



UFRJ

VIVHO

Mauricio Pedrassi

MÉTODO SÍSMICO APLICADO À BACIA DE CUYO

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:

Webe Mansur

Álvaro Lucio de Oliveira Gomes

Leonardo Borghi

M
GL
P 371M

Rio de Janeiro
Agosto de 2007

UFRJ

Centro de Ciências Matemáticas e
da Natureza
Biblioteca Central

N.º REGISTRO

DATA

6887/12

03/07/2012

ORIGEM *Doação / UFRJ - Dep.*
de Geologia

PEDRASSI, Mauricio

Método Sísmico Aplicado à Bacia de Cuyo/ Mauricio Pedrassi - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

xvi, 127 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: Webe Mansur, Álvaro L. de Oliveira Gomes e Leonardo Borghi

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 a bacia de Cuyo.

Mauricio Pedrassi

MÉTODO SÍSMICO APLICADO À BACIA DE CUYO

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:

Webe Mansur
Álvaro Lucio de Oliveira Gomes
Leonardo Borghi

Aprovada em: 01.agosto.2007

Por:

Webe Mansur (UFRJ)

Leonardo Borghi (UFRJ)

Álvaro L. de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

À minha mulher Valéria

Agradecimentos

À minha mulher, Valéria, pelo amor, compreensão, paciência e apoio incondicional.

À toda minha família pelo amor, sem eles nenhum esforço faria sentido.

Aos meus grandes amigos que sempre estiveram ao meu lado.

Aos meus colegas de grupo, Marcella, Elton, Hugo, e Marcelo, pela amizade, companheirismo e pela ajuda inestimável na conclusão deste trabalho.

Aos meus colegas de curso, pela amizade e companheirismo durante todo curso.

À todos professores do curso pelo empenho nas aulas.

Ao coordenador do curso, Álvaro, pelo esforço e paciência.

À Petrobras pela oportunidade única de aprender.

“Aprender é a única coisa de que a mente nunca se cansa, nunca tem medo e nunca se arrepende.”

Leonardo da Vinci

Resumo

PEDRASSI, Mauricio. **Método Sísmico Aplicado à Bacia de Cuyo**: 2007. xvi, 121p. 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.

O potencial exploratório do depocentro Rivadavia, pertencente à bacia de Cuyo, foi avaliado pelo método sísmico apoiado pelas análises geoquímicas das amostras da rocha geradora (Fm Cacheuta) de poços exploratórios de uma região produtora da bacia. Nesta análise, o entendimento do Método Sísmico torna-se essencial e, portanto, é necessário descrevê-lo o Método Sísmico iniciando-se pelo equacionamento teórico, ou seja, a união da teoria da elasticidade e da teoria ondulatória, que permite quantificar as respostas das ondas sísmicas quando viajam num meio, que para a exploração de petróleo, são as camadas de subsuperfície da terra. Conhecendo o equacionamento do método sísmico, partimos para a descrição dos aspectos técnicos do processo de exploração que é dividido em três grandes etapas: a aquisição sísmica, o processamento sísmico e a interpretação. São nestas etapas que a atuação dos geofísicos, no sentido técnico, se aplica. Na aquisição sísmica tratou-se do tópico de parametrização, principalmente, a avaliação de seus parâmetros. No processamento sísmico descreveu-se um fluxo de trabalho básico de tratamento dos dados sísmicos que permitiram entender o objetivo final do processamento, ou seja, a preparação das seções sísmicas para os intérpretes. Finalmente, na interpretação, de maneira bastante sucinta, mencionou-se os processos de análise para a locação de poços. Por fim, analisou-se a região de Rivadavia que embora subexplorada atualmente pela falta de evidências da presença de hidrocarbonetos, à luz de uma avaliação correlacionada às regiões produtoras vizinhas ao depocentro Rivadavia, permite-se afirmar o bom potencial exploratório da região.

Palavras-chave: método sísmico; processamento sísmico; bacia de Cuyo.

Abstract

PEDRASSI, Mauricio. Seismic Method Applied to the Cuyo Basin: 2007. xvi, 121p. 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 exploratory potencial of the Rivadavia depocenter, located at the Cuyo basin, has been evaluated by the Seismic Method, which was supported by the geochemical analyses performed in the samples from the source rock (Fm Cacheuta) found in the exploration wells located nearby the production areas. The understanding of the Seismic Method is critical for this analysis, thus, a review is carried out here. It started up with a short review of both concepts: the elasticity theory and the wave theory, which enable to quantify the effects of the seismic waves while traveling through the subsurface beds. After the seismic method modeling definition, it was described the technical exploration process aspects, which are divided in three stages as follows: the seismic acquisition, the data processing and the seismic interpretation. The mentioned areas are the most fertile ground where the geophysicists can apply their technical knowledge. For the seismic acquisition the focus was the parameterization processing especially the evaluation of the acquisition parameters. In the data processing, it was described the basic workflow for the data handling and the elaboration of the seismic sections to the interpreters, which is the main task of this stage. Finally, in the interpretation stage it was shortly described the analysis processing of wells location. The Rivadavia area, which is under exploration nowadays because of the lack of hydrocarbon evidences, should be considered as a potential exploration target area based on the correlation analysis applied to the production areas nearby the Rivadavia depocenter.

Key-Words: seismic method; data processing, Cuyo basin

Lista de Figuras

- Figura 1: *Bacias sedimentares do sul da América do Sul, inclui arcos e maciços. Fonte: TANKARD et al. (1995).*22
- Figura 2: *Imagem digital da Precordilheira Argentina, incluindo a bacia de Cuyo. Fonte: ÁVILA et al. (2006).*26
- Figura 3: *Mapa Geológico simplificado da região ao Sul da Precordilheira Argentina. Fonte: ÁVILA et al. (2006).*27
- Figura 4: *Coluna estratigráfica completa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: JONES et al. (1999).*29
- Figura 5: *Coluna estratigráfica da sub-bacia Cacheuta, baseada na seção Potrerillos, mostrando o padrão de empilhamento, características deposicionais e fatores controladores da sedimentação no Triássico. Fonte: ÁVILA et al. (2006).*34
- Figura 6: *Fotografias de Campo. (A) Inconformidade entre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi e os depósitos de leques aluviais da Formação Rio Mendoza. (B) Intercalação dos conglomerados maciços suportados pelos grãos (litofácies Gcm) com os conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm) na Formação Rio Mendoza do TSMB. (C) Superfície transgressiva que limita os tratos de sistemas de mar baixo (Formação Rio Mendoza) e transgressivo (Formação Lãs Cabras e Potrerillos). (D) Parasequência progradacional limitada por uma superfície de inundação máxima (Formação Potrerillos). (E) Transição dos siltitos e lamitos negros (Formação Cacheuta) para avermelhados (Formação Rio Blanco) que marca o início da tendência progradacional que caracteriza o TSMA. (F) Associação de fácies fluviais de alta sinuosidade com estruturas de acreção laterais bem desenvolvidas (Formação Rio Blanco). Fonte: ÁVILA et al. (2006).*39
- Figura 7: *Painéis esquemáticos mostrando a evolução dos depósitos siliciclásticos Triássicos relacionados com a margem ativa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: ÁVILA et al. (2006).*40

- Figura 8: *Arcabouço estrutural da bacia de Cuyo, mostrando as principais estruturas produtivas e as falhas regionais. Dentro da figura: (a) mostra a configuração no período do Cretáceo superior ao Terceário inferior; (b) mostra a reconstrução no final do tempo Cenozóico. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).*.....44
- Figura 9: *Seção geológica esquemática mostrando o início da inversão tectônica. Notar que algumas cunhas sedimentares não estão bem desenvolvidas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).*.....46
- Figura 10: *Seção geológica esquemática mostrando a distribuição das principais estruturas e unidades estratigráficas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).*.....47
- Figura 11: *(a) Seção sísmica interpretada e (b) seção geológica em uma orientação Oeste-Leste. Note a inversão tectônica na parte ocidental (W). Os números sobre os contatos são idades (em Ma). Símbolos como na Figura 10. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).*.....48
- Figura 12: *Reconstrução paleogeográfica do sul da América do Sul, mostrando os elementos tectônicos e os estágios de evolução das bacias sedimentares durante o estágio pré-Andino. Fonte: FRANZESE et al. (2003).*.....54
- Figura 13: *Reconstrução paleogeográfica na evolução do estágio de ruptura. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).*.....55
- Figura 14: *Reconstrução paleogeográfica da evolução da fase extensional de retro-arco e desenvolvimento completo do arco magmático. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).*.....57
- Figura 15: *Reconstrução paleogeográfica da fase de inversão estrutural e estágio de antepaís. Fonte: FRANZESE et al. (2003).*.....59
- Figura 16: *Carta crono-ambiental da parte austral da América do Sul, ilustrando a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais e dos eventos magmáticos. (a)*

| | |
|---|----|
| <i>Carta crono-ambiental da parte oeste, ao longo de 70°30'W. (b) Carta crono-ambiental na parte leste ao longo de 69°W. Fonte: FRANZESE et al. (2003).</i> | 60 |
| <i>Figura 17: Mapa de maturidade da bacia de Cuyo onde é possível observar a distribuição das rochas geradoras em potencial. Fonte: JONES et al. (1999).</i> | 65 |
| <i>Figura 18: Modelo do principal tipo de migração de hidrocarbonetos ocorrido na bacia de Cuyo. Fonte: JONES et al. (1999).</i> | 67 |
| <i>Figura 19: Esquema de migração El Zampal. Conceito gráfico para explicar a acumulação de petróleo na Formação Papagayos das jazidas Vizcacheras. Fonte: JONES et al. (1999).</i> | 68 |
| <i>Figura 20: Seção geológica com orientação Oeste-Leste onde é possível observar a inversão tectônica na parte oeste. Os números nos contatos são anos, em milhões. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).</i> | 69 |
| <i>Figura 21: Gráfico de eventos relacionados ao sistema petrolífero da bacia de Cuyo, onde é possível observar os processos essenciais em relação ao tempo geológico. Fonte: JONES et al. (1999).</i> | 70 |
| <i>Figura 22: Componentes do Esforço em duas das faces do cubo. Fonte: TELFORD et al (1990).</i> | 74 |
| <i>Figura 23: Análise das Deformações sofridas por um corpo em duas dimensões. Fonte: TELFORD et al (1990).</i> | 75 |
| <i>Figura 24: Ondas geradas por uma onda P numa interface entre dois meios. Fonte: TELFORD et al (1990).</i> | 83 |
| <i>Figura 25: Geometria e Curva do tempo de viagem para um refletor horizontal. Modificado de TELFORD et al (1990).</i> | 88 |
| <i>Figura 26: Eventos Sísmicos num registro de campo.</i> | 91 |
| <i>Figura 27: Exemplo de aquisição sísmica 2D com lanço end-on e depois o arranjo dos tiros por CMP.</i> | 92 |

| | |
|---|-----|
| Figura 28: Tipos de Lanço usados na aquisição sísmica terrestre 2D. | 94 |
| Figura 29: Exemplo de uma configuração da área de interesse geológico, franja de migração e a área de incremento de multiplicidade. | 96 |
| Figura 30: Exemplo de um swath com linhas de tiro e de registro ortogonais entre si. | 97 |
| Figura 31: Exemplo de 8 opções de posições pré estabelecidas pela parametrização para mudança de ponto de tiro, PT (quadrados) e Estação de Registro (círculos). | 98 |
| Figura 32: Visualização dos registros sísmicos agrupados por CMP. | 101 |
| Figura 33: Análise de Velocidades de um CMP com a correção NMO já aplicada. | 102 |
| Figura 34: Visualização do processo de empilhamento dos traços de mesmo CMP. Modificado de | 104 |
| Figura 35: Seção Empilhada mostrando a presença da múltipla do fundo do mar. | 104 |
| Figura 36: Análise de Velocidades Intermediárias para filtragem F-K. | 106 |
| Figura 37: Gráficos do CMP e seu respectivo no domínio F-k, sem silenciamento. | 106 |
| Figura 38: Gráficos do CMP e seu respectivo no domínio F-K, com silenciamento. | 107 |
| Figura 39: Gráficos dos CMPs antes e depois de aplicado o silenciamento do Radon Parabólico (centro). | 107 |
| Figura 40: Gráficos dos CMPs antes e depois de aplicado o silenciamento do Radon Parabólico (centro). | 108 |
| Figura 41: Seção Empilhada após o Radon Parabólico. | 108 |
| Figura 42: Geometria da Correção Dip-Moveout (DMO). Fonte: Gadallah, A.S. | 109 |
| Figura 43: Geometria da Migração. | 111 |
| Figura 44: Seção Migrada, produto final da etapa de processamento. | 111 |
| Figura 45: Exemplo de Horizontes mapeados numa seção sísmica, sem amarração de poço e sem identificação de tempo geológico de cada horizonte. | 113 |

| | |
|---|-----|
| Figura 46: <i>Exemplo de um detalhe de uma seção mostrando um domo de sal (esquerda) e uma fatia de tempo do mesmo domo de sal (direita). Fonte: modificado de SEG – Distinguished Lecture.</i> | 114 |
| Figura 47: <i>Gráfico Geoquímico das amostras da Fm Cacheuta, em triângulos as três selecionadas. Fonte: TORRES et al (1999)</i> | 120 |
| Figura 48: <i>Localização dos Prospectos em análise, El Mirador e Bodega La Escondida. Fonte: TORRES et al (1999)</i> | 122 |
| Figura 49: <i>Seção Sísmica do prospecto El Mirador. Fonte: TORRES et al (1999)</i> | 123 |
| Figura 50: <i>Seção Sísmica do prospecto Bodega La Escondida.</i> | 124 |

Lista de Tabelas

| | |
|---|----|
| Tabela 1: <i>Lista das Litofácies.</i> | 36 |
| Tabela 2: <i>Equações das deformações normais, cisalhantes e das rotações para 3 dimensões.</i> | 75 |
| Tabela 3: <i>Constantes Elásticas.</i> | 77 |
| Tabela 4: <i>Cálculo da multiplicidade numa aquisição sísmica 3D.</i> | 95 |
| Tabela 5: <i>Estudo da variação de parâmetros na cobertura final (multiplicidade).</i> | 96 |

