma seção em profundidade, através do campo de velocidades intervalares.

Uma vez feita a correlação, podemos identificar as litologias associadas a cada refletor na seção sísmica. Havendo também datações destas litologias, a seção como um todo poderá ser datada.

O passo seguinte consiste em identificar feições estruturais proeminentes na seção (tais como dobras, falhas, halocinese e lutocinese). Observe que a resolução sísmica (que na melhor das hipóteses é da ordem de 15 m) não permite que identifiquemos as litofácies do trecho em análise. No entanto o método sísmico é uma poderosa fonte de análise da geometria com que as sucessivas camadas foram sendo depositadas. Surge então o conceito de *sismofácies* (JOHANN, 2004) como descritivo de tais geometrias. Neste contexto, são muitas vezes identificáveis na seção os tipos de terminações de refletores (*onlap*, *top lap*, *down lap*).

Todos os elementos acima permitem, em seu conjunto, a identificação de sequências estratigráficas e de eventos de tectonismo. Com isso, o método sísmico se torna um importante

elemento de análise geológica, seja como fonte de material para construção de novos modelos, seja como elemento de confrontação dos modelos prévios com dados experimentais.

Além de toda a sua relevância científica, o método sísmico possui uma grande importância econômica já que o mesmo é, atualmente, a mais importante ferramenta na identificação de potenciais jazidas de hidrocarbonetos, reduzindo bastante o risco exploratório. Neste sentido, diversos indicadores podem ser utilizados para localizar tais jazidas em potencial. Comentaremos brevemente sobre dois deles: os *bright spots* ou anomalias de amplitude e as anomalias de AVO.

Bright Spots

Uma rocha porosa que contenha algum fluido em seus poros tende a ter a velocidade de propagação reduzida em relação a uma rocha mais compactada. Como consequência a sua impedância acústica é reduzida e o coeficiente de reflexão, na transição da camada acima dela para ela, tende a ficar mais negativo. Assim, respeitadas todas as outras condições para o estabelecimento de um sistema petrolífero (geração, migração e armadilha), uma região de amplitudes mais negativas ao longo de um refletor pode indicar a presença de fluidos nos poros destas rochas.

AVO

Normalmente espera-se que a amplitude das reflexões diminua com o afastamento, basicamente devido ao efeito da divergência esférica. No entanto, para um mesmo refletor, variações laterais de impedância acústica podem provocar mudanças nas amplitudes refletidas. Em particular, se as ondas incidirem sobre uma região do refletor contendo fluidos, é esperado que as amplitudes das reflexões aumente com o afastamento, gerando o que se chama *anomalia de amplitude versus afastamento (amplitude versus offset - AVO)*.

Observe que, sendo o método sísmico um método indireto, as indicações dadas pelas técnicas acima discutidas não são infalíveis. Tampouco podem diferenciar o tipo de fluido (caso haja algum). Ou seja, as anomalias citadas podem ser geradas por acumulações de água, frequentemente de pouco interesse econômico, ao invés de hidrocarbonetos. Neste aspecto, somente a perfuração de poços pode detectar a presença inequívoca de hidrocarbonetos.

4 O ESTUDO DE CASO

Tendo, nos capítulos anteriores, analisado a geologia da bacia do Espírito Santo e o método sísmico vamos agora estudar um caso real de aplicação deste método na elaboração de um modelo geológico para sistemas deposicionais modernos nesta bacia (BRUSH *et al.*, 2004).

Os sistemas em questão são dois cânions em águas profundas. Tal estudo é relevante na medida em que a compreensão de seus mecanismos de deposição e das suas manifestações na sísmica pode auxiliar na interpretação de sistemas semelhantes atuantes em épocas remotas.

O primeiro destes cânions é o do Rio Doce. Trata-se de um cânion que se estende de norte a sul por cerca de 150 km e é alimentado por sedimentos oriundos do rio de mesmo nome, sendo rico em areias. O segundo cânion, cujo nome e localização não são explicitados no trabalho, está orientado de noroeste a sudeste e não é alimentado por um rio, sendo a sua sedimentação pobre em areias.

4.1 O cânion do rio Doce

Na Figura 34 temos uma seção sísmica transversal ao canal do cânion do rio Doce. Nesta figura, além do canal, representado pelas amplitudes mais negativas, temos também a presença de domos de sal. É nítido nesta seção que o canal do cânion corre paralelamente à crista do domo, e que a deposição de sedimentos têm estado ativa há bastante tempo (os autores afirmam ser possível identificar sedimentação desde o cretáceo).

Na Figura 35 temos um *time slice* obtido 1s abaixo do fundo do mar, onde vemos os canais que compõem o cânion (com amplitudes mais negativas) e os domos de sal. Nota-se, como afirmado acima, que os canais seguem paralelamente aos cumes de sal.

O modelo de preenchimento do cânion proposto pelos autores é o de fluxos de turbidez que transportam os sedimentos arenosos pelo cânion, preenchendo-o. Os altos topográficos de depósitos turbidíticos anteriores tendem a desviar lateralmente os fluxos subsequentes, fazendo com que o canal do cânion tenha a tendência a migrar (Figura 36). No entanto, nas regiões onde o cânion segue paralelamente aos cumes de sal, estes agem como condicionantes do fluxo sedimentar, reduzindo o efeito da migração lateral deste canal. A presença destes cumes salinos

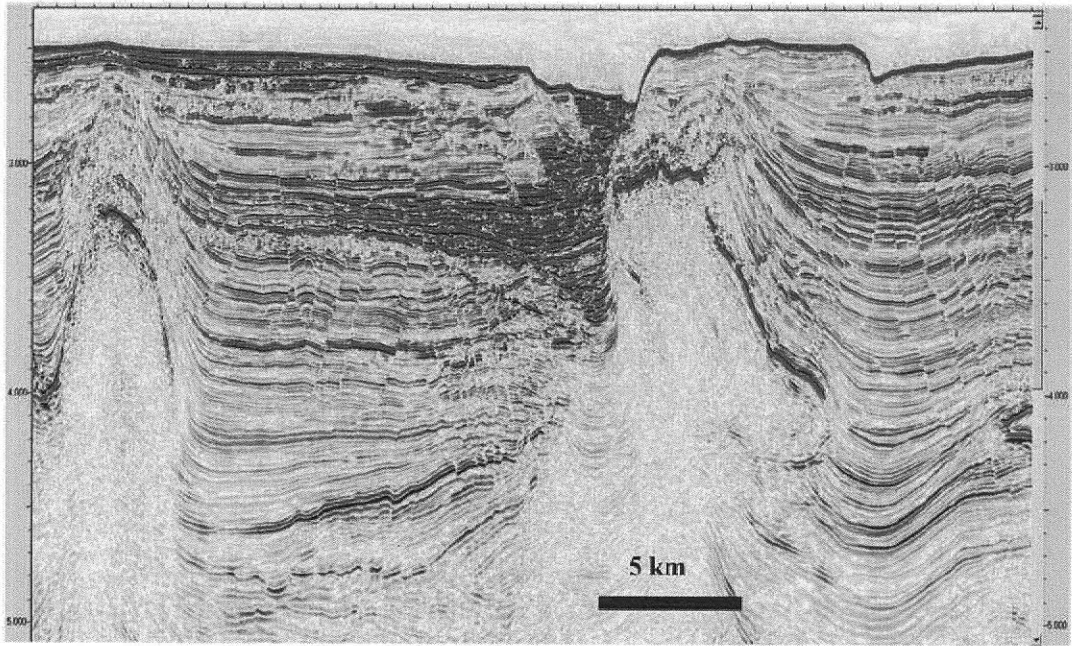


Figura 34: Linha sísmica mostrando o sistema de canais do antigo rio Doce e como o sal é o fator dominante no controle da direção do fluxo turbidítico. As amplitudes mais negativas são representadas pelas cores vermelhas. (BRUSH *et al.*, 2004)

é o fator determinante na orientação deste cânion na direção *N – S*. Os autores (BRUSH *et al.*, 2004) alegam, sem apresentar dados concretos neste sentido, que o fluxo de sedimentos pode eventualmente penetrar estas estruturas salinas, mas estas incursões são posteriormente limitadas devido ao movimento recorrente do sal.

