

VINTO



UFRJ

Andrea Carvalho Damasceno

**MÉTODO SÍSMICO APLICADO ÀS BACIAS DE SOLIMÕES E
AMAZONAS**

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 (UFRJ)
Webe Mansur (UFRJ)
Álvaro Gomes (Petrobras)

Rio de Janeiro

Março de 2007

M
OK
D155M

DAMASCENO, A. C.

Método Sísmico aplicado às bacias de Solimões e Amazonas / Damasceno, Andrea Carvalho - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

107 p. : il.; 30cm

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

Orientadores: Leonardo Borghi, Webe Mansur e Álvaro Gomes.

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Webe Mansur. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Método sísmico aplicado às bacias de Amazonas e Solimões.

Andrea Carvalho Damasceno.

MÉTODO SÍSMICO APLICADO ÀS BACIAS DE SOLIMÕES E AMAZONAS

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 (UFRJ)
Webe Mansur (UFRJ)
Álvaro Gomes (Petrobras)

Aprovada em 27 de março de 2007.

Por:

Webe Mansur (UFRJ)

Álvaro Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Dedico este trabalho a meus familiares,
amigos e colegas de trabalho.

Agradecimentos

É impossível alcançar as metas que projetamos sem a ajuda de nossos amigos e familiares. Por isso, aproveito este espaço para agradecer a todos os que já me ajudaram a enfrentar as batalhas que já enfrentei durante a minha curta, porém intensa, vida.

Gostaria também de agradecer a atenção e os ensinamentos dos meus orientadores, tanto da UFRJ quanto da Petrobras.

Presto um agradecimento especial à Petrobras, empresa na qual trabalho, pelos benefícios financeiros e intelectuais que esta me trouxe.

O homem científico é a continuação do homem artístico". (Nietzsche)

Resumo

Damasceno, A. C. **Método Sísmico aplicado às bacias de Solimões e Amazonas.** 2007. 107p. 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.

Os métodos sísmicos estudam a Terra utilizando como ferramenta a propagação de ondas elásticas. Essas ondas, ao se propagarem em sub-superfície, perdem energia por diversos efeitos: absorção, divergência esférica e perda por transmissão. As ondas sísmicas podem, de maneira simplificada, ser classificadas como ondas superficiais e ondas de corpo. As ondas de corpo se dividem em P e S e cada uma dessas ondas podem ser caracterizadas por suas diferentes velocidades. Tais velocidades variam de acordo com a litologia e podem ser diretamente relacionadas às propriedades petrofísicas das rochas que compõem o meio. Os dados sísmicos são adquiridos de maneira que se evite ao máximo a captação de ruído, por isso, a escolha da melhor parametrização e o controle das operações de aquisição são tão importantes. Depois de adquiridos, os dados são devidamente processados e, em seguida, analisados por um intérprete que usará as imagens obtidas para a identificação de possíveis acumulações de hidrocarbonetos. O processamento é composto de diversas etapas. A etapa de migração é aquela que move os eventos mergulhantes para as suas posições reais e colapsa as difrações. Ela pode ser realizada antes ou depois do empilhamento dos traços. A migração antes do empilhamento fornece resultados mais próximos da realidade, porém é mais cara e nem sempre economicamente viável. Discutiremos aqui uma aplicação do método sísmico na tentativa de melhor imagear soleiras de basalto presentes na bacia de Solimões, região norte do Brasil.

Palavras-chave: bacias paleozóicas; sísmica; migração pré-empilhamento.

Abstract

Damasceno, A.C. **Método Sísmico aplicado às bacias de Solimões e Amazonas [Seismic method applied to the Solimões and Amazonas basins]**. 2007. 107p. 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.

The seismic methods study the Earth using as a tool the elastic wave propagation. These waves lose energy while propagating through the sub-surface by some effects: absorption, spherical divergence and transmission loss. Seismic waves can be classified as surface waves and body waves. The body waves can be classified as P and S waves, each of them can be characterized by their different propagation velocities. Such velocities vary in accordance with the litology and can be directly related with the rock media petrophysical proprieties. The Seismic data are acquired in such way that best prevents the noise capitation, therefore, the best parameterization chosen and the acquisition operations control are quite important. After being acquired, the data is conveniently processed and, after that, analyzed by an interpreter that is going to use the obtained images to hydrocarbons accumulation identification. The processing is composed by several stages. The migration stage is that one that moves the dipping events to their actual positions and collapses the diffractions. It can be applied before or after the data stacking. The pre-stack migration supplies the best results, however it is more expensive and not always affordable. This monograph intent to discuss a seismic method application as an attempt to better image the basalt sills in the Solimões Basin, in the north regions of Brazil.

Key-Words: paleosoical basins; seismic; pre-stack migration

SUMÁRIO

| | |
|---|-----------|
| 1. Introdução | 1 |
| 1.1 Bacia de Solimões | 1 |
| 1.2 Bacia do Amazonas | 4 |
| 2. Objetivos | 6 |
| 3. Método | 7 |
| 3.1 Bacia de Solimões | 7 |
| 3.2 Bacia do Amazonas | 7 |
| 3.3 métodos sísmicos | 8 |
| 4. Contexto geológico da bacia | 9 |
| 4.1 Bacia de Solimões | 9 |
| 4.1.1 Estratigrafia | 9 |
| a) litoestratigrafia | 9 |
| b) cronoestratigrafia | 9 |
| 4.1.2 Geologia histórica | 15 |
| 4.1.3 Geologia estrutural | 17 |
| 4.1.4 Geologia do petróleo | 24 |
| 4.2 Bacia do Amazonas | 29 |
| 4.2.1 Estratigrafia | 29 |
| a) litoestratigrafia | 29 |
| b) cronoestratigrafia | 30 |
| 4.2.2 Geologia histórica | 33 |
| 4.2.3 Geologia estrutural | 37 |
| 4.2.4 Geologia do petróleo | 40 |
| 4.3 Bibliografia | 45 |
| 5. Métodos sísmicos | 51 |
| 5.1 Introdução | 51 |
| 5.2 Conceitos fundamentais | 52 |
| 5.2.1 Energia das ondas | 52 |
| 5.2.3 Velocidades sísmicas | 52 |
| 5.3 Aquisição Sísmica | 56 |
| 5.4 Processamento sísmico | 61 |
| 5.4.1 Pré-processamento. | 62 |
| 5.4.2 Correção estática | 63 |
| 5.4.3 Deconvolução | 63 |
| 5.4.4 Reorganização em CMPs | 66 |
| 5.4.5 análise de velocidade (<i>Velan</i>) | 67 |
| 5.4.6 Correção de NMO e empilhamento | 69 |
| 5.4.7 Atenuação de múltiplas | 71 |
| 5.4.8 Processamento pós-empilhamento | 76 |
| 5.4.9 Migração | 77 |
| 5.5 Interpretação sísmica | 78 |
| 5.6 Bibliografia | 82 |
| 6 Estudo de caso | 83 |

| | |
|--|-----------|
| 6.1 introdução | 83 |
| 6.2 Processamento e AVO | 84 |
| 6.3 Resultados | 88 |
| 6.4 conclusões | 87 |
| Apêndice 1: Propagação de ondas sísmicas | 88 |
| Apêndice 2: Equação de onda e suas soluções | 91 |
| Apêndice 3: Particionamento de energia | 94 |

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

| | |
|---|----|
| Figura 1: Mapa de localização da bacia de Solimões | 1 |
| Figura 2: Seção estrutural da bacia de Solimões | 2 |
| Figura 3 : Classificação de bacias de Klemme | 3 |
| Figura 4 : Localização da Bacia do Amazonas | 4 |
| Figura 5 : Carta estratigráfica da bacia do Solimões | 10 |
| Figura 6 : Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico | 17 |
| Figura 7 : Mapa Estrutural da Bacia do Solimões | 19 |
| Figura 8 : Seção sísmica mostrando falhas em flor e falhas transcorrentes com plano de deslocamento vertical | 20 |
| Figura 9 : Seção sísmica mostrando uma falha reversa <i>en échelon</i> | 21 |
| Figura 10 : Seção sísmica mostrando continuidade entre bloco | 22 |
| Figura 11: Seção sísmica mostrando o embasamento e a seção basal falhados | 22 |
| Figura 12 : Seção sísmica mostrando uma falha com rejeito direcional, com plano de deslocamento vertical, na direção N 70°W | 23 |
| Figura 13 : Curvas de isoteores de COT para a Formação Jandiatuba | 24 |
| Figura 14 : Dados geoquímicos para a Formação Jandiatuba | 24 |
| Figura 15 : Tabela de eventos para o sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá | 25 |
| Figura 16 : Perfis de índice de reflectância da vitrinita (Ro) | 26 |
| Figura 17 : Perfis NW-SE mostrando soleiras e falhas para a bacia do Solimões. | 27 |
| Figura 18 : Carta estratigráfica da bacia do Amazonas | 30 |
| Figura 19 : Carta estratigráfica ilustrando a correlação entre as formações das bacias do Amazonas e Solimões | 31 |
| Figura 20 : história geológica, <i>backstripping</i> e taxa de acumulação de dois poços da bacia do Amazonas | 34 |
| Figura 21 : Mapa estrutural mostrando as falhas paleozóicas da Bacia do Amazonas e a compartimentação da bacia em quatro blocos estruturais | 36 |
| Figura 22 : Mapa gravimétrico <i>Bourguer</i> da Bacia do Amazonas | 37 |
| Figura 23: Perfil geoquímico | 39 |
| Figura 24 : Mapa de isópacas da seção basal da Formação Barreirinhas | 40 |
| Figura 25 : Cálculo do Índice de Potencial da Fonte (IPF) para algumas formações paleozóicas da bacia do Amazonas | 40 |
| Figura 26 : Mapa de ocorrências de óleo e gás na bacia do Amazonas. | 41 |
| Figura 27 : principais eventos para o sistema petrolífero Barreirinhas – Curiri. | 27 |
| Figura 28 : Dependência da intensidade de energia com a distancia | 51 |
| Figura 29 : <i>Shot</i> sem ganho mostrando queda de amplitude com <i>offset</i> associada à divergência esférica. | 52 |
| Figura 30: curvas ilustrando os diversos fenômenos que podem provocar perda de energia | 53 |
| Figura 31: velocidades sísmicas em função do tipo de rocha e da porosidade | 54 |
| Figura 32 : Razão entre as velocidades das ondas S e P como | 54 |

| | |
|---|----|
| discriminadora de litologias | |
| Figura 33 : Modelo de camadas planas (<i>Half Space</i>) | 55 |
| Figura 34 : Gráfico t_x versus x , | 55 |
| Figura 35 : Diferentes tipos de fonte sísmica | 57 |
| Figura 36 : Geofones | 58 |
| Figura 37 : Domínios de organização de dados sísmicos | 60 |
| Figura 38 : Linha sísmica e cubo sísmico | 61 |
| Figura 39 : Ilustração de aquisição marítima multi-componente | 61 |
| Figura 40 : Fluxograma de processamento sísmico padrão | 62 |
| Figura 41 : Aplicação da Correção Estática | 64 |
| Figura 42: Espectros de amplitude de um sinal sísmico antes (a esquerda) e depois (a direita) da aplicação da deconvolução. | 65 |
| Figura 43: seções sísmicas antes e depois da convolução | 66 |
| Figura 44: Agrupamento CMP, com duas reflexões, e mapa de correlação correspondente | 67 |
| Figura 45 : CMP gather e espectro de velocidades correspondente | 68 |
| Figura 46 : Mapa de velocidades. | 69 |
| Figura 47 : Aplicação de NMO a dois eventos sísmicos | 69 |
| Figura 48 : CMP gathers corrigidos, super-corrigidos e sub-corrigidos | 70 |
| Figura 49: CMP gather antes e depois do silenciamento | 71 |
| Figura 50 : seção sísmica antes e depois do DMO | 71 |
| Figura 51 : A eficácia do empilhamento na atenuação de múltiplas | 73 |
| Figura 52: A eficácia do empilhamento na atenuação de múltiplas (seção sísmica) | 73 |
| Figura 53 : Resultado do NMO usando a função velocidade intermediária | 74 |
| Figura 54 : Espectros F-K antes (a) e depois (b) da filtragem. | 75 |
| Figura 55 : Espectro do <i>Radon</i> e CMP após a filtragem | 76 |
| Figura 56 : seções sísmicas antes (a) e depois (b) da migração | 78 |
| Figura 57 ; Exemplos de trapas estrutural e estratigráfica | 79 |
| Figura 58 : Dado sísmico em visualização de amplitude convencional, fase e amplitude instantânea | 81 |
| Figura 59 : Seqüências de processamento | 84 |
| Figura 60 : Inline 590, com migração após empilhamento (esquerda) e antes do empilhamento | 85 |
| Figura 61 : Fatias de tempo (time-slices) em 1400 ms | 61 |
| Figura 62 : Seção fator de fluido para a in-line 579. | 62 |
| Figura 63 : Componentes do esforço | 88 |
| Figura 64 : Ondas geradas na interface pela incidência de uma onda P | 94 |
| Tabela1 : Alguns parâmetros de uma Aquisição Sísmica e suas respectivas descrições. | 59 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Bacia do Solimões

A bacia do Solimões está localizada na região norte do Brasil, entre os paralelos de 2º e 8º S e meridianos 62º e 72º, abrangendo uma área total de 600.000 Km² desde a fronteira peruana-colombiana até a parte oeste da cidade de Manaus (Figura 1).

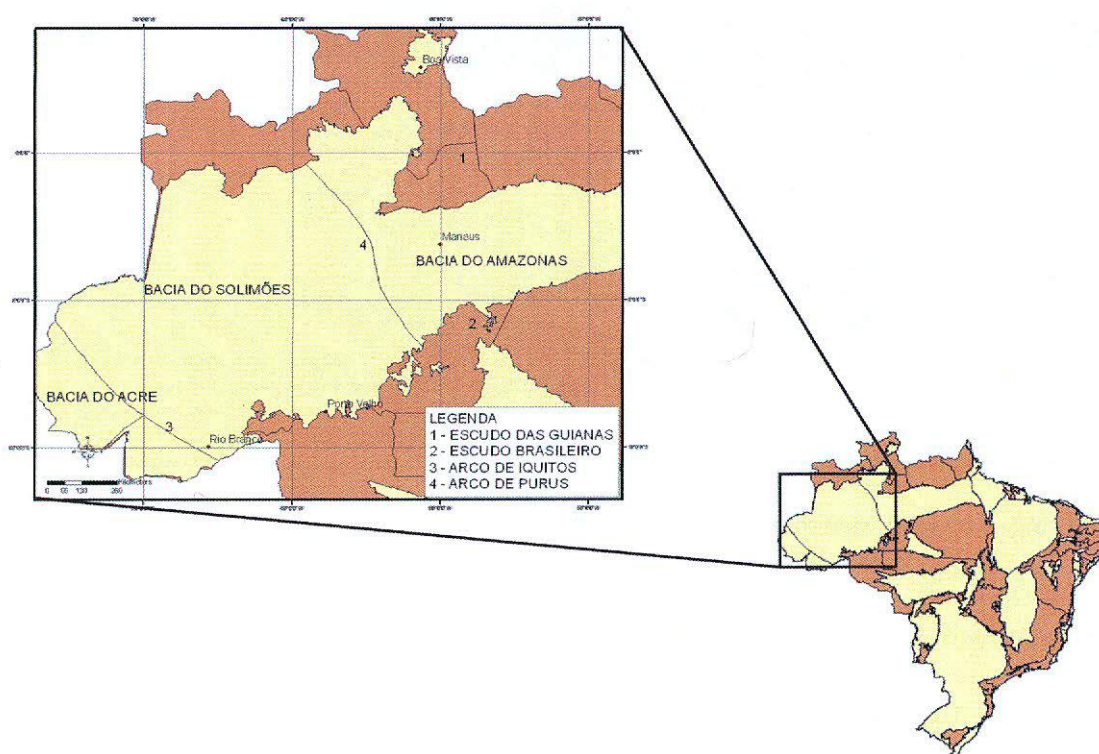


Figura 1 - Mapa de localização da Bacia do Solimões mostrando os limites, indicados por 3 e 4 (BDEP, 2006).

Os limites de caráter geológico dessa bacia são: o Arco de Iquitos a oeste, o Arco de Purus a leste, o Escudo das Guianas ao norte e o Escudo Brasileiro (Guaporé) ao sul. O Arco de Iquitos separa a bacia do Solimões das bacias pericratônicas subandinas (bacias de Pastaza e Acre) e o Arco de Purus constitui um divisor geológico entre as bacias do Solimões e do Amazonas.

A bacia do Solimões é subdividida pelo Arco de Carauari (alto interno) em duas sub-bacias (Figura 2):

I) Sub-bacia do Juruá: Apresenta eixo deposicional na direção NE-SW. A leste é limitada pelo Arco de Purus e a oeste pelo Arco de Carauari.

II) Sub-bacia do Jandiatuba: Apresenta uma orientação W-E, sendo limitada a leste pelo Arco de Carauari e a oeste pelo Arco de Iquitos.

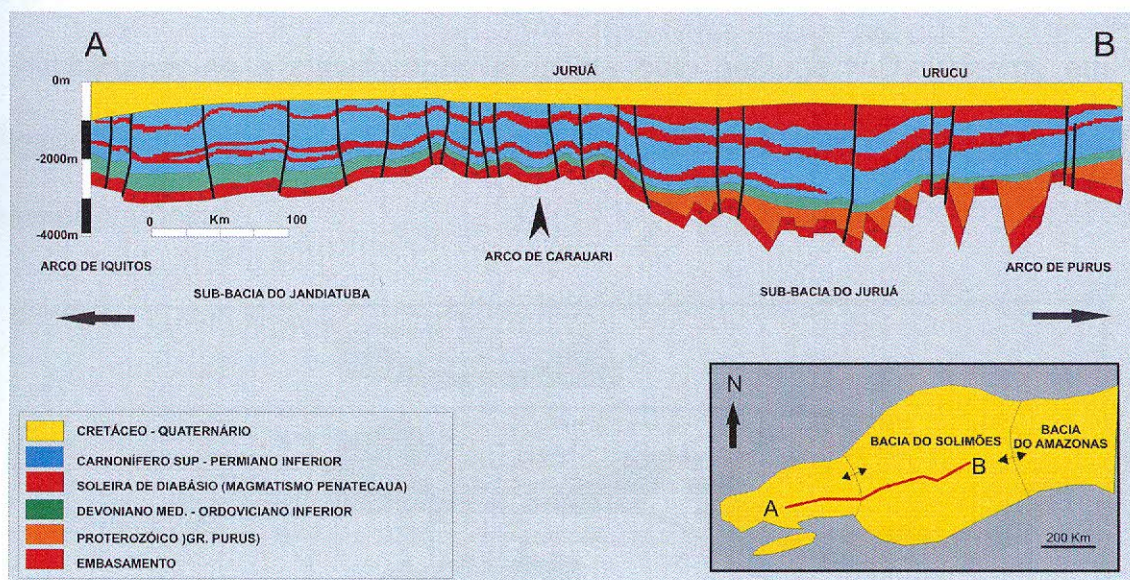


Figura 2 - Seção estrutural da Bacia do Solimões mostrando as sub-bacias de Jandiatuba e Juruá. Modificado de Wanderley Filho et al., 2005.

Grande parte do preenchimento sedimentar da bacia é representada por rochas Devonianas e Carboníferas (2500 m) que se encontram intrudidas por soleiras de diabásio Mesozóicas. Sobrepostas às rochas paleozóicas, rochas Cretáceas e Terciárias chegam a alcançar 500 m de espessura, completando a coluna estratigráfica dessa bacia.

A atividade de exploração de petróleo na bacia do Solimões se iniciou na década de 60 com a perfuração de poços do tipo estratigráfico ao longo dos principais rios da região, utilizando como base apenas dados de gravimetria e geologia de superfície. Com a perfuração desses poços estratigráficos foi possível

definir uma estratigrafia básica da bacia (Brazil, 1990). O processo exploratório foi retomado a partir de 1975 com levantamentos sísmicos terrestres, aliados nos trabalhos geológicos de reavaliação da bacia. Essa retomada foi responsável pelo delineamento da anomalia estrutural do Juruá, na qual foi perfurado um poço exploratório em 1978, revelando o primeiro campo de gás com potencialidade econômica em bacia paleozóica brasileira. Mais tarde, em 1986, foi descoberto óleo na província estrutural do Rio Urucu.

Utilizando-se a classificação proposta pelo geólogo H.D. Klemme em 1971 (Figura 3), pode-se enquadrar a bacia do Solimões como uma bacia do tipo I (interior cratônico).

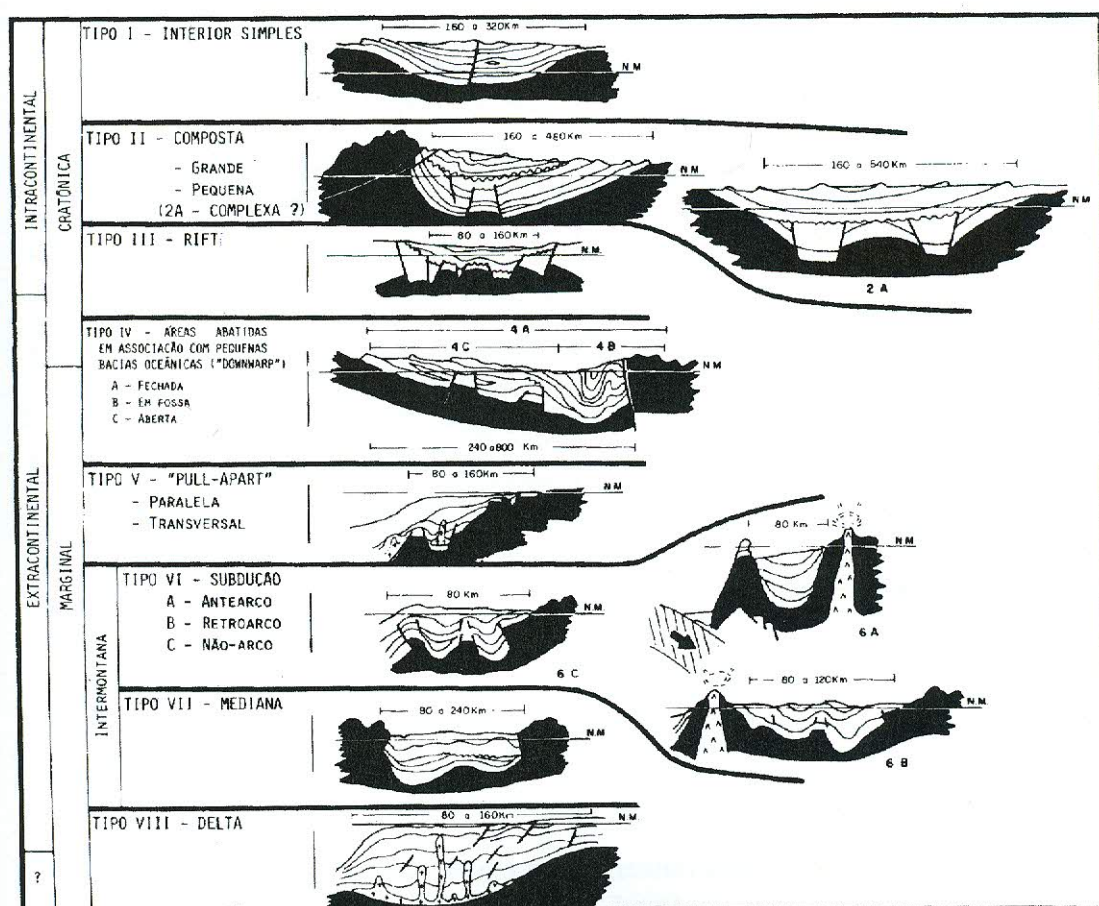


Figura 3 - Classificação de bacias de Klemme (1982).

1.2 Bacia do Amazonas

A bacia do Amazonas é uma sinéclise intracontinental de 500.000 Km², encaixada entre os escudos pré-cambrianos das Guianas, ao Norte, e Brasileiro, ao Sul. Está limitada a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da bacia de Solimões e, a leste, pelo Arco de Gurupá que a separa da bacia Mesozóica de Marajó (Figura 4). Abrange parte dos estados do Amazonas e Pará. Reúne as anteriormente chamadas bacias do Médio e Baixo Amazonas. Sua origem está ligada à dispersão de esforços no fechamento do ciclo Proterozóico Brasileiro, com a propagação de um rifte precursor, fazendo-se de leste para oeste, ao longo de antigas linhas de fraqueza do embasamento.

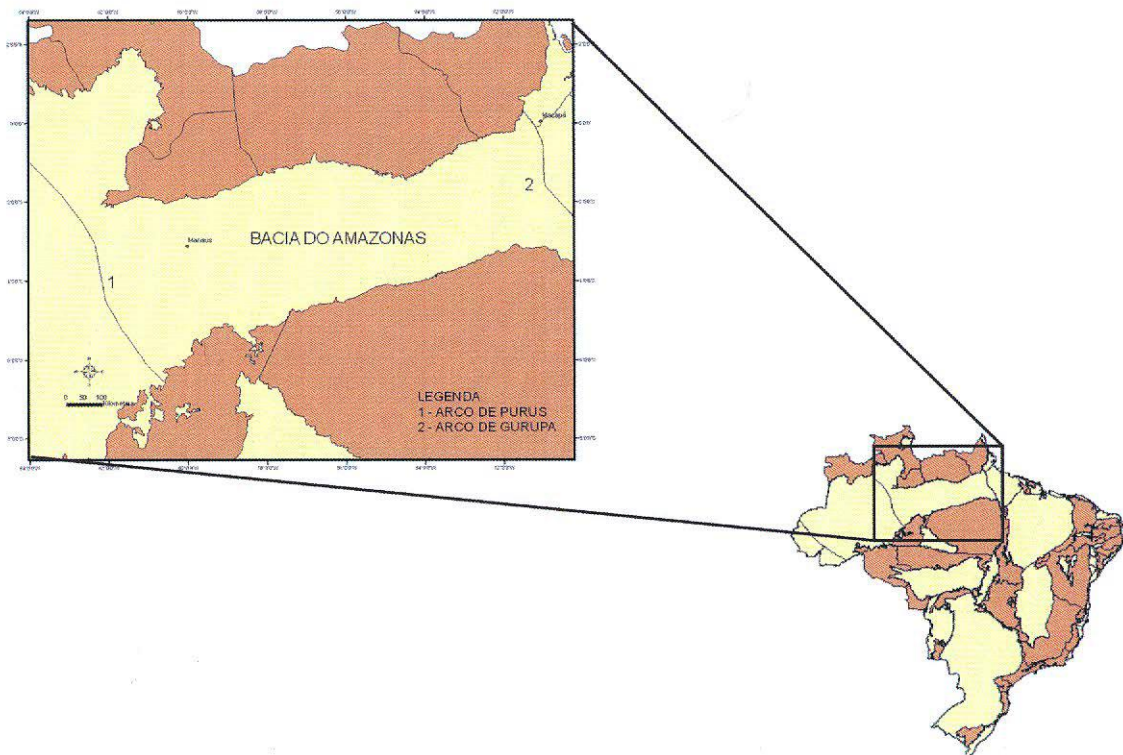


Figura 4 - Localização da Bacia do Amazonas com seus limites indicados por 1 e 2 (BDEP, 2006).

O preenchimento da bacia tem em torno de 6 Km de espessura e consiste principalmente de rochas paleozóicas (Ordoviciano - Permiano) intrudidas por diques e soleiras de diabásio do Triássico - Jurássico, que foram posteriormente soterradas por rochas do Cretáceo - Terciário.

Até 2000 já haviam sido perfurados na bacia cerca de 178 poços exploratórios e sido levantados aproximadamente 70.000 Km de sísmica 2D. Os dados disponíveis permitiram a identificação de um único sistema petrolífero para a bacia: Barreirinha-Curiri (!), porém acumulações comerciais ainda não foram descobertas. Estudos indicam que grande quantidade de hidrocarbonetos foi expelida dessa formação, porém grande quantidade se dispersou ao longo das longas distâncias de migração. Parte dos hidrocarbonetos que tenham vindo a se acumular, podem ainda ter sido remobilizados e perdidos durante a fase de reativação mesozóica.

2 OBJETIVOS

Essa monografia tem três objetivos principais: Caracterizar brevemente a geologia das bacias do Amazonas e Solimões; revisar alguns conceitos básicos sobre um dos principais métodos geofísicos com aplicações na indústria do petróleo (sísmica, magnetometria, gravimetria e métodos eletromagnéticos); como também, fazer um estudo de caso de um dos métodos aplicado ao contexto geológico da bacia considerada.

3 MÉTODO

Foram utilizadas diversas fontes para a composição do contexto geológico das bacias do Amazonas e Solimões. Pode-se dizer que cada fonte deu sua contribuição particular para um determinado aspecto de abordagem da bacia.

a. Bacia do Solimões

A estratigrafia da área foi obtida a partir de Eiras *et al.*(1994), na qual se retirou as descrições litoestratigráficas e cronoestratigráficas.

A geologia histórica foi retirada de Almeida *et al.* (2000) que trata das inundações marinhas ocorridas no Fanerozóico.

Mello *et al.* (1994) foi de suma importância para a descrição do sistema petrolífero da bacia.

No contexto estrutural, foi utilizado o trabalho de Caputo (1985) e Caputo & Silva (1990) no qual foram retiradas seções sísmicas para ilustrar o estilo estrutural.

b. Bacia do Amazonas

Cunha *et al.*(1994) foi utilizado na construção do contexto lito e crono estratigráfico, já que este contém a descrição detalhada de todas as formações que compõe o registro deposicional da bacia do Amazonas.

Para a geologia estrutural foram utilizados Caputo (1984) e Wanderley Filho & Costa (1991). O primeiro é uma tese de doutorado que trata, dentre outros temas, da tectônica da bacia. O segundo discute as principais estruturas, bem como, a importante contribuição do embasamento para sua evolução.