Sumário

| | |
|--|-------------|
| Agradecimentos | vi |
| Resumo | viii |
| Abstract | ix |
| Lista de Figuras | x |
| Lista de Tabelas | xiv |
| Sumário | xv |
| 1 INTRODUÇÃO | 17 |
| 2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE CUYO | 21 |
| 2.1 Introdução | 21 |
| 2.2 Método | 23 |
| 2.3 Geologia Regional | 24 |
| 2.4 Estratigrafia | 28 |
| 2.4.1 PERÍODO TRIÁSSICO..... | 30 |
| 2.4.1.1 Conjunto de Seqüências Lãs Peñas (Sinrifte I)..... | 30 |
| 2.4.1.2 Conjunto de Seqüências Potrerillos-Cacheuta (Sinrifte II)..... | 31 |
| 2.4.1.3 Conjunto de Seqüências Rio Blanco (Sag) | 32 |
| 2.4.1.4 Detalhamento da Seqüência Triássica em Potrerillos | 33 |
| 2.4.1.4.1 Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB)..... | 35 |
| 2.4.1.4.2 Trato de Sistema Transgressivo (TST) | 37 |
| 2.4.1.4.3 Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA) | 38 |
| 2.4.2 PERÍODO JURÁSSICO | 41 |
| 2.4.3 PERÍODO TERCIÁRIO | 41 |
| 2.5 Geologia Estrutural | 42 |
| 2.5.1 INTRODUÇÃO | 42 |
| 2.5.2 ESTILOS ESTRUTURAIS E HISTÓRIA DAS DEFORMAÇÕES | 45 |
| 2.5.2.1 Extensão, Rotação de Bloco e Preenchimento do Meio-Gráben | 46 |
| 2.5.2.2 Depressão Regional e Subsidência Diferencial | 49 |
| 2.5.2.3 Compressão e Inversão | 49 |
| 2.6 Evolução Tectônica e Paleogeográfica | 51 |
| 2.6.1 O ESTÁGIO PRÉ-ANDINO (240 - 195 MA)..... | 52 |
| 2.6.2 ESTÁGIO DE RUPTURA (180 - 165 MA)..... | 55 |
| 2.6.3 FASE EXTENSIONAL DE RETRO-ARCO E DESENVOLVIMENTO COMPLETO DO ARCO MAGMÁTICO ANDINO (150 - 135 MA)..... | 56 |

| | |
|--|------------|
| 2.6.4 INVERSÃO ESTRUTURAL E ESTÁGIO DE ANTEPAÍS (120 - 75 MA) | 58 |
| 2.7 Interação entre Tectonismo, Magmatismo e Sedimentação | 61 |
| 2.8 Sistemas Petrolíferos | 63 |
| 2.8.1 ROCHAS GERADORAS | 64 |
| 2.8.2 ROCHAS RESERVATÓRIOS | 66 |
| 2.8.3 MIGRAÇÃO | 66 |
| 2.8.4 TRAPAS | 68 |
| 2.8.5 GRÁFICO DE EVENTOS | 69 |
| 3 MÉTODO SÍSMICO | 71 |
| 3.1 Introdução | 71 |
| 3.2 Princípios Físicos | 72 |
| 3.2.1 Elasticidade | 72 |
| 3.2.2 Ondulatória | 77 |
| 3.2.3 ONDAS SÍSMICAS | 80 |
| 3.2.3.1 Energia e Intensidade | 80 |
| 3.2.3.2 Propagação | 82 |
| 3.2.3.3 Partição da Energia | 84 |
| 3.2.3.4 Velocidade Sísmica | 85 |
| 3.3 Sísmica de Reflexão e Common-MidPoint (CMP) | 87 |
| 3.3.1 Características dos Eventos Sísmicos | 90 |
| 3.3.2 Common-MidPoint (CMP) | 92 |
| 3.4 Exploração Sísmica | 93 |
| 3.4.1 Aquisição Sísmica | 93 |
| Legenda | 95 |
| 3.4.2 Processamento Sísmico | 98 |
| 3.4.3 Interpretação Sísmica | 112 |
| 4 Depocentro Rivadavia | 115 |
| 4.1 Geologia | 116 |
| 4.2 Avaliação Exploratória | 118 |
| 4.3 Análise Geoquímica | 119 |
| 4.4 Plays Exploratórios | 120 |
| 4.5 Prospectos | 121 |
| 5 Conclusão | 124 |
| Referências bibliográficas | 126 |

1 INTRODUÇÃO

A bacia de Cuyo, também conhecida como bacia de Cacheuta-Potrerillos, ou bacia Triássica do Norte de Mendoza, constitui uma faixa alongada que atravessa a Província de Mendoza, ocupando uma área de cerca de 35.000 km². O bordo oriental coincide com os rios Salado e Tunuyan; o ocidental coincide aproximadamente com o meridiano que passa por Uspallata seguindo o rio Atuel (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

A bacia de Cuyo encontra-se hoje modificada estruturalmente pela orogênese andina, e, conseqüentemente, apresenta inúmeras faixas de empurrão. Originalmente, constituía uma bacia do tipo rifte, cujas depressões alongadas formaram-se logo após o diastrofismo variscano, preenchendo-se por sucessões sedimentares Triássicas. É interessante notar que o mesmo padrão deposicional repetiu-se no Terciário.

A coluna estratigráfica formal provém quase totalmente de denominações informais de geologia de poço. As unidades Triássicas e Terciárias são de natureza totalmente continental e, em conseqüência das condições tectono-deposicionais, apresentam uma sedimentação cíclica caracterizada pela repetição vertical de depósitos de leque aluvial progradando sobre depósitos lacustres. Neste aspecto, assemelham-se muito às unidades continentais das bacias marginais brasileiras, apesar de mostrarem uma contínua influência vulcânica (piroclástica) na deposição, ainda não explícita em nossas bacias (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

No ano de 1980, a produção de petróleo nesta bacia era cerca de 105.000 barris por dia, estando a produção acumulada acima de 729 milhões de barris. A geração deste petróleo é atribuída unicamente aos folhelhos da Formação Cacheuta, unidade lacustre que separa as Formações Potrerillos e Rio Blanco. Desta produção, 20% provém de projetos de recuperação secundária por injeção d'água. Os reservatórios são essencialmente conglomerados e arenitos

conglomeráticos triássicos e terciários. O campo mais importante é o de Barrancas, com 87 poços produtores, cuja produção provém de um conglomerado com 300 md de permeabilidade, dando uma vazão diária de cerca de 45.000 barris (DELLA FÁVERA *et al.*, 1980).

O objetivo desse trabalho é realizar uma breve análise da geologia da bacia sedimentar de Cuyo, descrever a teoria do método magnético (magnetometria), e apresentar um estudo de caso encontrado na literatura com a aplicação deste método potencial.

Com relação à geologia, a bibliografia existente é muito extensa e complexa. Logo, nossa intenção não foi de esgotar o assunto, mas incluir os aspectos gerais da bacia de forma a auxiliar na compreensão dos estudos de caso.

Neste intuito, apresentamos o contexto geológico regional da bacia em quatro pontos principais: estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e paleogeográfica e geologia do petróleo, bem como, descrevemos o método geofísico de interesse, com o objetivo de discutir o conteúdo dos resultados e conclusões dos trabalhos selecionados na literatura.

Antes de falarmos sobre a geologia da bacia de Cuyo, discutida no próximo capítulo, vale a pena fazermos um breve comentário sobre a geofísica de prospecção, visto que este é o assunto principal deste trabalho.

No início do século XX, com a necessidade de investigar as feições da subsuperfície de dimensões relativamente pequenas, a partir da observação de seus efeitos nos campos físicos e na propagação de ondas, surgiu a geofísica de prospecção. Segundo Luiz & Silva (1995), as propriedades da matéria utilizadas pela geofísica de prospecção e os métodos a elas associados são:

1. Densidade: método gravimétrico ou gravimetria.
2. Susceptibilidade magnética: método magnético ou magnetometria.
3. Condutividade elétrica: métodos elétricos e eletromagnéticos.

4. Radioatividade: método radiométrico ou radiometria.
5. Elasticidade: método sísmico ou sísmica.
6. Condutividade térmica: método térmico ou termometria.
7. Luminescência: método da luminescência.

A gravimetria e a magnetometria obedecem à Teoria do Potencial e guardam várias semelhanças entre si, por isso esses métodos são chamados de métodos potenciais. Vale mencionar ainda, que nesses métodos, os campos físicos estão sempre presentes e com isso a subsuperfície não necessita ser excitada para que se obtenha uma medida do campo físico (LUIZ & SILVA, 1995).

Os métodos potenciais foram os primeiros a serem utilizados como ferramenta nos estudos pioneiros de geologia e geofísica, na década de 20, para exploração de recursos minerais (GIBSON & MILLEGAN, 1998 *apud* DIAS & BRAGA, 2000, p.258).

Na década de 70, após ampla utilização com fins científicos, os métodos potenciais foram os precursores nas pesquisas e exploração de hidrocarbonetos (petróleo e gás) nas margens continentais (NETTLETON, 1976 *apud* DIAS & BRAGA, 2000, p.258). Segundo Dias & Braga (2000), os métodos potenciais foram amplamente utilizados para o mapeamento dos limites das bacias sedimentares e de diversos alvos importantes para a indústria do petróleo (falhas, domos salinos, grábens, *horsts*, espessura crustal, etc.). Já no final dos anos 70, Mckenzie (1978 *apud* DIAS & BRAGA, 2000, p.258) desenvolveu um modelo termo-mecânico e demonstrou, de maneira simples e elegante, como os métodos potenciais poderiam ser utilizados para fins de exploração de petróleo e gás em bacias sedimentares.

Neste trabalho, como mencionado acima, será descrito a aplicação de um dos métodos potenciais, o método magnético à bacia de Cuyo, na Argentina. Vale lembrar que os métodos magnéticos e gravimétricos têm muito em comum, mas o método magnético é mais complexo, já que as variações do campo magnético são mais irregulares e localizadas.

Segundo Telford *et al.* (2004), as medidas magnéticas são mais baratas e fáceis de obter do que a maioria das medidas geofísicas e praticamente não há necessidade de correções, por isso o método magnético é o mais versátil das técnicas de prospecção geofísicas, mas como todo método potencial, sua interpretação não é única.

No capítulo 2, será descrito o contexto geológico da bacia de Cuyo, e no capítulo 3, serão expostas tanto a teoria como as aplicações da magnetometria. No capítulo 4, será exibido um estudo de caso da bacia de Cuyo com aplicação do método magnético, e por fim, no capítulo 5, serão apresentadas as conclusões deste trabalho.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE CUYO

2.1 Introdução

A bacia de Cuyo, também conhecida como bacia de Cacheuta-Potrerrillos, ou bacia Triássica do Norte de Mendoza, é um gráben alinhado na direção NW-SE de extensão areal de aproximadamente 35.000 km² e contendo cerca de 7.000 m de espessura de sedimentos do Triássico ao Cenozóico (Figura 1). Essa bacia está situada nas províncias de Mendoza e San Juan no oeste da Argentina, entre as latitudes 31° 15' e 36° Sul, tendo o maciço elevado das Serras Pampeanas a Oeste, e as montanhas da Precordillera a Leste. Esta região apresenta uma série de evidências orogenéticas fanerozóicas, entre as quais os terrenos de acreção provindos da margem ativa da Gondwana (RAMOS, 1990). O bordo oriental da bacia coincide com os rios Salado e Tunuyan e o ocidental coincide aproximadamente com o meridiano que passa por Uspallata, seguindo o Rio Atuel.

A bacia de Cuyo é classificada como tipo rifte e apresenta características gerais semelhantes a várias bacias menores da região, como as de Ischigualasto, Marayes e San Luis. A Oeste e Noroeste, o desenvolvimento da seqüência Triássica da bacia foi influenciado pelo trabalho compressional estrutural do cinturão andino (KOKOGIAN *et al.*, 1993).

Seis sub-bacias ou depocentros foram identificadas ao longo da direção *strike* do rifte de Cuyo, cada uma correspondendo a um segmento de considerável rejeito vertical na borda da falha adjacente. As sub-bacias estão separadas umas das outras por zonas de transferência definidas por altos do embasamento (RAMOS, 1992 *apud* CORDANI *et al.*, 2000, p.434).

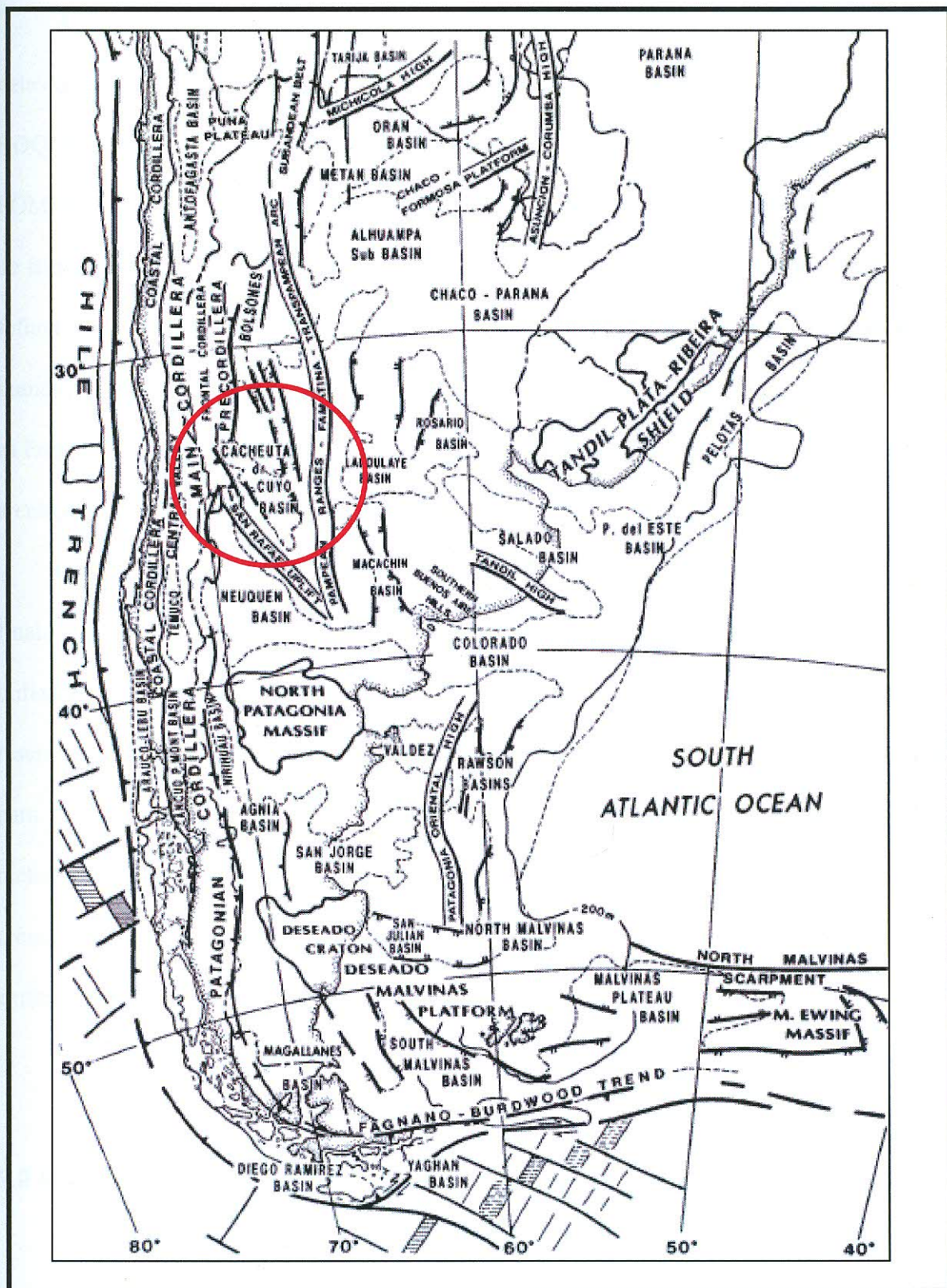


Figura 1: Bacias sedimentares do sul da América do Sul, inclui arcos e maciços. Fonte: TANKARD et al. (1995).