4.2 Um segundo cânion

O segundo cânion, cujo nome e localização não são divulgados pelos autores do trabalho original (BRUSH *et al.*, 2004), não possui um rio fornecendo-lhe sedimentos. O modelo proposto por estes autores é o de escorregamento nos flancos do cânion (Figura 37). Basicamente este modelo invoca uma série de falhas paralelas às paredes do cânion, que permitem escorregamento de blocos de sedimentos em direção ao centro do canal. A colisão destes blocos produz soerguimento destes sedimentos. Estes, agora acima da linha de equilíbrio ao longo do eixo do cânion, podem ser erodidos por processos posteriores, associados a tempestades ou ventos na superfície. Este modelo explicaria o crescimento do cânion, mas o mesmo seria dominado por argilas oriundas das laterais do próprio cânion. Os autores afirmam que, à época do artigo (2004), as

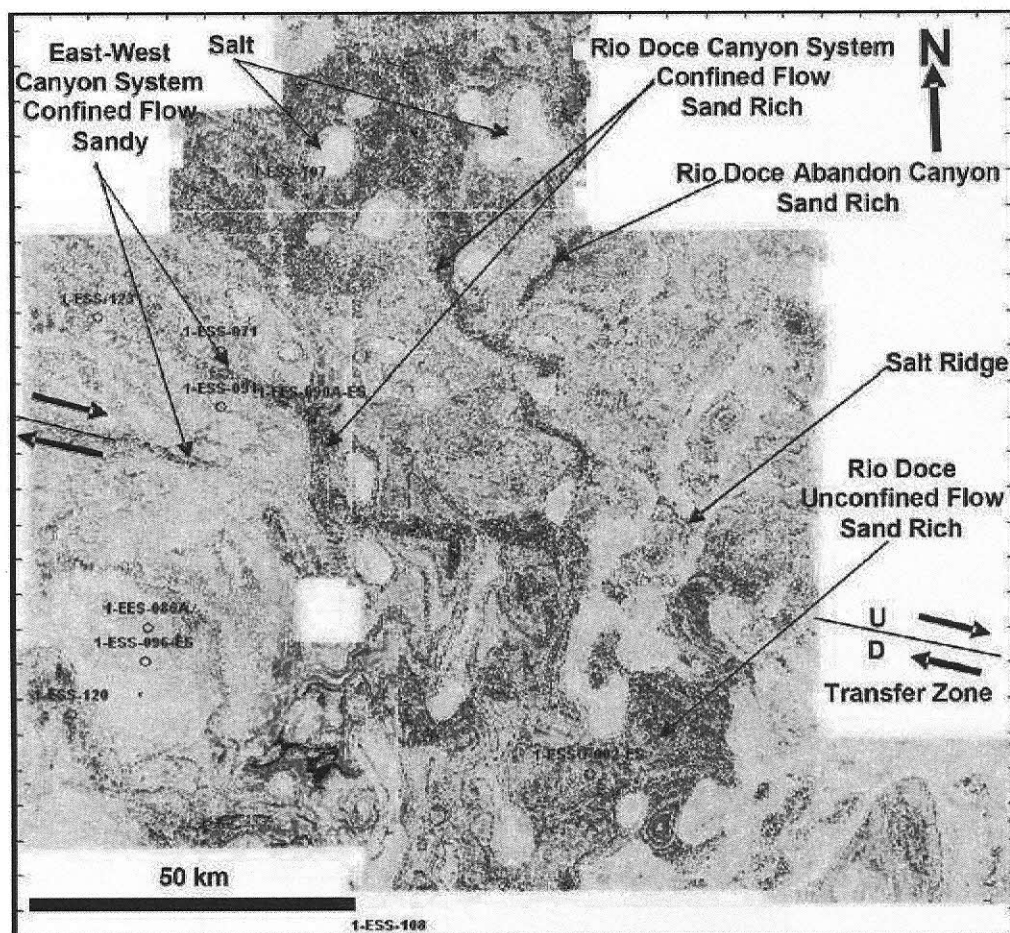


Figura 35: Time Slice 1s abaixo do fundo do mar. Os canais ricos em areia são representados pela amplitudes mais negativas. (BRUSH et al., 2004)

poucas areias existentes neste cânion eram ainda prospectos exploratórios mas os resultados não eram econômicos. Não temos informações de como a prospectividade destas áreas em particular é avaliada atualmente.

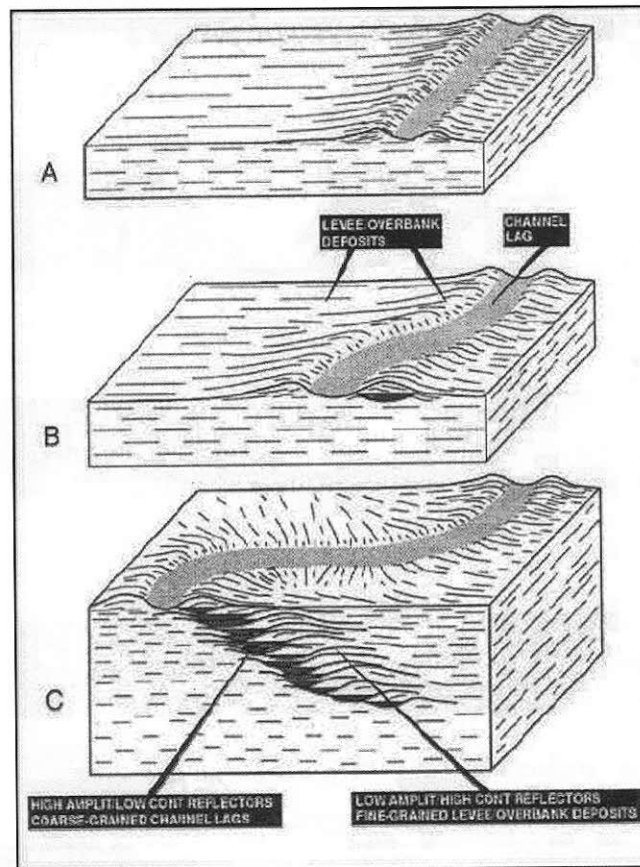


Figura 36: Modelo para migração lateral de canais. (BRUSH et al., 2004)