O capítulo que trata de inundações marítimas Fanerozóicas no Brasil de Almeida *et al.* (2000) foi fonte para descrever a geologia histórica. Junto a este, também foi fonte Gonzaga *et al.* (2000) que utiliza gráficos de taxa de acumulação e *backstripping* para descrever a história geológica da bacia.

Por último, foi utilizado Gonzaga *et al.* (2000) para revisar a geologia do petróleo da Bacia do Amazonas, através de uma descrição detalhada dos sistemas petrolíferos que atuam nessa bacia.

c. Método sísmico

Foram utilizadas diversas fontes para a descrição do método sísmico.

O Telford (1990) foi o livro utilizado para o estudo da propagação de ondas (anexo), particionamento de energia (anexo) e contribui para o item de velocidades sísmicas.

O livro Yilmaz (2001) também foi uma fonte vastamente utilizada para os itens de velocidades sísmicas e de processamento sísmico.

Além desses livros, que são referências amplamente conhecidas na área de geofísica, foi utilizado o material didático dos cursos de aquisição sísmica (Dittz, 2006) e métodos sísmicos (Gomes, 2006) parte integrante do Curso de Formação de Geofísicos da Petrobras. A utilização desse material foi devidamente autorizada.

Outras fontes (Mavko (2003), Mari (1999), Sheriff (1983) e Taner (1990)) foram consultadas para a descrição de tópicos mais específicos.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

a. Bacia de Solimões

4.1.1 Estratigrafia

a) Litoestratigrafia

A coluna estratigráfica da bacia do Solimões contém rochas de idades variando entre o proterozóico e o Terciário (Figura 5). Nas descrições das unidades litoestratigráficas enfatizaram-se as formações mais relevantes para a caracterização do sistema petrolífero da bacia utilizando como base para as descrições formuladas por Eiras *et al.* (1994).

Grupo Purus

Representa rochas Mesoproterozóica que foram depositadas em *riftes* da mesma idade. Engloba as formações Prainha, Prosperança e Acari.

Formação Benjamin Constant

Proposta por Silva (1987, 1988 – Boletim de Geociências), é constituída por arenito mal-selecionado cinza-esbranquiçado. Ocorre somente na Sub-bacia do Jandiatuba. O ambiente deposicional dessa formação é marinho raso a costeiro dominado por ondas, passando gradualmente ao domínio das marés. É atribuída uma idade meso-ordoviciana para essa formação, sendo o mais antigo registro sedimentar das bacias paleozóicas do Brasil.

Formação Jutai

Proposta por Caputo (1984) para designar rochas de idade Siluriana. É composta predominantemente por folhelho cinza-escuro e acastanhado, com

intercalações de arenito fino branco e silito cinzento. O ambiente deposicional da Formação Jutai é interpretado como marinho.

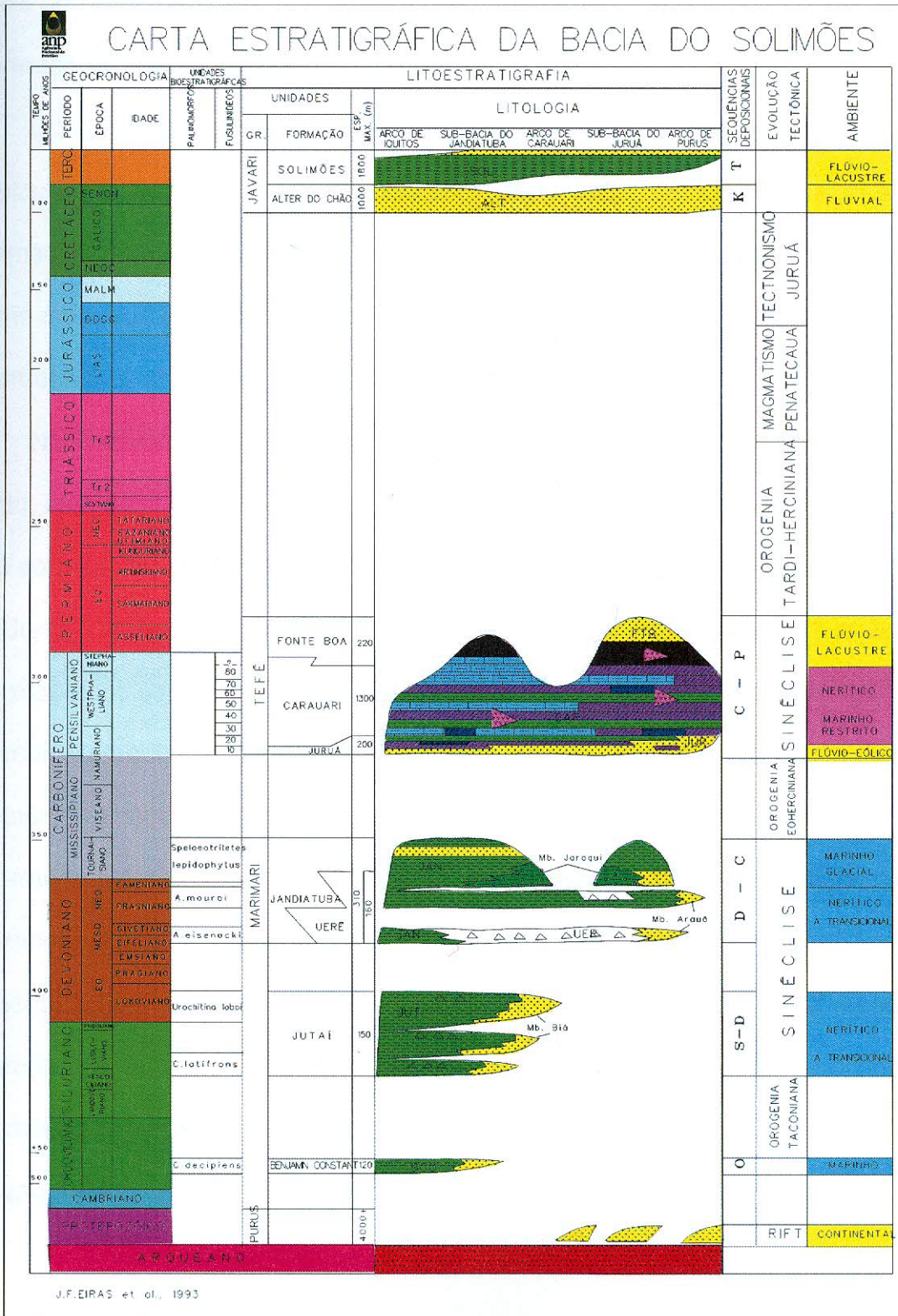


Figura 5 - Carta estratigráfica da bacia do Solimões (Eiras et al., 1993).

Grupo Marimari

Reúne as formações Uerê e Jandiatuba. Os correlatos do Grupo Marimari na Bacia do Amazonas são os grupos Urupadi e Curuá.

Formação Uerê

Compreende rochas predominantemente silicosas (silexito) e arenito com espículas de esponja, e folhelho silicoso cinza-escuro. Grada lateralmente para a Formação Jandiatuba. O ambiente deposicional dessa formação é interpretado como marinho raso e transicional.

Formação Jandiatuba

Na Sub-bacia de Jandiatuba, essa formação apresenta folhelho cinza-escuro a preto, com altos índices de carbono orgânico total, intercalados com siltito e arenito fino com espículas. A presença de arenito cresce em direção ao topo. Na Sub-bacia do Juruá, os litotipos predominantes são arenitos silicificados com intercalações de silexitos com espículas de esponjas e camadas de folhelho, siltito e diamictito. O Membro Jaraqui é constituído de diamictitos cinza-escuros a pretos, com distribuição aleatória. O contato inferior com a Formação Jutá e o embasamento é discordante, ocorrendo até o flanco oeste do Arco de Purus. Apresenta uma interdigitação com a Formação Uerê, e está recoberta discordantemente pela Formação Juruá. Está ausente sobre o Arco de Carauari. É interpretado um ambiente deposicional marinho costeiro para essa formação, sendo transgressivo até o Frasniano e regressivo para seção superior.

Grupo Tefé

Compreende as formações Juruá, Carauari e Fonte Nova.

Formação Juruá

Representa uma seção basicamente arenosa com pelitos subordinados, conforme denominado por Silva (1987, 1988). Apresenta uma granulometria areia variando entre muito fino a grosso, coloração branco e cinza e estratificações de grande e pequeno porte, associado à siltito, folhelho cinza e castanho, calcário e anidrita. Recobre discordantemente os folhelhos Jandiatuba ou os arenitos Uerê. O contato superior com a Formação Carauari é transicional. A idade eopensilvaniana é baseada em estudos com foraminíferos e palinomorfos. O ambiente deposicional é interpretado com sendo flúvio-deltáico, com retrabalhamento eólico, na parte basal, passando para um ambiente eólico costeiro, com influência marinha cada vez mais acentuada em direção ao topo, terminando com fácies de praia com retrabalhamento eólico e, possivelmente, barras longitudinais e deltas de maré. Um clima quente e árido vigente durante a deposição dessa formação é evidenciado pela presença de depósitos de *sabkhas* associados às dunas.

Formação Carauari

Representam as rochas carbonáticas-evaporíticas que estão sobrepostas aos arenitos Juruá e sotopostas aos siltitos Fonte Boa. Apresenta uma sedimentação cíclica de folhelho castanho e cinza-escuro, calcilutito cinzento recristalizado, anidrita nodular e maciça branca e halita fina a grossa. Distribui-se por toda a bacia do Solimões. Os contatos inferior e superior são transicionais. Três soleiras de diabásio estão intrudidas nessa formação. É atribuída uma idade pensilvaniana para essa formação com base em datação de fusulinídeos, conodontes e isótopos. O ambiente deposicional interpretado é marinho restrito.

Formação Fonte Boa

Caracteriza-se por siltito e folhelho vermelho e castanho, intercalados com arenito fino branco na Sub-bacia do Jandiatuba.

Formação Alter do Chão

Representa arenitos grossos, friáveis e de cores variadas.

Formação Solimões

Caracterizam-se por argilitos vermelho e cinza, com camadas e conchas e linhito. Recobrem as bacias do Solimões e do Acre.

Diabásio Penetecaua

Representam soleiras de diabásio de idade Eojurássica intercaladas evaporitos da Formação Carauari.

b) Cronoestratigrafia

As rochas da bacia do Solimões possuem idades variando desde o Ordoviciano até o Terciário (Caputo,1985). Essas seqüências são limitadas principalmente pelas orogenias paleozóicas, as quais são: Orogenia Caledoniana, Herciniana e Tardiherciana. Uma descrição mais detalhadas dessas orogenias pode ser encontrada em Porsche (1985).

Segundo Eiras *et al.* (1994), o registro estratigráfico da bacia do Solimões pode ser dividido em seis seqüências de segunda ordem, sendo quatro seqüências paleozóicas.

Seqüência Ordoviciano

Compreende os clásticos da Formação Benjamin Constant do Ordoviciano inferior (Areginiano/Lanvirniano). A discordância que limita essa seqüência

representa um hiato de tempo de cerca de 100 Ma. Eiras *et al.* (1994) relaciona essa discordância a um soerguimento devido à orogenia Taconiana.

Seqüência Siluro-Devoniana

Representa clásticos e carbonatos da Formação Jutai.

Seqüência Devoniana-Carbonífera

Equivalem aos depósitos clásticos e silicosos do Grupo Marimari. A discordância que limita essa seqüência é relacionada ao soerguimento provocada pela Orogenia Eoherciniana.

Seqüência Permo-Carbonífera

Composta pelos clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé. Seu limite é marcado por uma discordância erosiva com um hiato de 170 milhões de anos como consequência da Orogenia Tardi-herciniana e do diastrofismo Juruá.

Seqüência Cretácea

Constituída pelos clásticos de origem fluvial da Formação Alter do Chão. A Orogenia Andina influenciou na subsidência da bacia do Solimões e preservação dessa seqüência.

Seqüência Terciária

Corresponde aos pelitos e arenitos da Formação Solimões. O espaço de acomodação para a deposição dessa seqüência é influenciada pela Orogenia Andina.

4.1.2 Geologia histórica

A gênese da bacia do Solimões não é bem conhecida, sendo que sua evolução aconteceu a partir do Ordoviciano como uma sinéclise interior continental com flexura de oeste para leste, relacionado a um possível rifteamento paralelo a

borda oeste do continente Gondwana. A formação da bacia estaria relacionada à fase de subsidência termomecânica ocorrida após esse rifteamento (Campos *et al.*, 1991).

No eo-Ordoviciano, a Sub-bacia do Juruá era uma plataforma estável que estava separada por uma charneira (Arco de Carauari), a oeste, de uma área que tinha sofrido um processo de subsidência, que é a atual Sub-bacia do Jandiatuba. O primeiro evento marinho fanerozóico ficou registrado nas rochas meso-ordovicianas da Formação Benjamin Constant. O registro dessa sedimentação está registrado na Sub-bacia do Jandiatuba.

O Arco de Carauari se manifestou pela primeira vez como um divisor bacial somente no neo-Siluriano. As transgressões marinhas provenientes da região oeste ultrapassaram o Arco de Carauari, recobrando o extremo ocidental da Sub-bacia do Juruá. Essa segunda transgressão marinha possui como registro estratigráfico a Formação Jutaí.

A terceira invasão marinha ou “Grande Transgressão Devoniana”, denominada por Almeida & Carneiro (2000), ocorreu no Meso-devoniano, já com o Arco de Carauari bem desenvolvido. Durante esse período o clima era frio e há evidências de glaciação. A Formação Jandiatuba, que foi depositada nesse período, apresenta os melhores índices de carbono orgânico total da bacia, estando esse intervalo com elevados valores de COT associado com uma superfície de inundação máxima, na passagem Neofrasniano-Eofameniano. Segundo Quadros *et al.* (1992) o topo da Formação Jandiatuba encontra-se bastante erodido devido à retirada do mar provocada provavelmente pela orogênese Eo-herciniana.

A quarta e última transgressão marinha ocorreu do Neocarbonífero ao Eopermiano, apresentando como registro sedimentar o Grupo Tefé. O clima era

quente e árido favorecendo a formação das melhores rochas-reservatórios, dunas eólicas da Formação Juruá, além da formação das seqüências evaporíticas que constitui as rochas selantes da bacia.

Durante o Jurotriássico, atuaram processos erosivos causados por soerguimentos devido à orogenia tardiherciniana, não havendo registro de sedimentação durante esse período. No Jurotriássico também ocorreram intrusões de extensas soleiras de diabásio. Pelo menos três conjuntos de soleiras de diabásio se encontram intrudidos entre as seqüências evaporíticas. Essas soleiras de diabásio foram datadas (datação radiométrica Ar/Ar) de 220 Ma correspondendo ao evento magmático Penatecaua. A sedimentação foi retomada somente no Neocretáceo, período em que a bacia voltou a se comportar como uma área subsidente, com a implementação de um sistema fluvial de alta energia. Essa unidade arenosa é chamada de Formação Alter do Chão.

O início do soerguimento dos Andes foi responsável pelo deslocamento do depocentro da sedimentação terciária para a região subandina. A partir do Mioceno, a direção da rede de drenagem mudou em direção ao oceano Atlântico e a bacia do Solimões passou a ser assoreada pelo grande aporte de sedimentos provenientes da região andina.

4.1.3 Geologia Estrutural

O embasamento sobre o qual se implantou a bacia do Solimões é representado pelo Cráton Amazônico. O Cráton Amazônico (Figura 6) é composto de seis grandes províncias geocronológicas que são o resultado da acreção de faixas móveis a um núcleo mais antigo, denominado de província amazônica central. Na Sub-bacia do Jandiatuba (cinturão móvel Rondoniense) e na Sub-bacia do Juruá

(província Rio Negro-Juruena) o substrato é composto por rochas ígneas e metamórficas, porém na Sub-bacia do Juruá encontram-se rochas sedimentares (Grupo Purus).

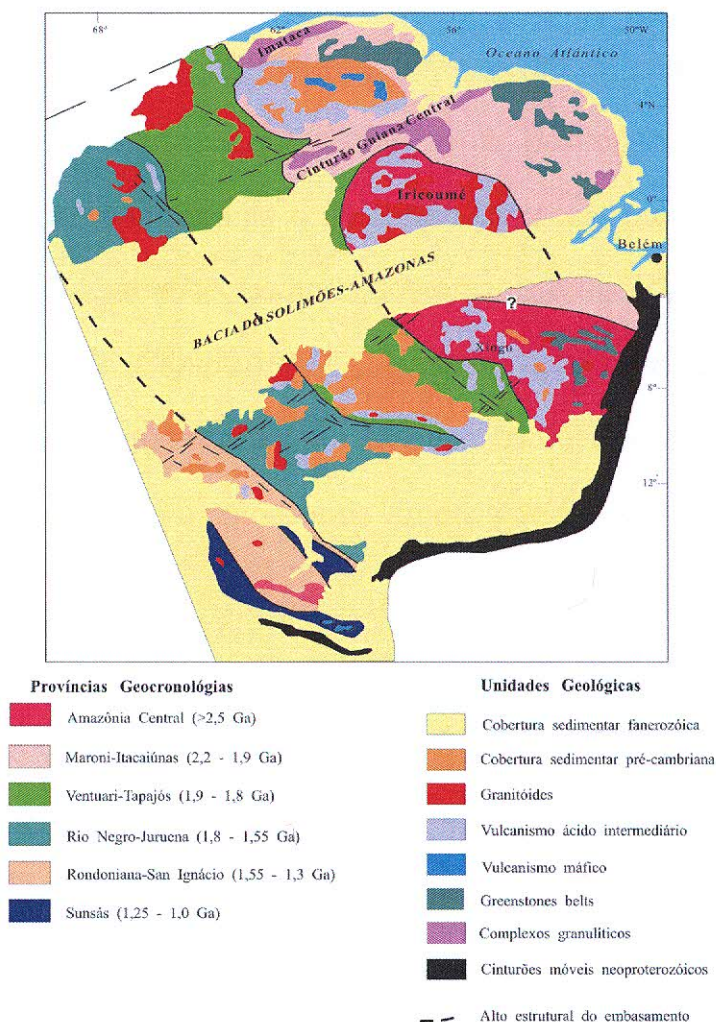


Figura 6 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com Tassinari & Macambira (2004).

As principais feições estruturais da bacia do Solimões são: Arco de Carauari, Arco de Iquitos e o Megacisalhamento do Solimões.

O Arco de Carauari, uma feição proeminente positiva do embasamento, de direção NW-SE, separa a bacia do Solimões em duas sub-bacias: Jandiatuba e Juruá. Uma outra feição estrutural que se destaca é o Arco de Iquitos. A gênese do

Arco de Iquitos está relacionada ao espessamento tectônico da borda do continente sul-americano como consequência da orogenia andina, o que ocasionou um soerguimento da litosfera na região do Arco de Iquitos (Caputo, 1985).

Apresentando uma direção geral N75°E e extensão superior a 1000 km, o Megacisalhamento do Solimões constitui uma das principais feições estruturais da bacia, sendo um clássico exemplo de um cinturão de deformação intraplaca. Sua gênese está relacionada a um cisalhamento dextrógiro, resultante de esforços compressivos, ocorrido durante o Jurássico-Cretáceo, que reativou estruturas pré-existentes do embasamento, gerando dobras anticlinais e falhas reversas de direção preferencial NE-SW (Caputo, 1985). A estruturação gerada por esses esforços é consequência da divergência entre a América do Sul e a África, o que produziu uma forte convergência entre o noroeste da América do Sul e um Arco de ilhas (Caputo & Silva, 1990).

Associados ao Megacisalhamento do Solimões ocorrem falhas transcorrentes em *trends* escalonados, *en échelon*, diagonais à zona principal, como o *trend* Juruá. São descritos três conjuntos de falhas ao longo do Megacisalhamento do Solimões (Caputo & Silva, 1990):

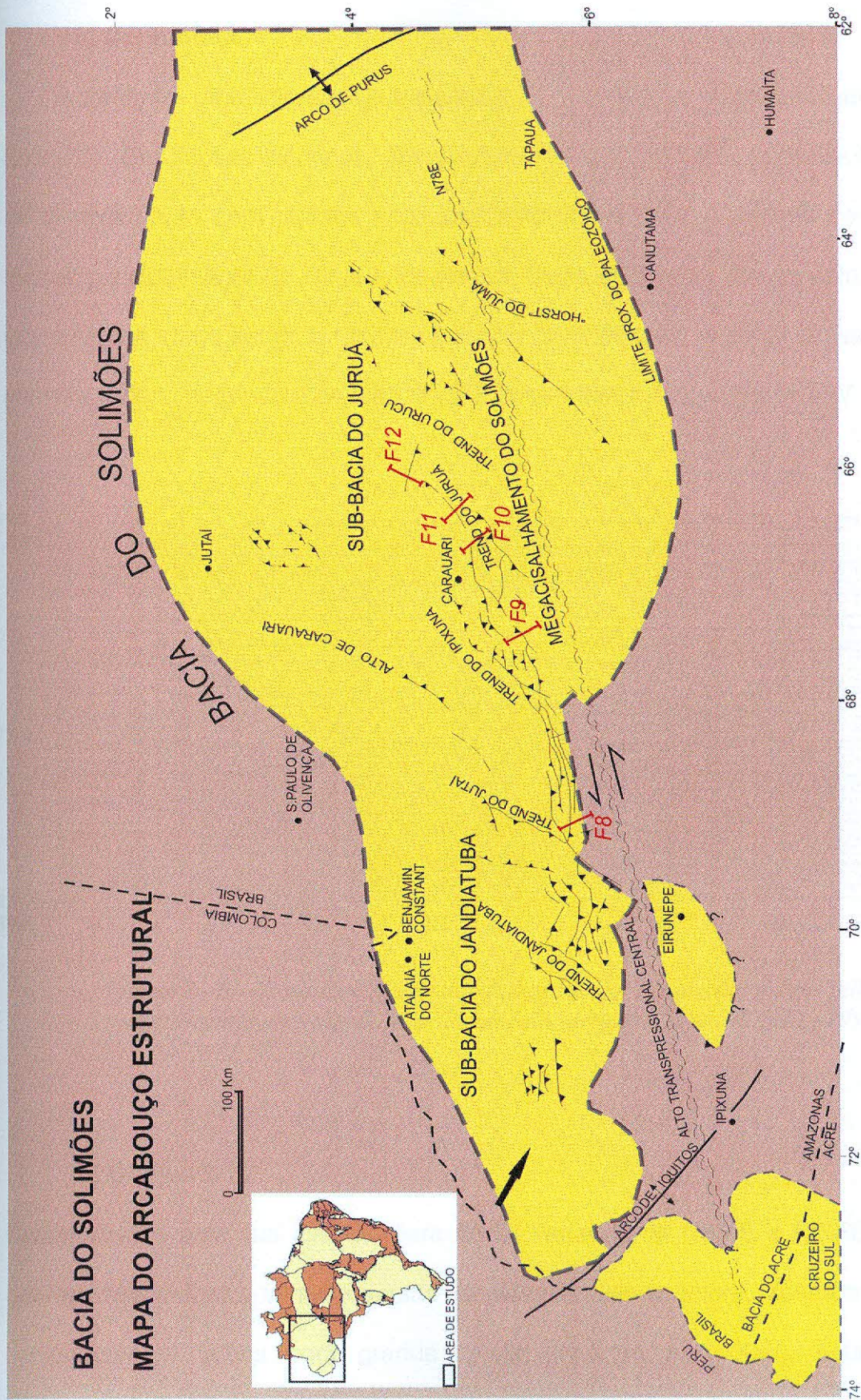


Figura 7 - Mapa Estrutural da Bacia do Solimões com as localizações das seções sísmicas. Modificado de Caputo & Silva (1990). As legendas F8, F9, F10, F11 e F12 correspondem à localização das seções sísmicas das Figuras com números correspondentes.

a) Conjunto A

Apresenta uma direção sub-paralela à direção do Megacisalhamento do Solimões. Em seções sísmicas, observam-se estruturas em flor positivas e planos de deslocamento com rejeitos aproximadamente verticais, atingindo centenas de metros principalmente no limite sudoeste da bacia (Figura 8). Essas estruturas são interpretadas como sendo o resultado de um cisalhamento regional convergente de primeira ordem, segundo a direção N 75°E, proveniente do quadrante NW.

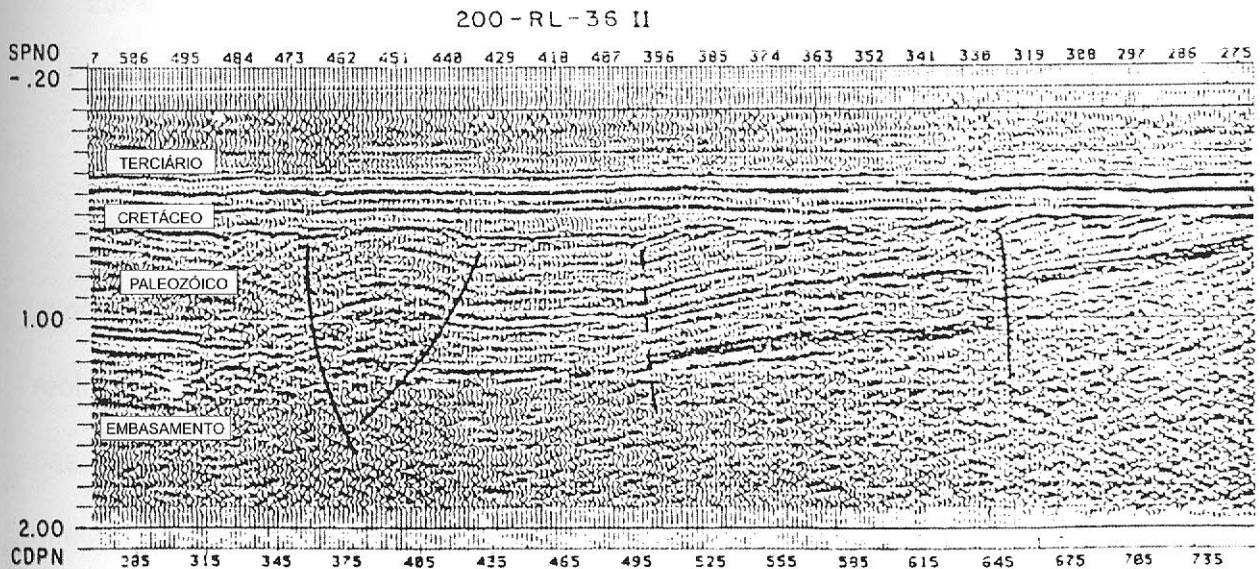


Figura 8 - Seção sísmica mostrando falhas em flor (esquerda) e duas falhas transcorrentes com plano de deslocamento vertical (Caputo & Silva, 1990).

b) Conjunto B

Caracteriza-se pela sua inflexão para norte, variando de N65°E a N25°E, gerando dobras assimétricas e falhas reversas escalonadas (*en échelon*). Mostram efeitos de compressão e falhas com grande rejeito (500 m a 1000m), estando bem caracterizadas em linhas sísmicas e em poços perfurados na área (Figuras 9, 10 e 11).

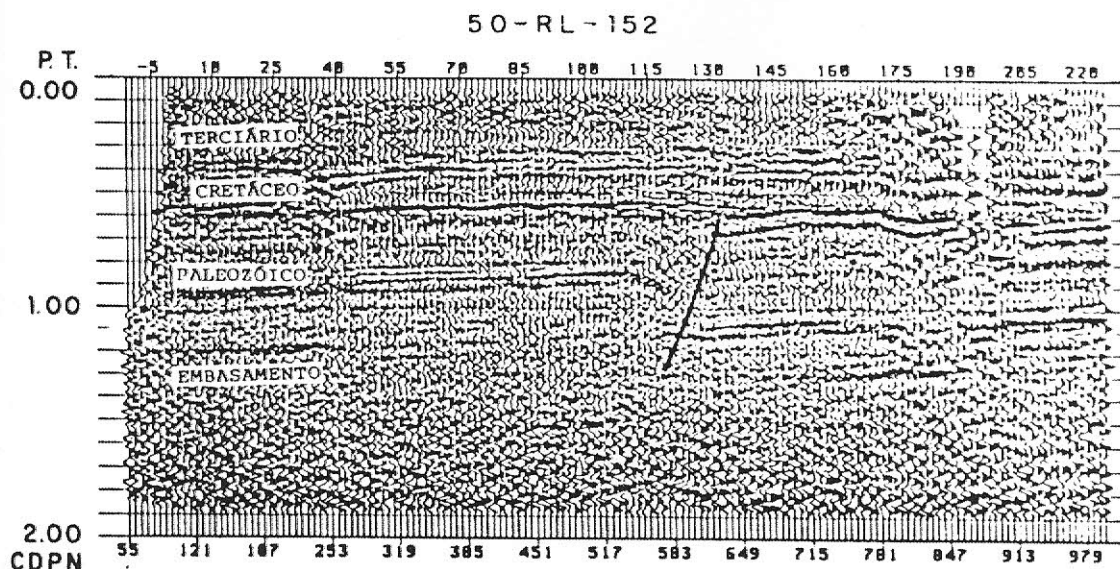


Figura 9 - Seção sísmica mostrando uma falha reversa em échelon onde toda a seção pré-cretácea foi falhada segundo uma direção N 55°E. Caputo & Silva, 1990.

Como exemplos de trends escalonados podem-se citar os trends de Jandiutuba, Jutai, Ipixuna, Juruá e Urucu (Apoluceno Neto & Tsubone, 1988). A reologia do embasamento, através de lineamentos pré-existentes, controla a direção das falhas reversas escalonadas desse conjunto, variando de 10° a 45° com a direção da transcorrência.

Por vezes, o falhamento do embasamento produz apenas uma flexura na cobertura sedimentar, sem falhamento reverso associado (Figura 10). Outrora, a cobertura sedimentar basal encontra-se falhada, com a porção superior dobrada, formando as chamadas *box folds* (Figura 11).