A atividade exploratória durante os últimos 50 anos delineou 15 grandes campos de petróleo na bacia. Esses campos são em sua maioria controlados estruturalmente (CRIADO ROQUÉ *et al.*, 1960; TURIC *et al.*, 1981 *apud* DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995, p.360; POMBO, 1986). Acredita-se que falhas associadas com fechamentos desempenham o papel de trapeamento de forma significativa. A geração do petróleo é atribuída principalmente aos folhelhos negros da Formação Cacheuta, gerados pela ocorrência de uma superfície de inundação máxima (ÁVILA *et al.*, 2006), por sedimentação unicamente lacustre, a qual separa as Formações Potrerillos e Rio Branco. Os reservatórios são essencialmente conglomerados e arenitos conglomeráticos Triássicos e Terciários.

Os trabalhos de geofísica sobre a bacia têm, de forma direta ou indireta, como objetivo final, a prospecção de hidrocarbonetos. Os métodos sísmicos e de perfilagem são os mais utilizados na indústria do petróleo e contribuem diretamente para a identificação de reservatórios e a caracterização desses. Já os métodos potenciais geralmente são utilizados para delimitar a bacia sedimentar e identificar suas feições principais. A participação dos métodos elétricos e eletromagnéticos, principalmente do método magnetotelúrico, tem crescido ultimamente, tornando-os mais uma ferramenta geofísica importante na área de exploração de petróleo.

2.2 Método

Para entender o contexto global da bacia de Cuyo utilizamos o livro *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, que orientou os estudos de cada um dos principais tópicos que foram tratados no capítulo de Geologia, citando, estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e geologia de petróleo. Neles obtivemos informações introdutórias de cada

um dos principais assuntos e, então, partimos para pesquisas de artigos em revistas especializadas, bem como em sites da Argentina, como o IAPG (Instituto Argentino del Petróleo y del Gás), porém, não conseguimos obter alguns artigos importantes, os quais foram publicados somente em congressos.

Entre as principais contribuições podemos citar Ramos (1990), que faz uma descrição geral da bacia de Cuyo, incluindo tópicos como sua localização, extensão areal, entre outros.

A parte estratigráfica da bacia de Cuyo foi encontrada principalmente em Ávila *et al.* (2006) e Jones *et al.* (1999), descrevendo os sistemas deposicionais em função dos tratos de mar alto, mar baixo e transgressivos, no contexto de estratigrafia de seqüências.

Dellapé & Hegedus (1995) descreveram a geologia estrutural e os sistemas petrolíferos da bacia de Cuyo, identificando o arcabouço estrutural dominante.

No trabalho de Franzese *et al.* (2003) encontramos uma boa descrição da evolução tectônica e paleogeográfica das principais bacias argentinas, entre as quais enfatizamos a bacia de Cuyo.

Seguindo a linha de raciocínio de Jones *et al.* (1999) pudemos delimitar as principais rotas migratórias do petróleo dos 15 campos da bacia de Cuyo, incluindo a análise dos fatores estruturais e estratigráficos que contribuíram para a formação do sistema petrolífero.

2.3 Geologia Regional

As duas principais bacias do Triássico reconhecidas na região noroeste da Argentina são a bacia de Ischigualasto e a bacia Cuyana, que juntas formam a bacia de Cuyo. Estas bacias apresentam sistemas de rifte continentais com geometria de meio-gráben e, em sua maior parte, apresentam características subsuperficiais, haja vista estarem na atualidade sob uma

cobertura de rochas sedimentares clásticas do período Cenozóico de 2.000 a 3.000 m de espessura, estando regionalmente anexa a uma pequena deformação do antepaís Andino (Figura 2), sendo caracterizada por uma série de dobras alongadas, quebrada localmente por falhas reversas desenvolvidas tanto na sua margem oriental como na ocidental. Estas estruturas estão alinhadas ao longo de duas tendências estruturais com direção Norte-Noroeste (Figura 2), que se desenvolveram devido à extensão regional e nucleação na principal descontinuidade da crosta ao longo da fronteira do terraço Chilenia-Precordilheira (RAMOS & KAY, 1991a). O limite oriental da bacia de Cuyo coincide com uma importante sutura do Ordoviciano, o lineamento do Valle Fértil (Figura 2), que se formou pela amalgamação do terraço Cuyania junto à proto-margem inicial do Gondwana. O limite ocidental da bacia é o lineamento de Atuel, que é interpretado como uma zona da sutura devido à colisão entre o terraço Chilenia (a oeste do lineamento de Atuel) e o terraço Cuyania, durante os períodos Siluriano-Devoniano. De acordo com Mpodozis & Kay (1990), o ajuste tectônico extensional do sudoeste do Gondwana durante o Permiano Superior e Triássico Inferior foi relacionado com o afinamento da crosta (pluma). Este evento extensional foi responsável por um vulcanismo ácido-intermediário, caracterizado por andesitos, riolitos e brechas (Grupo Choiyoi).

Os sedimentos da bacia de Cuyo foram depositados sobre as rochas vulcânicas do Grupo Choiyoi e sobre os sedimentos mais velhos do Paleozóico (Figura 3), sugerindo que a bacia foi um produto de extensão continuada (RAMOS & KAY, 1991a). Alternativamente, Zerfass *et al.* (2004) sugeriram que as bacias extensionais da Argentina ocidental poderiam ser geradas pela transtensão relacionada com o cisalhamento regional sinistral, ocasionando a reativação de suturas antigas da crosta.

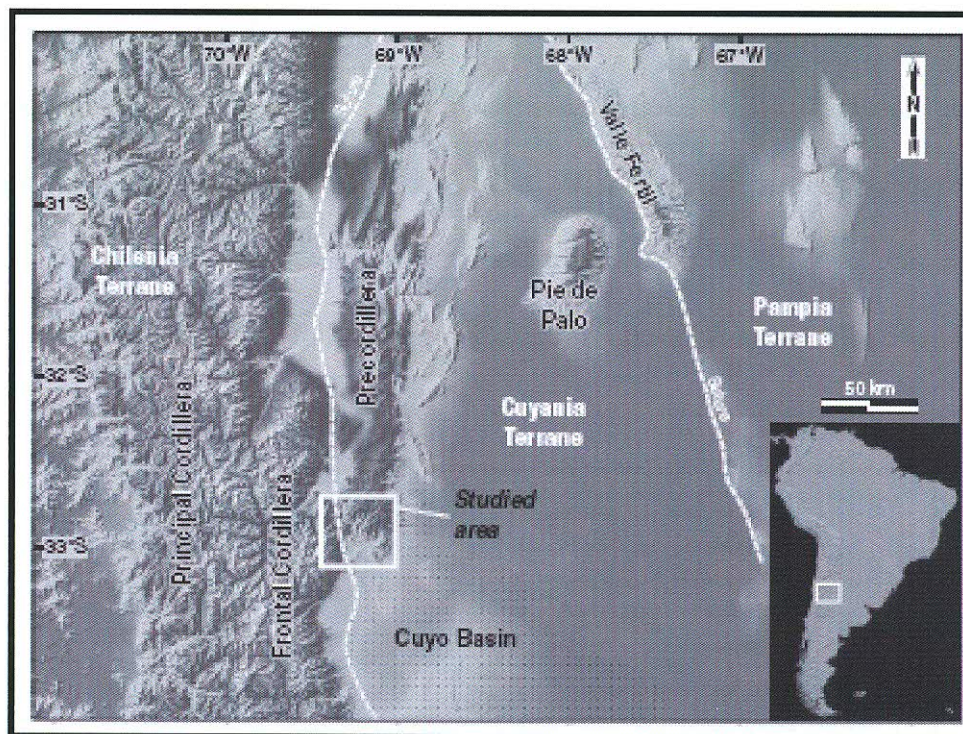


Figura 2: Imagem digital da Precordilheira Argentina, incluindo a bacia de Cuyo. Fonte: ÁVILA *et al.* (2006).

A bacia de Cuyo alcançou sua expansão máxima em consequência do resfriamento, que foi seguido pela contração das áreas deposicionais durante o Jurássico Inferior. No Jurássico médio, os depósitos continentais e os fluxos de lava basáltica foram depositados em consequência de um evento regional extensional. As margens da bacia foram levantadas durante a compressão do período Cenozóico, quando os meio-grábens do Triássico e a correspondente substituição das falhas de transferência foram moderadamente invertidas. No período do Mioceno-Plioceno, as taxas deposicionais cresceram consideravelmente e ocorreu uma sucessão de depósitos não marinhos de espessura entre 1.500 e 2.200 m. Uliana *et al.* (1995) sugeriram que as condições ideais de pressão e temperatura para a geração e a migração dos hidrocarbonetos foram alcançadas durante o Cenozóico em resposta aos efeitos combinados da sedimentação e carregamento supracrustal do antepaís Andino. Baseados em dados da análise da fissão da apatita, Ávila *et al.* (2006), reconheceram cinco diferentes episódios termo-tectônicos para a bacia de Cuyo: (1) o resfriamento no Permiano Superior

associado à extrusão do embasamento vulcânico e ao regime extensional inicial responsável pela formação da bacia de Cuyo; (2) o aquecimento no Triássico-Jurássico acoplado ao preenchimento e conseqüente enterro da bacia de Cuyo; (3) estabilização tectônica no Jurássico-Paleógeno; (4) aquecimento no Mioceno Inferior relacionado ao carregamento de sedimentos do antepaís; (5) o rápido resfriamento no final do Mioceno relacionado à inversão da bacia de Cuyo.

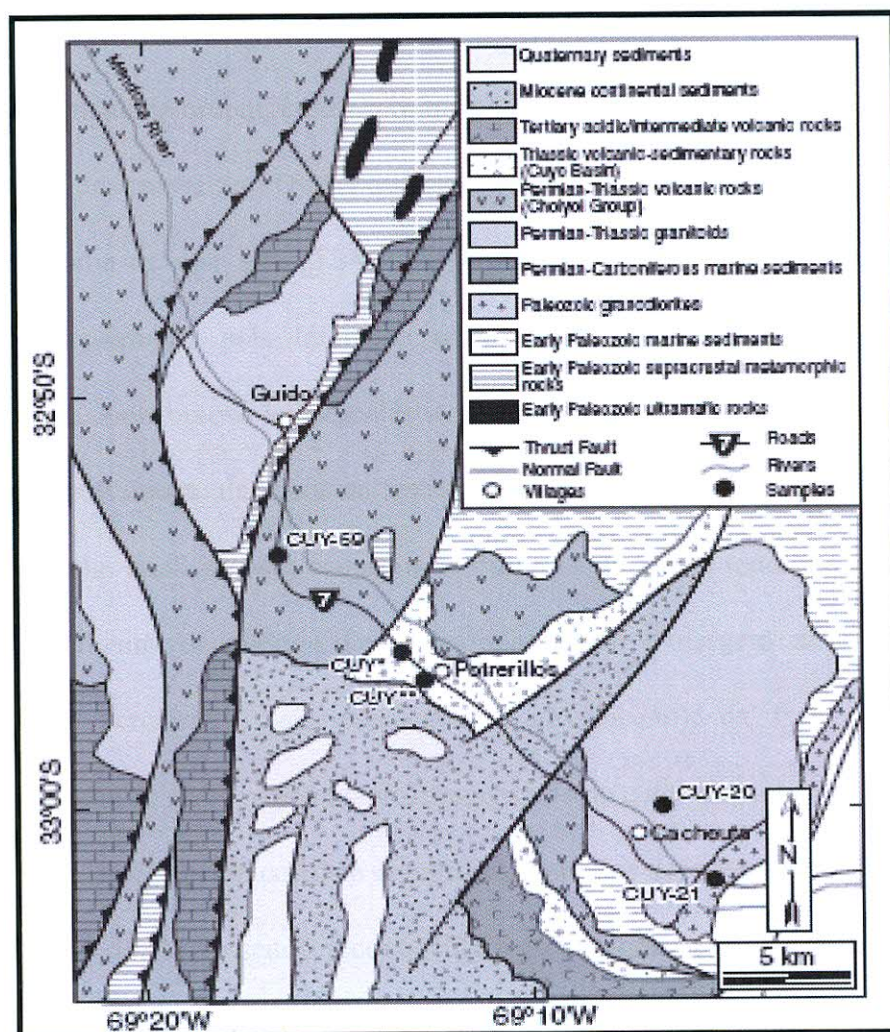


Figura 3: Mapa Geológico simplificado da região ao Sul da Precordilheira Argentina. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

2.4 Estratigrafia

A evolução sedimentar da bacia de Cuyo do período Triássico-Terciário, situada na Precordilheira Andina, mais precisamente, na região Noroeste da Argentina, foi controlada principalmente pela tectônica extensional-transtensional ao longo de uma tendência Noroeste-Sudeste das estruturas herdadas das suturas do Paleozóico.