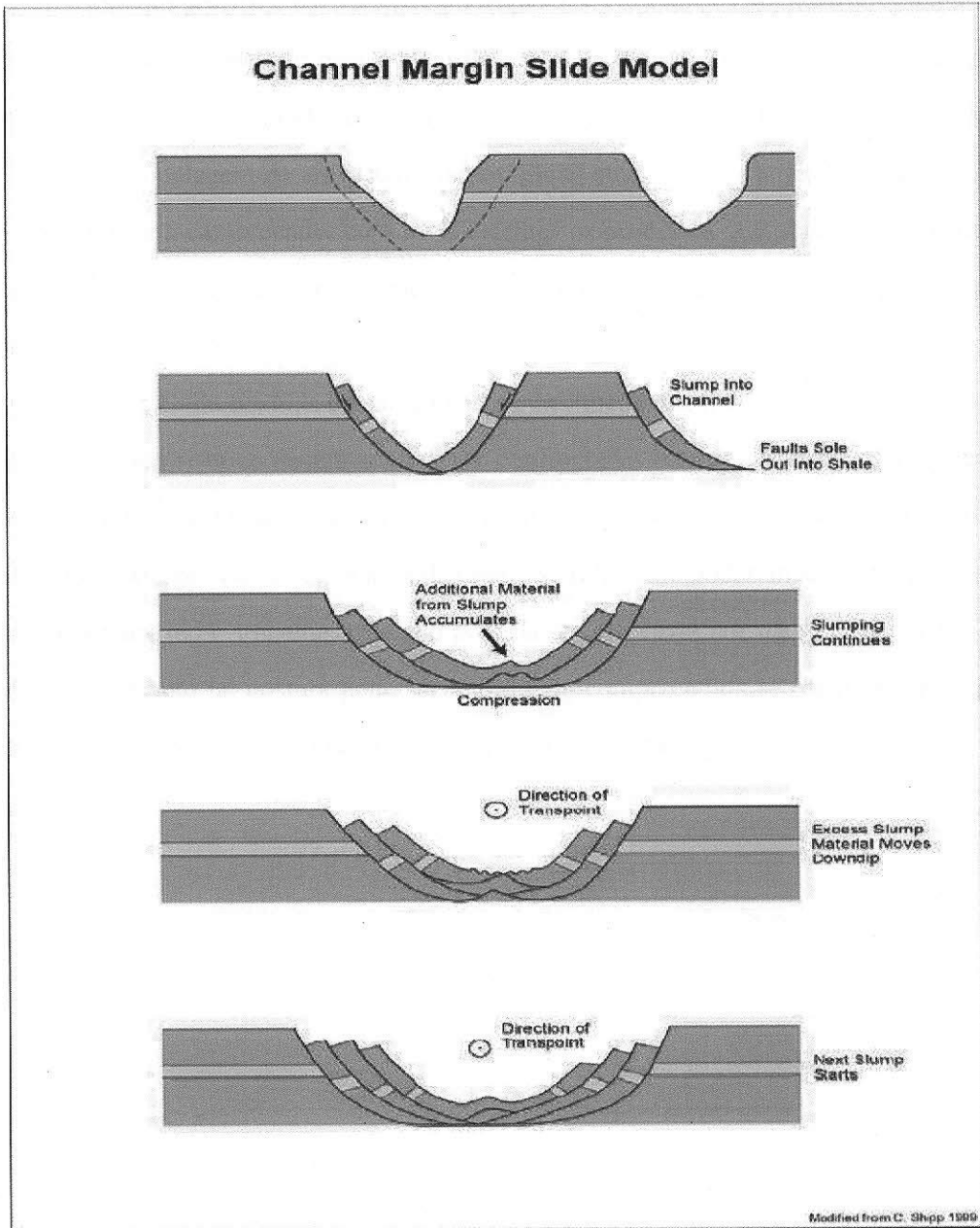


Figura 37: Modelo de deslizamento na margem do canal, mostrando o desenvolvimento do cânion sem um rio alimentando-o. (BRUSH et al., 2004)

5 CONCLUSÕES

O trabalho que serviu de base para a elaboração deste estudo de caso ilustrou como o uso do método sísmico pode contribuir para a identificação de estruturas geológicas relevantes (dentro do limite de resolução do método) e para a modelagem dos processos atuantes em suas gêneses.

Assim, a modelagem de um sistema deposicional atuante ainda hoje na bacia do Espírito Santo pode ajudar a compreender com mais detalhes os processos que ajudaram a formar esta bacia e torná-la uma das mais importantes no cenário de exploração e produção petrolífera nos dias de hoje.

Certamente, como em toda construção de conhecimento científico, as informações obtidas a partir do método sísmico devem sempre ser confrontadas com informações obtidas a partir de outros métodos (perfilagem, testemunhos, métodos potenciais, entre outros) e analisadas em termos do contexto geológico regional onde estão inseridas para poderem ser consideradas confiáveis. Neste sentido o trabalho estudado poderia ser criticável por não apresentar tais comparações. No entanto tal postura pode ser muito bem compreendida se considerarmos que na indústria do petróleo certas informações são consideradas como sigilosas.

A Elementos da Teoria Ondulatória

Vamos apresentar alguns conceitos básicos sobre a teoria ondulatória, que são relevantes para uma compreensão do método sísmico como um todo. Uma onda é caracterizada, de forma geral, como energia se propagando. Matematicamente uma onda é descrita pela chamada “equação de onda”,

$$\nabla^2 \psi(\vec{x}, t) - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \psi(\vec{x}, t) = 0, \quad (\text{A.1})$$

onde $\psi(\vec{x}, t)$ é um campo que representa a onda. Este campo pode ser escalar, vetorial ou tensorial. Este último caso não nos será relevante. A equação (A.1) pode também aparecer em problemas unidimensionais como

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \psi(x, t) - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \psi(x, t) = 0. \quad (\text{A.2})$$

Vamos, por simplicidade, analisar ondas a partir da equação (A.2). Os resultados são facilmente generalizáveis para 3 dimensões.

Soluções para a equação (A.2) são da forma

$$\psi(x, t) = \chi(x \pm vt), \quad (\text{A.3})$$

onde $\chi(u)$ é uma função arbitrária.

A expressão (A.3) representa uma função que se desloca ao longo do eixo x com o passar do tempo t , com velocidade v . Para ver isto, basta considerar que $\chi(u)$ é uma função de u dada a priori e que, como $u = x \pm vt$, a cada valor de t associa um diferente valor de x para um mesmo u . Assim, se em $t = t_0$ e $x = x_0$ tínhamos $u = x_0 \pm vt_0$, em $t = t_0 + \Delta t$ o mesmo u será obtido com $x = x_0 \mp v\Delta t$. Assim, obtemos também que os sinais \pm em (A.3) representam ondas que se propagam no sentido de x crescente ($-$) ou decrescente ($+$).

A.1 Ondas Harmônicas

Um caso extremamente importante é aquele para o qual

$$\chi(u) = Ae^{i(ku + \phi)} \Rightarrow \psi(x, t) = Ae^{i[k(x \pm vt) + \phi]}, \quad (\text{A.4})$$

onde A , k e ϕ são constantes. Naturalmente, sendo as quantidades físicas observáveis representadas por valores reais, na prática toma-se a parte real de (A.4).