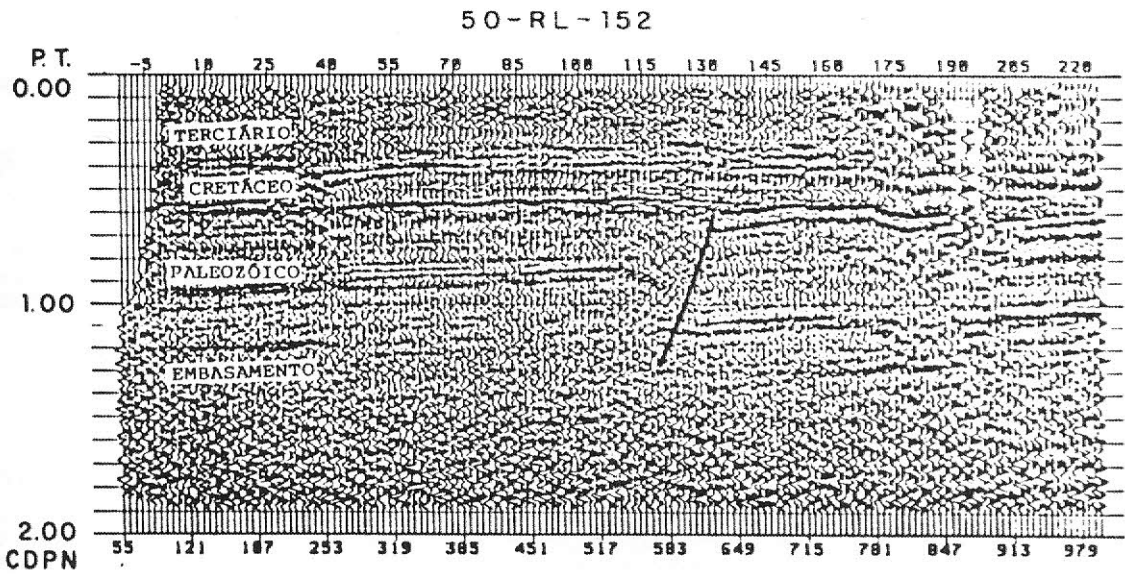


Figura 10 - Observar a continuidade entre o bloco elevado e o rebaixado sem ruptura das camadas (dobras em échelon). Caputo & Silva, 1990.

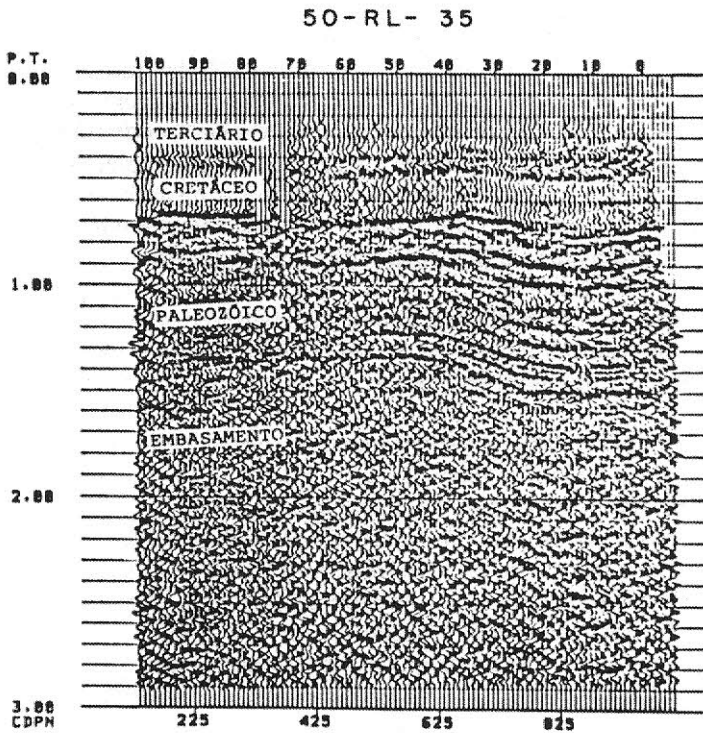


Figura 11: Seção sísmica mostrando o embasamento e a seção basal falhada, porém o topo das rochas paleozóicas encontra-se apenas dobrada sob a cobertura cretácea. Caputo & Silva, 1990.

c) Conjunto C

Esse conjunto apresenta falhas de rejeito lateral e direção N70°W como consequência de esforços compressivos de segunda ordem (Figura 12).

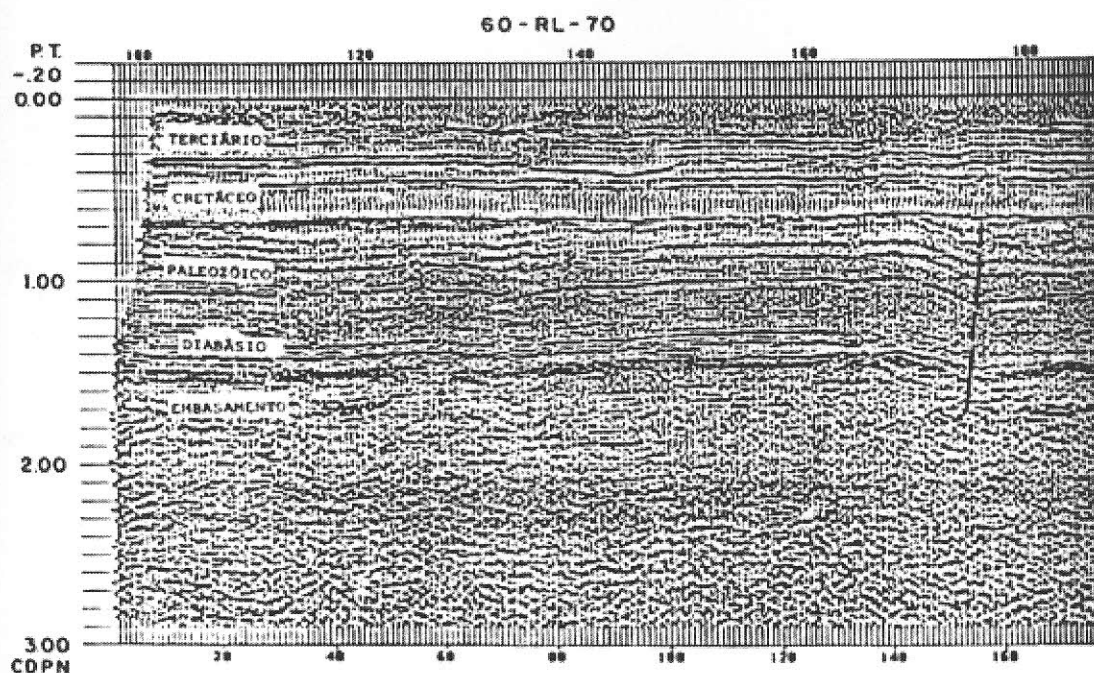


Figura 12 - Seção sísmica mostrando uma falha com rejeito direcional, com plano de deslocamento vertical, na direção N 70°W. Caputo & Silva, 1990.

4.1.4 Geologia do Petróleo – Sistema Petrolífero

O principal sistema petrolífero da bacia do Solimões é Jandiatuba-Juruá (!). É responsável pela maior parte das acumulações de hidrocarbonetos descobertas. Um outro sistema petrolífero da bacia do Solimões é Jandiatuba-Uerê (.), porém não há uma boa correlação entre o óleo encontrado nos arenitos da Formação Uerê e os folhelhos da Formação Jandiatuba. Abaixo é feita a descrição do sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá.

Os folhelhos geradores Devonianos da Formação Jandiatuba evidenciam a potencialidade desse sistema petrolífero pelos excelentes índices de Carbono Orgânico Total (COT) em torno de 6% e índice de reflectância da vitrinita (Ro) em

torno de 1,35%. A Figura 13 abaixo mostra a distribuição de isotores de COT nas Sub-bacias do Jandiátuba e Juruá.

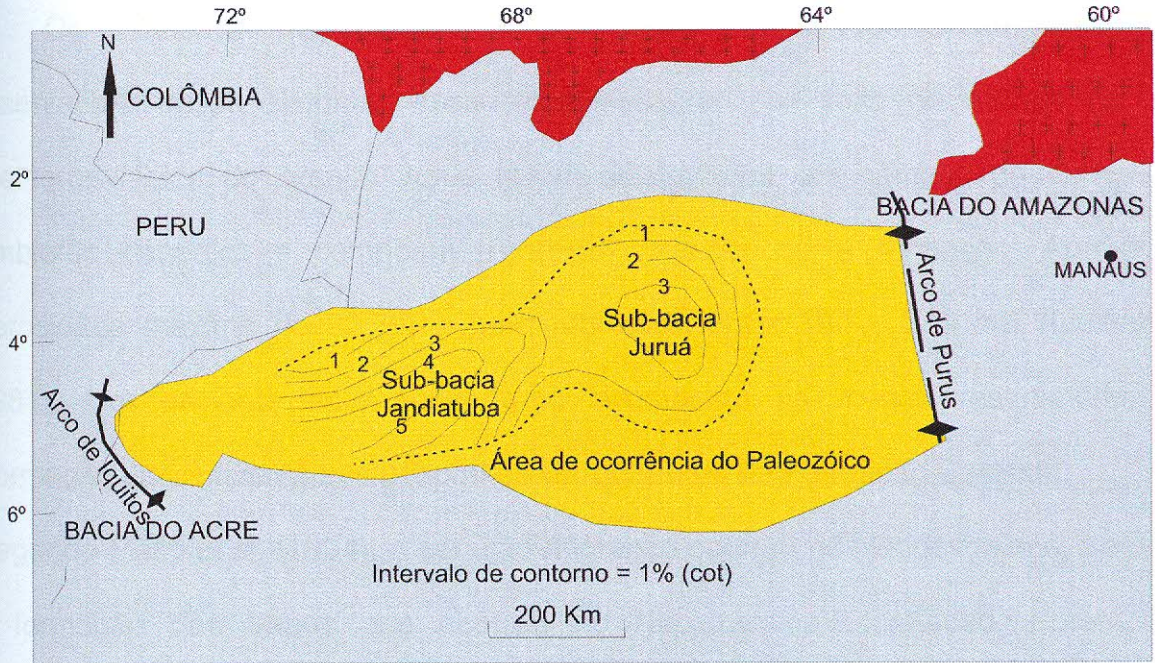


Figura 13 - Curvas de isotores de COT nas unidades geradoras da Formação Jandiátuba (DPC & Associados, 2000).

O baixo potencial gerador ($S_2 < 3.5$ mg HC/g rocha) combinado com baixos índices de hidrogênio ($IH < 50$ mg HC/g COT) indica que a Formação Jandiátuba gerou a maioria dos hidrocarbonetos (Mello *et al.*, 1994).

Cabe salientar que os altos índices de Ro se justificam pela presença de corpos intrusivos de diabásio que

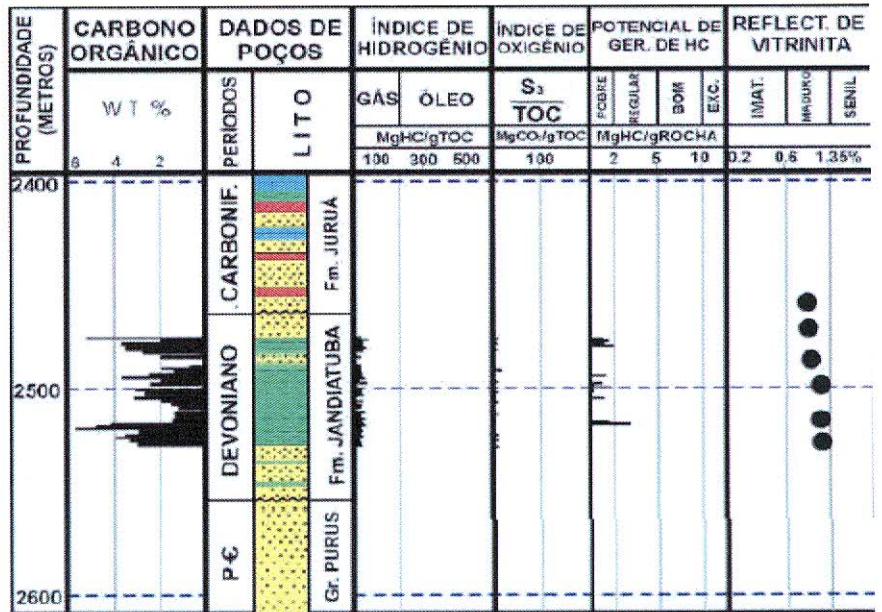


Figura 14 - Dados geoquímicos mostrando o potencial gerador da Formação Jandiátuba. (Modificado de Mello *et al.*, 1994).

aceleraram a maturidade térmica da rocha. O Quadro a seguir sintetiza os dados geoquímicos da Formação Jandiatuba (Figura 14).

Os arenitos do Mesocarbonífero da Formação Juruá representam as rochas-reservatório desse sistema. Possuem espessuras por volta de 40 metros. As melhores fácies do arenito Juruá foram depositadas em campos de dunas de ambiente desértico e compõem a porção superior desta formação. Apresenta porosidade máxima de 22,5% e permeabilidade entre 100 e 316 mD (Lanzarini, 1984). Um eficiente selo encontra-se sobreposto as rochas reservatório da Formação Juruá que são os evaporitos Carboníferos da Formação Carauari.

Segundo Mello *et al.* (1994), a geração-migração ocorreu no Neodevoniano, anterior a formação das trapas que ocorreu no Neojurássico-Eocretáceo. Porém, os hidrocarbonetos que foram gerados até o final do devoniano, foram remigrados entre o final do Jurássico e o final do Aptiano (140-110 Ma), ou seja, foram remigrados durante a formação das trapas. O momento crítico desse sistema petrolífero foi por volta de 200 Ma, quando a maioria dos hidrocarbonetos já estava acumulada (Figura 15).

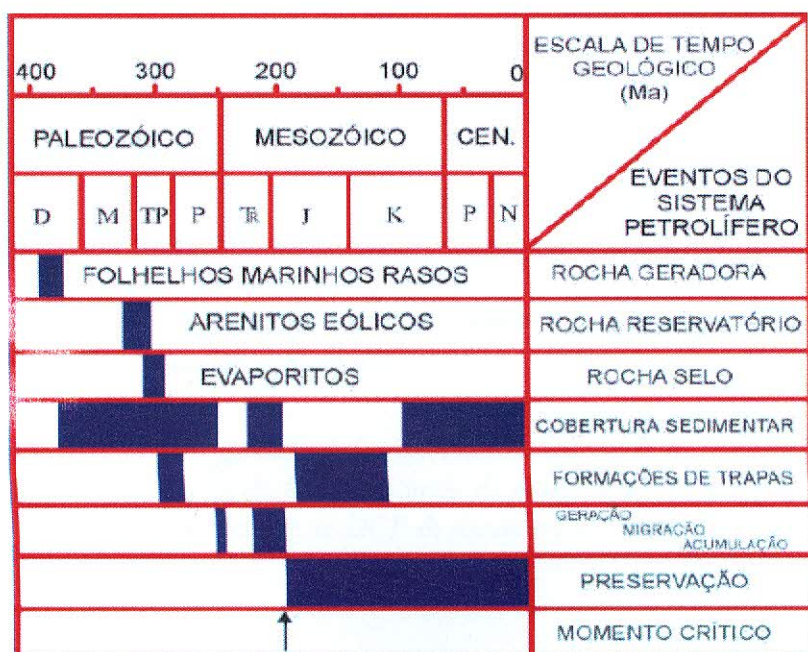


Figura 15 - Tabela de eventos para o sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá (Modificado de Melo *et al.*, 1994)

As intrusões de rochas básicas tiveram um papel fundamental na maturação dos folhelhos geradores da Formação Jandiutuba, sendo a proximidade das soleiras de diabásio o principal controlador entre a geração de gás e óleo (Brazil, 1990). Wanderley Filho *et al.* 2005 discute os efeitos positivos e negativos das intrusões de diabásio na geração de hidrocarbonetos, considerando que essas intrusões podem ter aberto estruturas e craqueado grandes quantidade de hidrocarbonetos. Na área do Juruá as soleiras ocorrem 200 metros estruturalmente acima, deixando a matéria orgânica somente na janela de geração de gás (senil). Já na área do Urucu, as soleiras encontram-se 800 metros acima da rocha geradora, o que fez com que a matéria orgânica se apresente na janela de geração de óleo (Figura 16).

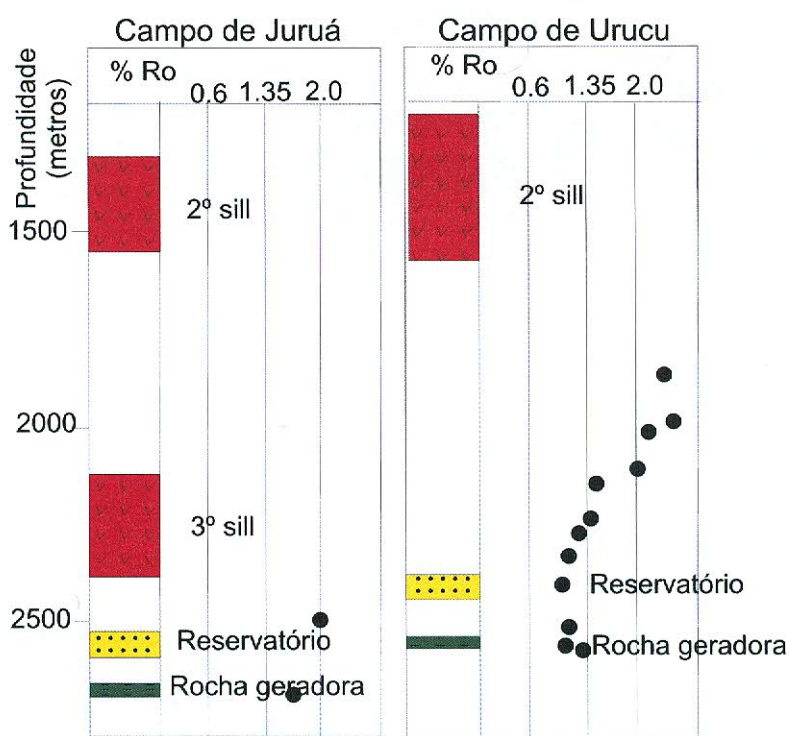


Figura 16 - Perfis de índice de reflectância da vitrinita (R_o) mostrando a influência das soleiras de diabásio no grau de maturação da matéria orgânica (Modificado de DCP & Associados, 2000).

As intrusões de basalto foram fundamentais para o sucesso desse sistema petrolífero, pois a pequena carga sedimentar da bacia provavelmente não proporcionaria condições de pressão e temperatura adequadas para a geração. Tendo em vista a enorme influência dessas rochas na geração, esse sistema petrolífero se enquadra na classificação de Magoon & Dow (1994) como atípico. A Figura 17 sintetiza o modelo de acumulação de petróleo da bacia do Solimões.

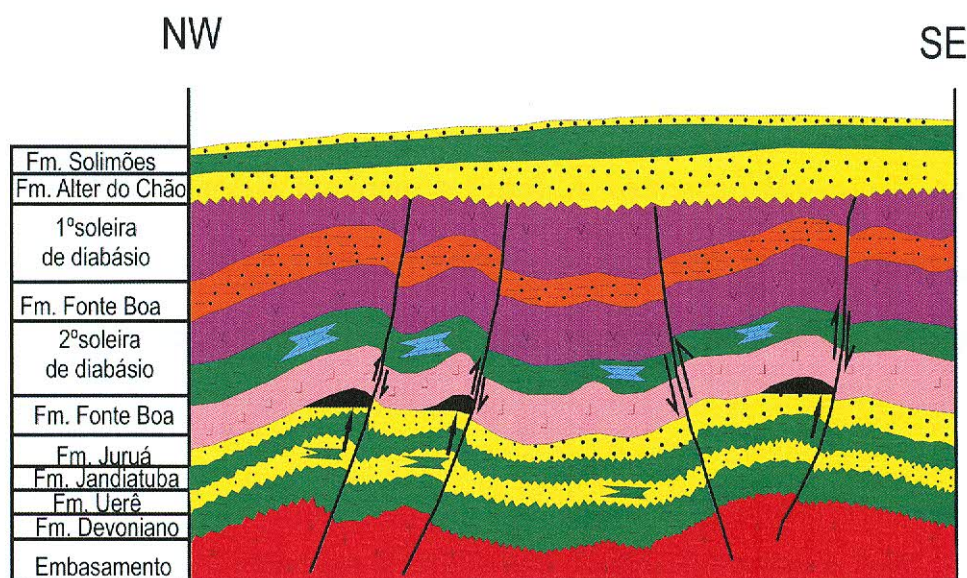


Figura 17 - Modificado de Mello et al., em AAPG Memoir 60, 1994.

b. Bacia do Amazonas

4.2.1 Estratigrafia

a) Litoestratigrafia

A descrição da litoestratigrafia abaixo enfocou as formações mais importantes no que diz respeito à caracterização do sistema petrolífero. A descrição abaixo se baseou nas descrições de Eiras *et al.* (1994). A carta estratigráfica da bacia do Amazonas apresentada na Figura 18 foi proposta por Cunha *et al.* (1994). A Figura

19 relaciona as formações da bacia do Amazonas com as formações correlatas na bacia do Solimões.

Grupo Purus

Representa a cobertura sedimentar proterozóica. É subdividida nas formações Acari e Prosperança.

Grupo Trombetas

Constituído pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru.

Grupo Urupadi

Abrange as formações Maecuru e Ererê. A Formação Maecuru é composta de arenitos e pelitos neríticos e deltaicos emsianos a eo-eifelianos. A Formação Ererê é constituída por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos neo-eifelianos a eogivetianos.

Grupo Curuá

Constituído pelas formações Barreirinhas, Curiri, Oriximiná e Faro. A Formação Barreirinha é representada por folhelho cinza-escuro e preto, depositado em transgressão global no final do Devoniano (Frasniano) segundo Grahn (1992). Representa a rocha geradora da bacia do Amazonas. A Formação Curiri é composta por diamictitos, folhelhos de ambiente glacial (Fameniano).

Grupo Tapajós

Representa as formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda. A Formação Monte Alegre corresponde a arenitos de origem eólica e fluvial (*wadis*), intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (Miura *et al.* 1983; Costa, 1984 *apud* Cunha *et al.*, 1994). A Formação Itaituba e Nova Olinda são constituídas de calcários de inframaré e evaporitos, respectivamente.

Grupo Javari

Engloba as formações Alter do Chão e Solimões. A Formação Alter do Chão representa arenitos de um sistema fluvial de alta energia. A Formação Solimões é composta por pelitos com resto de moluscos e vegetais de origem lacustre.

Intrusões Ígneas do Jurássico – Cretáceo

Representa as soleiras e diques de diabásio de idade Jurássica (200 ± 20 Ma). Esse episódio magmático é chamado de Pinatecaua. Essas rochas básicas encontram-se intercaladas entre os evaporitos da Formação Nova Olinda.

b) Cronoestratigrafia

No âmbito da estratigrafia de seqüências, o registro sedimentar da bacia do Amazonas pode ser agrupado em três seqüências paleozóicas de segunda ordem e uma seqüência Cretácea-terciária separadas por quatro largas discordâncias regionais.

Seqüência Ordoviciano-Devoniana

Essa seqüência é representada pelos clásticos do Grupo Trombetas. É limitada no topo por uma discordância relacionada à orogenia Caledoniana.

Seqüência Devoniana-Carbonífera

Representada pelos clásticos marinhos do Grupo Trombetas. É limitada no topo por uma discordância relacionada à Orogenia Eo-herciana.

Seqüência Do Permo-Carbonífera

É truncada no topo pela discordância do Cretáceo. É composta por rochas sedimentares clásticas e químicas do Grupo Tapajós, cujas marcas climáticas se estendem de frio a quente e seco. É subdividida (da base para o topo) nas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

Seqüência Cretácea – Terciária

Representada pelo clásticos do Grupo Javari. Essa formação é composta de arenitos fluviais anastomosados e argilitos com idades que vão do fim do Cetáceo ao Paleogeno.

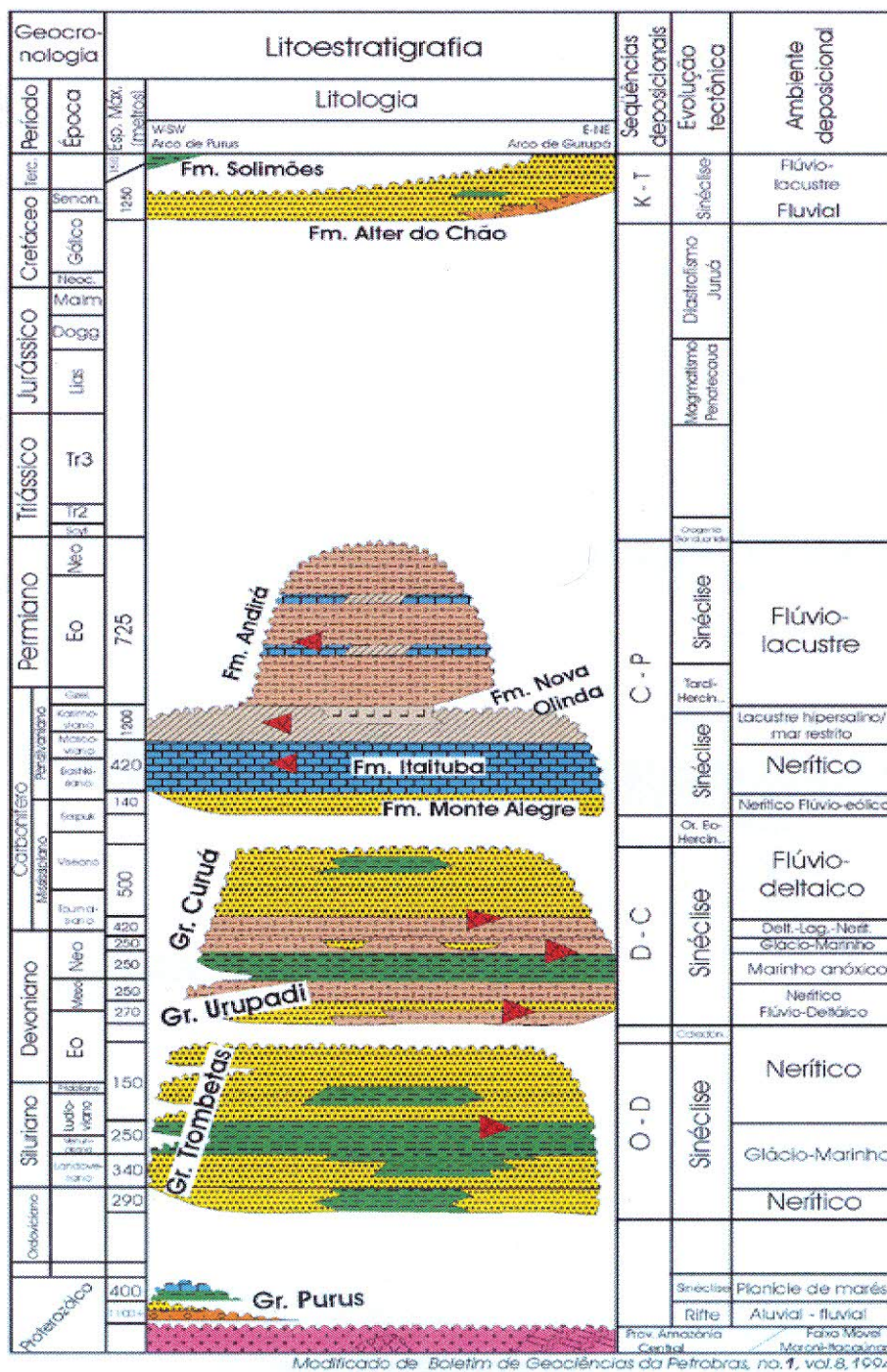


Figura 18 Carta estratigráfica da bacia do Amazonas (Cunha et al., 1994).

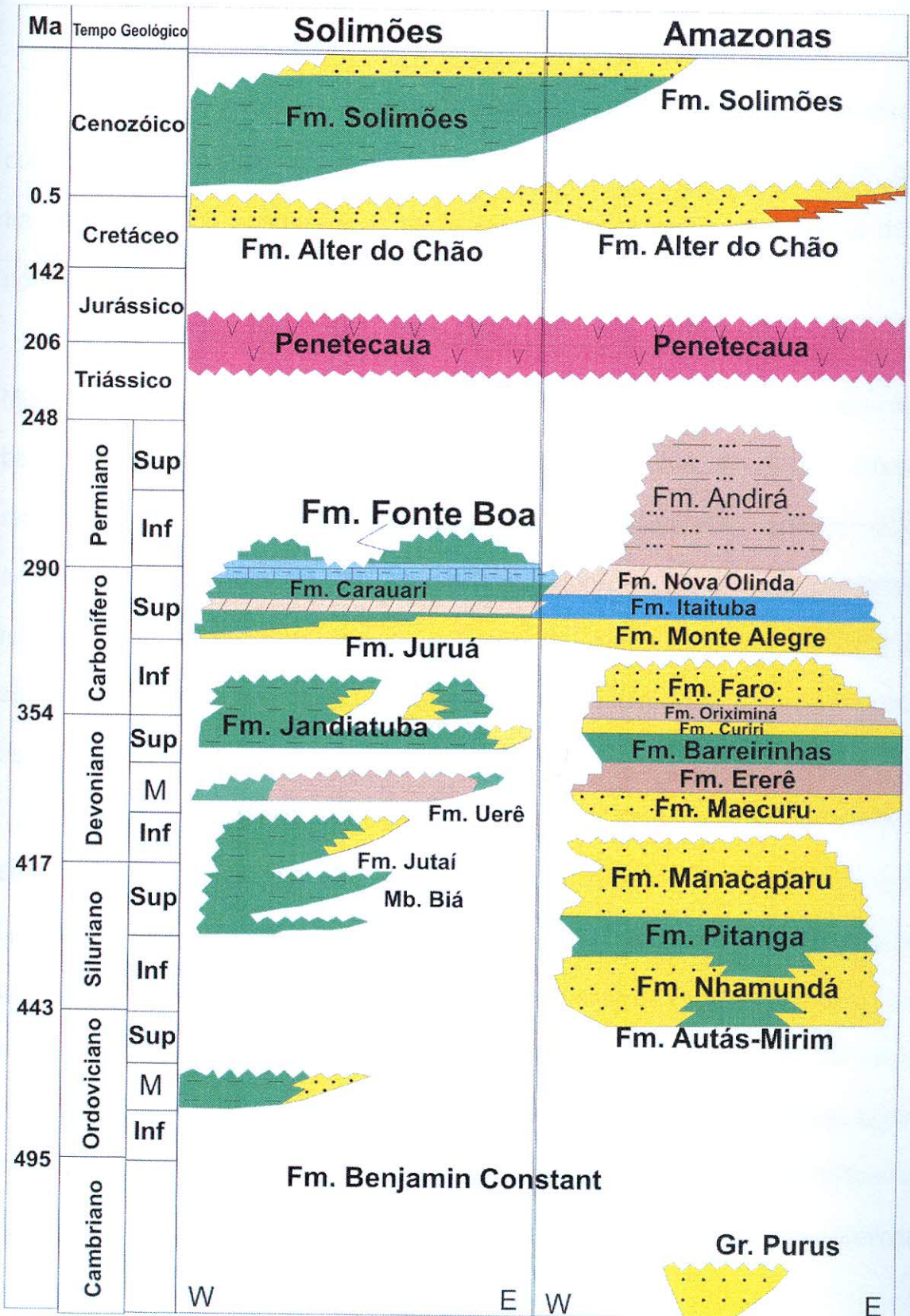


Figura 19 - Carta estratigráfica ilustrando a correlação entre as formações das bacias do Amazonas e Solimões. Modificado de Milani & Zalán (1999).