O pacote estratigráfico da bacia de Cuyo é interpretado como uma série de seqüências deposicionais de segunda ordem, com alternância de intervalos de sedimentação em regime de tratos de sistema de mar baixo (TSMB ou *lowstand*), tratos de sistema transgressivo (TST) e de tratos de sistema de mar alto (TSMA ou *highstand*). Este padrão de empilhamento foi controlado principalmente pela interação entre o fluxo de sedimentos e o espaço de acomodação, com contribuição vulcanoclástica importante, especialmente durante os estágios iniciais do desenvolvimento da bacia, na fase sinrifte.

Neste trabalho analisamos a estratigrafia da bacia de Cuyo, tendo por base o histórico deposicional sedimentar do período Triássico, relacionado à margem ativa da sub-bacia de Cacheuta, até o Terciário, (mais precisamente no Eoceno), na fase *sag* e, ao final, estabelecemos a relação entre o tectonismo, o magmatismo e a sedimentação.

A sub-bacia de Cacheuta consiste em um conjunto dos depocentros mais importantes do Triássico na bacia de Cuyo, sendo reconhecida pelo seu grande potencial na exploração de petróleo e, por este fato, faremos a análise estratigráfica dessa região, já que tratamos de um trabalho sobre métodos geofísicos, no qual seria inconveniente examinar as seqüências deposicionais de todas as seis sub-bacias da bacia de Cuyo.

Tal como se pode observar na coluna estratigráfica (Figura 4), a sub-bacia de Cacheuta é constituída principalmente por sedimentos continentais do período Triássico, ocorridos desde

O arcabouço estratigráfico, a distribuição, a gênese e os ambientes de sedimentação desses intervalos deposicionais têm sido amplamente estudados em seus vários aspectos sedimentares em inúmeros trabalhos e por diversos autores, por isso, detalharemos somente os aspectos importantes ao entendimento dos sistemas petrolíferos existentes, em função do período e dos tratos de sistemas.

2.4.1 PERÍODO TRIÁSSICO

2.4.1.1 Conjunto de Seqüências Lãs Peñas (Sinrifte I)

A idade do conjunto de seqüências Las Peñas remontam ao Scitiano-Ladiniano (Figura 4), havendo dúvidas quanto a idade do embasamento (Grupo Choyoi). Integram esta seqüência as Formações Rio Mendoza e Las Cabras.

As fácies marginais da sub-bacia de Cacheuta são constituídas por depósitos aluviais, dominados por intenso fluxo de lama e detritos, intercalados com depósitos de fluxo de canal, os quais dominam toda a parte média das camadas sedimentares. O fim da sedimentação aluvial é marcado pelo início da sedimentação fluvial do tipo efêmero, a qual constitui a maior parte das terminações desse conjunto de seqüência.

Os sistemas fluviais mostram fluxos de canal nas fácies proximais e, logo após, algumas séries de turbiditos. As fácies distais dessa seqüência estão representadas tanto por fácies de *playa lake*, como por sedimentos de origem lacustre, os quais recebem o nome de “intercalação Gris” na sub-bacia de Cacheuta, pelo fato de ser este o intervalo no qual se identificou grande potencial de geração de hidrocarbonetos (FIGUEROA & CHEBLI, 1987).

O arcabouço estratigráfico, a distribuição, a gênese e os ambientes de sedimentação desses intervalos deposicionais têm sido amplamente estudados em seus vários aspectos sedimentares em inúmeros trabalhos e por diversos autores, por isso, detalharemos somente os aspectos importantes ao entendimento dos sistemas petrolíferos existentes, em função do período e dos tratos de sistemas.

2.4.1 PERÍODO TRIÁSSICO

2.4.1.1 Conjunto de Seqüências Lãs Peñas (Sinrifte I)

A idade do conjunto de seqüências Las Peñas remontam ao Scitiano-Ladiniano (Figura 4), havendo dúvidas quanto a idade do embasamento (Grupo Choyoi). Integram esta seqüência as Formações Rio Mendoza e Las Cabras.

As fácies marginais da sub-bacia de Cacheuta são constituídas por depósitos aluviais, dominados por intenso fluxo de lama e detritos, intercalados com depósitos de fluxo de canal, os quais dominam toda a parte média das camadas sedimentares. O fim da sedimentação aluvial é marcado pelo início da sedimentação fluvial do tipo efêmero, a qual constitui a maior parte das terminações desse conjunto de seqüência.

Os sistemas fluviais mostram fluxos de canal nas fácies proximais e, logo após, algumas séries de turbiditos. As fácies distais dessa seqüência estão representadas tanto por fácies de *playa lake*, como por sedimentos de origem lacustre, os quais recebem o nome de “intercalação Gris” na sub-bacia de Cacheuta, pelo fato de ser este o intervalo no qual se identificou grande potencial de geração de hidrocarbonetos (FIGUEROA & CHEBLI, 1987).

2.4.1.2 Conjunto de Seqüências Potrerillos-Cacheuta (Sinrifte II)

Os sedimentos deste intervalo correspondem às Formações Potrerillos e Cacheuta (Figura 4) tendo sido depositados na fase sinrifte de idade Ladiniana-Carniana, estimada em 232 a 224 Ma (KOKOGIAN, 1991; KOKOGIAN & MANCILLA, 1987).

O ambiente deposicional dominante foi flúvio-lacustre, tendo sido identificados vários cursos de rios entrelaçados com gradação a cursos de rios de alta sinuosidade e meandranes, dentro de um ambiente fluvial. Estes rios rapidamente formaram um ambiente de deposição deltáico-lacustre, devido ao estiramento da fase sinrifte, e vários lagos receberam sedimentação profunda e anóxica. Essa fase lacustre cobriu praticamente toda a sub-bacia de Cacheuta no fim da fase sinrifte II, levando à formação do folhelhos negros até as margens da bacia, restando aos sistemas fluviais espaços muito restritos na orla. Exatamente a leste da sub-bacia de Cacheuta encontram-se os níveis mais altos de geração de hidrocarbonetos oriundos desta fase.

2.4.1.3 Conjunto de Seqüências Rio Blanco (Sag)

Neste intervalo, os níveis incluídos recebem o nome de Formação Rio Blanco (Figura 4), tendo sido depositados na fase *sag* do Triássico, a qual, segundo Kokogian *et al.* (1993), foi caracterizada por pelo menos quatro seqüências deposicionais, que podem ser separadas por dois tratos de sistema de mar baixo (TSMB) e dois tratos de sistema de mar alto (TSMA).

De uma forma geral, pode-se afirmar que os sedimentos depositados no TSMB foram dominados por um sistema fluvial do tipo entrelaçado e meandrante, com um claro predomínio das fácies de canal em detrimento das de inundação, o que possibilitou a presença de fácies conglomeráticas e arenosas com excelentes características petrofísicas, que deram origem aos excelentes reservatórios existentes na sub-bacia de Cacheuta, entretanto, os sedimentos depositados no TSMA foram fortemente dominados por ambientes lacustre-deltáicos e fluviais, com predomínio das fácies de inundação, as quais impediram a existência de grandes reservatórios.

A Formação Rio Blanco apresenta uma grande extensão deposicional por toda a área da bacia, chegando a ultrapassar a área de deposição anterior, apoiando-se sobre o embasamento em várias regiões. O paleoambiente sedimentar foi flúvio lacustre na etapa inicial, tornando-se fluvial no topo da Formação.

As fácies sedimentares indicam sistemas de deposição variáveis, mas todas elas apresentam características de ambientes deposicionais de baixa energia, o que era esperado numa fase *sag*.

Os sistemas lacustres aparecem fundamentalmente nos depocentros, podendo ser encontrados em afloramentos na região, porém, inexistem evidências de rochas geradoras deste período, devido à deposição ter ocorrido em ambientes oxidantes.

2.4.1.4 Detalhamento da Seqüência Triássica em Potrerillos

A seqüência Triássica completa da sub-bacia de Cacheuta, estudada por Ávila *et al.* (2006), é bem exposta na localidade de Potrerillos (Figura 3), sendo composta por depósitos siliciclásticos do Triássico, com contribuição vulcânica significativa, relacionada a uma das falhas de margem ativa da bacia de Cuyo. A estrutura estratigráfica apresentada é baseada nos conceitos da estratigrafia de seqüências. Os tratos de sistemas são interpretados em relação ao nível do paleolago.

A figura 5 mostra a coluna estratigráfica desta região, a qual utiliza a terminologia das fácies fluviais de acordo com Miall (1996). As fácies sedimentares são descritas em termos de textura, composição, e estrutura. Doze principais fácies são descritas: 5 fácies de conglomerados, 5 fácies de arenitos e 2 fácies de siltitos e lamitos (Quadro 1). As interpretações das associações de fácies e de seu padrão de empilhamento (Figura 5) permitiram a distinção de três estágios deposicionais, que correspondem aos sistemas de trato de mar baixo (TSMB), o trato transgressivo (TST), e o trato de mar alto (TSMA), formando assim uma seqüência deposicional de segunda ordem.

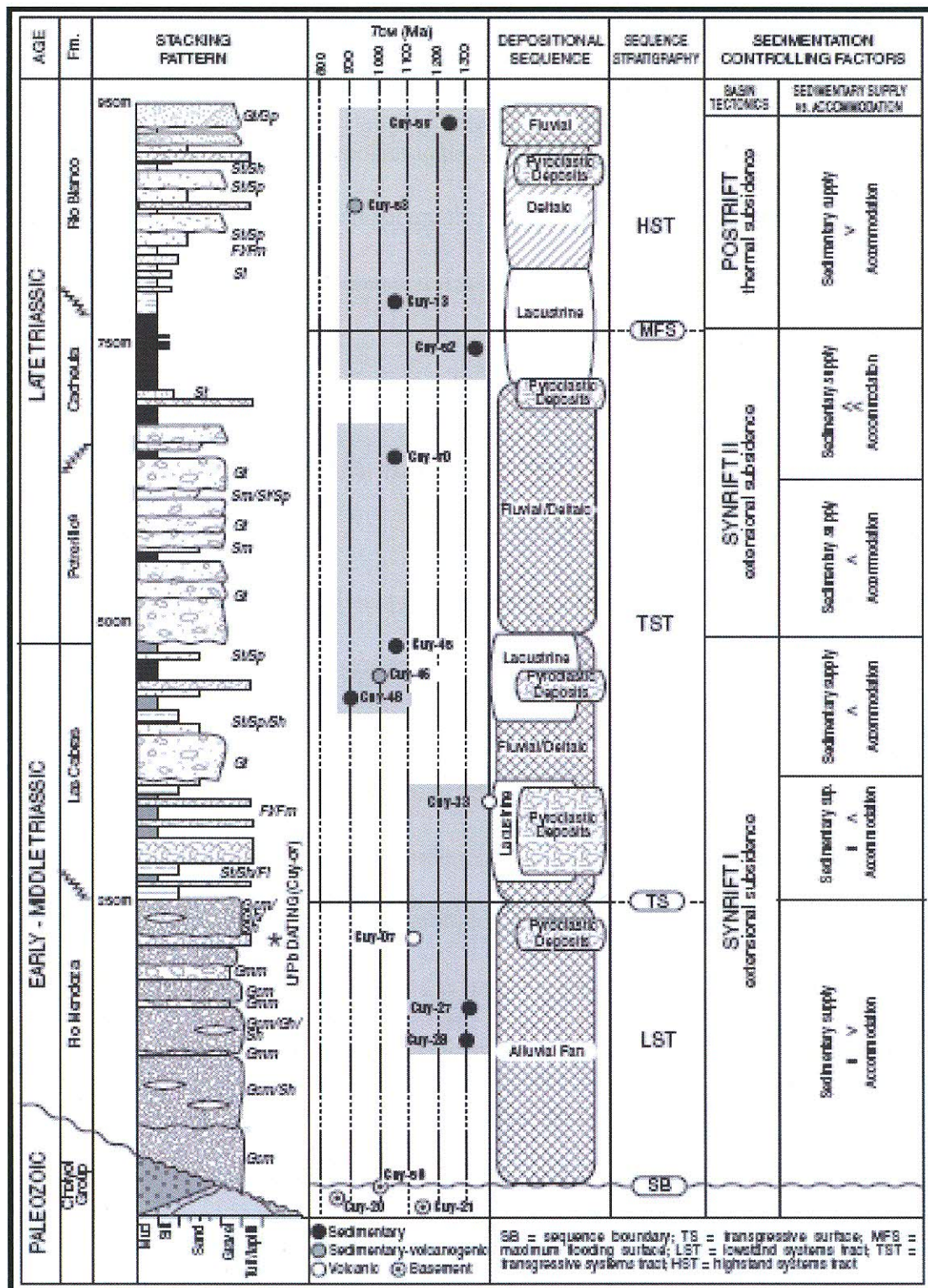


Figura 5: Coluna estratigráfica da sub-bacia Cacheuta, baseada na seção Potrerillos, mostrando o padrão de empilhamento, características deposicionais e fatores controladores da sedimentação no Triássico. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

Notável é a diferença na descrição e interpretação da estratigrafia da Formação Rio Blanco da sub-bacia de Cacheuta pelos dois autores mencionados, haja vista Kokogian *et al.* (1993) ter descrito 4 seqüências deposicionais, separadas em 2 tratos de mar alto e 2 tratos de mar baixo, o que nos parece mais acertado, enquanto Ávila *et al.* (2006) descrevem a sedimentação dessa Formação em apenas um trato de sistema de mar alto.