A onda caracterizada por (A.4) é conhecida como *onda harmônica*. Definindo

$$\omega = kv \quad (\text{A.5})$$

vem

$$\psi(x, t) = Ae^{i(kx \pm \omega t + \phi)}.$$

As exponenciais complexas são funções periódicas. Isso significa que se nos deslocarmos no eixo x de uma distância λ a função obtida, $\psi(x + \lambda, t)$, deverá ser exatamente a mesma função original, $\psi(x, t)$. Ou seja,

$$Ae^{i(kx \pm \omega t + \phi + k\lambda)} = Ae^{i(kx \pm \omega t + \phi)}$$

essa igualdade só é satisfeita se

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}. \quad (\text{A.6})$$

Semelhantemente, um deslocamento temporal T mantém a função inalterada se

$$\omega = \frac{2\pi}{T}. \quad (\text{A.7})$$

As quantidades λ e T são conhecidas respectivamente como *comprimento de onda* e *período* da onda. As quantidades k e ω são por sua vez conhecidas como *número de onda* e *frequência angular*. Se T mede o tempo que a onda harmônica leva para se repetir, o número de repetições

por unidade de tempo, chamada frequência, f , será

$$f = \frac{1}{T}.$$

De (A.5), (A.6) e (A.7) vem

$$\lambda f = v. \quad (\text{A.8})$$

Os resultados acima podem ser generalizados para 3 dimensões. Assim, uma onda harmônica será dada por

$$\psi(\vec{x}, t) = Ae^{i[\vec{k} \cdot (\vec{x} + \vec{v}t) + \phi]}.$$

A frequência angular será

$$\omega = \vec{k} \cdot \vec{v}$$

e o comprimento de onda será

$$\lambda = \frac{2\pi}{k}.$$

O vetor \vec{k} é, neste caso, conhecido como *vetor de onda*.

Para a onda harmônica (A.4), ψ oscila alternadamente entre $+A$ e $-A$. A é conhecido como *amplitude* da onda. A quantidade ϕ é conhecida como *fase inicial*.

A.2 Linearidade, Superposição e Interferência

Um aspecto importante da equação (A.1) é o fato de a mesma ser linear. Assim, se $\psi_1(\vec{x}, t)$ e $\psi_2(\vec{x}, t)$ são soluções dessa equação, então $\psi(\vec{x}, t) = \psi_1(\vec{x}, t) + \psi_2(\vec{x}, t)$ também o será. Dizemos que ψ é a *superposição* de ψ_1 e ψ_2 , ou que ψ é gerado pela *interferência* de ψ_1 e ψ_2 .

A.2.1 Interferência construtiva e destrutiva

Suponhamos duas ondas, ψ_1 e ψ_2 , dadas por

$$\begin{aligned} \psi_1 &= A_1 e^{i(kx - \omega t)} \\ \psi_2 &= A_2 e^{i(kx - \omega t + \phi)} \end{aligned}$$

e a sua superposição, dada por

$$\psi = \psi_1 + \psi_2 = e^{i(kx - \omega t)}(A_1 + A_2 e^{i\phi}) = \bar{A} e^{i(kx - \omega t + \bar{\phi})},$$

onde \bar{A} e $\bar{\phi}$ são novas constantes.

Tomemos agora $A_1 = A_2$ e $\phi = n\pi$ (n ímpar). É fácil verificar neste caso que $\bar{A} = 0$, ou seja, a interferência anulou a onda resultante. Dizemos então que ocorreu *interferência destrutiva*. O contrário pode ocorrer, se $\phi = 2n\pi$. Neste caso, $\bar{A} = A_1 + A_2$, e ocorre o reforço da onda resultante da superposição (consideramos $A > 0$, sempre). Dizemos então que houve *interferência construtiva*.

Estes conceitos se tornam relevantes quando superpomos duas ondas, idênticas a menos de um atraso Δt entre si.

$$\begin{aligned}\psi_1 &= A e^{i(kx - \omega t)}, \\ \psi_2 &= A e^{i[kx - \omega(t - \Delta t)]} = A e^{i(kx - \omega t + \phi)}.\end{aligned}$$

Na última igualdade temos $\phi = \omega(t - \Delta t) = 2\pi\Delta t/T$.

Se o atraso for igual a um número ímpar de meio-períodos, teremos então interferência destrutiva entre estas ondas. Se o atraso for múltiplo do período a interferência será construtiva.

O conceito de superposição permite que decomponhamos uma onda descrita por uma função qualquer em uma superposição de ondas harmônicas, pelo teorema de Fourier.

A.3 Difração

Vamos agora supor que tenhamos uma fonte de ondas localizada no ponto P' (ver Figura 38), uma superfície S_1 e outra S_2 , esta última infinitamente afastada, e observamos o efeito deste arranjo em um ponto P .

O campo de ondas, $\psi(\vec{r}, t)$, uma vez decomposto em série temporal de Fourier,

$$\eta(\vec{r}, t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} d\omega \psi(\vec{r}, \omega) e^{i\omega t},$$

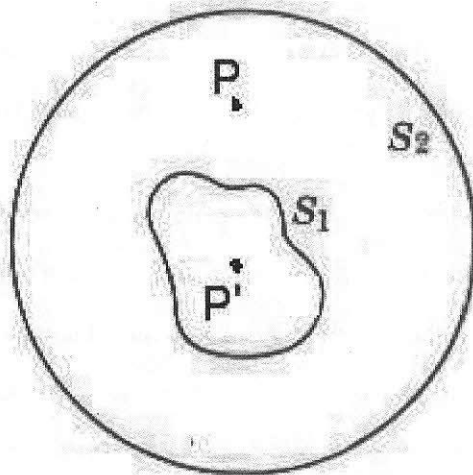


Figura 38: Arranjo idealizado para estudo de difração. Modificado de Jackson (1998)

obedece à equação de onda na forma

$$(\nabla^2 + k^2)\psi(\vec{r}) = 0.$$

O operador $\nabla^2 + k^2$ possui um propagador (função de Green) $G(\vec{r}, \vec{r}')$ tal que

$$(\nabla^2 + k^2)G(\vec{r}, \vec{r}') = \delta(\vec{r} - \vec{r}').$$

Aplicando o teorema de Green (BUTKOV, 1968),

$$\int_V (\phi \nabla^2 \psi - \psi \nabla^2 \phi) d^3x = \oint (\phi \vec{\nabla} \psi - \psi \vec{\nabla} \phi) \cdot d\vec{S},$$

e escolhendo $\phi = G$ e ψ como nosso campo de onda vem, através da equação de onda,

$$\psi(\vec{r}) = - \oint [\hat{n} \cdot \vec{\nabla}' G(\vec{r}, \vec{r}') \psi(\vec{r}') - G(\vec{r}, \vec{r}') \hat{n} \cdot \vec{\nabla}' \psi(\vec{r}')] dS'.$$

Substituindo a expressão do propagador,

$$G(\vec{r}, \vec{r}') = \frac{e^{ikR}}{4\pi R},$$

com $\vec{R} = \vec{r} - \vec{r}'$, obtemos

$$\psi(\vec{r}) \frac{1}{4\pi} \int_{S_1} \frac{e^{ikR}}{R} \hat{n} \cdot [\vec{\nabla}' \psi + ik(1 + \frac{1}{kR} \frac{\vec{R}}{R} \psi)] dS', \quad (\text{A.9})$$

onde a integral passou a ser sobre a superfície S_1 apenas, já que estamos considerando S_2 infinitamente afastada, o que torna a integral sobre ela assintoticamente nula.

A equação (A.9) é a chamada *integral de Kirchhoff* e ela nos diz como será o campo em qualquer ponto do espaço se o conhecermos em S_1 . Embora exata, a equação tem pouca aplicabilidade prática na forma apresentada posto que em geral só conhecemos o campo sobre S_1 quando o problema já está resolvido. Por esta razão se aplicam algumas aproximações ao utilizar esta equação. A *aproximação de Kirchhoff* considera que

- ψ se anula sobre S_1 , exceto nas suas aberturas.
- ψ sobre as aberturas é igual ao campo sem a presença de S_1 .