4.3.2 Geologia Histórica

A bacia do Amazonas também registra quatro grandes inundações marinhas durante o Fanerozóico, assim como a bacia do Solimões. Cabe ressaltar que as transgressões que ocorreram na bacia do Amazonas vieram das bacias do atual norte da África que foram inundadas pelo oceano Tethys.

Na transgressão Neordoviciana-Siluriana, o mar teria penetrado pela região do Marajó (Petri & Fúlfaro, 1983 *apud* Almeida & Carneiro, 2000) proveniente das bacias da África, estendendo-se até o Arco de Purus. O Grupo Trombetas representa o melhor registro sedimentar dessa transgressão, apresentando um ambiente nerítico alternado com flúvio-deltáico, litorâneo, glacial e glácio-marinho. O recuo do mar se processou devido a Orogenia Caledoniana ocorrida na margem ativa do Gondwana, expondo à erosão parte dos sedimentos depositados durante essa fase.

Após a discordância relacionada à Orogenia Caledoniana, processou-se a segunda transgressão marinha ou “Grande Transgressão Devoniana” (Almeida & Carneiro, 2000). Acredita-se que o mar penetrou na bacia do Amazonas pela região da Ilha do Marajó, estendendo-se até a região do Arco de Purus. Os grupos Urupadi e Curuá foram depositados durante essa fase. A deposição dessas unidades litoestratigráficas reflete ambientes nerítico, glácio-marinho, flúvio-deltáico, lagunar e de mar restrito. Essa transgressão se encerrou no começo do Carbonífero como reflexo da Orogênese Eo-herciniana na margem ativa do Gondwana, provocando um extenso processo erosivo.

A última transgressão Paleozóica foi denominada por Almeida & carneiro (2000) “Transgressão Permo-carbonífera”. Esse ciclo deposicional transgressivo-regressivo está associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente

e árido (Cunha et al. 1994). O mar proveniente da borda ativa do continente Gondwana penetrou na bacia do Amazonas e foi precedido pela deposição de sedimentos eólicos e lacustres no final do Eocarbonífero, sendo representado pelo Grupo Tapajós. Durante a fase regressiva depositaram-se espessos pacotes de evaporitos (Formação Nova Olinda) que representam as rochas selantes da bacia. O mar retirou-se definitivamente da bacia provavelmente como reflexo da Orogenia tardi-herciniana.

A orogenia denominada por Zalán (1991) de Gonduanide foi relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana, entre o Neopermiano-Eotriássico. Essa orogenia afetou a porção norte da América do Sul provocando um soerguimento nas bacias da América do Sul. Esse soerguimento originou uma discordância regional que se estende até a bacia do Paraná.

A bacia do Amazonas sofreu posteriormente outro processo distensional que foi relacionada à abertura do Atlântico Norte. Essa distensão foi acompanhada de magmatismo básico, com orientação dos diques na direção norte-sul. Essa manifestação magmática foi agrupada em um único evento magmático com idade entre 170 e 220 M.a. (Mizusaki *et al.* 1992 *apud* Cunha *et al.* 1994).

Outro importante evento ocorrido na bacia foi o Diastrofismo Juruá. Esse evento foi resultado da interação entre a abertura do Atlântico Equatorial (esforços compressoriais ENE-WSW) e zona de subducção andina, provocando a reativação de fraturas preexistentes.

O último ciclo deposicional (cretáceo-terciário) registrado na bacia do Amazonas está representado pelo Grupo Javari. Esse grupo assenta-se sobre a discordância do topo do Paleozóico. A criação de espaço acomodação desses sedimentos está relacionada a um relaxamento de esforços compressoriais.

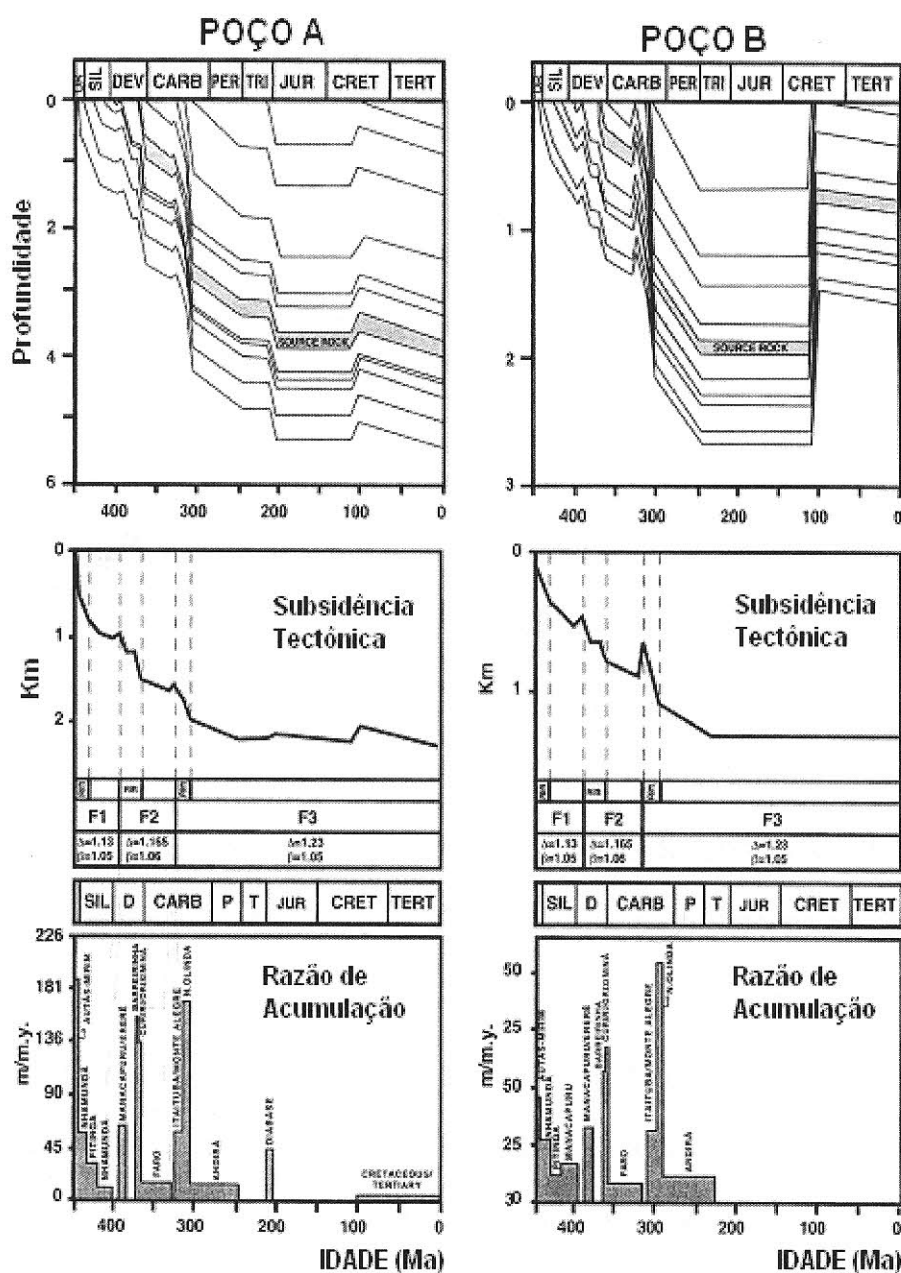


Figura 20 - A história geológica, backstripping e taxa de acumulação de dois poços da bacia do Amazonas. Esses gráficos resumem a história geológica da bacia (Gonzaga et al., 2000).

Gonzaga et al. (2000) baseando-se em estudos de *backstripping*, considerou a existência de quatro grandes eventos extensionais: evento F1 (Ordoviciano), F2 (Devoniano), F3 (Carbonífero) e F4 (Cretáceo). Cada evento extensional criou espaço para a acomodação dos sedimentos durante as grandes transgressões do Paleozóico. Assim sendo, os eventos F1, F2, F3 se relacionam, respectivamente, ao espaço de acomodação criado durante as transgressões Neordoviciano-Siluriana,

“Grande Transgressão Devoniana” e “Transgressão Permo-carbonífera”. O evento distensional F4 estaria relacionado a um relaxamento dos esforços compressoriais andino e da abertura do Atlântico Equatorial.

A Figura 20 mostra graficamente taxas de subsidência e acumulação desde o ordoviciano até o terciário, relacionando com os eventos extensionais propostos F1, F2, F3 e F4.

4.2.3 Geologia Estrutural

Diversos autores já estudaram a influencia das feições pré-cambrianas no desenvolvimento da bacia do Amazonas (Andrade & Cunha, 1971; Araújo, 1972; Rezende & Brito, 1973; Cunha, 1982; Miranda, 1993; Neves, 1989). As descontinuidades no embasamento controlaram as descontinuidades da bacia.

Almeida *et al.* (1977) caracterizaram várias províncias estruturais com constituição e estruturação próprias. Em seguida, com base em estudos geocronológicos, Cordani & Neves (1982) e Caputo (1984) individualizaram um núcleo arqueano, denominado província da Amazônia Central, contornado pelos cinturões moveis Maroni-Itacaunas, Rio Negro-Juruena e Rondoniano, vinculados à atuação dos eventos Transamazônico e Uruçuano (Figura 7).

Segundo Wanderley Filho & Costa (1991) a evolução pré-cambriana da Bacia do Amazonas pode ser entendida através de dois eventos principais: o mais antigo promoveu a organização dos terrenos granito - “*greenstone*” e dos cinturões de alto grau metamórfico; o segundo proporcionou a edificação de várias bacias no Proterozóico Médio que foram submetidas à inversão positiva no Proterozóico Superior.

Para o mesmo autor, as principais estruturas da bacia são: (1) as falhas normais do Paleozóico, com direção aproximadamente NW/SE, (2) as falhas transcorrentes, (3) a estrutura em “dog - leg” e (4) os arcos limítrofes de Purus e Gurupá.

Falhas Normais paleozóicas

Essas falhas foram ativas apenas no estágio inicial de implantação da bacia, uma vez que não se observam camadas basculadas, discordâncias angulares e a presença de dobras. As principais falhas normais paleozóicas estão indicadas no mapa da Figura (Figura 21), onde se verifica que a direção geral é NE-SW e que elas tendem a se unir em direção ao Arco de Purus, significando que a bacia abriu mais a leste do que a oeste.

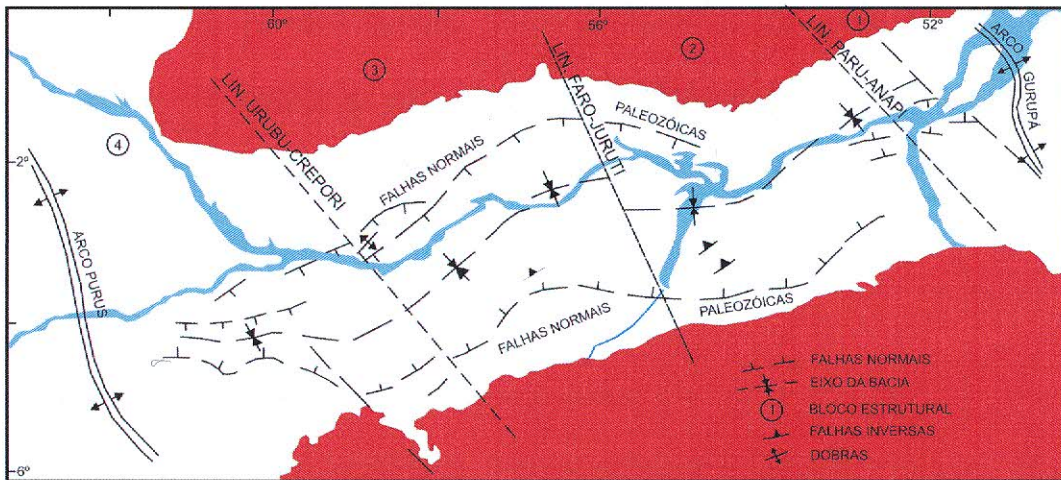


Figura 21 - Mapa estrutural mostrando as falhas paleozóicas da Bacia do Amazonas e a compartimentação da bacia em quatro blocos estruturais (Wanderley Filho & Costa, 1991).

Falhas de Transferência NW/SE

Através da interpretação de mapas estruturais, sísmicos, gravimétricos, magnéticos e de isópacas foi possível reconhecer as principais falhas NW-SE. Elas seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo das anomalias gravimétricas positivas, impondo a bacia a forma de “dog - leg” (Figura 22).

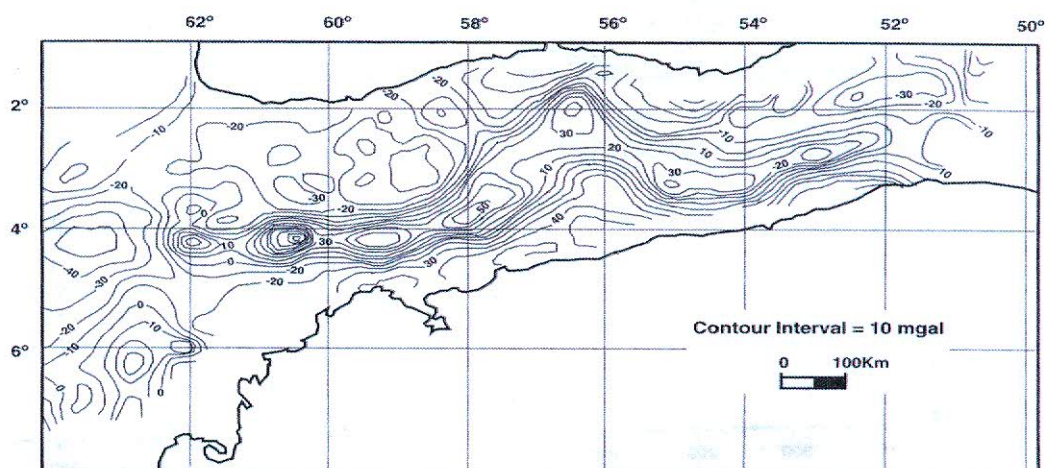


Figura 22 - Mapa gravimétrico Bourguer da Bacia do Amazonas (Linsser, 1958 apud Wanderley Filho & Costa, 1991) mostrando o padrão dog-leg.

Considerando diversos fatores, como a presença de falhas transcorrentes, a variação lateral da natureza das unidades litológicas e a posição espacial dos pacotes rochosos, pode-se dividir a bacia do Amazonas em quatro compartimentos principais denominados de blocos 1, 2, 3 e 4 (Figura 21).

Estrutura em “dog - leg”

Através da análise do mapa gravimétrico da bacia (Figura 22), percebe-se facilmente que a bacia do Amazonas é composta por segmentos longos, orientados na direção NE/SW, que se alternam com segmentos curtos de direção aproximada E-W. Essa organização geométrica é denominada estrutura em “dog - leg” (Caputo, 1984; dentre outros).

Essa estrutura pode ser descrita como o resultado da interação entre falhas normais NE-SW, que compõem parte da arquitetura dos riftes Eopaleozóicos, e as falhas de transferência NW-SE.

Arcos de Purus e Gurupá

O Arco de Purus é um elemento estrutural orientado na direção NW-SE, separando as bacias do Amazonas e Solimões. O mapa estrutural do embasamento pré-cambriano permite a visualização dessa estrutura arqueada a oeste de Manaus.

Considerando-se a natureza e a distribuição das unidades litoestruturais abordadas, sugere-se que o Arco de Purus represente o prolongamento do Gráben do cachimbo para noroeste.

Já o Arco de Gurupá é o limite entre as bacias do Amazonas e do Marajó. Pode ser identificado a partir da interpretação de dados sísmicos, secções geológicas, mapa gravimétrico e informações de poços. Sobre o desenvolvimento desse arco varias hipóteses foram discutidas podendo-se destacar que o soerguimento teria acontecido no final do Permo-Carbonífero, antecedendo o tectonismo que culminou com a intensa atividade ígnea do Juro – Triássico e a ruptura do continente Pangea.

4.2.4 Geologia do Petróleo – Sistema petrolífero

O sistema petrolífero comprovado da bacia do Amazonas é o Barreirinha-Curiri (!). Entretanto, existem ocorrências de hidrocarbonetos relatadas também nas formações Monte Alegre e Ererê. No texto abaixo, discutem-se as principais formações com algum potencial de geração e quais os fatores que levaram Gonzaga *et al.* (2000) a apontar a Formação Barreirinha como rocha geradora da bacia, além da descrição das formações que são reservatórios na bacia.

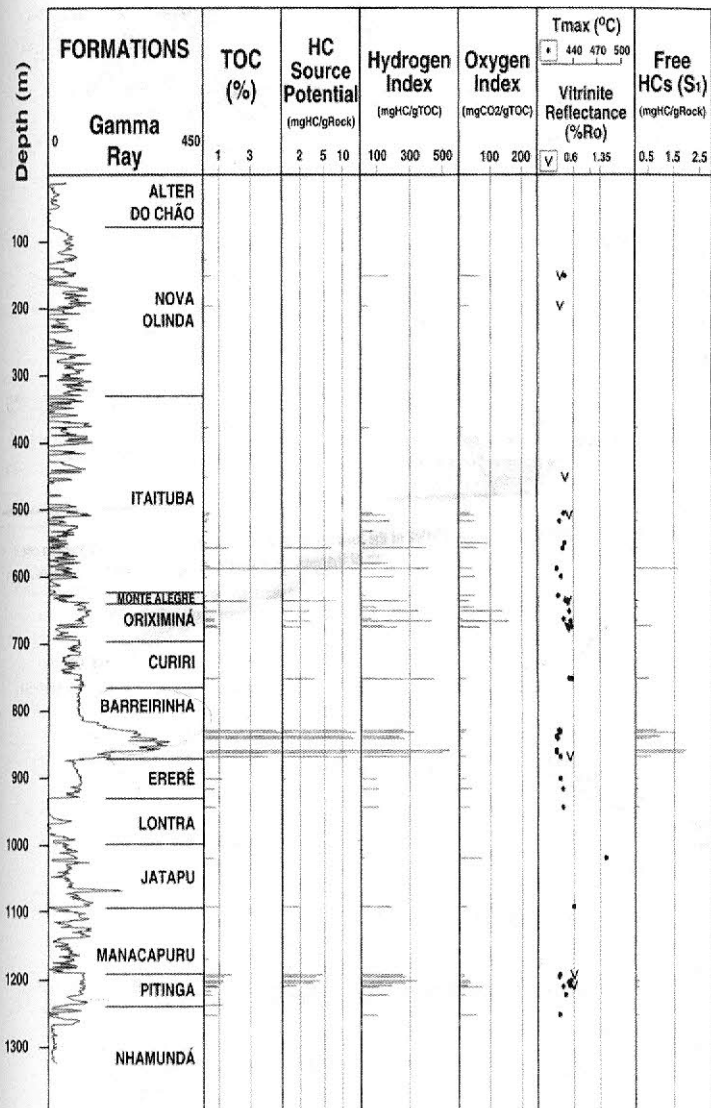
Análise das Rochas Potencialmente Geradoras

Análises de carbono orgânico total (COT) e de dados de *Rock-Eval* em amostras imaturas mostram que as formações Pitinga, Barreirinha e Curiri são as únicas com significantes potenciais de geração de hidrocarbonetos (S₂). A Figura

4.18 mostra um perfil geoquímico de um poço denominado por Gonzaga et al. (2000) de poço B.

A Formação Pitinga se estende de 20 a 40 m na margem da bacia e até a 120 m no depocentro, possui valores de COT menores que 2% e S_2 (potencial de geração de hidrocarbonetos) em torno de 4mg HC/g de rocha. Seus índices de hidrogênio e oxigênio indicam a predominância de querogênio tipo II.

A Formação Barreirinha pode ser dividida em duas partes distintas: a seção basal, chamada de “Barreirinha radioativo”, constituída de folhelhos pretos e a seção do topo constituída de folhelhos cinza-escuro. A seção basal tem espessuras entre 30-40 metros nas margens da bacia a 150-160 metros no seu depocentro (mapa de



isópacas, Figura 24), possui valores de COT de 3 a 8%, bom potencial S_2 (de 5-20 mg de HC/g de rocha) e predominância de querogênio tipo II. A seção do topo tem espessuras que se estendem de 30 m na margem da bacia a 150 m no depocentro, valores de COT que se estendem de 1 a 2%, máximo S_2 de 4 mg de HC/g de rocha e apresenta predominância de querogênio tipo III.

Figura 23- Perfil geoquímico do poço B (ver mapa de localização na Figura W, Gonzaga et al., 2000).

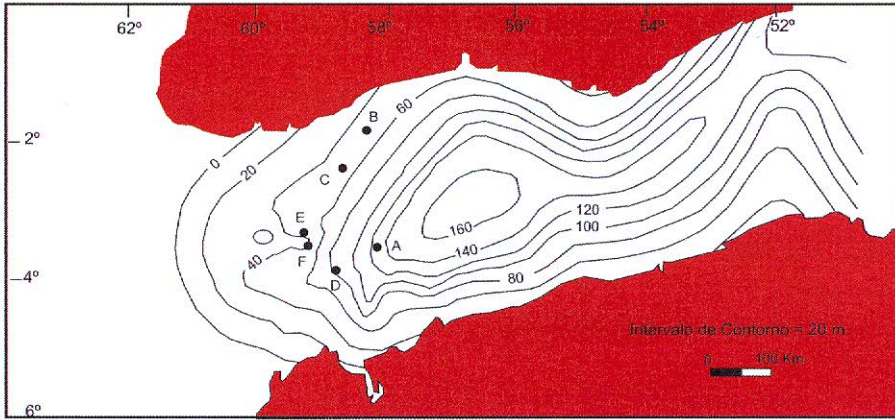


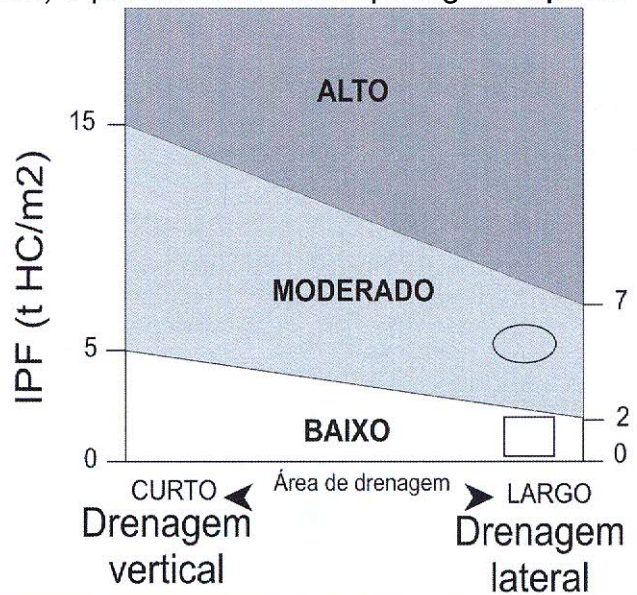
Figura 24 - Mapa de isópacas da seção basal da Formação Barreirinhas (Barreirinhas radioativo). Modificado de Gonzaga et al. (2000).

Os folhelhos da Formação Curiri tem baixos valores de COT (1 a 2%), igualmente baixo S_2 (3 mg HC/g de rocha) e predominância de querogênio tipo III.

Análises de dados *Rock-Eval* e a máxima espessura de cada formação foram tomados para o cálculo do IPF (Índice de Potencial de Fonte) que é mostrado na Figura 25. Como a drenagem de HC's foi principalmente lateral, conclui-se que o "Barreirinha radioativo" é o único com potencial de gerar acumulações comerciais.

Maturidade Termal das Rochas Geradoras

Estudos indicam que a evolução termal das rochas fonte nessa bacia foram controlados



| FORMAÇÃO | S1+S2 mgHC/gRocha | h (m) | densidade (ton/metro3) | IPF |
|------------------------------|----------------------|-------|---------------------------|------|
| □ Fm. Curiri | 1.4 | 230 | 2.52 | 0.81 |
| □ Fm. Barreirinha (superior) | 1.9 | 160 | 2.52 | 0.71 |
| ○ Fm. Barreirinha (inferior) | 15.0 | 160 | 2.52 | 6.05 |
| □ Fm. Pitanga | 3.2 | 120 | 2.52 | 0.95 |

Figura 25 - Cálculo do Índice de Potencial da Fonte (IPF, Método de Demaison & Huizinga, 1991) para algumas formações paleozóicas da bacia do Amazonas (Gonzaga et al., 2000).

principalmente pela subsidência e que onde houve intrusões ígneas onde estas tiveram um papel importante somente em áreas em que diques e soleiras intrudiram a seqüência devoniana. Portanto, na parte leste da bacia, a rocha fonte estava super-madura, enquanto que na parte oeste, onde as intrusões ocorreram mais afastadas da rocha fonte, a maturação foi controlada por subsidência.

Conseqüência desse tipo de maturação é a distribuição de acumulações de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. A leste, onde a matéria prima amadureceu mais, temos o predomínio de acumulações de gás. Ao passo que a oeste encontram-se predominantemente acumulações de óleo (Figura 26).

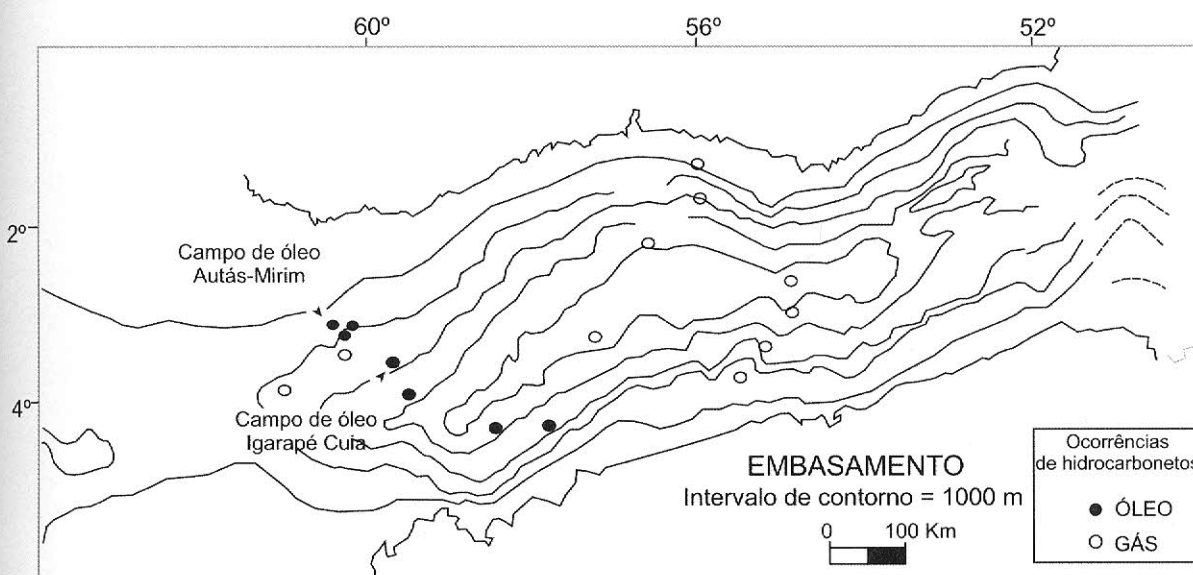
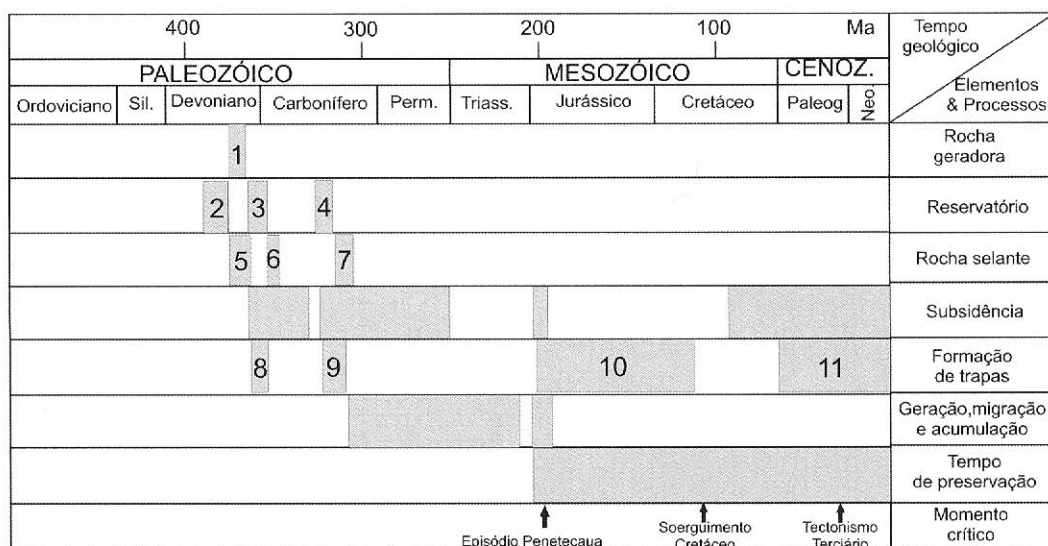


Figura 26 - Mapa mostrando as ocorrências de óleo e gás na bacia do Amazonas.
Modificado de Gonzaga et al. 2000.