2.4.1.4.1 Trato de Sistema de Mar Baixo (TSMB)

O trato de mar baixo na sub-bacia de Cacheuta é caracterizado por um espesso pacote de conglomerado, denominado Formação Rio Mendoza, o qual foi depositado incompativelmente sobre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi. Durante este estágio, a margem ativa da sub-bacia de Cacheuta foi controlada por processos tectônicos, que diretamente influenciaram a taxa de subsidência, a quantidade e o tipo de material das áreas fontes. O TSMB é composto por: (1) conglomerados maciços suportado pelos grãos (litofácies Gcm); (2) conglomerados suportados pelos grãos com estratificação horizontal (litofácies Gh); (3) arenito com granulometria que varia de média a grossa, com estratificação horizontal (litofácies Sh); (4) conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm). Intercalados com estas litofácies estão os riolitos do tipo *pumice-rich* piroclásticos. Os processos deposicionais dominantes nos sistemas TSMB são os canalizados (fluxo de corrente) e não canalizados (fluxo plano), com menor ocorrência do fluxo de detritos. Os indicadores de Paleocorrente (fragmentos imbricados) sugerem uma tendência de Oeste para Leste para esta unidade (ZERFASS *et al.*, 2004).

Tabela 1: *Lista das Litofácies.*

| Fácies | Características Principais |
|--------|--|
| Gcm | Conglomerado suportado por grãos, maciço e com seleção pobre. |
| Gh | Conglomerado suportado por grãos com estratificação horizontal, matriz arenosa abundante e seleção pobre. |
| Gmm | Conglomerado suportado pela matriz, constituído por seixos e matacões, maciço e com seleção pobre. |
| Gt | Conglomerado com estratificação cruzada acanalada, suportado por grãos e com seleção moderada. |
| Gp | Conglomerado com estratificação planar cruzada, suportado por grãos e com seleção moderada. |
| Sh | Arenitos de grãos médios à seixos, de seleção moderada para pobre e estratificação paralela. |
| St | Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção pobre com estratificação cruzada acanalada. |
| Sp | Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção boa para pobre com estratificação planar cruzada. |
| Sl | Arenitos de muito finos à grãos médios, de seleção boa para moderada com estratificação cruzada de baixo ângulo. |
| Sm | Arenitos de muito finos à grãos grossos, de seleção boa para pobre, maciço. |
| Fl | Siltitos e lamitos laminados. |
| Fm | Siltitos e lamitos maciços. |

Fonte: ÁVILA et al. (2006).

2.4.1.4.2 Trato de Sistema Transgressivo (TST)

A superfície transgressiva é muito bem delineada sobre os conglomerados do TSMB, marcando o início da deposição dos sedimentos de granulometria fina. Esta sucessão é composta por: (1) conglomerados suportado pelos grãos com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gt); (2) arenitos maciços (litofácies Sm), horizontais (litofácies Sh), planar-cruzados (litofácies Sp) e com estratificação cruzada acanalada (litofácies St) ; (3) siltitos e lamitos maciços e laminados com intercalação de arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo. A contribuição vulcanoclástica é espalhada e pode ser reconhecida em abundantes cristais de rocha, em clastos caídos piroclásticos e na matriz de rochas sedimentares. Quatro grupos de paraseqüências estão empilhados com tendência retrogradacional, os quais correspondem a Formação Las Cabras e a Formação Potrerillos. Este intervalo contém indicadores de paleocorrente com direção sul (ZERFASS *et al.*, 2004) e esta sucessão representa a ação de sistemas flúvio-deltaicos e lacustres com uma elevada contribuição piroclástica. Os depósitos lacustres dominam no nível superior. A Formação Potrerillos termina com a deposição lacustre de siltitos e de lamitos negros da Formação Cacheuta, que contém a superfície de inundação máxima. Estas rochas têm alto índice de matéria orgânica e constituem a principal rocha geradora das acumulações de hidrocarbonetos na bacia de Cuyo (CHEBLI *et al.*, 2001). O nível superior do sistema de trato transgressivo preserva indicadores de paleocorrente de direção sudeste (ZERFASS *et al.*, 2004).

2.4.1.4.3 Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)

O TSMA é composto por conglomerados e arenitos: (1) suportados pelos grãos e planar-cruzados (litofácies Gp e Sp); (2) com estratificação cruzada acanalada (litofácies Gt e St); (3) siltitos e lamitos maciços, com deposição de arenitos subordinados com estratificação cruzada de baixo-ângulo (litofácies Sl). A transição de cor, dos siltitos e lamitos escuros da Formação Cacheuta para os avermelhados da Formação Rio Blanco, marca o início de uma tendência progradação, que caracteriza o sistema de trato de mar alto. Esta seção de progradação começou com o estabelecimento de condições oxidantes nos sistemas lacustres, e continuou progressivamente com o aumento do fluxo sedimentar nos depocentros da bacia por meio dos deltas lacustres. A tendência culminou com a deposição de uma associação de fácies fluviais de alta sinuosidade e os indicadores de paleocorrente obtidos das estruturas de estratificação cruzada acanalada sugerem um fluxo de direção sudeste (ZERFASS *et al.*, 2004). Esta fase é interpretada como resposta a subsidência térmica da região, o que ocasionou a sedimentação da Formação Rio Blanco na fase *sag*.

Nas figuras 6 e 7, apresentamos as fotografias de campo dos tratos de sistemas descritos e o esquema resumido dos processos de sedimentação, mostrando a evolução Triássica dos depósitos siliciclásticos relacionados com a margem ativa da sub-bacia de Cacheuta.

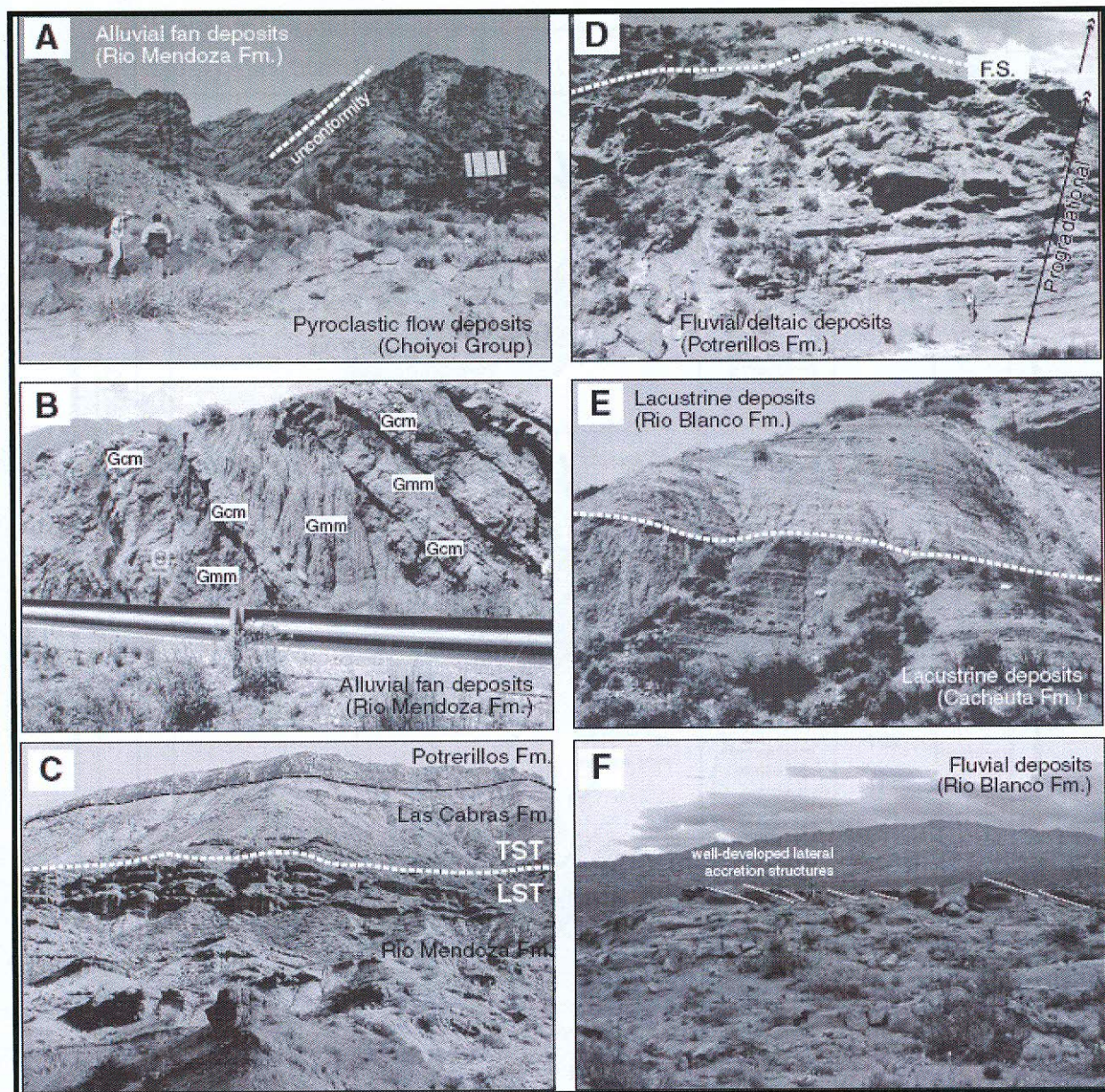


Figura 6: Fotografias de Campo. (A) Inconformidade entre as rochas piroclásticas do Grupo Choiyoi e os depósitos de leques aluviais da Formação Rio Mendoza. (B) Intercalação dos conglomerados maciços suportados pelos grãos (litofácies Gcm) com os conglomerados maciços suportados pela matriz (litofácies Gmm) na Formação Rio Mendoza do TSMB. (C) Superfície transgressiva que limita os tratos de sistemas de mar baixo (Formação Rio Mendoza) e transgressivo (Formação Lãs Cabras e Potrerillos). (D) Parasequência progradacional limitada por uma superfície de inundação máxima (Formação Potrerillos). (E) Transição dos siltitos e lamitos negros (Formação Cacheuta) para avermelhados (Formação Rio Blanco) que marca o início da tendência progradacional que caracteriza o TSMA. (F) Associação de fácies fluviais de alta sinuosidade com estruturas de acreção laterais bem desenvolvidas (Formação Rio Blanco). Fonte: ÁVILA et al. (2006).

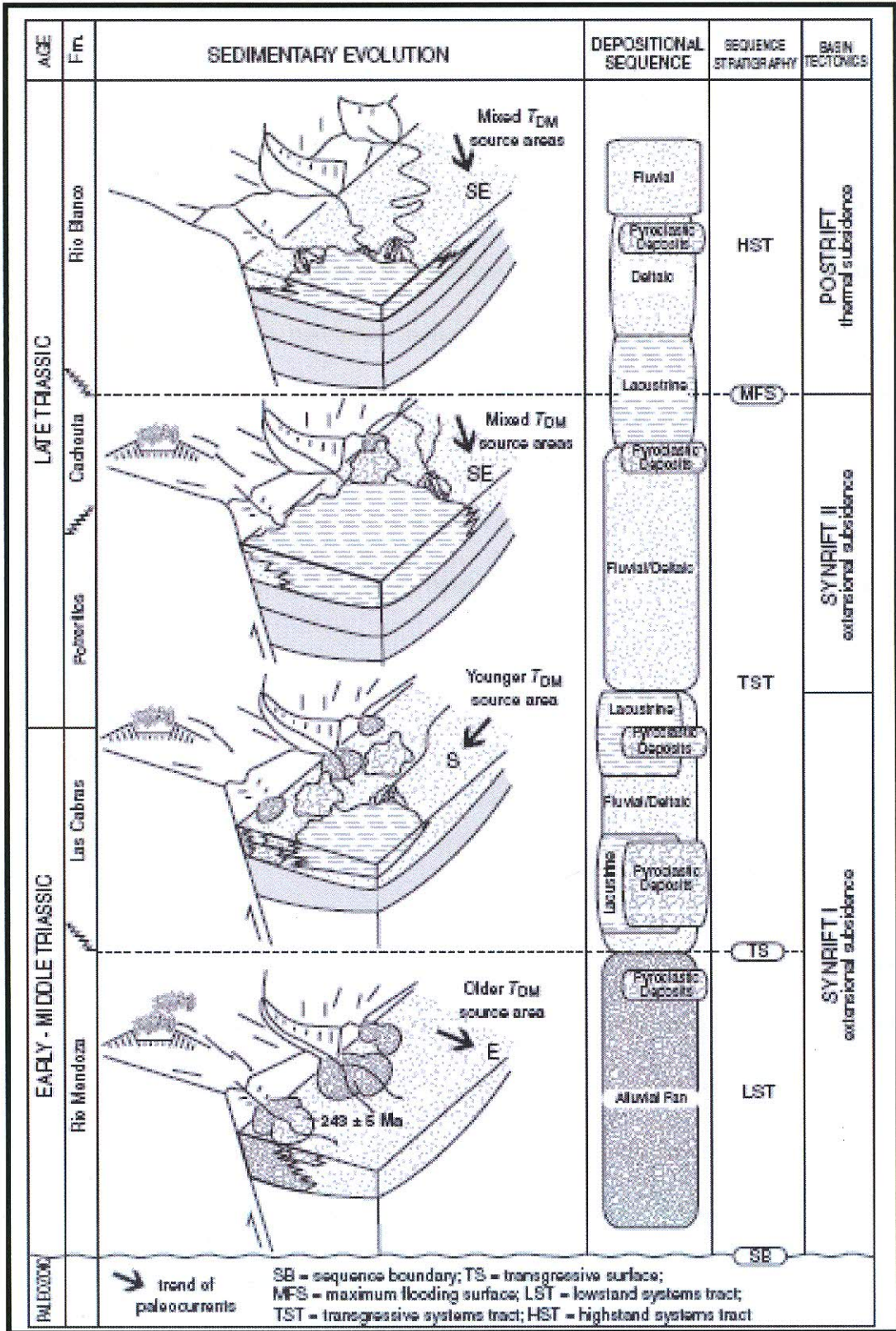


Figura 7: Painéis esquemáticos mostrando a evolução dos depósitos siliciclásticos Triássicos relacionados com a margem ativa da sub-bacia Cacheuta. Fonte: ÁVILA et al. (2006).

2.4.2 PERÍODO JURÁSSICO

Durante este período depositou-se uma seqüência de sedimentos fluviais, que recebeu o nome de Formação Barrancas, ainda na fase *sag*. Esta unidade Jurássica encontra-se, quase que totalmente, soterrada na sub-bacia de Cacheuta, e sua área de abrangência é muito menor do que as do período Triássico, não tendo sido relatado a descoberta de rochas geradoras.