Estas considerações são, em realidade, inconsistentes tanto do ponto de vista físico como do matemático. A discussão deste ponto nos levaria longe demais do foco deste trabalho. Para nossos interesses basta sabermos que, embora inconsistentes, tais hipóteses produzem bons resultados práticos para fontes e observadores suficientemente afastados de S_1 (JACKSON, 1998, cap. 10).

Aplicando (A.9) para o caso de uma fonte pontual e S_1 sendo um plano infinito com aberturas (fendas) teremos

$$\psi(\vec{r}) = \frac{ik}{4\pi} \int_{S_f} \frac{e^{ikR}}{R} \hat{n} \cdot \left[\left(1 + \frac{1}{kR}\right) \frac{\vec{R}}{R} + \left(1 + \frac{1}{kr'}\right) \frac{\vec{r}'}{r'} \right] \frac{e^{ikr'}}{r'} dS'.$$

onde a integral é sobre as fendas

Supondo r e r' suficientemente grandes, de tal forma que kR e kr' sejam muito maiores que 1, poderemos escrever

$$\psi(\vec{r}) = \frac{ik}{4\pi} \int_{S_f} \frac{e^{ikR}}{R} \frac{e^{ikr'}}{r'} (\cos \theta' + \cos \theta) dS' \quad (\text{A.10})$$

conforme a Figura 39.

Se, por fim, supusermos que a fenda em questão se constitui em uma fenda suficientemente

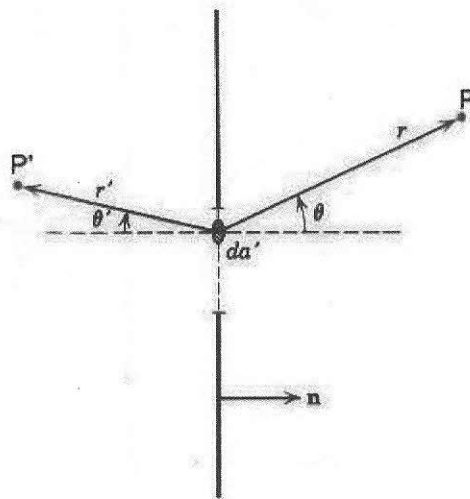


Figura 39: Fonte e detector distantes do ponto difrator. Modificado de Jackson (1998)

pequena (ponto difrator) poderemos aproximar (A.10) por

$$\psi(\vec{r}) \frac{ik}{4\pi} \left[\frac{e^{ikr'}}{r'} (\cos \theta' + \cos \theta) \right] \frac{e^{ikr}}{r} A$$

sendo A a área da fenda.

Note que o campo, além de apresentar o conhecido efeito de divergência esférica dado pelo fator e^{ikr}/r , apresenta amplitudes não nulas mesmo em pontos situados no que poderíamos chamar “atrás” de S_1 , com ângulo de observação não nulo em relação ao ponto difrator. Igualmente na “frente” de S_1 temos amplitudes que diferem da produzida pela fonte pontual S . O que estamos vendo, na realidade é o espalhamento da onda em todas as direções efetuado pelo ponto difrator. A este fenômeno dá-se o nome de *difração*. Tudo se passa como se efetivamente o ponto difrator se comportasse como uma fonte secundária que re-irradia a onda. Este é essencialmente o *Princípio de Huygens*. Se houver mais de um ponto difrator, o efeito total será dado pela superposição das ondas difratadas por cada ponto.

Consideremos então 2 pontos difratores, tais que a distância entre eles seja pequena comparada com as distâncias até a fonte e até o receptor. A geometria é conforme mostrada na Figura 40. Nestas condições os ângulos θ e θ' , bem como as distâncias r e r' podem ser aproximadas pelos seus valores referentes ao ponto médio entre os pontos difratores. Neste caso temos

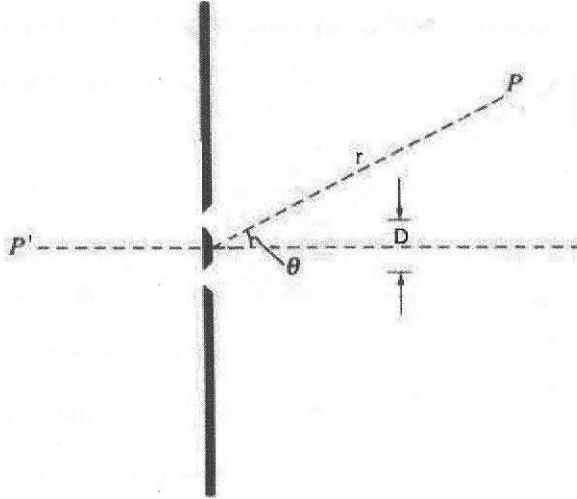


Figura 40: dois pontos difratores

$\theta' = 0$. Aproximando-se os módulos dos vetores $\vec{r} + \vec{D}/2$ e $\vec{r} - \vec{D}/2$ por

$$\begin{aligned} |\vec{r} + \frac{1}{2}\vec{D}| &\approx r + \frac{\vec{r} \cdot \vec{D}}{r} \\ |\vec{r} - \frac{1}{2}\vec{D}| &\approx r - \frac{\vec{r} \cdot \vec{D}}{r} \end{aligned}$$

e somando as contribuições dos dois pontos, obtemos

$$\psi(\vec{r}) = \frac{ik}{4\pi} \left[\frac{e^{ikr'}}{r'} (1 + \cos \theta) \right] \frac{e^{ikr}}{r} \left(e^{\frac{ik\hat{n} \cdot \vec{D}}{2}} + e^{-\frac{ik\hat{n} \cdot \vec{D}}{2}} \right) = \frac{ik}{4\pi} \left[\frac{e^{ikr'}}{r'} (1 + \cos \theta) \right] \frac{e^{ikr}}{r} \cos \left(\frac{1}{2} k D \sin \theta \right).$$

Por esta expressão fica evidente que conforme variamos o ângulo θ , a amplitude de ψ passa por máximos e mínimos. O primeiro máximo ocorre para $\theta = 0$. O segundo máximo ocorre para

$$\sin \theta = \frac{\lambda}{D}.$$

Os mínimos ocorrem para

$$\sin \theta = \frac{n \lambda}{2D} \quad (n \text{ ímpar})$$

Observe que para pontos difratores afastados entre si ($D \gg \lambda$), o primeiro mínimo fica a

$$\sin \theta = \frac{1}{2} \frac{\lambda}{D} \ll 1$$

que significa θ muito pequeno. Já se considerarmos D da mesma ordem de λ ($\lambda/D \sim 1$) teremos que o primeiro mínimo se encontrará em

$$\sin \theta \frac{\lambda}{2D} \sim \frac{1}{2},$$

ou seja, θ da ordem de 30° . Observe como a redução das dimensões da região difratadora provocou um maior espalhamento da energia difratada. Este é um resultado que, embora deduzido para uma situação particular, é um aspecto geral de todo processo de difração: quanto maiores as dimensões do centro espalhador, menos espalhada será a energia.

A.4 Limite da Ótica Geométrica

Se as dimensões dos objetos com os quais a onda interage forem suficientemente grandes (em comparação com o comprimento de onda), poderemos desconsiderar o fenômeno da difração. Sob tais circunstâncias, poderemos considerar que o fluxo de energia da onda se dá através de trajetórias retilíneas, denominadas *raios*. Essa aproximação é conhecida como *ótica geométrica*.¹

A.5 Princípio de Fermat, reflexão e refração

O fato de, na ótica geométrica, a onda se propagar através de trajetórias retilíneas, que são as de tempo mínimo entre dois pontos quaisquer, sugere a idéia de que dentre todas as trajetórias possíveis que ligam 2 pontos, a onda vai se propagar através daquela(s) que minimiza(m) o tempo de percurso. Este é o *Princípio de Fermat*.