Os arenitos Monte alegre apresentam as condições mais favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, com porosidades que vão de 20-25% e permeabilidades que se estendem de 150 a 380 md. Seus selos são os evaporitos, carbonatos (lamitos) da Formação Itaituba. Já as lentes de arenito da Formação Curiri tem espessuras que variam de poucos metros a dezenas de metros, valores de porosidade que vão de 6 a 20% e permeabilidade que varia de 1 a 400 md. Tais

lentes foram depositadas em meio a arenitos e diamictitos os quais representam suas trapas. Finalmente, os arenitos da Formação Ererê tem permeabilidade máxima de 20% e permeabilidade de 10 md. Seu selos são os folhelhos da base da Formação Barreirinhas.

Segundo Gonzaga *et al.* (2000), a geração-migração ocorreu do Neocarbonífero até o Permiano, estando completa no Eotriássico. A formação das trapas de caráter estratigráfico ocorreu principalmente no final do Devoniano. Trapas estruturais formaram-se principalmente durante o evento tectônico Juruá. A Figura 27 sintetiza os principais elementos que compõem o sistema petrolífero Barreirinha-Curiri (!)



LEGENDA:

- | | |
|---|--------------------------|
| 1. Formação Barreirinhas (porção basal) | 6. Formação Curiri |
| 2. Formações Maecuru e Ererê | 7. Formação Itaituba |
| 3. Formação Curiri | 8. Lentes Curiri |
| 4. Formação Monte Alegre | 9. Evento Extensional F3 |
| 5. Formações Maecuru e Ererê | 10. Tectonismo Juruá |
| | 11. Tectonismo Terciário |

Figura 27 - principais eventos para o sistema petrolífero Barreirinhas – Curiri. (Modificado de Gonzaga et al., 2000).

A principal acumulação estratigráfica é o campo de óleo de Autás-Mirim, a qual contem 10^6 m³ de óleo e $10 \cdot 10^6$ m³ de gás, trapeados dentro das lentes de arenitos Curiri. A mais importante acumulação estrutural foi o campo de Igarapé Cuia com

$0.03 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de óleo e $5.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de gás, trapeados dentro dos arenitos Monte Alegre.

4.3 BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B. E FUCK, H. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de geologia do Nordeste, 1977. Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG,1977, p.363-391.

ALMEIDA, F.F.M. & Carneiro, C.D.R. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida: Inundações Marinhas Fanerozóicas no Brasil e Recursos Minerais Associados. São Paulo: Beca, 2000, p. 43-59.

ANDRADE, C.A. & CUNHA, F.M.B. Revisão Geológica da bacia Paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 1971, São Paulo, SBG, v.3, p.93-112.

ARAÚJO, O.J.B & MAIA, R.G.N. 1990. Projeto Carajás. Programa Grande Carajás. Conv. DNPM/CPRM (inédito).

BRAZIL, I.R. O potencial petrolífero e as perspectivas exploratórias da bacia do Solimões – Norte do Brasil. In: Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.4, n. 1, p. 85-93, jan./mar .1990.

CAMPOS, J. N. P., MURAKAMI, C. Y., MAURO FILHO, A, BARBOSA, C. M.. 1991. Evolução tectono-sedimentar, habitat do petróleo e exploração da bacia do Solimões. Manaus: Petrobras/Denoc. Relatório N° 131-08015.

CAPUTO, M.V. Glaciação Neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 33. Rio de Janeiro, *Anais*. Rio de Janeiro. SBG. 2: 725 – 739. COLOCAR ANO.

CAPUTO, M.V. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil. 1984. 586p. Tese de Doutorado em Geologia – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências. Universidade da Califórnia, Santa Bárbara.

CAPUTO, M.V. Origem do alinhamento estrutural do Juruá e do Arco de Iquitos. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, 1985, Belém, *Anais*. Belém: SBG, 1985, v.1, pp. 242-251.

CAPUTO, M., SILVA, O.B. Origem e Evolução das bacias Sedimentares Brasileiras: Sedimentação e tectônica da bacia do Solimões, 2 ed. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990, v.1, 415p.

CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B. The geologic evolution of South América during Archean and early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*.

CUNHA, F.M.B. Aspectos morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: Simpósio de geologia da Amazônia, 1, 1982, Belém. *Anais...* SBG, 1982, v.1, p.75-83.

CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C., FCIJÓ, F.J. bacia de Amazonas. In: Boletim de Geociências da Petrobras, v. 8, n. 1, p. 47-55, jan./mar.1994.

DPC & Assoc., RELATÓRIO Anual: Petroleum Systems of Brazil. Rio de Janeiro, 2000.

DEMAISON, G. & HUIZINGA, B.J. 1994. Genetic classification of petroleum systems using three factors: charge, migration and entrapment. AAPG Memoir n.60, p. 73-89.

EIRAS, J.F. *et al.* bacia do Solimões. In: Boletim de Geociências da Petrobras, 1994, Rio de Janeiro, 28:17-45.

GONZAGA, F.G., GONÇALVES, F.T.T., COUTINHO, L.F.C. Petroleum geology of the Amazonas Basin, Brazil: Modeling of Hydrocarbon generation and Migration. In: M.R. Mello and B.J. Katz, 2000, eds., petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir 73, p. 159 – 178.

GRAHN, Y. 1992. Revision of silurian and devonian strata of brazil. *Palinology*, n.16, p.35-61.

KLEMME, H. D. Petroleum basins - classification and characteristics. In: *Journal of Petroleum Geology*, 1980, 3 (2): 187-207

LANZARINI, W.L. Fácies sedimentares e ambiente deposicional da Formação Monte Alegre na área do Juruá, bacia do Alto Amazonas – diagênese e permoporosidade dos arenitos reservatórios. 1984. 215p. Dissertação (Mestrado em

geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

MAGOON, L. B., DOW, W. G.. 1994. The petroleum system. In: The petroleum system - from source to trap. Magoon L. B., Dow, W. G. ed. AAPG Memoir 60, p. 3-24.

MELLO, M; Koutsoukos, E; Mohriak, W; Bacoccoli, G. Selected Petroleum System in Brazil. 1994.

MILANI, J., ZALÁN, P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. In: Episodes, n.3, v.32.

MIRANDA, F.P. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. Boletim Técnico da Petrobras, 26(4):268-291, 1983.

NEVES, C.A.O. O estado da arte: Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na bacia do Amazonas. In: I Seminário de Interpretação Exploratória, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p.13-23.

PORSCHÉ, E. Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá, bacia do Alto Amazonas, Brasil -Um modelo estrutural -. 1985. 124p. Dissertação de Mestrado em 1985. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

REZENDE, W.M. & BRITO, C.G. Avaliação geológica da bacia Paleozóica do Amazonas. In: XXVII Congresso Brasileiro de geologia, 3, 1973, Aracajú. Anais...SBG,1973, p.227-245.

SILVA, O.B. Análise da bacia do Solimões (Revisão Estratigráfica, Magmatismo e Geoquímica). 1987. 177p. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

SILVA, O.B. Revisão estratigráfica da bacia do Solimões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988. Belém. Anais... Belém: SBG, 1988, v.6, p.2428-2438.

TASSINARI, C.C.G., MACAMBIRA, M.J. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. P.471-485. In: MANTESONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.) 2004. Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo, . Beca. 647p., 2004.

TSUBONE, K., APOLUCENO, A.F., AND NETO, I.R., BRAZIL. Tectonics and Sedimentation of the Solimoes Basin, Northern Brazil, *Gondwana Seven*, Ulbrich, H. and Rocha-Campos, A.C., Eds., Sao-Paulo: Inst. Geociencias-USP, 1991, pp. 119–128.

WANDERLEY FILHO, J.R., SILVA TRAVASSOS, W.A., BARBOSA ALVES, D.B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas - herói ou vilão?. Boletim de

Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 177-184, nov.2005/maio 2006.

WANDERLEY FILHO, J.R. & COSTA, J.B.S. Contribuição a evolução da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: Simpósio de geologia da Amazônia, 1991, Belém. Anais... Belém: p. 244 – 259.

ZALÁN, P.V. Influence of pré-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: Simpósio Bolivariano, v.1, 1991 Bogotá.

5 MÉTODOS SÍSMICOS

5.1 Introdução:

A Geofísica pode ser definida como a ciência que estuda a terra utilizando-se de medidas físicas. É uma área interdisciplinar que congrega profissionais de diferentes formações (geofísicos, geólogos, físicos, engenheiros, etc).

Desde o início do século XX, a Geofísica vem sendo usada como método de prospecção mineral. Várias técnicas são conhecidas: sísmica, gravimetria, magnetometria e métodos elétricos. Dentre esses métodos, os mais importantes para a indústria do petróleo são a sísmica, a gravimetria e a magnetometria. Os últimos, também conhecidos com métodos potenciais, são úteis quando se deseja mapear grandes estruturas geológicas (mapeamentos regionais).

A sísmica de refração registra apenas ondas que incidam na interface entre meios com ângulo maior que o crítico. Esse método permite o imageamento a grandes profundidades e, por isso, foi muito útil no entendimento da estruturação interna da terra.

A sísmica de reflexão é o método geofísico de prospecção mais utilizado atualmente pela indústria do petróleo. Isso se deve ao fato que o método fornece alta definição das feições geológicas em sub-superfície (propícias à acumulação de hidrocarbonetos), a um custo relativamente baixo.

Esse capítulo se propõe, de maneira sucinta, a discutir os principais aspectos do método sísmico de reflexão. Começaremos o capítulo tratando de alguns conceitos básicos que fundamentam o método sísmico. Em seguida, trataremos da aquisição, processamento e interpretação dos dados sísmicos. Após a bibliografia,

está incluso em anexo considerações sobre ondulatória, teoria da elasticidade e particionamento de energia, conceitos importantes para a fundamentação teórica do método.

5.2 Conceitos Fundamentais

5.2.1 Energia das ondas

A intensidade de energia de um meio é definida como sendo a quantidade de energia, por unidade de área e por unidade de tempo, que atravessa uma seção transversal desse meio.

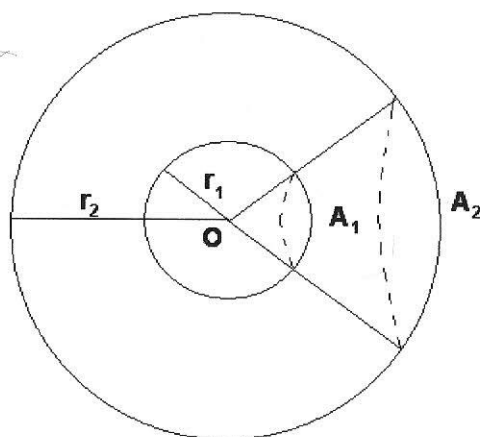


Figura 28 - Dependência da intensidade com a distancia (Telford, 1990).

A Figura 28 mostra duas frentes de onda de uma onda esférica divergindo do centro O. A energia por unidade de tempo é dada pelo produto Intensidade x área, portanto, do princípio da conservação da energia podemos escrever

$$I_1 A_1 = I_2 A_2$$

Como as áreas A_1 e A_2 são proporcionais ao quadrado do raio r_1 e r_2 , respectivamente, temos que

Portanto, como r_1 é menor $\frac{I_2}{I_1} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^2$ que r_2 , a densidade de energia da onda diminui a medida que a onda se propaga. Esse efeito é chamado de

divergência esférica e, para corrigi-lo, durante o processamento, é necessária a aplicação de ganhos de amplitude.

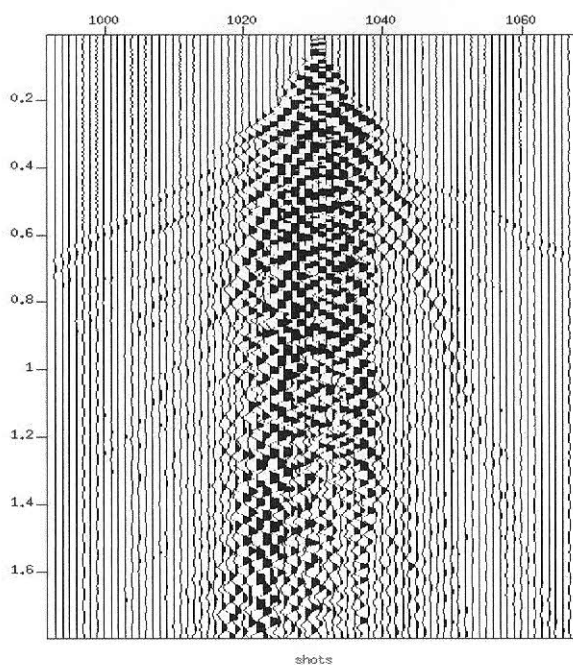


Figura 29 – Shot sem ganho mostrando queda de amplitude com offset associada à divergência esférica.

Mais dois outros fenômenos podem provocar a redução na densidade de energia da onda: absorção e particionamento de energia na interface.

A absorção é o efeito no qual a onda, enquanto se propaga no meio, dissipa a energia que propaga em calor. A medida da absorção é muito difícil porque ela varia com a frequência, sendo mais intensa para as maiores frequências.

Pode-se modelar a absorção como sendo função exponencial da distância quando tratamos de ondas elásticas em rochas, ou seja,

$$I = I_0 e^{-\eta x} .$$

A Figura 30 mostra os efeitos de absorção e divergência esférica atuando sobre uma onda harmônica. Perceba que, para baixas frequências e curtas distancias, o efeito de divergência é mais significativo em termos de redução de energia (e amplitude) da onda.

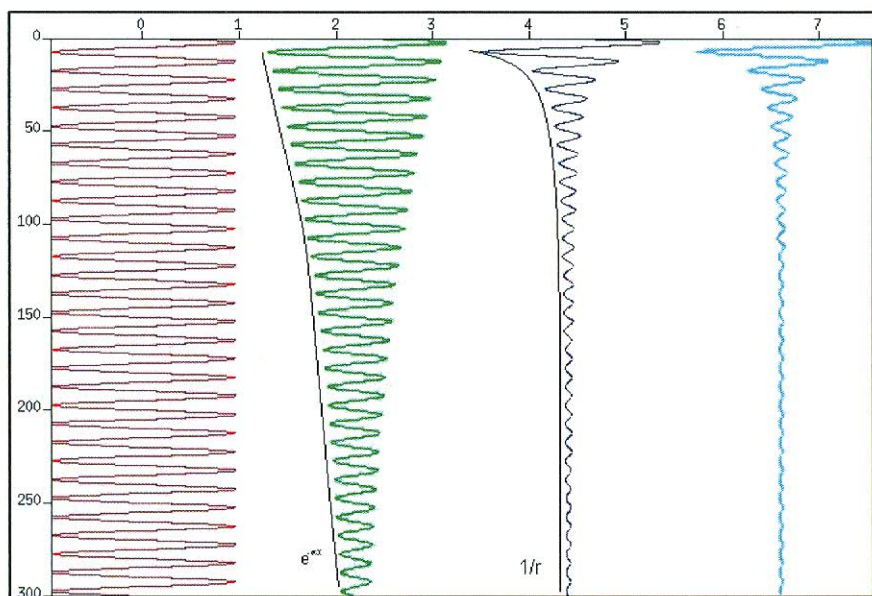


Figura 30 – A curva de vermelha mostra uma senóide sem perdas de energia. A verde, efeitos de perda por absorção. Em azul, efeitos de perda por divergência esférica. Finalmente, a curva em azul claro mostra os dois efeitos combinados.

5.2.2 Velocidades sísmicas

A porosidade é uma dos fatores mais importantes na determinação das velocidades das rochas. Mais especificamente, não só a quantidade de poros como também o fluido que preenche esses poros influencia nos valores das velocidades sísmicas. Por exemplo, poros preenchidos com óleo resultam em velocidades P um pouco menores que as de poros preenchidos com água. Se os poros da rocha forem preenchidos com gás as velocidades P serão bastante reduzidas. Esses efeitos são usados como indicadores diretos de hidrocarbonetos (IDH's). Os chamados "bright spots" são anomalias de amplitude, comuns em reservatórios de gás.

O valor da velocidade das ondas P ou S não são bons discriminadores de litologia porque diferentes tipos de rocha têm a mesma faixa de velocidades (Figura

31). Já razão entre as velocidades das ondas P e S varia com a litologia. Uma mudança local na razão entre as velocidades P e S constitui outro IDH (Figura 32).

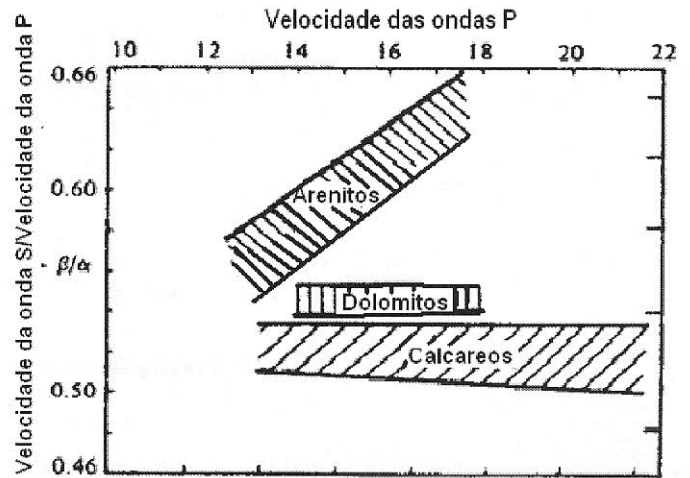
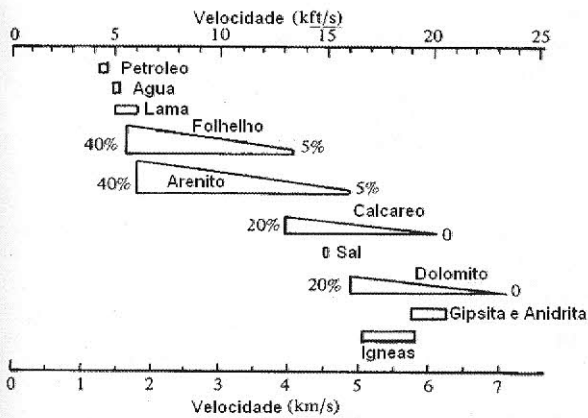


Figura 31 – Valores das velocidades sísmicas para diferentes tipos de rocha com diferentes porosidades (Sheriff, 1983).

Figura 32 – Razão entre as velocidades das ondas S e P como discriminadora de litologias (Sheriff, 1983).

Quando uma onda se propagando em um meio encontra uma fronteira com outro meio, que apresente diferentes propriedades físicas (velocidade, por exemplo), parte da onda passa pra o outro meio (é refratada) e parte retorna ao meio de origem (é refletida).

Consideraremos a fração de energia refletida na interface usando o modelo simplificado esquematizado na Figura 33. Este modelo é composto por duas camadas planas e um refletor plano (que representa a interface entre esses meios). Pode-se deduzir, utilizando o teorema de Pitágoras, a seguinte relação

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (1)$$

onde x é o afastamento, t_x é o tempo de trânsito da onda associado ao afastamento x , t_0 é tempo de trânsito da onda para afastamento zero e V é a velocidade da onda no meio .

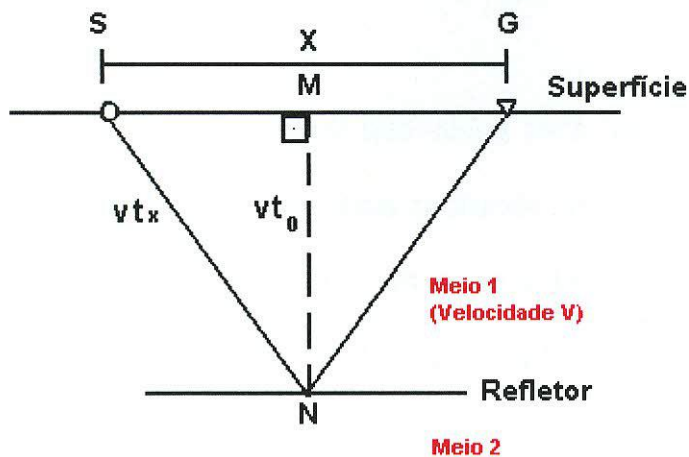


Figura 33– Modelo de camadas planas para o qual a expressão (1) foi deduzida.

Deve-se notar que considerando a expressão (1), a função que relaciona tempo de trânsito e afastamento é uma hipérbole como indicado na Figura 34. Gráficos do tipo t_x versus x são chamados de *gathers* ou agrupamentos e, como será visto posteriormente, são a base das seções sísmicas.

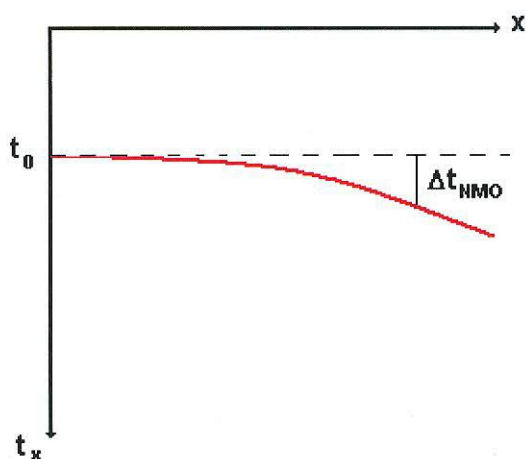


Figura 34 – Gráfico t_x versus x , mostrando a hipérbole de reflexão referente ao modelo da Figura 32.

A diferença entre o tempo de trânsito para um dado afastamento e o tempo de trânsito para afastamento zero, como indicada na Figura 34, é chamada de

sobretempo normal (*Normal Moveout*, **NMO**). Para o modelo da Figura 33, pode-se demonstrar que esta diferença pode ser expressa por

$$\Delta t_{NMO} \approx x^2/2V^2 \approx x^2/4Vh. \quad (2)$$

Da relação (2) pode-se concluir que Δt_{NMO} será tanto maior quanto maior o afastamento e tanto menor quanto mais profunda for a camada. No tópico 5.4.6 discutiremos essas diferenças de tempo em mais detalhe, já que uma das etapas do processamento sísmico é a correção destes tempos e conseqüente transformação dos traços para afastamento zero.

Para refletores mergulhantes, a velocidade v nas expressões (1) e (2) fica reduzida por um fator $1/\cos\phi$, onde ϕ é o ângulo de mergulho do citado refletor.

5.3 Aquisição Sísmica

Tanto em terra como no mar, a aquisição sísmica consiste na geração de uma perturbação mecânica em um ponto da superfície e o registro das reflexões em centenas (128 a 1024) de canais de recepção ao longo de uma linha reta.

As fontes de energia sísmica mais utilizadas são: a dinamite, o vibrador e o canhão de ar comprimido (*airgun*). Os dois primeiros são próprios para levantamentos terrestres e o último para levantamentos marítimos (Figura 35). Essas fontes emitem um pulso característico chamado de assinatura da fonte.

A assinatura da fonte (ou *wavelet*) é a forma do pulso gerado pela fonte sísmica. Para fontes do tipo vibrador, a *wavelet* tem forma conhecida. Quando a aquisição é marítima, devido ao fato que o mar é um meio aproximadamente homogêneo, a *wavelet* pode também ser determinada. O mesmo não acontece

numa aquisição terrestre, onde se torna bem mais difícil estimar a forma da assinatura da fonte.

Como justificaremos mais adiante, ao explicarmos o modelo convolucional do traço sísmico, a fonte sísmica ideal seria aquela que emitisse um pulso correspondente a uma função delta (localizado no tempo). Como isso não pode ser atingido na prática, quanto mais estreito no tempo for o pulso emitido pela fonte melhor a imagem de sub-superfície obtida.



Figura 35 – Diferentes tipos de fonte sísmica: dinamite (aquisição terrestre), air-gun (aquisição marítima) e vibrador (Chaves, 2006).

Os receptores (Figura 36) utilizados para registrar esses tipos de reflexões são principalmente de dois tipos: eletromagnéticos (geofones) para registros em terra, e de pressão (hidrofonos) para levantamentos na água. Eles convertem energia sísmica em sinais elétricos, que são registrados em formato digital.



Figura 36 – Geofones (Chaves, 2006).

Geralmente na aquisição utiliza-se não um e sim um conjunto de receptores em cada estação. Este artifício aumenta a amostragem do dado além de auxiliar na atenuação de ruídos.

Assumindo que a equipe sísmica use um explosivo como fonte, poderíamos descrever um esquema sumarizado das técnicas de aquisição sísmica:

- Enterra-se a carga de explosivo, em um furo no ponto de tiro a uma profundidade entre 4 e 30 m;
- A carga é detonada eletricamente. Todo o conjunto fontes - receptores têm seu posicionamento dinâmico definidos por levantamentos topográficos em terra e por radio -posicionamento e satélites no mar; Os pontos de tiro, em geral, são igualmente espaçados em intervalos de 50 a 400 m. Os grupos de receptores ficam ligados em serie em um cabo reto, cada cabo contém 96 ou mais grupos geofones;

- Os sinais elétricos gerados são então enviados a um amplificador que aumenta a força do sinal e elimina (filtra) ruído. Depois de amplificado, o dado é gravado em uma fita magnética e é encaminhado para ser processado e, em seguida, interpretado.

Os sinais elétricos gerados são então enviados a um amplificador que aumenta a força do sinal e elimina (filtra) ruído. Depois de amplificado, o dado é gravado em uma fita magnética e é encaminhado para ser processado e, em seguida, interpretado.

A aquisição de dados sísmicos de reflexão leva em consideração uma série de parâmetros que visam à obtenção de imagens com a melhor relação custo - benefício possível. Portanto, a fase de projeto tem importância vital na aquisição dos dados. A tabela 1 mostra os principais parâmetros de um levantamento sísmico padrão. Critérios como: resolução vertical e horizontal, distorções, atenuação de ruídos, profundidade de interesse, entre outros, devem ser devidamente equacionados no projeto.

| Parâmetro | Descrição |
|---|---|
| Intervalo de grupo (Intervalo de receptores), IE (m). | Aumento da Amostragem Espacial, Multiplicidade e no de canais de registro disponíveis. |
| Intervalo entre pontos de tiro, IPT (m). | Aumento da Multiplicidade, Amostragem espacial (Relação espacial IPT x IE), Custo. |
| Multiplicidade máxima ou nominal. | Aumento de Multiplicidade (cobertura). |
| Afastamento (<i>Offset</i>) máximo (m). | Evitar a saturação dos canais mais próximos; Garantir multiplicidade para o refletor de interesse mais raso, após o empilhamento; Amostragem da refração. |

| | |
|---|---|
| Afastamento (Offset) mínimo (m) | Regra Prática: 1 a 1,5 vezes a profundidade do objetivo mais profundo. |
| ConFiguração de início e final de linha | Fim de cabo, Roll-on/Roll off, Turn-on/ Turn-off |
| Arranjo de fonte | Aumento da razão sinal-ruído. |
| Arranjo de geofones | Aumento da razão sinal-ruído. |
| Razão de Amostragem (ms) | $F_N = \frac{1}{2 \cdot \Delta t}$ |
| Tempo de registro | $T_R = T_d + 2 \cdot L$ |
| Alias espacial | $K_n = \frac{1}{2 \cdot IE}$ |

Tabela.1 – Alguns parâmetros de uma Aquisição Sísmica e suas respectivas descrições.

Existem várias maneiras de organizar os dados sísmicos, dentre elas: *Commom Source*, *Commom Receiver*, *Commom Mid-Point (CMP)* e *Commom Offset*. Cada uma dessas técnicas determina um domínio de organização do dado sísmico e, dependendo do processo que se deseja aplicar ao dado, haverá intercâmbio entre esses domínios.

A técnica mais utilizada é a *CMP* na qual os pontos em sub-superfície são registrados redundantemente com diferentes distâncias fonte – receptor, ou afastamentos (*offsets*). A seção sísmica é, portanto, resultante de um empilhamento ou

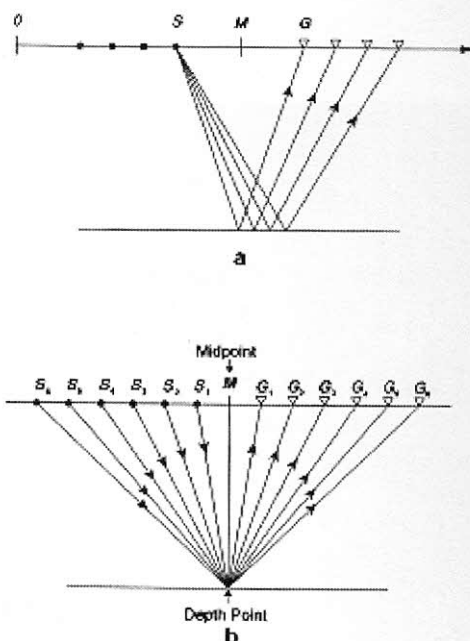


Figura 37 – Geometrias *Commom Shot* (a) e *Commom Medium Point* (b) (Yilmaz, 2001).

justaposição de traços obtidos somando-se de todos os traços redundantes para cada ponto médio. O uso da técnica *CMP* tem duas vantagens principais: a soma dos traços aumenta a razão sinal - ruído; e, por ser *multi - offset*, permite uma melhor determinação das velocidades sísmicas.