Em relação os tratos de sistema foram identificados duas seqüências deposicionais, sendo uma de mar baixo (TSMB), com predominância de depósitos fluviais do tipo efêmero, e outra de mar alto (TSMA), com depósitos fluviais entrelaçados. Os principais reservatórios de hidrocarbonetos da bacia de Cuyo datam deste período, constituindo-se em um elemento essencial no sistema petrolífero.

2.4.3 PERÍODO TERCIÁRIO

O conjunto de seqüências deste período recebeu o nome de Formação Papagayos e Formação Divisadero Largo. Esta unidade do Eoceno foi formada essencialmente por sedimentos continentais depositados por sistemas fluviais efêmeros e de *playa lake*. Em algumas regiões, Kokogian *et al.* (1989) identificaram excelentes rochas reservatório, depositadas em trato de sistema de mar baixo (TSMB), que deram origem à Formação Papagayos, porém, não localizaram indícios de rochas geradoras.

Os sedimentos arenosos e conglomeráticos da Formação Papagayos foram depositados por sistemas fluviais do tipo entrelaçado, ainda na fase *sag*, em áreas muito restritas da sub-bacia de Cacheuta e circunscritas a um paleovale escavado no substrato vulcânico subjacente, o qual recebeu o nome de Formação Punta de Las Bardas.

2.5 Geologia Estrutural

2.5.1 INTRODUÇÃO

A bacia triássica-terciária de Cuyo, que cobre uma área de cerca de 30.000 km² ao norte da Província de Mendoza, encontra-se soterrada sob um segmento de planície do antepaís argentino. A atividade de exploração durante os últimos 50 anos delinearão os 15 campos de petróleo principais na bacia, os quais são, em sua grande maioria, estruturalmente controlados, sendo formados principalmente por meio-anticlinais, anticlinais com duplo mergulho e feições caracterizadas por elementos lineares em forma de escada (em échelon), que definem três tendências principais (Figura 8).

Embora se acredite que as falhas associadas com o fechamento tenham desempenhado um papel importante no trapeamento, não há consenso na literatura sobre o estilo estrutural dominante em profundidade. A interpretação tradicional (PÁDULA, 1972) é de que as estruturas produtivas estão ligadas a grandes blocos do embasamento por falhas de alto-ângulo com vergência Leste. Trabalhos mais recentes, amparados por boa cobertura sísmica (TURIC *et al.*, 1981; POMBO, 1986), definiram as estruturas como falhas de baixo ou médio-ângulo envolvendo o embasamento. De acordo com este modelo, a falha dominante é inversa e possui vergência Leste e provavelmente está associada com empurrões antitéticos e falhas transversais conjugadas, devido a movimentos transcorrentes.

As observações das características estruturais e estratigráficas de vários campos na bacia de Cuyo indicam que as falhas reversas, que são proeminentes na configuração estrutural presente, estão geneticamente relacionadas a um sistema de falhas extensionais conectadas (GIBBS, 1988) e dominadas por meio-grábens e zonas de transferência. O falhamento

extensional Mesozóico resultou em subsidência diferencial, a qual acomodou uma cunha espessa de clastos com 4.000 m de espessura. Este ambiente tectônico afetou as distribuições das rochas fonte e rochas reservatório.

A inversão Cenozóica desta fábrica extensional pré-existente produziu estruturas assimétricas, as quais foram dissecadas por planos de falhas antitéticas (*back-thrusts*) produzindo fechamentos estruturais bem definidos. As culminações estruturais dos alinhamentos produtivos mostram os planos axiais com vergência Leste e Oeste. Muitas seções sísmicas mostram que as dobras em profundidades rasas e intermediárias ocorrem sobre estruturas falhadas mais profundas, oriundas da antiga arquitetura de extensão de blocos.

Durante o Cenozóico Superior, no clímax da orogênese andina, as estruturas extensionais Mesozóicas sofreram inversões compressionais e as armadilhas estruturais se desenvolveram, adquirindo as configurações atuais. Estes anticlinais têm a capacidade para armazenar volumes de petróleo em torno de 200 milhões de m³.

Uma das hipóteses mais recentes (LEGARRETA *et al.*, 1993) enfatiza a mudança de polaridade estrutural e a presença de zonas de transferência ao longo das falhas principais. Baseado nisto, algumas das estruturas portadoras de petróleo são atribuídas a inversão de falhas extensionais no Triássico.

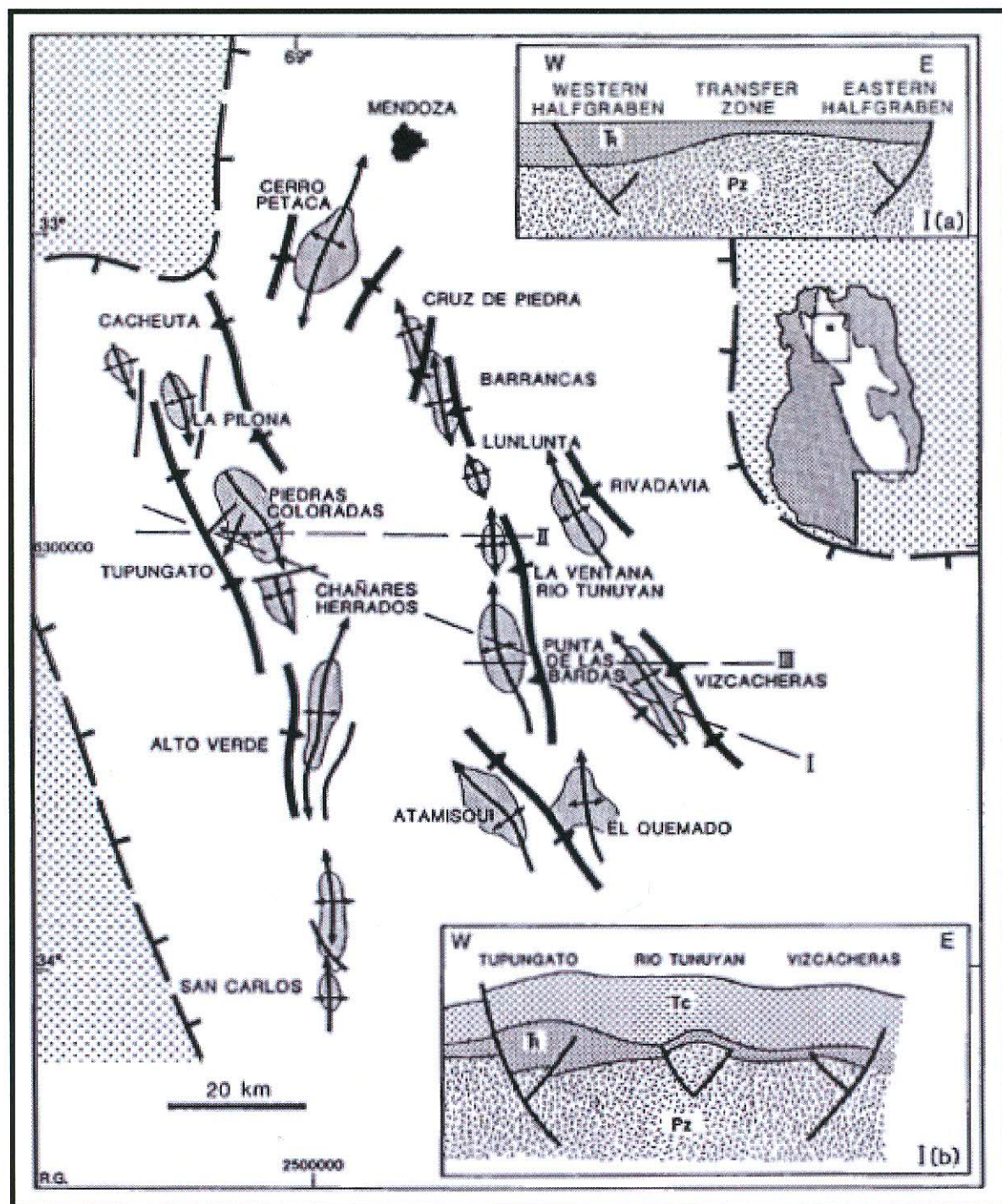


Figura 8: Arcabouço estrutural da bacia de Cuyo, mostrando as principais estruturas produtivas e as falhas regionais. Dentro da figura: (a) mostra a configuração no período do Cretáceo superior ao Terciário inferior; (b) mostra a reconstrução no final do tempo Cenozóico. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.5.2 ESTILOS ESTRUTURAIS E HISTÓRIA DAS DEFORMAÇÕES

Nossa área de estudo se estende do sul da cidade de Mendoza à parte sul da sub-bacia de Cacheuta, englobando a área dos campos de petróleo da bacia de Cuyo, que é dominada por uma série irregularmente espaçada de anticlinais alongados bem definidos, os quais encontram-se localmente fraturados por falhas inversas, que possuem planos axiais com vergência Leste e Oeste. Legarreta *et al.* (1993) sugeriram que as principais características estruturais começaram a se desenvolver ao mesmo tempo do início da extensão Triássica. As estruturas atuais foram esboçadas após o tectonismo Cenozóico andino.

Os anticlinais fechados encontram-se alinhados ao longo das três tendências estruturais Norte - Noroeste (Figura 8) e as culminações individuais estão conectadas por uma série de estruturas em sela. Todas elas mostram seções cruzadas assimétricas com flancos abruptos, geralmente ligados à falhas inversas. O controle sísmico demonstra que os dobramentos rasos nos níveis Terciário e Mesozóico superior estão ligados em profundidade por dobramentos nas camadas inferiores (não muito óbvios), devido a uma série de blocos falhados, diferencialmente deslocados e girados (Figuras 9 e 10).

Estas arquiteturas contrastantes estão associadas a intervalos estratigráficos com variação lateral de espessura, os quais estão ligados a história deformacional, que impôs deformação contracional sobre uma velha fábrica de indução extensional do embasamento.

As seções sísmicas sobre a parte norte da bacia de Cuyo mostram evidências definitivas de estruturas assimétricas extensionais ocorridas durante a sedimentação das sequências do Triássico Médio ao Superior. Uma série de falhas principais induziu o espessamento sedimentar nas depressões tectônicas do tipo meio-gráben (Figuras 9, 10 e 11).

Podemos resumir a seqüência deformacional em três estágios: (a) extensão, rotação de blocos e preenchimento do meio-gráben; (b) depressão regional e subsidência diferencial; e (c) compressão e inversão.

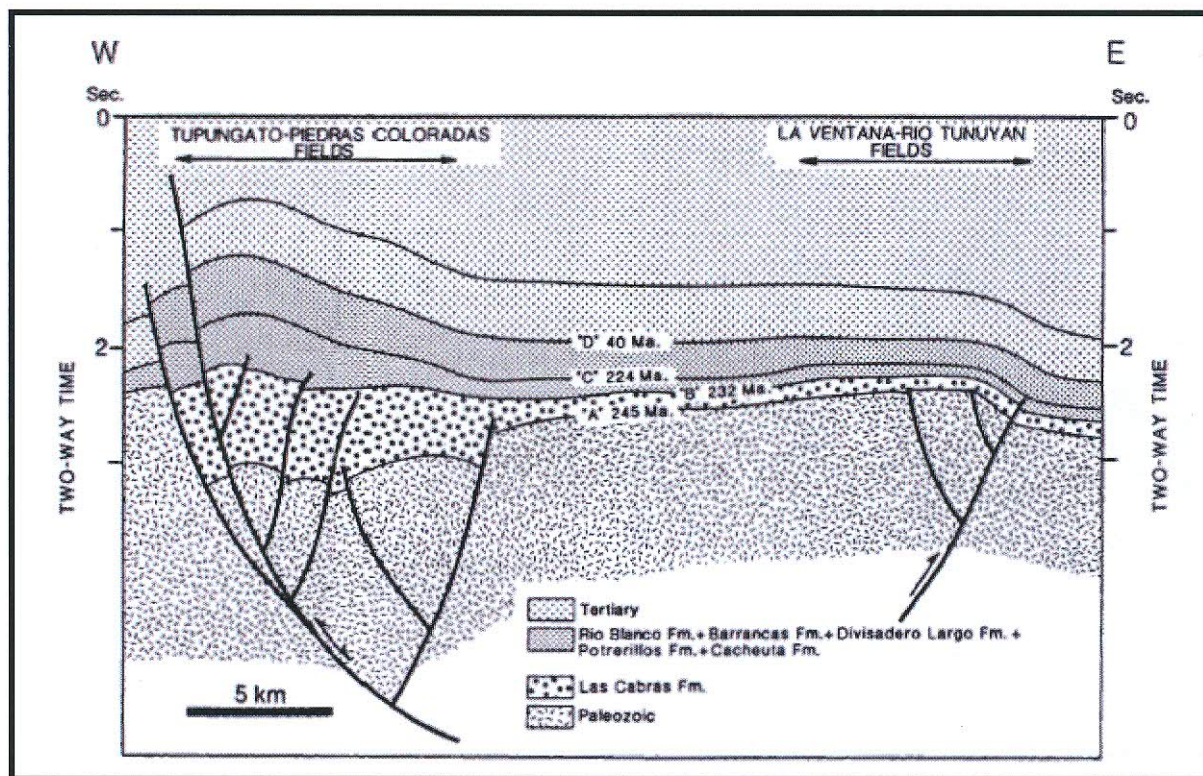


Figura 9: Seção geológica esquemática mostrando o início da inversão tectônica. Notar que algumas cunhas sedimentares não estão bem desenvolvidas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.5.2.1 Extensão, Rotação de Bloco e Preenchimento do Meio-Gráben

Os episódios ocorridos durante o período de 245 a 232 Ma, gerou a deposição da Formação Las Cabras no intervalo das camadas A-B (Figuras 9, 10 e 11). O controle geodinâmico é atribuído ao colapso extensional da orogenia do Paleozóico Superior, desenvolvido após a deformação compressional intracratônica e espessamento crustal próximo da margem do supercontinente Gondwana (MPODOZIS & KAY, 1990; LEGARRETA *et al.*, 1993). O episódio extensional está registrado na suíte das falhas listricas e planares.

Os rejeitos verticais das falhas possuem de 3.500 a 4.000 m, os quais resultaram em depocentros substanciais do Triássico Médio em Tupungato e Piedras Coloradas e também próximo de Vizcacheras, Zampal e Rivadavia (Figura 8). A distribuição destes depocentros é coincidente com as tendências estruturais orientais e ocidentais.