Quando uma onda atinge a superfície que separa dois meios diferentes, as condições de contorno do campo sobre esta superfície vão em geral modificar o campo em todo o espaço. O efeito final é o de produzir, na região de onde vem a onda, uma nova onda se propagando de volta a partir da superfície. Este fenômeno é conhecido como *reflexão*.

Se considerarmos a geometria da Figura 41, teremos que o raio que parte de A e atinge B e

¹O nome ótica é utilizado por razões meramente históricas, não pressupondo que os fenômenos físicos descritos sejam os daquela natureza. Todos os resultados aqui discutidos são aplicáveis a qualquer fenômeno físico que possua natureza ondulatória.

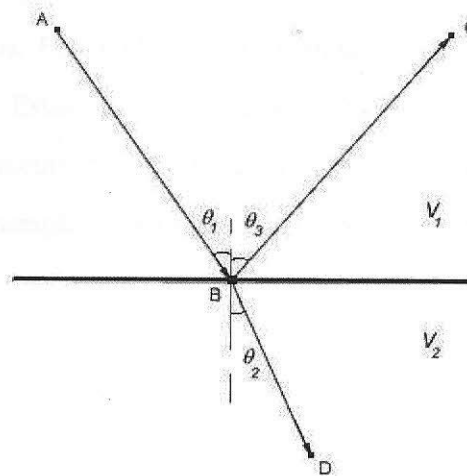


Figura 41: *Princípio de Fermat.*

depois C satisfará, pelo princípio de Fermat,

$$\sin \theta_1 = \sin \theta_3 \Rightarrow \theta_1 = \theta_3.$$

Já aquele que faz a trajetória ABD satisfará

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2}$$

conhecida como *Lei de Snell*.

Ao fenômeno de mudança na direção de propagação devida à mudança de velocidade do meio dá-se o nome de *refração*.

Se o meio seguinte à superfície de separação tiver uma velocidade de propagação maior que o primeiro, o ângulo θ_2 será maior que θ_1 , podendo eventualmente atingir 90° . A partir daí, um aumento no ângulo de incidência (θ_1) não pode mais produzir um aumento do ângulo de refração (θ_2). O que ocorre a partir daí é a chamada *reflexão total* - toda a energia incidente é refletida, com o ângulo de reflexão igual ao de incidência.

O ângulo de incidência para o qual o ângulo de refração é 90° é chamado ângulo crítico e é dado por

$$\sin \theta_c = \frac{v_1}{v_2}.$$

No caso de incidência no ângulo crítico, a onda refratada se propaga paralelamente à superfície de separação entre os meios. Essa onda propagante induz oscilações no meio 1, que saem com ângulo θ_c com a normal. Estas ondas re-irradiadas são conhecidas em sismica como *ondas refratadas*, um nome largamente utilizado, porém rigorosamente inadequado, visto que todas as ondas que atravessam a separação entre os meios sofrem o processo de refração.

B Noções de Teoria da Elasticidade

A abordagem seguida neste apêndice é baseada em (THORNE, 2007) e (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). Nosso objetivo é rever os principais conceitos aplicados na descrição de deformações sofridas por corpos sob a ação de forças.

Tomemos um corpo cujas partículas constituintes possuam coordenadas x^i . Sob a ação de uma força, estas partículas irão sofrer deslocamentos que designaremos por ξ^i . Se ξ^i for constante, o corpo se deslocará rigidamente, sem sofrer deformação. Estamos então interessados no caso em que ξ^i possui uma dependência com a posição. Assim, ao ser aplicada uma força sobre o corpo, uma partícula de coordenada x^i se deslocará para o ponto de coordenada $x^{i'}$ dada por

$$x^{i'} = x^i + \xi^i.$$

A partir do vetor ξ^i construímos o chamado tensor de deformação, ϵ_{ij} , definido como

$$\epsilon^i_j = \xi^i|_j.$$

O símbolo “|” representa a derivada covariante em relação à métrica γ_{ij} e os índices são elevados e abaixados através desta métrica e de sua inversa γ^{ij} ¹, através de

$$\epsilon^{ij} = \gamma^{kj} \epsilon^i_k,$$

Neste trabalho estamos usando a convenção de soma de Einstein, em que índices repetidos, um acima e outro abaixo, são somados. Ou seja:

$$\gamma^{kj} \epsilon^i_k = \sum_{k=1}^3 \gamma^{kj} \epsilon^i_k.$$

¹Para os leitores pouco familiarizados com cálculo tensorial: a definição dos conceitos de métrica, derivada covariante e do significado geométrico do posicionamento dos índices tensoriais nos levaria muito longe do escopo desta monografia. Para fins práticos, podemos considerar que se o sistema de coordenadas for cartesiano, e só neste caso, valem as igualdades γ_{ij} = matriz identidade, $\xi^i|_j = \frac{\partial}{\partial x^j} \xi^i$ e elevar ou abaixar os índices não altera o valor numérico da componente de um tensor, ou seja, $\epsilon^i_j = \epsilon^{ij} = \epsilon_{ij}$. A vantagem do tratamento na forma apresentada está justamente na sua independência do sistema de coordenadas utilizado. Maiores detalhes podem ser obtidos em qualquer livro de cálculo tensorial ou de geometria diferencial.

O tensor de deformação pode ser decomposto em partes irredutíveis

$$\epsilon_{ij} = \phi_{ij} + \omega_{ij} + \frac{1}{3}\theta\gamma_{ij},$$

onde as quantidades ϕ_{ij} , ω_{ij} , e θ são definidas por

$$\begin{aligned}\omega_{ij} &= \frac{1}{2}(\epsilon_{ij} - \epsilon_{ji}) \quad (\text{parte anti-simétrica}), \\ \theta &= \epsilon^i{}_i \quad (\text{traço}), \\ \phi_{ij} &= \frac{1}{2}(\epsilon_{ij} + \epsilon_{ji}) - \frac{1}{3}\theta\gamma_{ij} \quad (\text{parte simétrica, sem traço}).\end{aligned}$$

e estas quantidades obedecem às seguintes identidades

$$\begin{aligned}\omega_{ij} &= -\omega_{ji} \\ \phi_{ij} &= \phi_{ji} \\ \phi^i{}_i &= 0\end{aligned}$$

e pode-se verificar explicitamente que $\theta = \vec{\nabla} \cdot \vec{\xi}$. Pode-se ainda construir o vetor ω^i , dual a ω_{ij} , através de

$$\omega^i = -\frac{1}{2}\epsilon^{ijk}\omega_{jk}, \quad (\text{B.1})$$

sendo ϵ^{ijk} o tensor de Levi-Civita, definido como

$$\epsilon^{ijk} = \begin{cases} 1 & \text{se } \{i j k\} = \{1 2 3\} \text{ ou permutação par} \\ -1 & \text{se permutação ímpar} \\ 0 & \text{nos outros casos.} \end{cases}$$

A quantidade θ mede a variação relativa de volume a cada ponto. Para ver isto, basta lembrar que a variação de volume pode ser calculada como a integral de superfície fechada do vetor $\vec{\xi}$ sobre a superfície do corpo

$$\delta V = \oint_{\partial V} \vec{\xi} \cdot d\vec{S}.$$

O teorema de Gauss permite então que escrevamos

$$\delta V = \int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{\xi} dV = \int_V \theta dV$$

e, no limite em que o volume V tende a zero, teremos

$$\frac{\delta V}{V} = \theta.$$

Pode-se também mostrar que o tensor ϕ_{ij} representa uma deformação do corpo sem alteração do volume (cisalhamento) e o vetor ω_i representa uma rotação em torno de um eixo, paralelo a $\vec{\omega}$, de um ângulo $|\vec{\omega}|$.