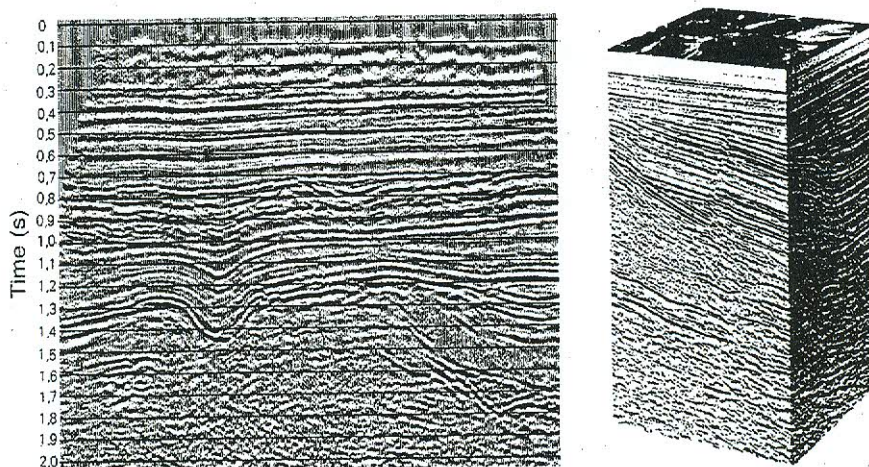


Figura 38 – Linha sísmica e cubo sísmico (Mari, 1999).

No passado, a grande maioria dos dados de sísmica eram adquiridos na geometria 2D, ou seja, na forma de um perfil linear. Modernamente, começaram a ser realizados levantamentos do tipo 3D, envolvendo a aquisição de dados em uma área. O maior custo da aquisição 3D é compensado pela redução na ambigüidade na interpretação dos dados. Hoje em dia, quase todos os levantamentos sísmicos são do tipo

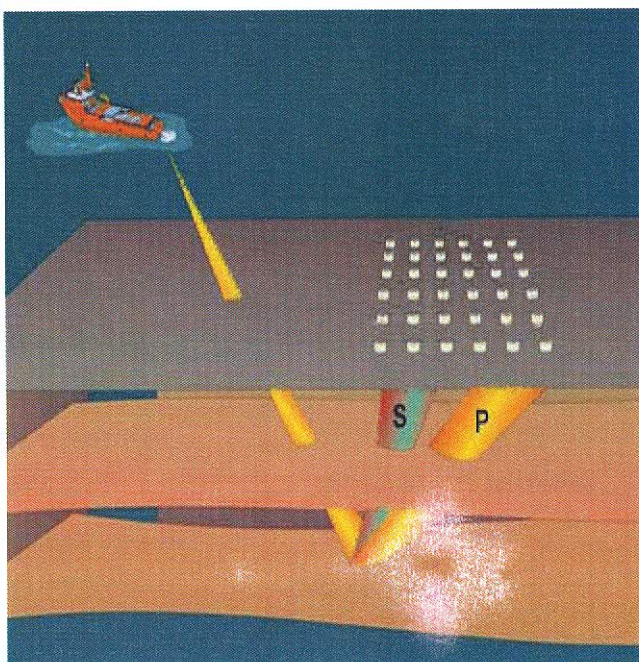


Figura 39 – Ilustração de aquisição marítima multi-componente. Observe que os geofones e hidrofones captam as ondas P e S convertida.

3D, ficando os levantamentos 2D restritos a situações em que se deseja estudar uma área totalmente desconhecida.

Posteriormente surgiram técnicas mais modernas como a sísmica 4D e multi-componente. A sísmica 4D, ou *time-lapse*, constitui-se de uma série de levantamentos 3D realizados em diferentes tempos em uma mesma área. Ela permite o monitoramento do reservatório, possibilitando conhecer o regime dinâmico de fluxo dos hidrocarbonetos. Já a sísmica multi-componente (4C) permite captar informação da onda convertida (onda S) porque utiliza um conjunto de geofones em conjunto com um hidrofone no fundo oceânico.

5.4 Processamento Sísmico

O Processamento de dados sísmicos tem como objetivo produzir imagens da sub-superfície com máxima fidelidade possível, atenuando as várias distorções “ópticas” presentes no método. Geólogos e geofísicos irão em seguida interpretar essas imagens em busca de situações favoráveis a acumulação

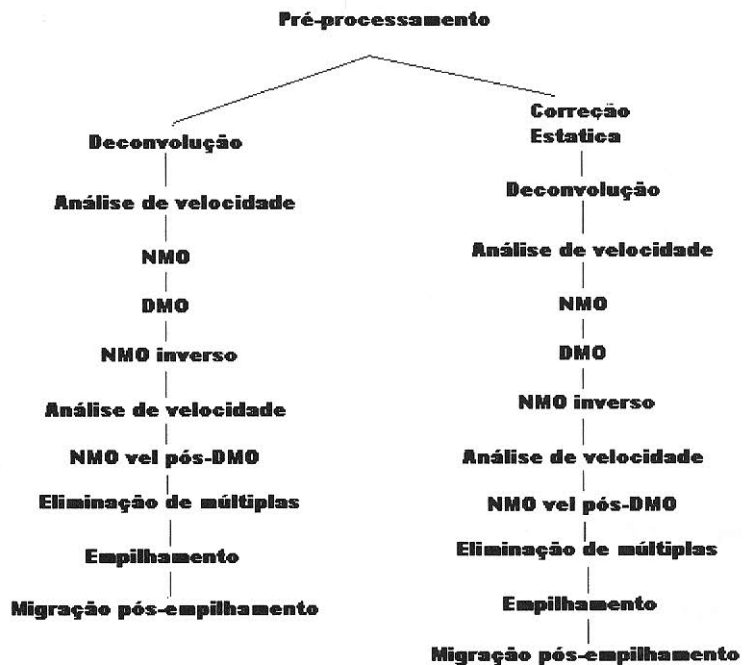


Figura 40 – Fluxograma de processamento sísmico padrão. A esquerda para dado marítimo e à direita para dado terrestre.

de hidrocarbonetos, ou para caracterizar reservatórios produtores melhorando o gerenciamento da produção.

A Figura 40 ilustra uma seqüência básica de processamento representando somente as etapas mais importantes.

É importante salientar que trataremos de uma sequencia de processamento com migração do tipo pós-empilhamento. Alternativamente, um processamento com migração pré-empilhamento teria forma semelhante, porém a posição da etapa de migração seria alterada e não haveria necessidade da aplicação de DMO.

Vamos comentar, de maneira sucinta, cada uma dessas etapas.

5.4.1 Pré-processamento

O pré-processamento começa com uma fase chamada de demultiplexação, que nada mais é do que uma reorganização e reformatação do dado registrado. É feita uma edição de traços que elimina traços ruidosos e corrige polaridades. Em seguida, aplicam-se correções de divergência esférica e de absorção. E, finalmente, é aplicada uma filtragem de freqüências e informações de geometria são adicionadas ao dado.

5.4.2 Correção Estática

Para dados terrestres, entre o pré-processamento e a deconvolução, é ainda aplicada uma correção chamada de correção estática. O nome “estática” se deve ao fato que o valor da correção é a mesma para o traço inteiro, não dependendo da localização temporal da amostra (em oposição à correção dinâmica ou *Normal Move-out* da qual falaremos posteriormente). Essa correção atua corrigindo

distorções no dado devido à topografia da superfície e também à camada de intemperismo (que é uma camada com altas variações de velocidade).

A Figura 41 abaixo mostra um dado sísmico terrestre antes e depois da correção estática.

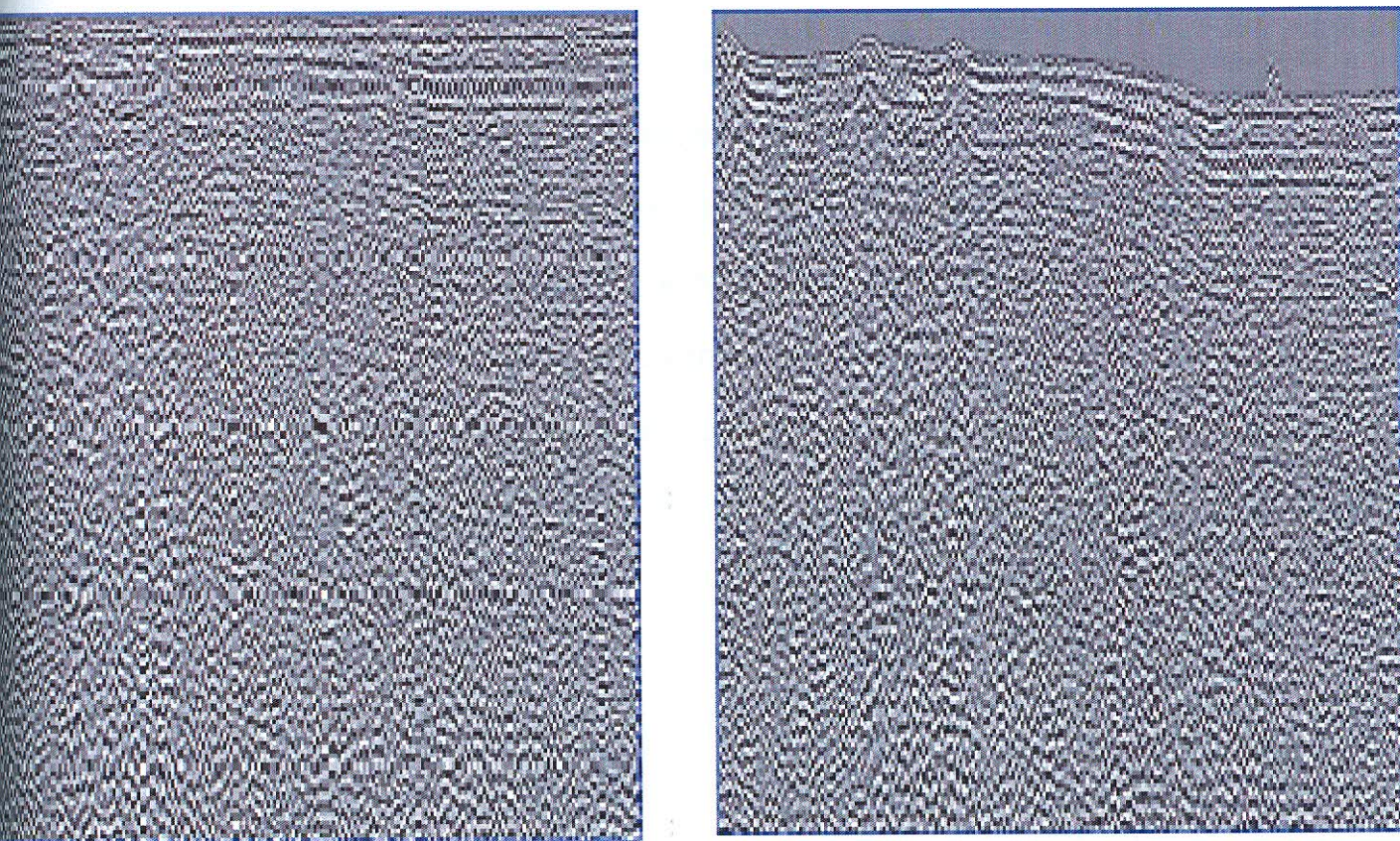


Figura 41 – Antes (esquerda) e depois (direita) da aplicação da Correção Estática.

5.4.3 Deconvolução

Para se entender o que é a etapa de deconvolução e qual sua importância no processamento de dados sísmicos, vamos começar definindo traço sísmico.

No modelo convolucional, o traço sísmico pode ser definido como o resultado da convolução de uma função $R(t)$ (chamada de reflectividade), que representa as reflexões associadas às camadas da Terra, com uma função

$w(t)$ (*wavelet*), relacionada a assinatura da fonte sísmica. Devemos ressaltar que não estamos, nesse ponto, considerando o ruído.

$$T(t) = R(t) * w(t)$$

A operação de deconvolução consiste, portanto, na compressão temporal da *wavelet*, retirando informação ligada à assinatura da fonte do traço sísmico, e deixando apenas a informação ligada às camadas da Terra. Por esta razão, após a deconvolução, o sinal terá melhor resolução temporal.

A transformada de Fourier permite a observação do conteúdo de freqüências de um sinal no tempo. O espectro de Fourier mostra a distribuição de amplitudes para cada freqüência que compõe um sinal.

A Figura 42 abaixo mostra o espectro de Fourier de um dado sísmico antes e depois da deconvolução.

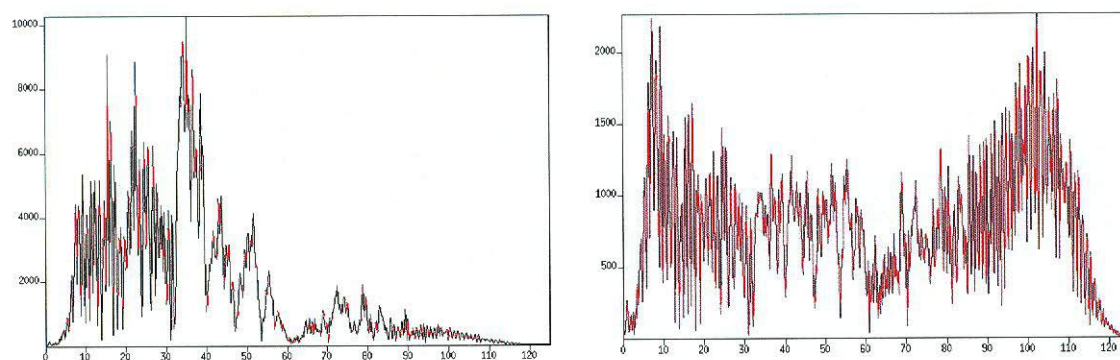


Figura 42– Espectros de amplitude de um sinal sísmico antes (a esquerda) e depois (a direita) da aplicação da deconvolução.

Observe que há um alargamento na banda de freqüências do dado, associado à compressão temporal causada pela aplicação do operador de deconvolução.

Os três principais tipos de deconvolução utilizados no processamento sísmico atualmente são: deconvolução *spike*, deconvolução preditiva e deconvolução determinística. A deconvolução *spike* busca reduzir a *wavelet* a um *spike*, que convoluido ao dado não altera a reflectividade. Já a deconvolução preditiva, busca eliminar a parte preditiva do traço (que está associada a reverberações da lamina d'água), o que torna a deconvolução também útil na eliminação de certas múltiplas. Finalmente, a convolução determinística visa à determinação do filtro inverso da *wavelet* sísmica.

A Figura 43 mostra duas seções sísmicas ilustrando o resultado da aplicação da deconvolução.

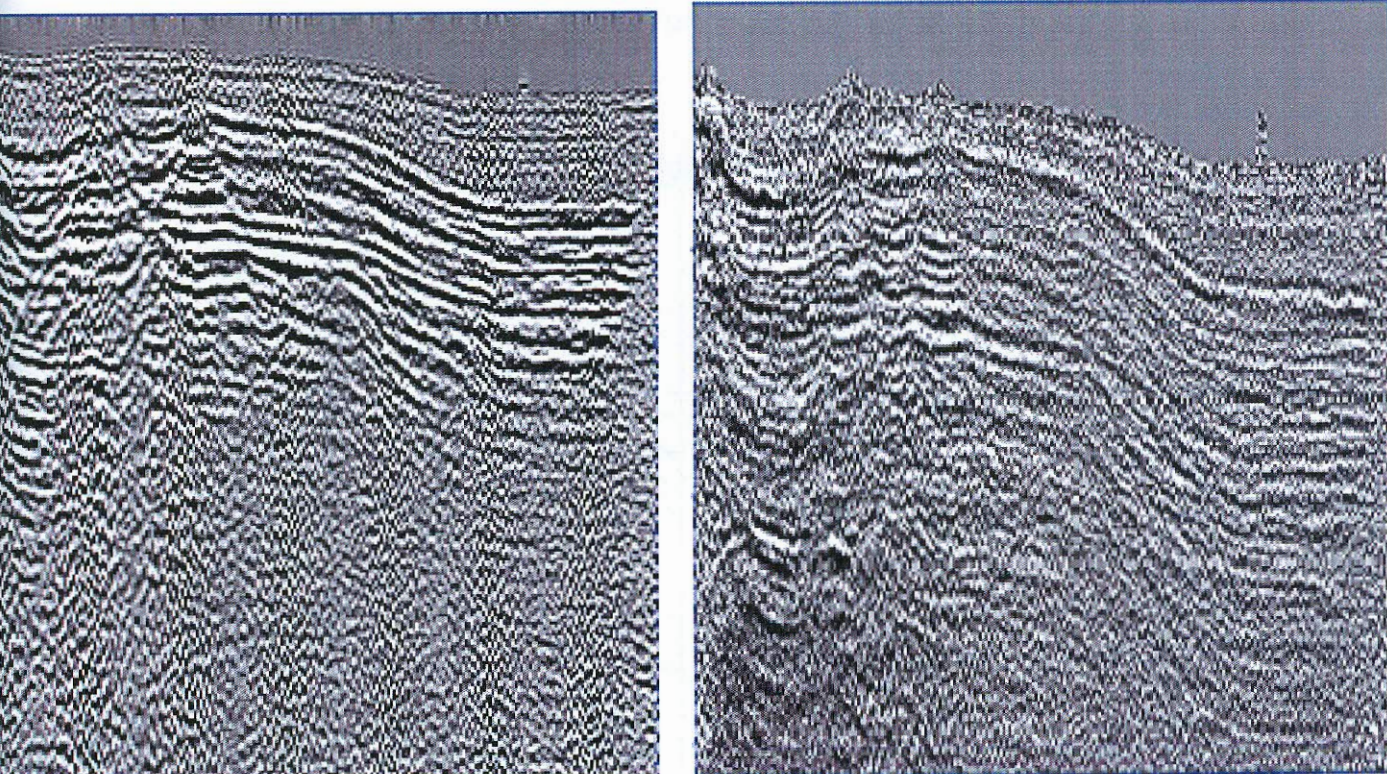


Figura 43 – A seção sísmica da esquerda mostra um dado sísmico antes da aplicação da deconvolução. A seção da direita mostra o mesmo dado após a aplicação da deconvolução.

5.4.4 Reorganização em CMP

Os dados são adquiridos em um sistema conhecido como Fonte-receptor, porém, para que sejam efetuadas as diferentes etapas do processamento, deve-se

anteriormente reordenar os traços para organizá-los na geometria ponto médio comum-afastamento (*CMP-offset*).

Essa operação requer informações de geometria, que devem estar presentes no cabeçalho (*header*) do dado. De posse dessas informações, associamos a posição de cada traço ao ponto médio entre as posições de fonte e receptor. Todos os traços associados à mesma posição são então reunidos, formando um só grupamento *CMP* ou *CMP gather*.

5.4.5 Análise de velocidade (*VelAn*)

O registro de dados a diferentes afastamentos, além de aumentar a razão sinal-ruído, permite ainda, recuperar informação sobre a velocidade da onda sísmica em cada posição de sub-superfície.

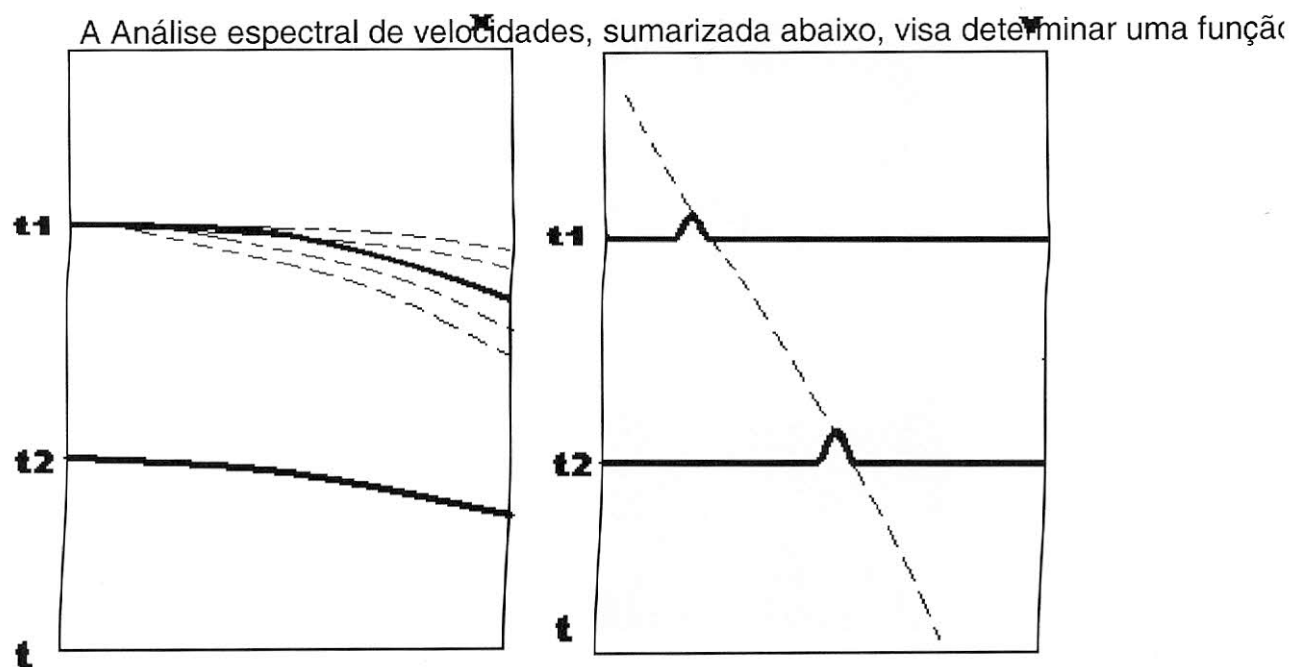


Figura 44 – À esquerda, esquema mostrando dois eventos de reflexão nos tempos t_1 e t_2 , bem como as parábolas que são geradas e correlacionadas à hipérbole de reflexão. À direita, mapa de correlação correspondente (Gomes, 2006).

- Primeiramente, selecionam-se alguns *CMP*'s equidistantes;
- Como foi dito anteriormente, os eventos de reflexão (para refletores

planos) podem ser representados por hipérbolas. Portanto, dada uma hipérbole de reflexão, o programa gera um conjunto de hipérbolas com velocidades diferentes e calcula a correlação entre cada uma dessas hipérbolas e a hipérbole de reflexão;

- Um mapa de correlações para diferentes velocidades é calculado e mostrado num display (direita nas Figuras 44 e 45);
- Marca-se os pontos de máxima correlação (na Figura 45, de acordo com a paleta usada, indicados em vermelho-amarelo). Gera-se então uma curva que será a função velocidade para aquele CMP. Deve-se tomar cuidado com as múltiplas que podem aparecer no mesmo tempo que as primárias, porém com velocidades diferentes;

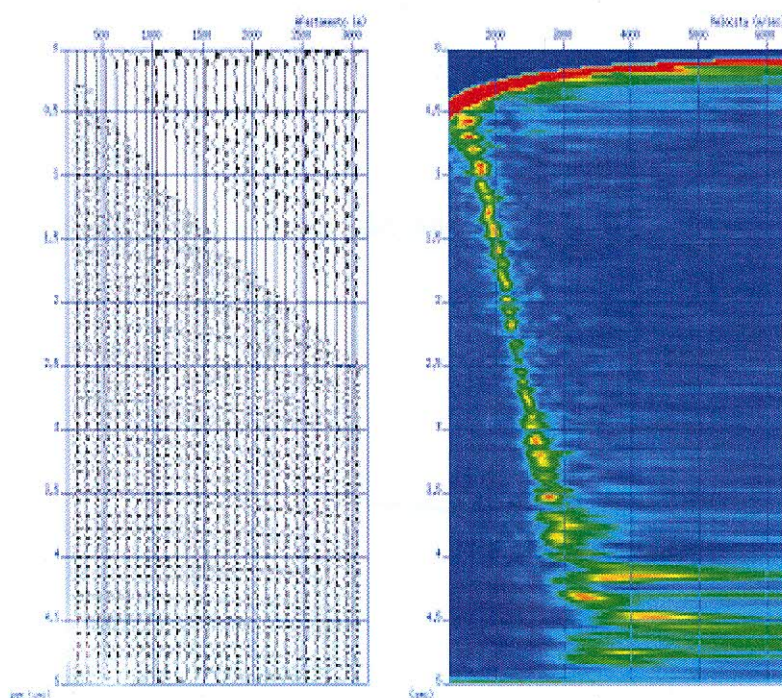


Figura 45 - CMP gather e espectro de velocidades correspondente.

- Essas funções velocidade picadas em cada *CMP* são então interpoladas entre as locações e é gerado um campo (mapa) de velocidades (Figura 46). A parte rasa,

colorida de azul, indica baixa velocidade e o vermelho na parte profunda indica maiores velocidades. A velocidade interpretada é a velocidade de empilhamento que será uma aproximação da velocidade RMS;

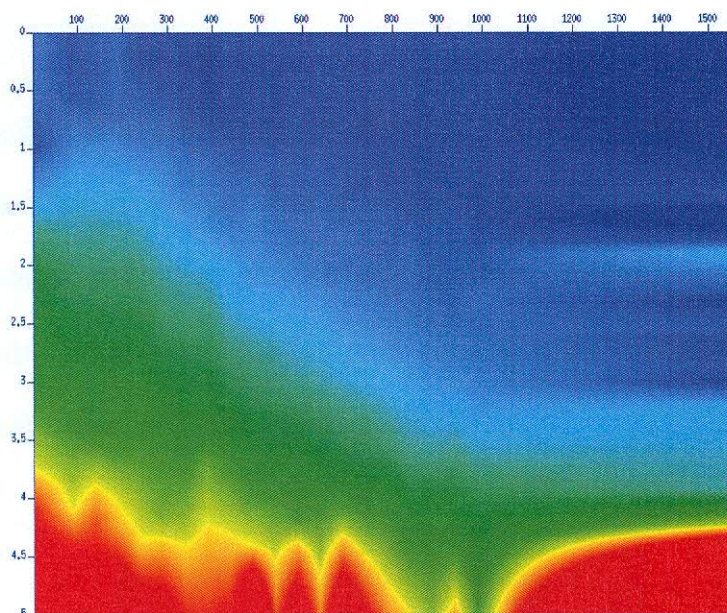


Figura 46 – Mapa de velocidades.

5.4.6 Correção de NMO e empilhamento

Como vimos anteriormente, a reflexão sísmica associada a um refletor plano é uma hipérbole. Partindo-se do princípio de que o interesse do geofísico é obter imagens mais próximas à realidade em sub-superfície, é aplicada uma correção dinâmica chamada de correção de sobretempo normal

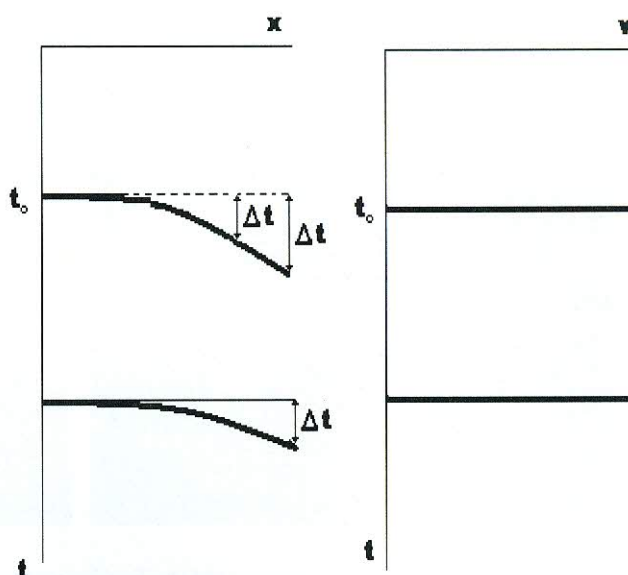


Figura 47 – Aplicação de NMO a dois eventos sísmicos (Gomes, 2006).

(Normal Move-out ou NMO)

Essa correção atua horizontalizando virtualmente os eventos ao longo da faixa de afastamentos. Considerando um mesmo evento, ela é tanto maior quanto maior o *offset*. Para eventos a diferentes profundidades, ela diminui com a profundidade (Figura 47).

A correção será tanto melhor quando mais precisa for a função velocidade picada na análise de velocidades. Se forem usadas velocidades corretas os eventos serão horizontalizados, porém se escolhermos velocidades muito baixas eles se transformarão em curvas voltadas para cima e, para velocidades muito altas, curvas voltadas para baixo. A Figura 48 ilustra esse efeito.