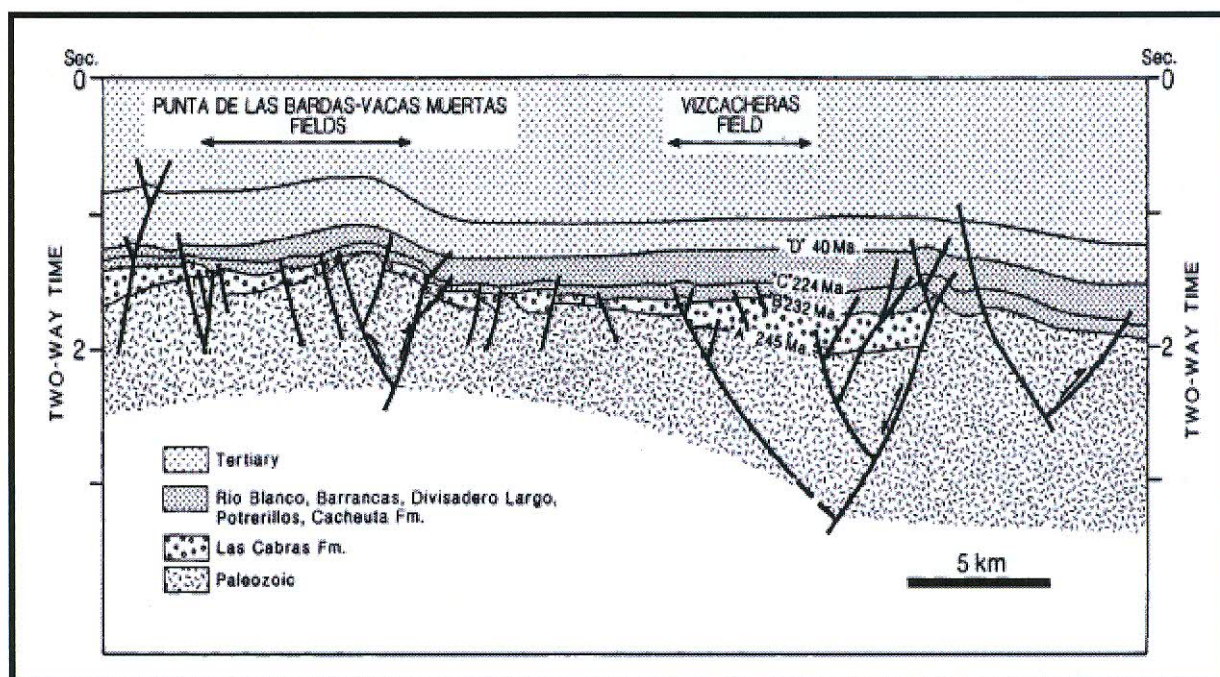


Figura 10: Seção geológica esquemática mostrando a distribuição das principais estruturas e unidades estratigráficas. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

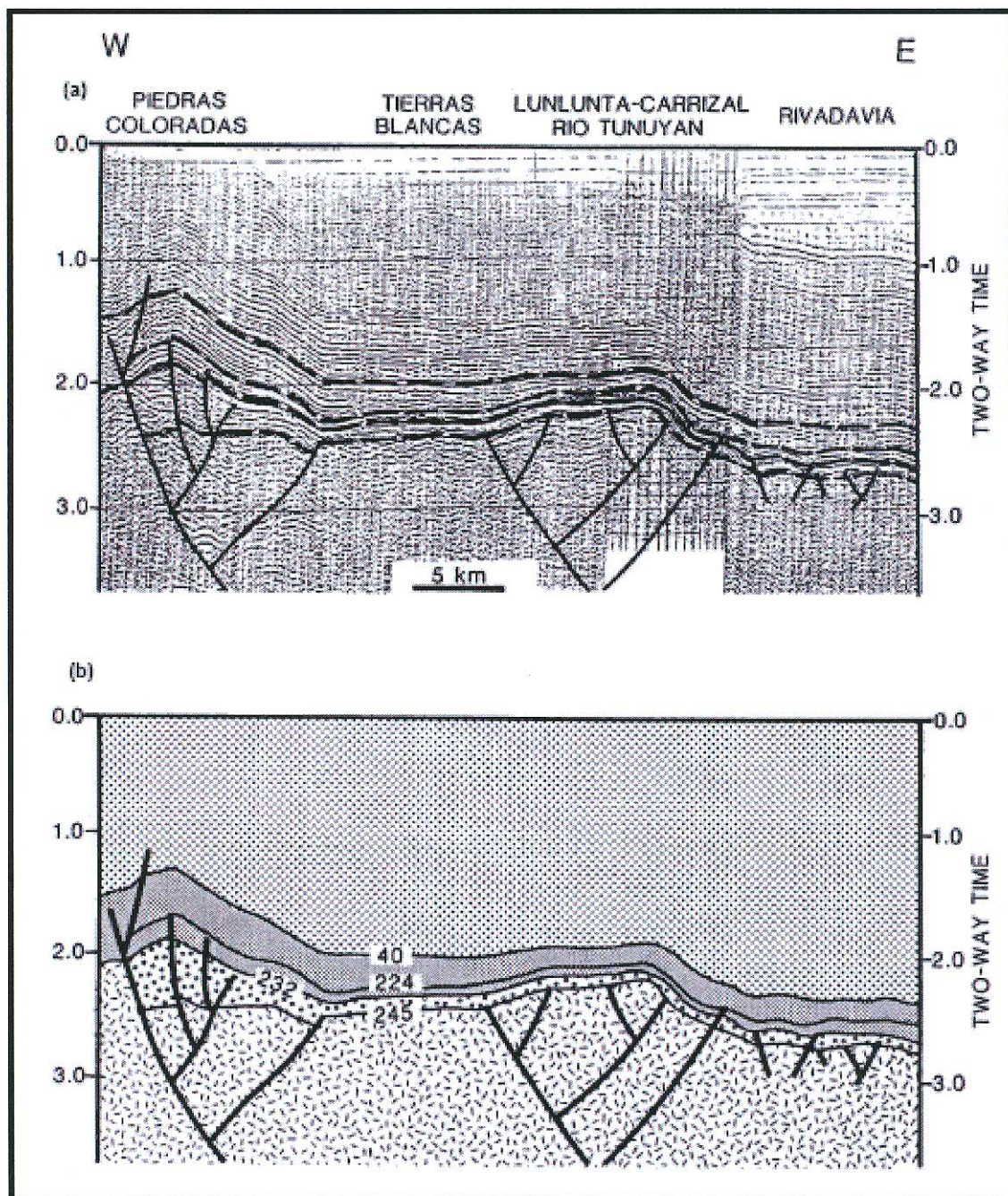


Figura 11: (a) Seção sísmica interpretada e (b) seção geológica em uma orientação Oeste-Leste. Note a inversão tectônica na parte ocidental (W). Os números sobre os contatos são idades (em Ma). Símbolos como na Figura 10. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.5.2.2 Depressão Regional e Subsidência Diferencial

O intervalo C-D (Figuras 9, 10 e 11), depositado de 232 a 25 Ma, registra a redução gradual do rifteamento e o aumento progressivo da subsidência regional. As seqüências Jurássica, Cretácea e Terciária Inferior (Formações Barrancas, Punta de las Bardas e Divisadero Largo) aparentam estar somente deslocadas localmente por falhamento extensional, exibindo uma espessura mais regular, entretanto, o mapeamento isópaco regional e o controle sísmico (Figuras 9 e 10) indicam que os lados da parede suspensa do meio-gráben sofreram, comparativamente, uma maior taxa de subsidência durante os períodos do Triássico Inferior ao Jurássico-Paleogeno.

O efeito da subsidência diferencial também aparece nos padrões de fácies dentro de cada intervalo genético e as concentrações locais de arenitos depositados através de sucessivos sistemas fluviais coincidem normalmente com paleoposições baixas e os folhelhos com paleoposições altas.

2.5.2.3 Compressão e Inversão

Os esforços compressoriais relacionados a orogênese Andina, ocorridos durante o Cenozóico Superior, induziram a inversão tectônica e soergimento diferencial de alguns dos principais depocentros Triássicos, formando, então, culminações estruturais. As áreas deposicionais adjacentes às falhas principais de formação da bacia tornaram-se altos estruturais devido à contração direcional Leste-Oeste e o rejeito lateral e as culminações anticlinais foram forçadas no topo dos depocentros anteriores (WILLIAMS *et al.*, 1989).

O controle sísmico mostra que algumas feições estruturais positivas, tais como em Tupungato, Piedras Coloradas e Vizcacheras foram desenvolvidas sobre uma extraordinariamente espessa sucessão no Triássico e, como resultado do processo de inversão (BALLY, 1984; BIDDLE & RUDOLPH, 1988 *apud* DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995, p.363; WILLIAMS *et al.*, 1989), blocos originalmente baixos se transformaram em feições positivas. Tipicamente as raízes dos altos estruturais envolvem uma expansão da sucessão estratigráfica, e as falhas principais de alto-ângulo mostram separação inversa em níveis estratigráficos intermediários, sendo niveladas em unidades estratigráficas mais jovens. Vários exemplos de estruturas de meio-gráben e gráben estão ilustrados na figura 10, e algumas destas estruturas mostram polaridades opostas.

A magnitude da inversão muda lateralmente e mostra expressões variáveis em níveis estratigráficos sucessivos e, portanto, é possível que a inversão seja imperceptível ao nível do embasamento, enquanto as deformações significantes nos estratos estão presente na base do Terciário. Isto implica que as sucessões pós-Triássico e Terciário foram deformadas devido ao dobramento, enquanto o embasamento reagiu de forma rígida, não apresentando arqueamento. Nas zonas onde a inversão foi mais moderada, a fase *sag* de depósitos Cretáceos foi localmente dobrada e flexionada, sem que ocorresse falhamentos (Figura 9). Em estágios mais avançados de deformação, os núcleos das dobras foram penetrados por falhamento e desenvolveram estruturas em forma de “*pop-up*”, com as cunhas lascadas por falhas reversas com vergência descendente. Algumas das falhas principais, que foram reativadas como falhas reversas, estão ligadas a zonas de deformação antitética. Estas falhas desempenham um papel importante em algumas das estruturas portadoras de petróleo, exercendo, localmente, um efeito direto no trapeamento dos hidrocarbonetos.

2.6 Evolução Tectônica e Paleogeográfica

A evolução paleogeográfica das bacias mesozóicas da América do Sul ocorreram sob a influência de dois tipos principais de processos tectônicos:

(1) subducção da placa do proto-Pacífico sob o Gondwana e o progressivo desenvolvimento do arco magmático na margem oeste do supercontinente;

(2) afinamento da litosfera, com a subida das isothermas da astenosfera (pluma), gerando extensão regional e a conseqüente abertura do Atlântico Sul por rifteamento da crosta continental.

Os processos de subducção do proto-Pacífico e de extensão continental que culminaram na abertura do Oceano Atlântico criaram um cenário tectônico complexo para a parte austral da América do Sul. Durante o Jurássico, o arco magmático evoluiu e alcançou seu desenvolvimento completo ao longo da margem continental há aproximadamente 150 Ma (SPALLETTI & FRANZESE, 1996; MACDONALD *et al.*, 2003).

Diversas bacias intra-arco e retro-arco foram criadas e evoluíram durante a extensão mesozóica (DALZIEL *et al.*, 1974; RAMOS, 1999) e, após a inversão tectônica, quando o dobramento andino transformou o regime extensional em compressional, transformaram-se em bacias de antepaís. (RAMOS, 1999).

A análise da influência do crescimento do arco magmático andino e da abertura do Atlântico Sul no desenvolvimento da bacia de Cuyo, incluindo a sua distribuição regional e a evolução dos sistemas deposicionais será feita em 4 épocas diferentes, aqui denominadas de (a) Pré-andina (240 - 195 Ma); (b) Fase de ruptura (180 - 165 Ma); (c) Fase extensional e desenvolvimento completo do arco magmático andino (150 - 135 Ma); (d) Inversão estrutural e fase de antepaís (120 - 75 Ma).

2.6.1 O ESTÁGIO PRÉ-ANDINO (240 - 195 MA)

Este primeiro estágio cobre o intervalo entre o Triássico e o Jurássico Inferior (Figura 12), tendo como característica mais notável o contraste do comportamento tectônico da margem norte do Gondwana e da latitude de 40° Sul, que sugere a ocorrência de segmentação tectônica pré-andina significativa (FRANZESE & SPALLETTI, 2001 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.82). Ao norte, durante o Carbonífero-Permiano, o cinturão orogênico do Gondwana controlou a evolução das bacias. No começo do estágio pré-andino, esta região não mostrou evidências de subducção sob o Gondwana. O cenário tectônico da margem continental ocidental foi dominado pelo regime transformante subparalelo, e o da parte continental interior foi caracterizada por extensão intraplaca (FRANZESE & SPALLETTI, 2001). Ao sul, o batólito da Patagônia central, o qual está orientado obliquamente à margem continental atual (Figura 12), mostra clara evidência do magmatismo de arco (RAPELA & PANKHURST, 1992). A leste, as rochas vulcânicas cálcio-alcalinas do depocentro de Los Menucos podem ser interpretadas como evidência do magmatismo de retro-arco (SPALLETTI *et al.*, 1999).

As bacias pré-Andinas mais antigas se formaram em consequência da extensão continental e dos movimentos transformantes. Entre o Permiano Superior e o Triássico Médio, a extensão ao longo das suturas dos terraços paleozóicos resultou em rifteamento, deposição sedimentar continental e magmatismo bimodal do grupo de Choiyoi (RAMOS & KAY, 1991b). A margem proto-Pacífica foi caracterizada por uma série de depocentros com orientação NW-SE gerados por tectonismo transformante, preenchidos por depósitos continentais marinhos rasos (CHARRIER, 1979 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.84).

A evolução do preenchimento sedimentar destes eventos é mostrada na carta de evolução crono-ambiental (Figura 16). O mais antigo registro do sinrifte da bacia de Cuyo e das bacias relacionadas consiste principalmente em depósitos aluviais e fluviais (KOKOGIAN *et al.*, 2001; SPALLETTI, 2001). Subseqüentemente, a expansão de meio-grábens favoreceu o desenvolvimento de sistemas flúvio-lacustres.