O vetor de rotação, $\vec{\omega}$, pode ainda ser escrito, a partir de (B.1), como

$$\omega_i = -\frac{1}{2}\epsilon_{ijk}\left(\epsilon^{jk} - \frac{1}{3}\theta\gamma^{jj} - \phi^{jj}\right) = -\frac{1}{2}\epsilon_{ijk}\epsilon^{jk},$$

já que a contração de um tensor simétrico e outro anti-simétrico é identicamente nula. Da definição de ϵ_{ij} pode-se ainda escrever

$$\omega_i = \epsilon_{ijk}\xi^{jk},$$

que pode ser reconhecido como o rotacional de $\vec{\xi}$

$$\vec{\omega} = \vec{\nabla} \times \vec{\xi}.$$

B.1 O tensor de Tensões

Sendo dF^i a força que atua sobre uma superfície dS_j de um elemento infinitesimal de volume, podemos definir uma densidade superficial de forças sobre o corpo como

$$dF^i =: \sigma^{ij} dS_j \quad (\text{B.2})$$

O tensor σ^{ij} , conhecido como tensor de tensões, também pode ser decomposto em partes irredutíveis

$$\sigma_{ij} = -p\gamma_{ij} + \Sigma_{ij},$$

onde as quantidades p e Σ são definidas como

$$p = -\frac{1}{3}\sigma^i{}_i \quad (\text{traço}),$$

$$\Sigma_{ij} = \sigma_{ij} + p\gamma_{ij} \quad (\text{parte sem traço}).$$

E, pela própria definição, temos que

$$\Sigma^i{}_i = 0.$$

As quantidades p e Σ são conhecidas como pressão e pressão anisotrópica, respectivamente.

Fenomenologicamente, podemos considerar que a deformação é a resposta do corpo ao campo de tensões aplicado. Podemos então definir uma função resposta através de

$$C^{ijkl} = \frac{\delta\sigma^{ij}}{\delta\epsilon_{kl}}. \quad (\text{B.3})$$

Poderíamos expandir, em série de Taylor, o campo de tensões em função da deformação, em torno de $\epsilon_{ij} = 0$.

$$\sigma^{ij} = C_{(0)}^{ijkl}\epsilon_{kl} + \frac{1}{2}A^{ijklmn}\epsilon_{kl}\epsilon_{mn} + \dots,$$

onde os tensores $C_{(0)}^{ijkl}$ e A^{ijklmn} são constantes características do meio e independentes de ϵ_{ij} . Pela expressão acima, podemos ver que se as deformações forem suficientemente pequenas, os termos de ordem 2 ou mais podem ser desprezados e esta expressão se torna

$$\sigma^{ij} = C_{(0)}^{ijkl}\epsilon_{kl},$$

sendo

$$C_{(0)}^{ijkl} = \left. \frac{\delta\sigma^{ij}}{\delta\epsilon_{kl}} \right|_{\epsilon_{kl}=0}.$$

Esta equação corresponde à função resposta B.3, no limite em que $\epsilon_{kl} \rightarrow 0$. Isto significa que, para pequenas deformações, o tensor C^{ijkl} pode ser considerado independente de ϵ_{kl} .

Pode-se mostrar que o tensor C^{ijkl} possui as seguintes simetrias:

$$C^{ijkl} = C^{jikl} = C^{ijlk} = C^{klij}. \quad (\text{B.4})$$

Um tensor de ordem 4, como C^{ijkl} , possui em geral $3^4 = 81$ componentes independentes. No entanto, as simetrias (B.4) estabelecem relações entre estas componentes, de forma que o número de componentes independentes é reduzido. No caso em questão, a simetria nos índices ij e kl faz com que cada par destes tenha na realidade $3 \times 4/2 = 6$ componentes independentes. O tensor C^{ijkl} pode então ser pensado como uma matriz simétrica 6×6 onde cada posição representa um par ij e um par kl . Uma tal matriz possui $6 \times 7/2 = 21$ componentes independentes. Assim, para caracterizarmos totalmente a resposta de um material a esforços, precisamos especificar 21 parâmetros.

B.2 Meios Elásticos, Homogêneos e Isotrópicos.

Meios elásticos são aqueles em que o tensor C^{ijkl} não depende da deformação ϵ_{ij} . Neste caso obtemos, a partir de (B.3), a seguinte igualdade

$$\sigma^{ij} = C^{ijkl} \epsilon_{kl}, \quad (\text{B.5})$$

conhecida como *Lei de Hooke*. Conforme vimos na seção anterior, para deformações suficientemente pequenas, todo corpo pode ser considerado elástico.

Meios homogêneos são aqueles cujas propriedades são as mesmas para todos os pontos. Isso implica que C^{ijkl} é constante espacialmente.

Meios isotrópicos são aqueles cuja resposta não distingue entre diferentes direções. Os parâmetros que descrevem a resposta de um tal material devem portanto ser escalares.

O caso mais simples é aquele de um corpo elástico, homogêneo e isotrópico. Apesar de todas as idealizações envolvidas em tal modelagem, ela representa muito bem a maior parte dos casos de interesse, especialmente em geofísica, ao menos em primeira aproximação². A forma

²Tem crescido nos últimos anos o interesse geofísico pelo estudo de corpos que apresentam anisotropias.

mais geral de um tensor, parametrizado por escalares, e que ainda apresenta as simetrias (B.4) é

$$C_{ijkl} = \lambda \gamma_{ij} \gamma_{kl} - \mu (\gamma_{ik} \gamma_{jl} + \gamma_{il} \gamma_{jk}). \quad (\text{B.6})$$

No caso elástico homogêneo, os parâmetros λ e μ são constantes, conhecidas como constantes de Lamé. Neste caso a Lei de Hooke se torna

$$-p\gamma^{ij} + \Sigma^{ij} = [C_{ijkl} = \lambda \gamma^{ij} \gamma^{kl} - \mu (\gamma^{ik} \gamma^{jl} + \gamma^{il} \gamma^{jk})] \left(\phi_{kl} + \frac{1}{3} \theta \gamma_{kl} \right),$$

e daí obtemos

$$-p\gamma^{ij} + \Sigma^{ij} = \frac{(3\lambda + 2\mu)}{3} \theta \gamma^{ij} + 2\mu \phi^{ij}. \quad (\text{B.7})$$