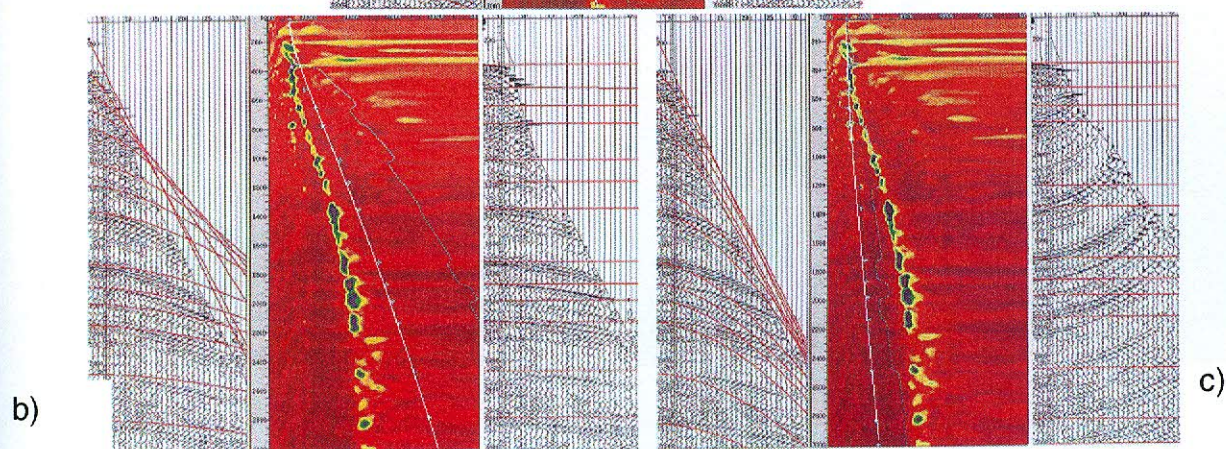
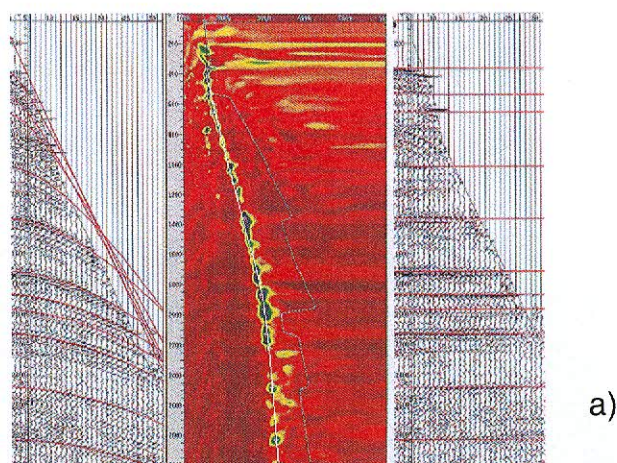


Figura 48 – CMP Gather antes da correção de NMO, espectro de velocidades e CMP gather após a correção NMO com a função velocidade marcada no espectro em três casos: a) com velocidade bem determinada, b) eventos super-corrigidos (velocidades muito altas) e c) eventos sub-corrigidos (velocidades muito baixas) (Yilmaz, 2001).

Como consequência da correção de NMO, ocorrem distorções de frequência devido ao estiramento dos traços, principalmente em tempos curtos e *offsets* grandes. Para prevenir a degradação dos eventos, a zona distorcida é eliminada (silenciamento ou *mute*), antes do empilhamento dos traços.

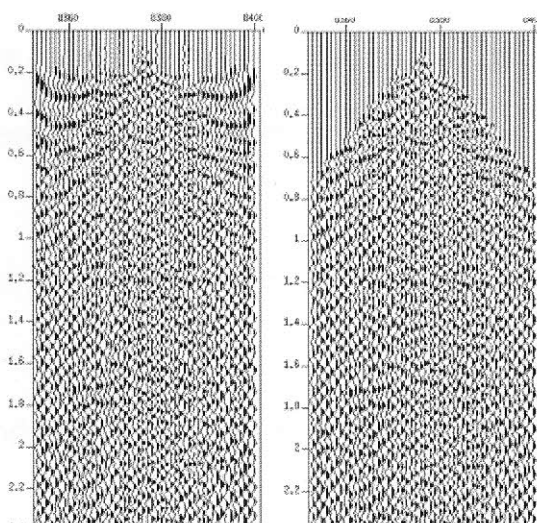


Figura 49 – A imagem da esquerda mostra um CMP gather após a correção de NMO e o estiramento sofrido nos *offsets* curtos. A direita, temos o mesmo CMP após o silenciamento.

5.4.7 Dip-Moveout Correction (DMO)

A correção de NMO é realizada usando um campo de velocidades que implicitamente considera a hipótese de refletores planos. Velocidades de

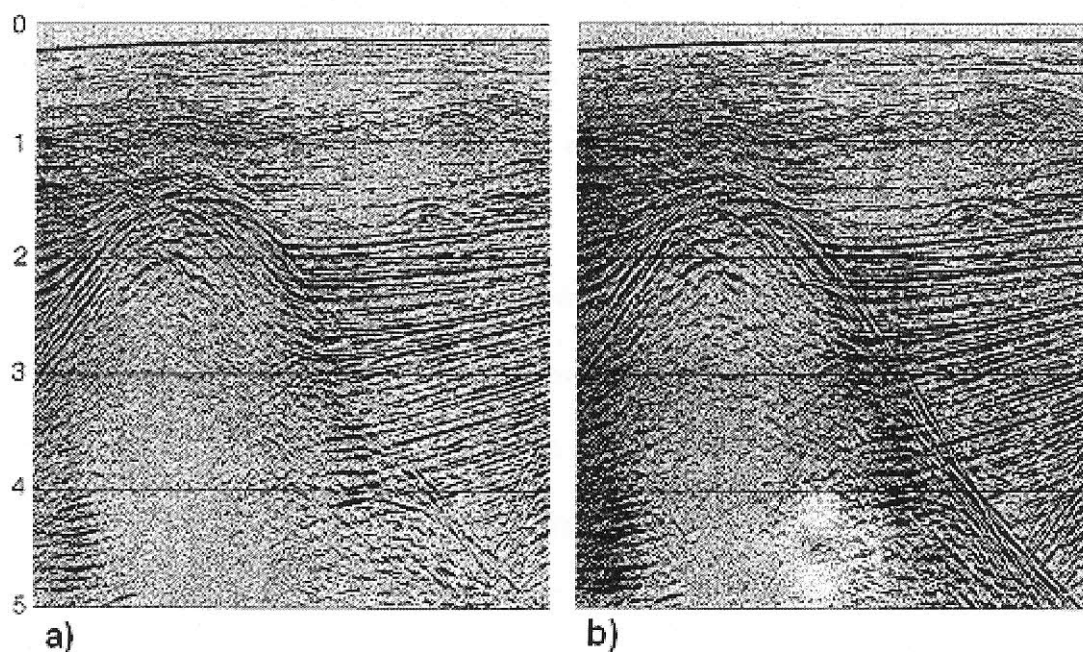


Figura 50 – a) antes do DMO e b) após a aplicação do DMO. Perceba que o flanco do domo de sal pode ser bem melhor visualizado (Yilmaz, 2001).

empilhamento são, entretanto, dependentes do mergulho da camada. A correção

DMO é necessária para corrigir o efeito de mergulho nas velocidades de empilhamento e, desse modo, preservar eventos com mergulhos conflitantes durante o empilhamento dos *CMPs*.

Eventos com mergulhos conflitantes são encontrados nas seguintes situações geológicas:

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

Essa correção é aplicada ao dado após o *NMO* usando a velocidade estimada para eventos planos. Em seguida, aplica-se um *NMO* inverso e é efetuada uma nova análise de velocidades mais densa que a primeira (em intervalos menores de *CMP's*).

As grandes vantagens da correção de *DMO* são: ela permite uma melhor definição de falhas em seções sísmicas, bem como, a melhor definição das hipérbolos de difração, o que facilita a etapa de migração dos dados.

5.4.8 Atenuação de múltiplas

Múltiplas ou reverberações são eventos que passaram por mais de uma reflexão. Só os contrastes de impedância mais fortes geram múltiplas fortes o suficiente para serem consideradas como eventos.

Elas podem ser agrupadas em duas classes: as de passo curto e as de passo longo. A múltiplas de passo longo aparecem no sismograma como eventos separados das primárias enquanto que as de passo curto interferem nas mesmas.

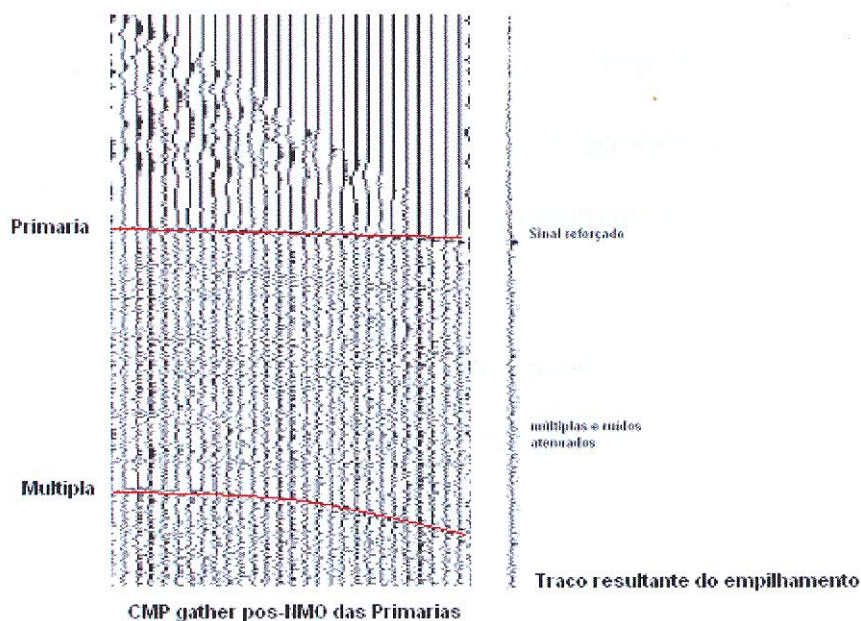


Figura 51 – Esquema ilustrando como o empilhamento pode ser eficaz na atenuação de múltiplas.

As reflexões múltiplas usualmente exibem *move-outs* diferentes das reflexões primárias, sendo o empilhamento a base para a atenuação de múltiplas no processamento sísmico (Figuras 51 e 52). Além do empilhamento, destacam-se outros métodos de atenuação de múltiplas: filtragem F-K (frequência - número de

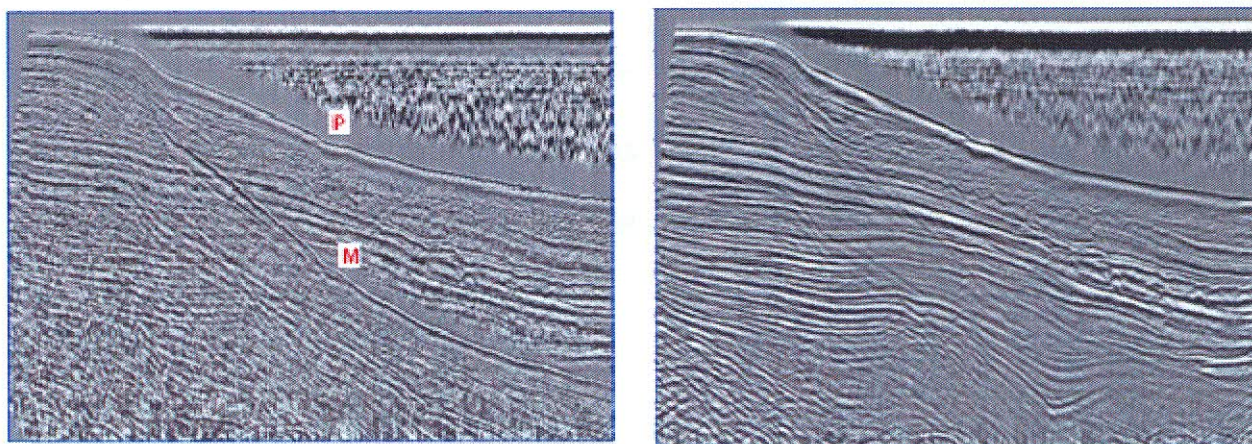


Figura 52 - Seção sísmica marinha mostrando a forte múltipla do fundo do mar assinalada por M. A Figura da esquerda foi obtida através de um empilhamento bruto com velocidade única de 1500 m/s. A da direita após a análise de velocidades. Veja o quanto a múltipla foi atenuada pelo simples empilhamentos pós análise de velocidades e NMO.

onda) e *Radon* Parabólico.

A filtragem F-K permite a separação de eventos que possuam diferentes mergulhos e que aparecem juntos no domínio do tempo. Esse tipo de filtragem é muito útil na remoção de ruído coerente (principalmente *ground roll*) e também na atenuação de múltiplas.

No caso da atenuação de múltiplas, inicialmente deve-se fazer um *Velan* com velocidades intermediárias entre as primárias e as múltiplas.

Aplicando-se NMO ao dado utilizando essa nova função velocidade, sub-corrigiremos as múltiplas (que permaneceram como curvas voltadas para baixo) e super-corrigiremos as primárias (que se transformarão em curvas voltadas para cima). Esse procedimento é ilustrado na Figura 53.

O espectro F-K pós velocidade intermediária, citada anteriormente, é mostrado na Figura 54a. Por ter (forçosamente) mergulhos diferentes, múltiplas e primárias aparecem em lados diferentes do espectro: as múltiplas do lado direito e as primárias do lado esquerdo. Dessa maneira, podemos eliminar as múltiplas zerando a energia do lado direito do espectro (Figura 54b).

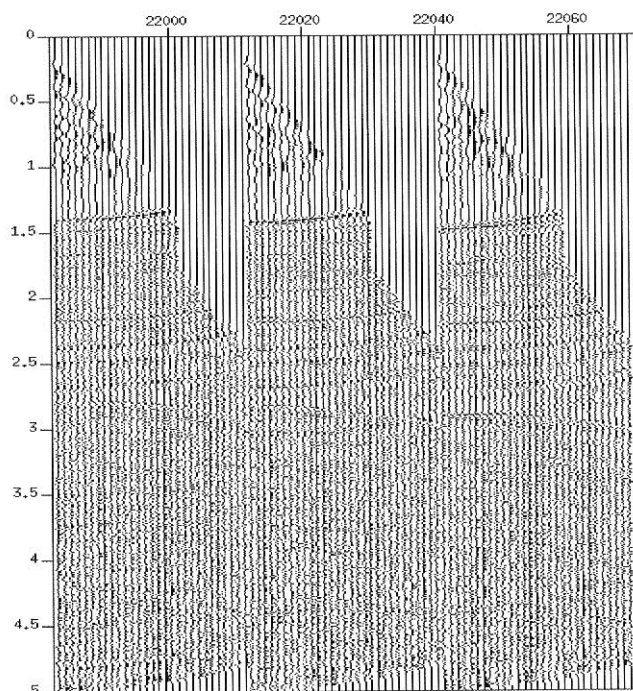


Figura 53 – Resultado do NMO usando a função velocidade intermediária.

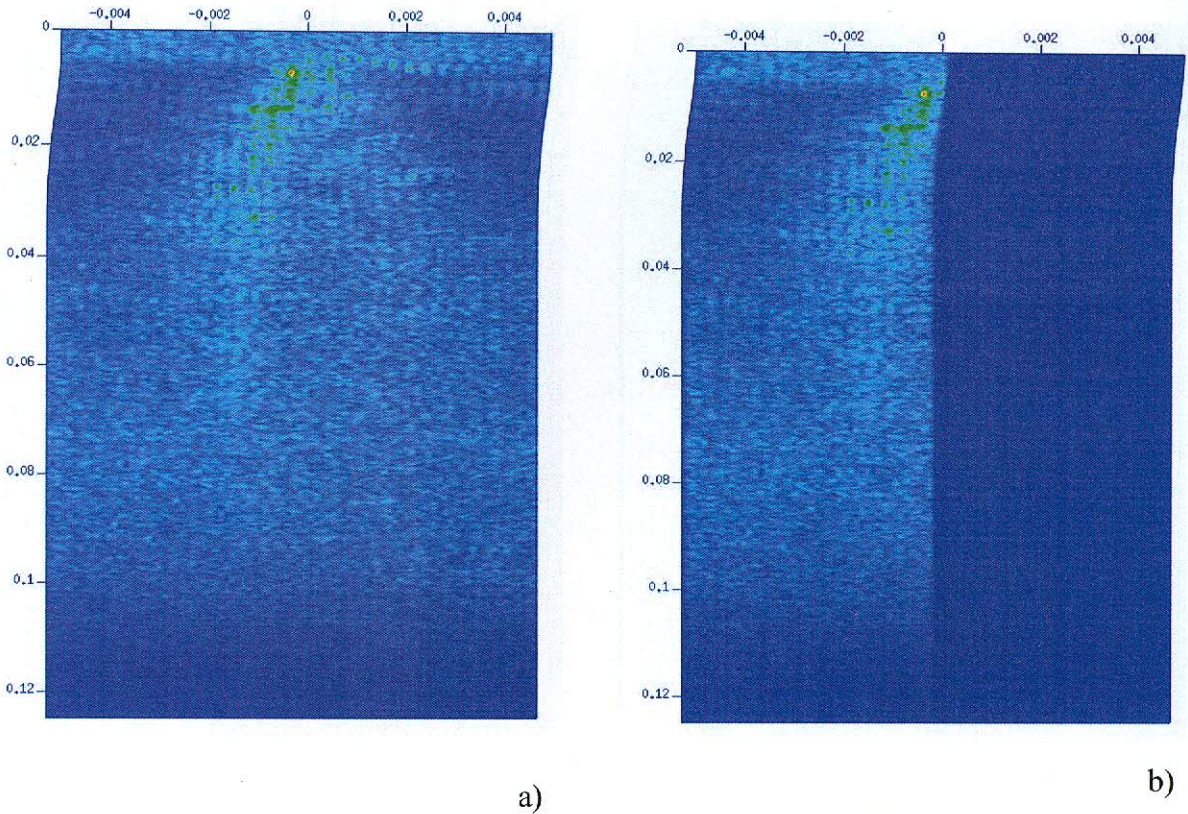


Figura 54 – Espectros F - K antes (a) e depois (b) da filtragem.

O *Radon* Parabólico realiza uma transformada do domínio tempo-*offset* para o domínio tempo de *zero offset - moveout* (uma versão do tau-pi). Nesse novo domínio as primárias aparecem como pontos com *move-out* zero e as múltiplas também como pontos, mas à direita das primárias com maiores *move-outs* (verifique no espectro da Figura 56).

Considerando-se que primárias e múltiplas estão separadas, a filtragem é feita aplicando-se um *mute* que zera as primárias. É então gerado um modelo de múltiplas que é subtraído do dado original (CMP da Figura 55).

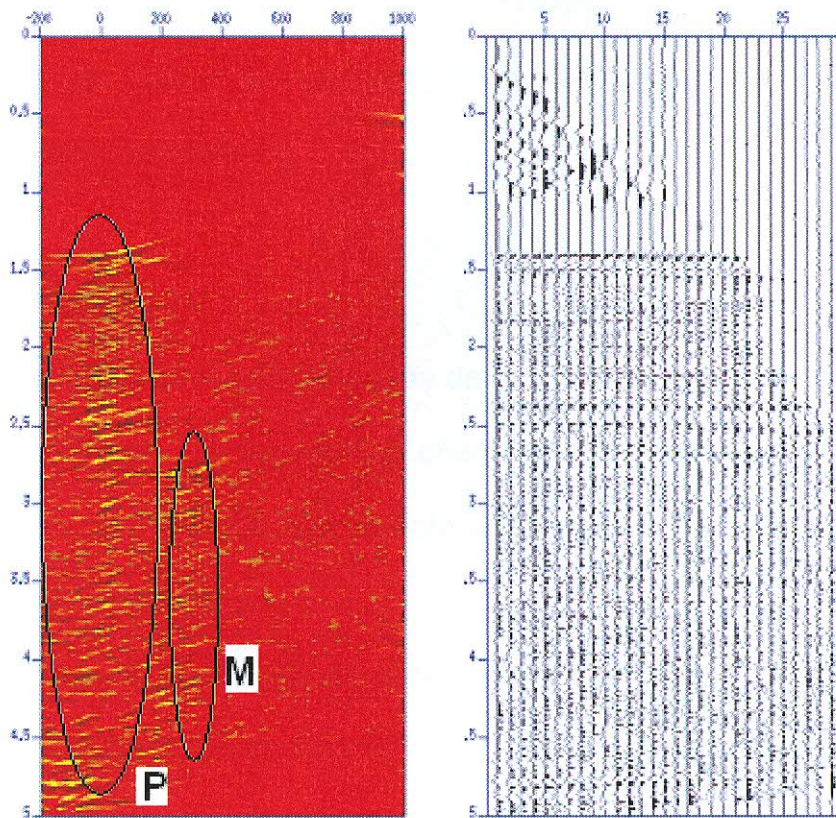


Figura 55 – Espectro do Radon e CMP após a filtragem.

5.4.8 Processamento pós - empilhamento

Uma típica seqüência de processamento pós-empilhamento inclui os seguintes passos:

- Deconvolução preditiva pós-processamento, que geralmente é aplicada visando restaurar as altas freqüências atenuadas no empilhamento. É também efetiva em suprimir reverberações e múltiplas de passo-curto.
- Filtro passa-banda variante no tempo é usado para suprimir bandas de freqüências ruidosas.
- Finalmente, algum tipo de ganho é aplicado para levantar as amplitudes das reflexões mais fracas. No caso de se preservar as amplitudes verdadeiras opta-se por usar uma função de compensação relativa de

amplitude, constante com o traço. As principais aplicações do ganho são para corrigir perdas por absorção e por divergência esférica (efeitos já discutidos anteriormente).

5.4.9 Migração

O processo de remoção de dados da localização de ponto médio (CMP) para a localização de subsuperfície é chamado de migração. Ela também é chamada de imageamento porque seu objetivo é fornecer uma imagem o mais clara possível de subsuperfície.

O processo de migração do dado empilhado, usando a velocidade do meio, move os eventos mergulhantes para as suas verdadeiras posições em subsuperfície e colapsa as difrações. Numa seção migrada não vemos eventos se cruzando (Figura 56).

A migração para a correta localização do refletor exige um bom conhecimento da distribuição de velocidades no meio. Entretanto, se a geologia da região não for muito complexa, pode-se utilizar a migração em tempo, que apesar de não fornecer resultados muito precisos, ajuda a entender melhor as estruturas geológicas, mesmo mal locadas. Quando tratamos de regiões de geologia mais complexa, com grandes variações laterais de velocidade, devemos utilizar a migração em profundidade.

A migração pode ainda ser realizada antes (*pré-stack*) ou depois (*pós-stack*) do empilhamento dos dados sísmicos. A migração *pré-stack* se diferencia da *pos-stack* principalmente pelos fatos de que esta é realizada em classes de *offsets* (*afastamentos*) e dispensa o uso de DMO.

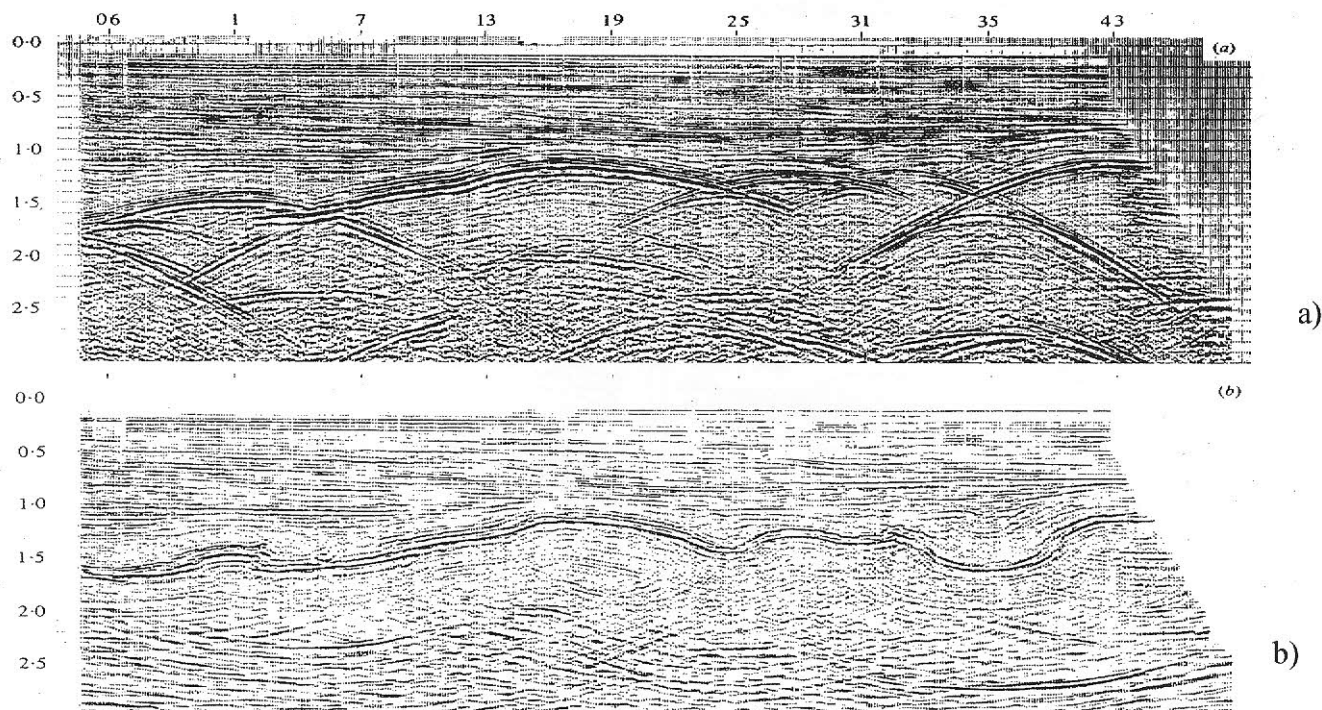


Figura 56 – seções sísmicas antes (a) e depois (b) da migração (Sheriff, 1983).

A migração é uma ferramenta que foi criada para reposicionar reflexões primárias e difrações, portanto, caso ela seja aplicada a outros tipos de eventos, criará ruído (ruído de migração). Energia concentrada em regiões da seção se espalha em ruído que tem geralmente a forma das frentes de onda (sorrisos de migração). Sorrisos e ruído de migração são chamados de “artefatos de migração” e estão presentes em quase todas as seções sísmicas migradas. Alguns desses artefatos podem ser vistos na Figura 56b.

5.5 Interpretação Sísmica

O objetivo primário de um levantamento sísmico é o de identificar estruturas propícias a acumulação de hidrocarbonetos, tais como as exemplificadas na Figura 58. Entretanto, muitas das estruturas que forneceria excelentes trapas não contêm óleo e gás em quantidades econômicas. Porque perfurar poços é muito caro, tentamos derivar dos dados sísmicos o Máximo de

informação possível da história geológica da área e sobre a natureza das rochas em um esforço de formar uma opinião sobre a probabilidade de encontrar petróleo em estruturas que mapeamos.

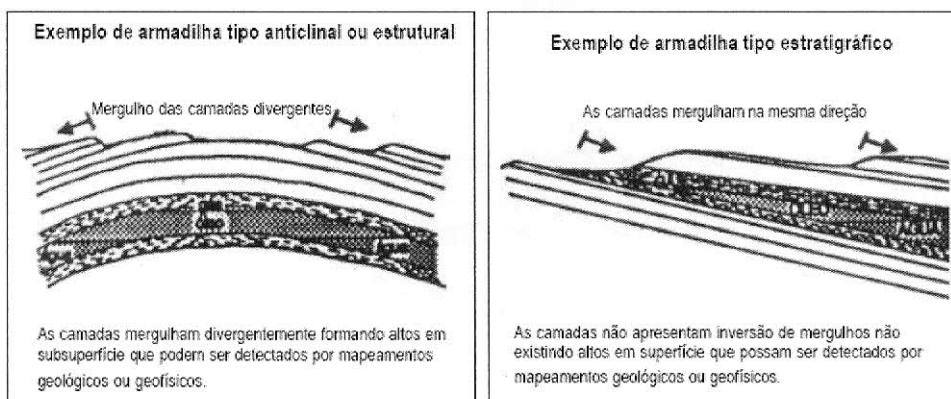


Figura 57 – Exemplos de trapas estrutural e estratigráfica, respectivamente (<http://www.braintecnologia.com.br/art/geologiapetroleo.pdf>).

A interpretação sísmica é considerada a tarefa mais intuitiva associada a este método. De posse do dado sísmico, o interprete pode: inferir como é a geologia estrutural e a estratigrafia de uma área, localizar possíveis acumulações de fluidos e até identificar que tipo de fluido preenche os poros de uma determinada rocha.

Para fundamentar uma interpretação, diversas ferramentas podem ser utilizadas, dentre elas:

- Dados de Petrofísica e análise de testemunhos;
- Perfis de poço (*gama ray*, sônico, neutrão, densidade, etc.);
- Resultados de análises de AVO;
- Atributos sísmicos.

Os dados de petrofísica, testemunhos e perfis de poço fornecem informações bastante úteis para identificação de litologias e na calibração de horizontes sísmicos (interfaces entre camadas).

A amplitude das reflexões deve diminuir com o *offset*, considerando que a onda perde energia enquanto se afasta da fonte. A análise de AVO (amplitude versus *offset*) se baseia no fato de que, devido à presença de gás saturando os poros, a amplitude da reflexão pode aumentar com o *offset*. Variações de amplitude com *offset* podem, portanto, ser bastante úteis como IDH.

Segundo Taner (1979) entende-se por atributos sísmicos todas as informações obtidas dos dados sísmicos, seja por medidas diretas ou por raciocínio lógico ou baseado na experiência. Os atributos sísmicos permitem retirar do dado informações que a visualização convencional deste não permitiria, desta maneira. Portanto, pode-se visualizar o dado em diferentes "pontos de vista". Um *display* de amplitude instantânea resalta anomalias locais de amplitude (permitindo a melhor identificação de acumulações gás pelos *Bright spots*), bem como permite uma melhor identificação de limites de sequência. Por outro lado, um *display* de fase me fornece uma melhor visualização da continuidade lateral dos refletores, além de, por não conter informação de amplitude, permitir uma melhor representação dos eventos.

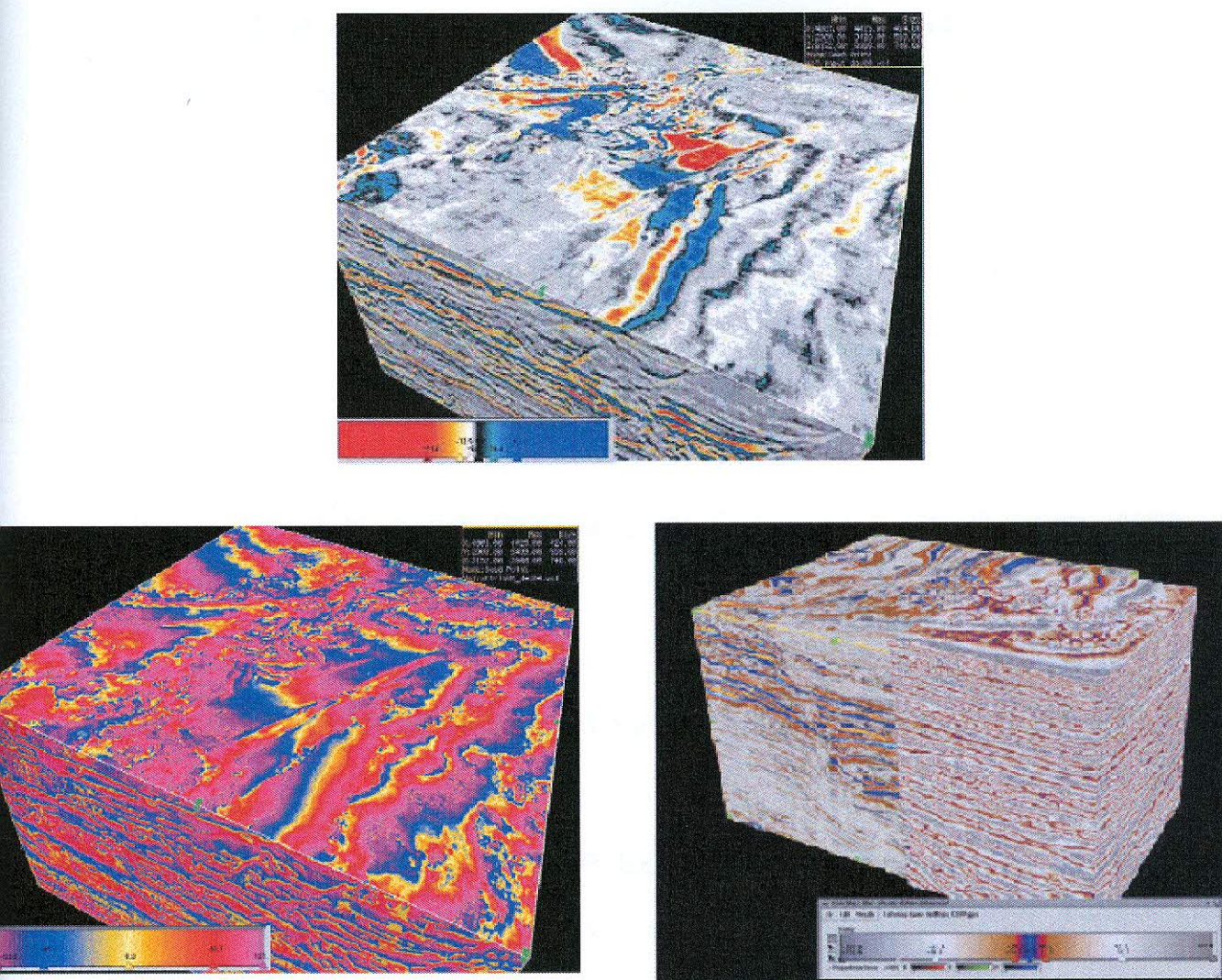


Figura 58 – a) Dado sísmico em visualização de amplitude convencional ,b) fase e c) amplitude instantânea. (Taner, 2001).

5.6 BIBLIOGRAFIA

- CHAVES, R. D. Aquisição sísmica. Rio de Janeiro, 2006. Petrobras. Apostila do Programa de Formação de Geofísicos.
- FILPO, E.; GOMES, A.; VICENTINI, A. Métodos sísmicos. Rio de Janeiro, 2006. Petrobras. Apostila do Programa de Formação de Geofísicos.
- MARI, J. L. et al. Signal Processing for Geologists & Geophysicists, 1999. Editions Technip.
- MAVKO, J. T. The Rock Physics Handbook. Cambridge University Press, 2003.
- SHERIFF, R.E., and GELDART, L.P. Exploration Seismology (em dois volumes). New York: Cambridge University Press (1983).
- TANER, M.T. Seismic Attributes. GSEG recorder, Setembro/ 2001.
- TELFORD, W.M.;GELDART, L.P.;SHERIFF. Applied Geophysics, Cambridge University Press, 1990.
- YILMAZ, Oz. Seismic Data Processing, Society of Exploration Geophysicists, Investigations in Geophysics nº 2, 1987.

6 Estudo de Caso

6.1 Introdução:

Esse estudo de caso pretende discutir os objetivos, métodos, desenvolvimentos e conclusões do artigo *Migração pré-empilhamento no 3D de São Mateus, Bacia de Solimões*, por Alberto Lopes de Carvalho. Tal artigo sumariza o trabalho, apresentado pelo mesmo autor, no VII Simpósio de Geofísica (2001).

No citado trabalho o autor utiliza a técnica de migração pré-empilhamento visando melhorar a imagem sísmica da seção paleosóica no levantamento 3D de São Mateus, Bacia de Solimões. O imageamento sísmico é dificultado na seção paleosóica em virtude da alta velocidade intervalar (em torno de 5500 m/s) associado à idade, à profundidade e à presença de soleiras de diabásio nesta seção. Outro problema, associado à presença das soleiras de diabásio, é de que estas geram múltiplas de curto período.

A migração pré-empilhamento foi realizada em tempo, ao invés de optar-se por migração em profundidade, em virtude da dificuldade na determinação de um modelo mais preciso de velocidades e da não necessidade de se utilizar a técnica de traçado de raios, considerando-se que não há complexidade estrutural que a demande.

Os reservatórios estão localizados na estrutura anticlinal de São Mateus nas formações Juruá e Ueré. Essas formações são os reservatórios dos sistemas petrolíferos associados à bacia de Solimões, o primeiro confirmado e o segundo especulativo (ver seção 4.1.4 desta monografia). A presença de intrusões ígneas nesta bacia já foi discutida anteriormente, elas podem ter até 830 m de espessura e atingem dois níveis estratigráficos.

Um dos principais aspectos do trabalho é o confronto de resultados entre as imagens obtidas utilizando-se migração antes e após o empilhamento, em duas seqüências de processamento distintas. Na primeira seqüência, não há a preocupação em conservar as relações de amplitude e a migração é realizada após o empilhamento. Já na segunda, procura-se não alterar as relações de amplitude, para que a análise de AVO (Amplitude versus *offset*) seja viabilizada, e a etapa de migração é realizada antes da de empilhamento.

6.2 Processamentos e AVO:

As duas seqüências de processamento aplicadas são mostradas, de maneira esquemática, na Figura 59. Como se pretende identificar apenas diferenças nas imagens relacionadas à aplicação de AVO e migração pré-empilhamento, os mesmos filtros e correções estáticas são aplicados nas duas seqüências de processamento.

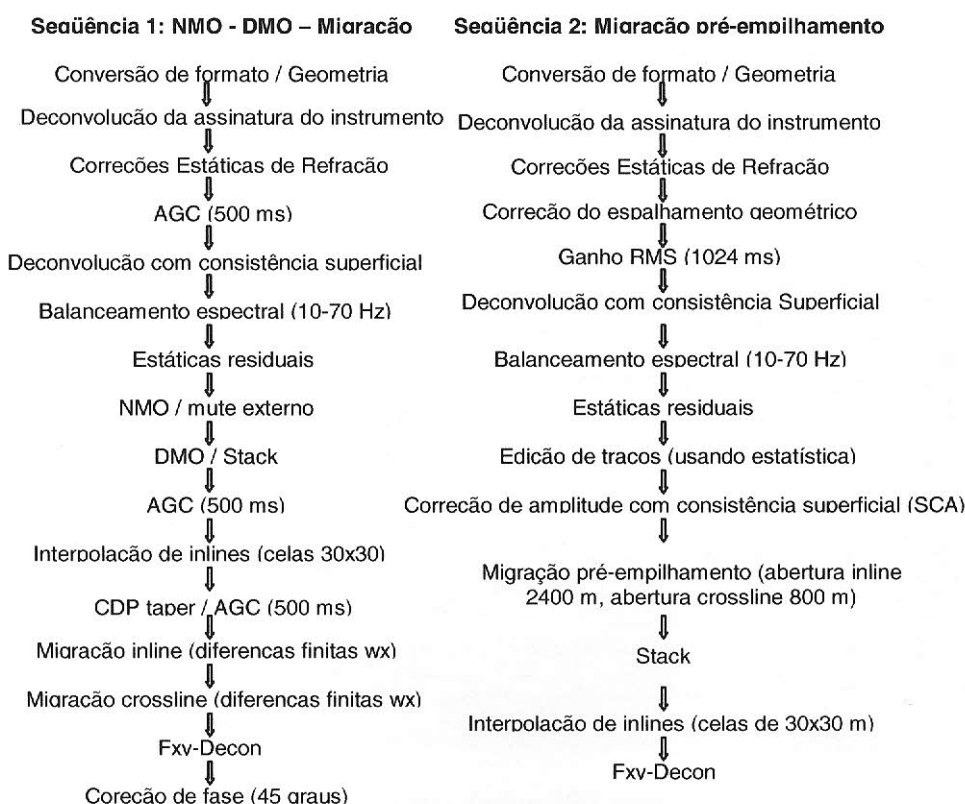


Figura 59– Seqüências de processamento.

Com relação aos ganhos, na primeira seqüência, como não há interesse em fazer análise de AVO, foi aplicado ganho do tipo AGC (*Automatic Gain Control*), que altera as relações de amplitude dos traços. Já na segunda seqüência, foi aplicado outro tipo de ganho do tipo RMS (*Root Mean Square*) e correção SCA. O ganho RMS foi necessário, devido a pouca qualidade do dado, mas optou-se por aplicá-lo utilizando-se janela grande (de 1024 ms). A correção SCA (*Surface Consistent Amplitudes*) foi necessária por causa do tipo de terreno alagado, típico da região amazônica, que, devido ao melhor acoplamento da fonte, tende a produzir registros com maior amplitude.

Quanto à etapa de migração, é importante destacar a necessidade da aplicação de DMO ao dado na primeira seqüência quando optamos pela aplicação de migração pós-empilhamento. Na segunda seqüência, não foi aplicado DMO ao dado, porém a migração pré-empilhamento foi executada utilizando-se o campo de velocidades pós-DMO.

O interesse de se fazer uma análise de AVO neste trabalho é o de identificar melhor as soleiras de diabásio, que podem aparecer como anomalias litológicas positivas na seção fator de fluido.

6.3 Resultados:

A Figura 60 mostra o resultado dos processamentos para a *in-line* 590, utilizando as duas seqüências de processamento

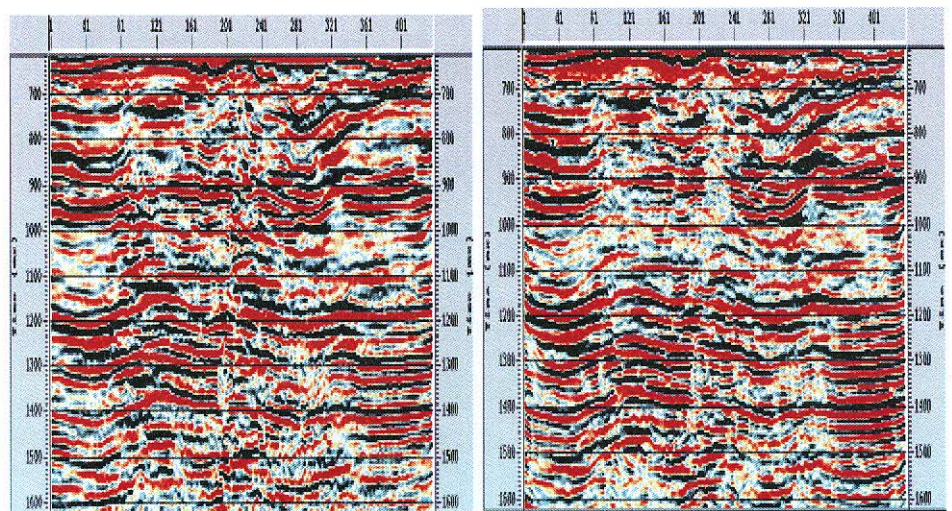


Figura 60 - *Inline* 590, com migração após empilhamento (esquerda) e antes do empilhamento (direita).

esquematisadas na Figura 6.1. Pode-se notar que a seção obtida com migração antes do empilhamento apresenta maior resolução lateral, melhor definição de estruturas e balanceamento de amplitudes

Já a Figura 61, apresenta duas *time slices* em 1400 ms referentes aos resultados obtidos da aplicação da migração após ou antes do empilhamento. De forma análoga ao resultado obtido nas *in-lines*, percebe-se que a imagem obtida com migração pré-empilhamento possui estruturas melhores definidas em forma e de mais fácil localização espacial.

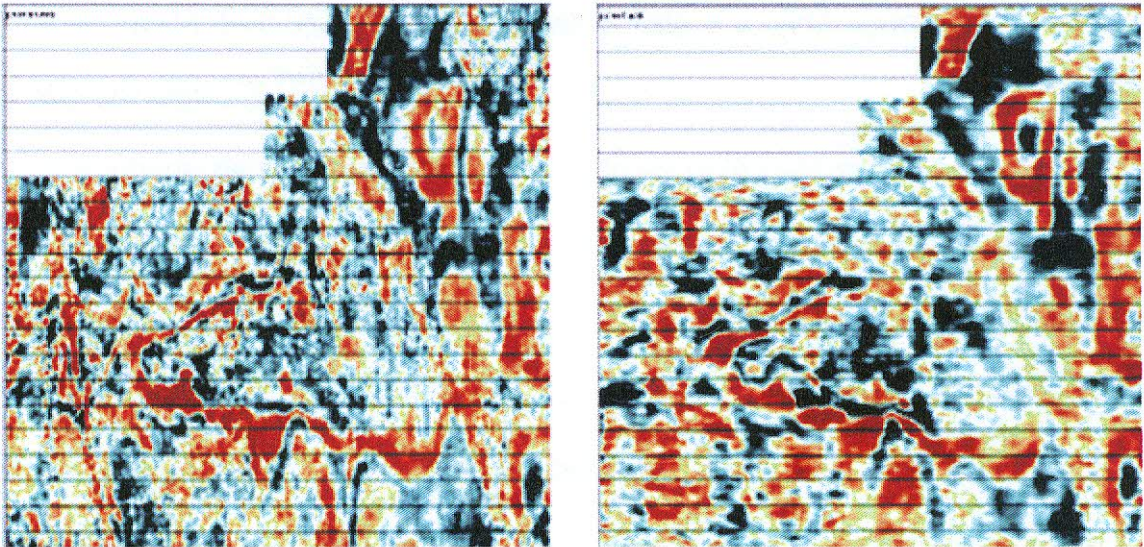


Figura 61 – Fatias de tempo (*time-slices*) em 1400 ms de todo 3D, processamento com migração após o empilhamento à esquerda e pré-empilhamento à direita.

Da análise de AVO obtém-se seções de fator de fluido como a mostrada na Figura 62. A primeira soleira (em torno de 650 ms) pode ser facilmente identificável e apresenta-se como uma

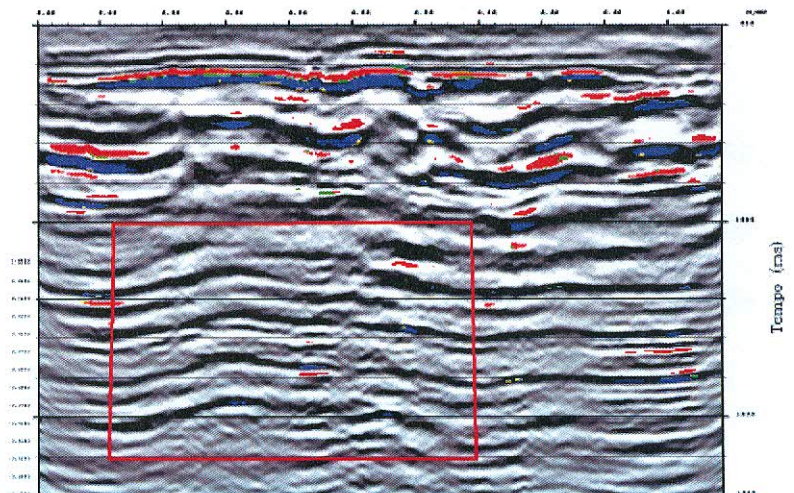


Figura 62 - Seção fator de fluido para a *in-line* 579. O quadrado indica a região que foi utilizada como base para o cálculo do background.

anomalia positiva (indicada pela cor azul). A segunda (entre 700 e 900 ms), se encontra falhada e fraturada.

6.4 Conclusões:

É evidente a importância do método sísmico para a indústria de Petróleo. A sísmica é o método geofísico mais utilizado, por conseguir congrega de maneira mais harmônica preço e resolução. Sendo assim, a indústria de Petróleo, lucrativa como ela se apresenta na atualidade, investe pesado no desenvolvimento de novas tecnologias nesta área. A visão desenvolvimentista e a otimização dos processos é a filosofia em vigor.

A melhoria de resultados obtida quando se opta pela migração *pré-stack*, ao invés de *pos-stack*, é notável quando se comparam os resultados (Figuras 61 e 62). Voltando nossa atenção para a etapa de Processamento sísmico, é notável que, apesar da existência e comum aplicação de fluxos padrões de processamento, sabemos que esta é uma atividade bastante específica. Deve-se, antes de processar dados de uma determinada região, observar quais ferramentas melhor se adaptam a cada situação. Desta forma, o trabalho estudado representa a preocupação de se encontrar um fluxo ideal que possa ser utilizado de maneira sistemática no processamento de dados efetuado a região amazônica.

Mesmo considerando que os resultados foram bastante válidos, o autor perfaz uma autocrítica quanto ao uso de ganhos automáticos, ressaltando que seria importante a procura por alternativas mais robustas para o tratamento de amplitudes. Ele também julga que a análise de AVO deveria ser mais aprofundada.

APÊNDICE 1

Propagação de ondas sísmicas:

O método sísmico se baseia na propagação de ondas elásticas através de rochas. Elasticidade é a propriedade de um corpo (fluido ou sólido) de resistir à mudança de dimensão ou forma devido à ação de uma força externa e retornar a sua dimensão original e forma, quando esta força é removida.

A lei de Hook estabelece a relação entre esforço (*stress*) e deformação (*strain*). Ela estabelece que as deformações são diretamente proporcionais às tensões que as produzem. Um corpo perfeitamente elástico é aquele que se recupera perfeitamente após ser deformado.

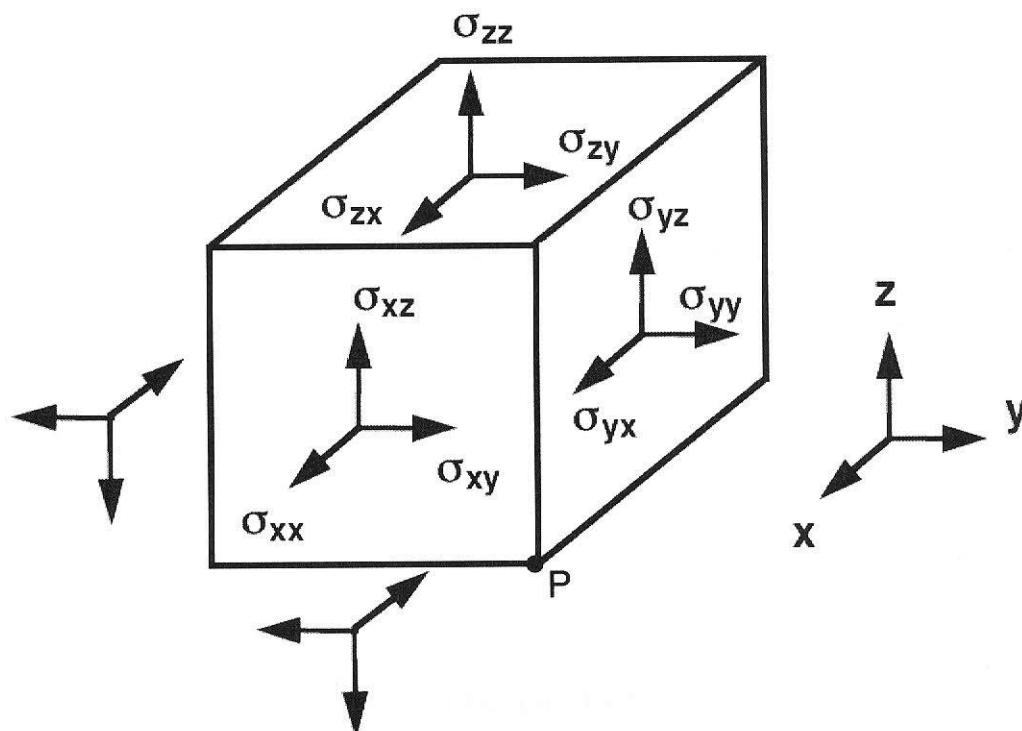


Figura 63 – Componentes do esforço (Mavko, 2003).

Considerando um pequeno elemento de volume, o esforço agindo em cada uma das seis faces do elemento pode ser representado por seus componentes nas direções x , y e z . A Figura 63 mostra os componentes do esforço em três faces do elemento de volume.

Cada componente produz uma deformação independente, e a deformação total será a soma das deformações produzidas pelas tensões individuais.

Se escrevermos (u,v,w) como as componentes do deslocamento de um ponto $P(x,y,z)$ nas direções x , y e z , respectivamente, as deformações elementares podem ser descritas pelo conjunto de equações (5.1).

$$\text{Deformação normal } \varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (5.1)$$

$$\text{Deformação de cisalhamento } \varepsilon_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \varepsilon_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}, \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}.$$

A dilatação sofrida pelo corpo é definida como a soma das deformações normais, ou seja,

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}.$$

A lei de Hook tem relações complexas para sólidos anisotrópicos, onde as relações entre tensão e deformação dependem da direção. Porém, considerando a hipótese de isotropia, as relações que representam esta lei podem ser simplificadas pelo conjunto de equações (5.2).

$$\begin{cases} \sigma_{ii} = \lambda\Delta + 2\mu\varepsilon_{ii} & i = x, y, z \\ \sigma_{ij} = \mu\varepsilon_{ij} & i, j = x, y, z, i \neq j \end{cases} \quad (5.2)$$

Nessa representação σ_{ii} é o esforço normal, Δ é a dilatação, ε_{ii} é a deformação normal, σ_{ij} é a tensão de cisalhamento e ε_{ij} é a deformação de

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

Embora as constantes de Lamé descrevam completamente o comportamento dos sólidos, outras constantes também são usadas. Podemos definir o módulo de Young, razão de Poisson e módulo de Bulk, em duas dimensões, da maneira mostrada no grupo de equações (5.3).

$$\text{Módulo de Young: } E = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (5.3)$$

$$\text{Razão de Poisson: } \sigma = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$

$$\text{Módulo de Bulk: } k = -\frac{p}{\Delta} = \frac{3\lambda + 2\mu}{3}$$

Apesar de a maioria das rochas na natureza serem anisotrópicas, a suposição de isotropia geralmente fornece informações razoáveis sobre resultados reais.

APÊNDICE 2

Equação de onda e suas soluções:

Até agora consideramos meios em equilíbrio estático. Vamos agora considerar a situação em que o esforço não está em equilíbrio. Tomando o elemento de volume mostrado na Figura 5.1, as componentes do esforço na face frontal do elemento são, respectivamente,

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \quad \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx \quad \text{e} \quad \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx.$$

Como esse esforço é oposto ao que age na face de trás do elemento, o esforço não equilibrado são

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx \quad \text{e} \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx.$$

Esse esforço age na face cuja área é $dx dy$ e afetam o volume $dx dy dz$. Daí a força por unidade de volume na face frontal nas direções x , y e z , são

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}, \quad \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial x} \quad \text{e} \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x}$$

respectivamente.

Expressões similares podem ser deduzidas para as outras faces. A força total por unidade de volume agindo na direção do eixo x , portanto, pode ser expressa por

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x}.$$

Daí, da 2ª lei de Newton, pode-se escrever

$$\frac{\rho \partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} \quad (5.4)$$

onde ρ é a densidade. A equação (5.4) relaciona o deslocamento e o esforço. Pode-se usar a lei de Hook para substituir o esforço pela deformação e escrever a deformação em função do deslocamento. Usando o grupo de equações (5.2) e (5.4), chega-se a

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} \\
 &= \lambda' \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial \varepsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \\
 &= \lambda' \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \left\{ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right\} \\
 &= \lambda' \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\
 &= (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u.
 \end{aligned} \tag{5.5}$$

Por analogia poderemos escrever equações equivalentes a (5.5) para as outras componentes do deslocamento v e w . Dessa maneira, obtemos o grupo de equações mostrado em (5.6) e (5.7).

(5.6)

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w. \tag{5.7}$$

Derivando as equações (5.5), (5.6) e (5.7) com respeito a x , y e z e adicionando os três resultados, obteremos

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda' + 2\mu) \nabla^2 \Delta. \tag{5.8}$$

Fazendo $\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}$, a equação (5.8) pode ser reescrita por

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta. \tag{5.9}$$

A equação 5.9 representa a propagação de uma onda de corpo que desloca as partículas do meio na mesma direção em que ela se propaga, ou seja, define uma onda longitudinal se propagando no sólido. Essa componente longitudinal da onda sísmica é conhecida como **onda compressional** e possui velocidade de propagação dada por α .

Se partirmos de um procedimento diferente do anterior, subtraindo a derivada da equação (5.6) em relação a z e a equação (5.7) com relação a y , chegaríamos a seguinte relação

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x. \quad (5.10)$$

Onde $\beta^2 = \frac{\mu}{\rho}$ e $\theta_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$.

A equação (5.10) representa a propagação de uma onda de corpo que desloca as partículas numa direção transversal a sua propagação, o que a classifica como onda transversal. A componente transversal da onda sísmica é chamada de **onda de cisalhamento** e possui velocidade de propagação dada por β .

Como as constantes elásticas são sempre positivas, α é sempre maior que β . Isso justifica o fato de que a onda com velocidade α é chamada de primária (ou onda "P") e a onda com velocidade β (ou onda "S") é chamada de secundária. Para fluidos, μ é zero, o que faz com que β também seja zero. Por isso, as ondas tipo S não se propagam em líquidos. Como visto na subsecção 5.1.4, as velocidades α e β não são bons discriminadores de litologia, enquanto que a razão

$\frac{\beta}{\alpha}$ é mais efetiva nesse sentido.

APÊNDICE 3

Particionamento de energia

A Figura 65 mostra as ondas geradas em uma interface por uma onda P incidente. A_1 , A_2 , θ_1 e θ_2 são as amplitudes e os ângulos das P refletidas e refratadas e B_1 , B_2 , λ_1 e λ_2 as amplitudes e ângulos das ondas S refletidas e refratadas.

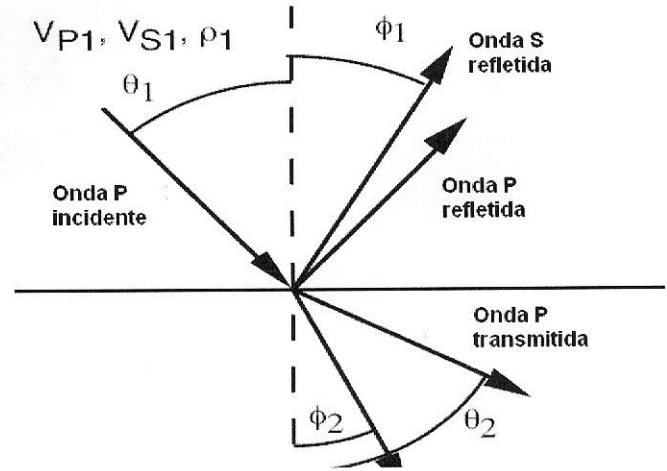


Figura 64 – Ondas geradas na interface pela incidência de uma onda P (Mavko, 2003).

Amplitudes e ângulos de reflexão para ondas P e S podem ser obtidas pelas equações de Zoeppritz (1919) dadas abaixo:

$$A_1 \cos \theta_1 - B_1 \sin \lambda_1 + A_2 \cos \theta_2 + B_2 \sin \lambda_2 = A_0 \cos \theta_1 \quad (5.11)$$

$$A_1 \sin \theta_1 + B_1 \cos \lambda_1 - A_2 \sin \theta_2 + B_2 \cos \lambda_2 = -A_0 \sin \theta_1 \quad (5.12)$$

$$A_1 Z_1 \cos 2\lambda_1 - B_1 W_1 \sin 2\lambda_1 - A_2 Z_2 \cos 2\lambda_2 - B_2 W_2 \sin 2\lambda_2 = -A_0 Z_1 \cos 2\lambda_1 \quad (5.13)$$

$$A_1 \gamma_1 W_1 \sin 2\theta_1 + B_1 W_1 \cos 2\lambda_1 + A_2 \gamma_2 W_2 \sin 2\theta_2 - B_2 W_2 \cos 2\lambda_2 = A_0 \gamma_1 W_1 \sin 2\theta_1 \quad (5.14)$$

onde Z e W são as impedâncias (produto densidade x velocidade) do meio para as ondas P e S, respectivamente.

As equações de Zoeppritz ((5.11) a (5.14)) se reduzem a uma forma bem mais simples quando consideramos a hipótese de incidência normal. Para ondas P com incidência normal, o esforço normal e a deformação são zero; daí $B_1 = B_2 = 0$ e $\theta_1 = \theta_2 = 0$, daí as equações (5.11) a (5.14) se reduzem a

$$A_1 + A_2 = A_0$$

$$Z_1 A_1 - Z_2 A_2 = -Z_1 A_0$$

A solução dessas equações é

$$\frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = R \quad (5.15)$$

$$\frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} = T$$

As razões dadas por (5.15) são chamadas de coeficientes de reflexão e transmissão. Eles estão relacionados de tal maneira, que é válida a relação

$$R + T = 1.$$

Analogamente, pode-se escrever E_R e E_T (frações de energia incidente refletida e transmitida):

$$E_R = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2$$

$$E_T = \frac{4Z_2 Z_1}{(Z_2 + Z_1)^2}$$

$$E_R + E_T = 1$$

Como podemos perceber da definição do coeficiente de reflexão, quando há mudança de impedância do meio há reflexão da onda sísmica. Percebe-se também que se onda incidir na interface no sentido contrário R muda de sinal e T muda de valor, já E_R e E_T permanecem inalterados.