Tomando o traço desta equação obtemos

$$-3p = (3\lambda + 2\mu) \theta. \quad (\text{B.8})$$

E, definindo o *módulo de compressibilidade* como

$$k = -\frac{dp}{d\theta},$$

chegamos a

$$k = \frac{1}{3} (3\lambda + 2\mu)$$

Substituindo (B.8) em (B.7) obtemos

$$2\mu \phi^{ij} = \Sigma^{ij}. \quad (\text{B.9})$$

B.3 Dinâmica

A força que atua sobre um elemento infinitesimal de volume será

$$\lim_{V \rightarrow \infty} F^i = \oint_{\partial V} \sigma^{ij} dS_j = \int_V \sigma^{ij}_{,j} dV$$

que é igual a

$$F^i = \sigma^{ij}{}_{|j} V. \quad (\text{B.10})$$

Pela Segunda Lei de Newton temos

$$F^i = \rho \ddot{\xi}^i V, \quad (\text{B.11})$$

onde ρ é a densidade do corpo e os dois pontos representam derivada segunda em relação ao tempo. De (B.11) e (B.10) vem

$$\sigma^{ij}{}_{|j} = \rho \ddot{\xi}^i.$$

Da Lei de Hooke obtemos então

$$C^{ijkl} \epsilon_{klj} = \rho \ddot{\xi}^i$$

e, por fim,

$$C^{ijkl} \xi_{klj} = \rho \ddot{\xi}^i.$$

No caso de um meio isotrópico, temos ainda, de (B.6)

$$\lambda \theta^i + \mu \xi^{lj}{}_{|j} + \mu \theta^i = \rho \ddot{\xi}^i.$$

Derivando covariantemente esta equação em relação a x^k e reconhecendo $\xi^{lj}{}_{|j}$ como o laplaciano de ξ^i , $\nabla^2 \xi^i$, vem

$$(\lambda + \mu) \theta_{|k} + \mu \nabla^2 \xi_{ik} = \rho \ddot{\xi}_{ik}.$$

O dual da parte anti-simétrica e o traço da equação acima dão, respectivamente,

$$\begin{aligned} \frac{1}{(\mu/\rho)} \ddot{\omega}_i &= \nabla^2 \omega_i \\ \frac{1}{(2\mu + \lambda/\rho)} \ddot{\theta} &= \nabla^2 \theta \end{aligned}$$

Estas são equações de onda que descrevem a propagação de uma onda compressional e

outra rotacional. Note que as velocidades de propagação são diferentes.

$$v_{comp} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$v_{rot} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

e que $v_{rot} < v_{comp}$. Por esta razão, as ondas compressionais são sempre as primeiras a serem detectadas em aquisições sísmicas, sendo então denominadas ondas primárias, ou ondas P. As ondas rotacionais, são conhecidas como ondas S (secundárias).

Como $\vec{\omega} = \vec{\nabla} \times \vec{\xi}$, temos $\vec{\nabla} \cdot \vec{\omega} = 0$. Assim, dada uma onda S harmônica (ver apêndice A),

$$\vec{\omega} = \vec{\omega}_0 e^{i(\vec{k} \cdot \vec{x} - \omega t)},$$

a identidade $\vec{\nabla} \cdot \vec{\omega}_0 = 0$ leva a

$$\vec{k} \cdot \vec{\omega}_0 = 0.$$

Isto significa que a onda S provoca rotações cujo eixo ($\vec{\omega}_0$) é ortogonal à direção de propagação (\vec{k}). Estas ondas são ditas transversais. As ondas P, por sua vez, são longitudinais.

Por fim, se voltarmos na equação (B.9), veremos que a constante μ mede a resistência à deformação sem alteração de volume. Fluidos, por definição, não possuem tal resistência, ou seja, possuem $\mu = 0$. Isso significa que a velocidade das ondas S em um fluido se anula. Dessa forma, ondas S não se propagam em fluidos.

Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. As ilhas oceânicas brasileiras e uma hipótese sobre a origem do atlântico. *An. Acad. Brás. Ci*, n. 37, p. 141–145, 1965.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MIZUSAKI, A. M. P. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 26, n. 3, p. 125–138, 1996.
- ASMUS, H.; GOMES, J.; PEREIRA, A. Integração geológica regional da bacia do espírito santo. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 25. [S.l.]: SBG, 1971. v. 3, p. 235 – 252.
- BIASSUSI, A. S. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 4, n. 1, p. 13–19, 1990.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIGs*. [S.l.]: CPRM, 2003.
- BRUSH, E.; JOSEPH, C.; FRANK, L.; PETER, G.; BRINK-LARSEN, S.; FARROW, G. The rio doce canyon system in the northern espírito santo basin, offshore brazil: A model for interpreting ancient deep water transportation fairways. 2004. Disponível em: <<http://www.searchanddiscovery.com/documents/2004/brush/images/brush.pdf>>. Acesso em: 22 de dezembro de 2006.
- BUTKOV, E. *Mathematical Physics*. [S.l.]: Ed. Addison-Wesley Publishing Company, Inc., 1968.
- CHANG, H. K.; KOWSMANN, R.; FIGUEIREDO, A.; BENDER, A. Tectonics and stratigraphy of the east brazil rift system: an overview. *Tectonophysics*, 1992.
- CORDANI, U. G.; NEVES, B. B.; FUCK, R.; PORTO, R.; THOMAZ, F.; CUNHA, F. M. B. Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *PETROBRAS/CENPES. 70P. (Ciência-Técnica-Petroleo. Seção Exploração de Petróleo)*, n. 15, 1984.
- COSMO, C. A.; JR., A. P.; RANGEL, H. D.; WOLFF, B.; FIGUEIREDO, A. M. F. de. Lagoa parda field–brazil espírito santo basin, southeastern brazil. *AAPG Special Volumes - Stratigraphic Traps II*, p. 349 – 360, 1991.
- GUERRA, M. C. D. *A Estruturação da Bacia do Espírito Santo por Halocinese e Influência do Vulcanismo de Abrolhos*. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Ouro Preto, 1989.
- JACKSON, J. D. *Classical Electrodynamics*. 3. ed. New York: Ed. John Wiley & Sons, 1998.
- JOHANN, P. R. S. Fácies sísmicas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 12, n. 2, p. 317–355, 2004.
- LIMA, V. Q.; AURICH, N. Cacao field–brazil espírito santo basin, southeastern brazil. *AAPG Special Volumes - Stratigraphic Traps III*, p. 301–312, 1992.
- MILANI, E. J.; BRANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 18, n. 3, 2000.

- MORIAHK, W. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Ed.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas e SIG*. [S.l.]: CPRM, 2003.
- PEREIRA, J. Considerações sobre a estratigrafia do cenomaniano-santoniano em algumas bacias marginais brasileiras e sua implicação na história tectônica e sedimentar da margem continental. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1992.
- SOBREIRA, J. F. F.; FRANÇA, R. L. Um modelo tectono-magmático para a região do complexo vulcânico de abrolhos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 14, n. 1, p. 143–147, 2006.
- SOUZA-LIMA, W.; JUNIOR, G. P. H. Bacias sedimentares brasileiras. *Fundação Paleontológica Phoenix*, v. 5, n. 49, 2003.
- SZATMARI, P.; PORTO, R. Classificação tectônica das bacias sedimentares terrestres do Brasil. In: FIGUEIREDO, A. M. F.; GABAGLIA, G. P. R. (Ed.). *Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras*. [S.l.]: Revista Brasileira de Geociências **16** (4), 1986. p. 357.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied Geophysics*. [S.l.]: ed. Cambridge, 1990.
- THORNE, K. Elasticity. 2007. Disponível em:
<<http://www.pma.caltech.edu/Courses/ph136/yr2006/0610.2.K.pdf>>. Acesso em: 3 de março de 2007.
- VIEIRA, R.; MENDES, M.; VIEIRA, P.; COSTA, L.; TAGLIARI, C.; BARCELAR, L.; FEIJÓ, F. Bacias do espírito santo e mucuri. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v. 8, n. 1, p. 191 – 202, 1994.
- YILMAZ, O. *Seismic Data Analysis*. [S.l.]: ed. Society of Exploration Geophysics, 2001.