O último evento tectônico deste estágio foi a extensão ocorrida no Triássico Superior – Jurássico Inferior, relacionada ao colpaso da orogenia do Gondwana (FRANZESE & SPALLETTI, 2001). Uma nova série de longos meio-grábens foi formada, cujos depocentros foram dominados por sedimentação de rochas vulcanoclásticas continentais e depósitos marinhos rasos (Figura 12). Durante o Jurássico Inferior estes depocentros foram integrados à bacia de Neuquén, onde fáceis lacustres e marinhos rasos se desenvolveram (Figuras 12 e 13).

No fim do estágio Pré-andino, a bacia de Cuyo e os depocentros vizinhos atingiram sua fase de máxima expansão, como resultado do resfriamento termal. A fase *sag* foi caracterizada por alta sinuosidade fluvial e por sistemas lacustres, seguidas pela contração das áreas deposicionais, as quais culminaram na inversão e fechamento durante o início do Jurássico (Figura 16) (SPALLETTI, 2001).

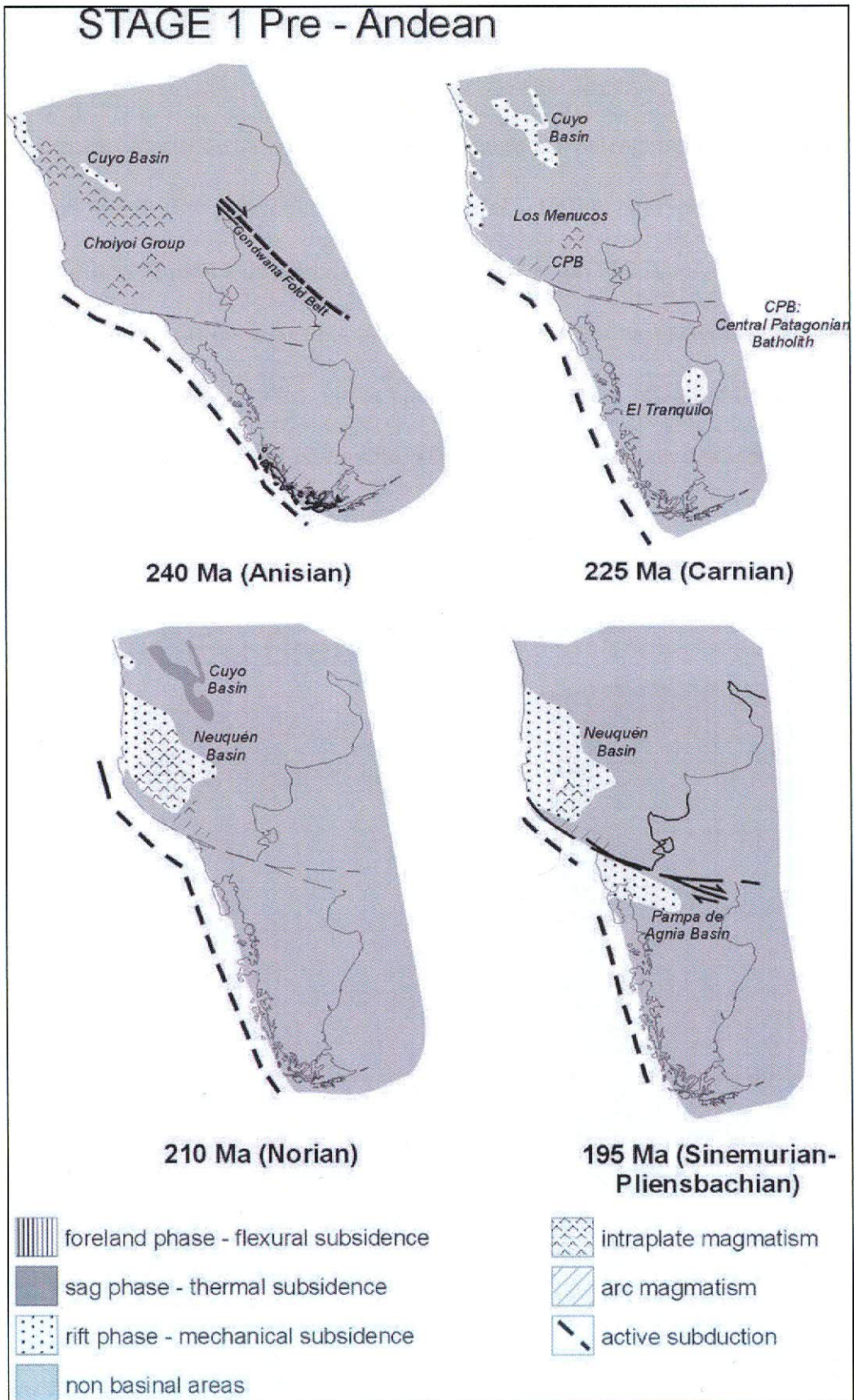


Figura 12: Reconstrução paleogeográfica do sul da América do Sul, mostrando os elementos tectônicos e os estágios de evolução das bacias sedimentares durante o estágio pré-Andino. Fonte: FRANZESE et al. (2003).

2.6.2 ESTÁGIO DE RUPTURA (180 - 165 MA)

O elemento chave deste estágio é a reconfiguração paleogeográfica da grande falha destal transformante da patagônia (RAPELA *et al.*, 1991), cujo processo mecânico foi dirigido pelo efeito da pluma de Karoo (MACDONALD *et al.*, 2003).

O desenvolvimento do arco magmático andino começou na patagônia, no começo do Jurássico Inferior (RAMOS, 1976). Nesta época, ao norte dessa região, a bacia de Cuyo foi tectonicamente reativada por um novo rifte, sendo caracterizada por depósitos sedimentares continentais com fluxos de lava básica (LEGARRETA *et al.*, 1993).

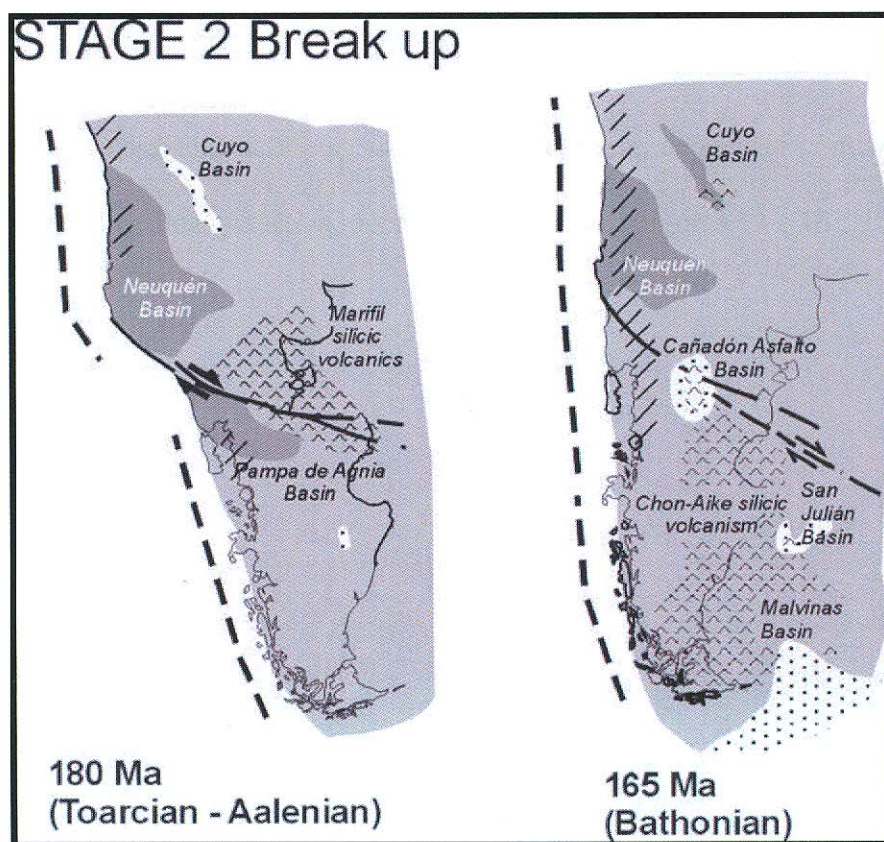


Figura 13: Reconstrução paleogeográfica na evolução do estágio de ruptura. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE *et al.* (2003).

2.6.3 FASE EXTENSIONAL DE RETRO-ARCO E DESENVOLVIMENTO COMPLETO DO ARCO MAGMÁTICO ANDINO (150 - 135 MA)

O arco magmático andino se desenvolveu quase por completo no Jurássico Superior (Figura 14), no qual foi definida a reconstrução paleogeográfica da patagônia, quando enfim cessou a atividade da falha transformante intracontinental.

A extensão regional devida à abertura do oceano Atlântico controlou o desenvolvimento das bacias localizadas no interior do continente, sobretudo naquelas mais próximas ao arco magmático Andino, reativando depocentros pré-existentes e originando alguns novos, como o da bacia de São Jorge (FITZGERALD *et al.*, 1990) (Figura 14).

As atuais bacias intracontinentais, como por exemplo: Canãdon Asfalto, San Julian, San Jorge e Cuyo estão caracterizadas por subsidência mecânica, deposição continental fluvial e lacustre e alto influxo vulcanoclástico, ocorridos nesta fase. (Figuras 14 e 16).

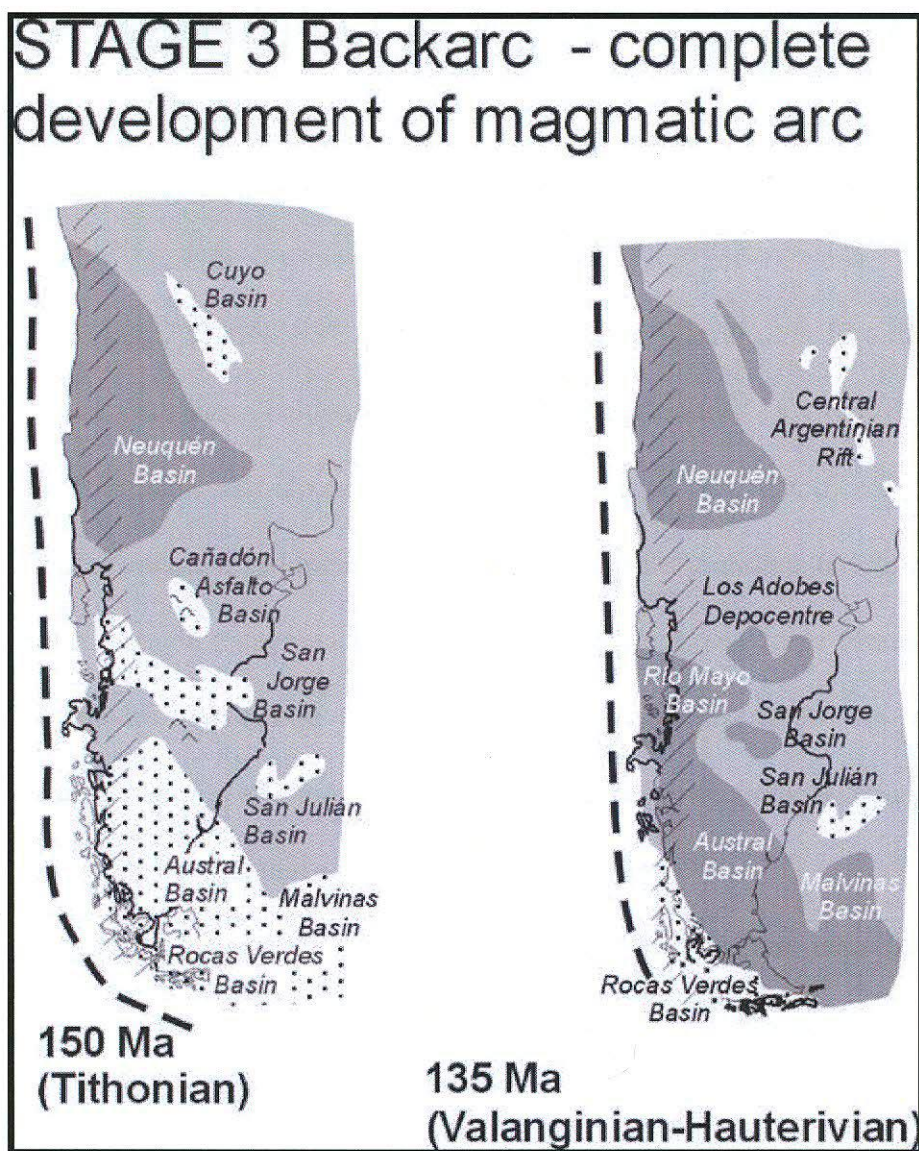


Figura 14: *Reconstrução paleogeográfica da evolução da fase extensional de retro-arco e desenvolvimento completo do arco magmático. Legenda como na Figura 12. Fonte: FRANZESE et al. (2003).*

2.6.4 INVERSÃO ESTRUTURAL E ESTÁGIO DE ANTEPAÍS (120 - 75 MA)

Em meados do Eocretáceo, por causa da abertura do oceano Atlântico, o tectonismo compressivo andino causou a inversão das estruturas geológicas pré-existentes (MPODOZIS, & RAMOS, 1989 *apud* FRANZESE *et al.*, 2003, p.87), iniciando uma fase de antepaís na bacia de Neuquén e na parte ocidental da bacia Austral (Figuras 15 e 16). Este processo resultou no fechamento da conexão destas bacias com o oceano proto-Pacífico.

No fim do Cretáceo, a sedimentação continental atingiu grande extensão na Argentina central e na parte norte da Patagônia, e as bacias de Neuquén e San Jorge foram integradas a um mesmo, e gigante, depocentro (Figuras 15 e 16). Por volta de 75 Ma, ocorreu uma transgressão marinha geral e os depósitos marinhos rasos cobriram grandes áreas no centro da Argentina, no norte da Patagônia e na bacia de Neuquén (Figura 15)

O rifte argentino central e a bacia de Cuyo experimentaram uma fase *sag*, com predomínio de sedimentação fluvial, durante toda essa fase. (SPALLETTI & FRANZESE, 1996; SPALLETTI *et al.*, 1999).

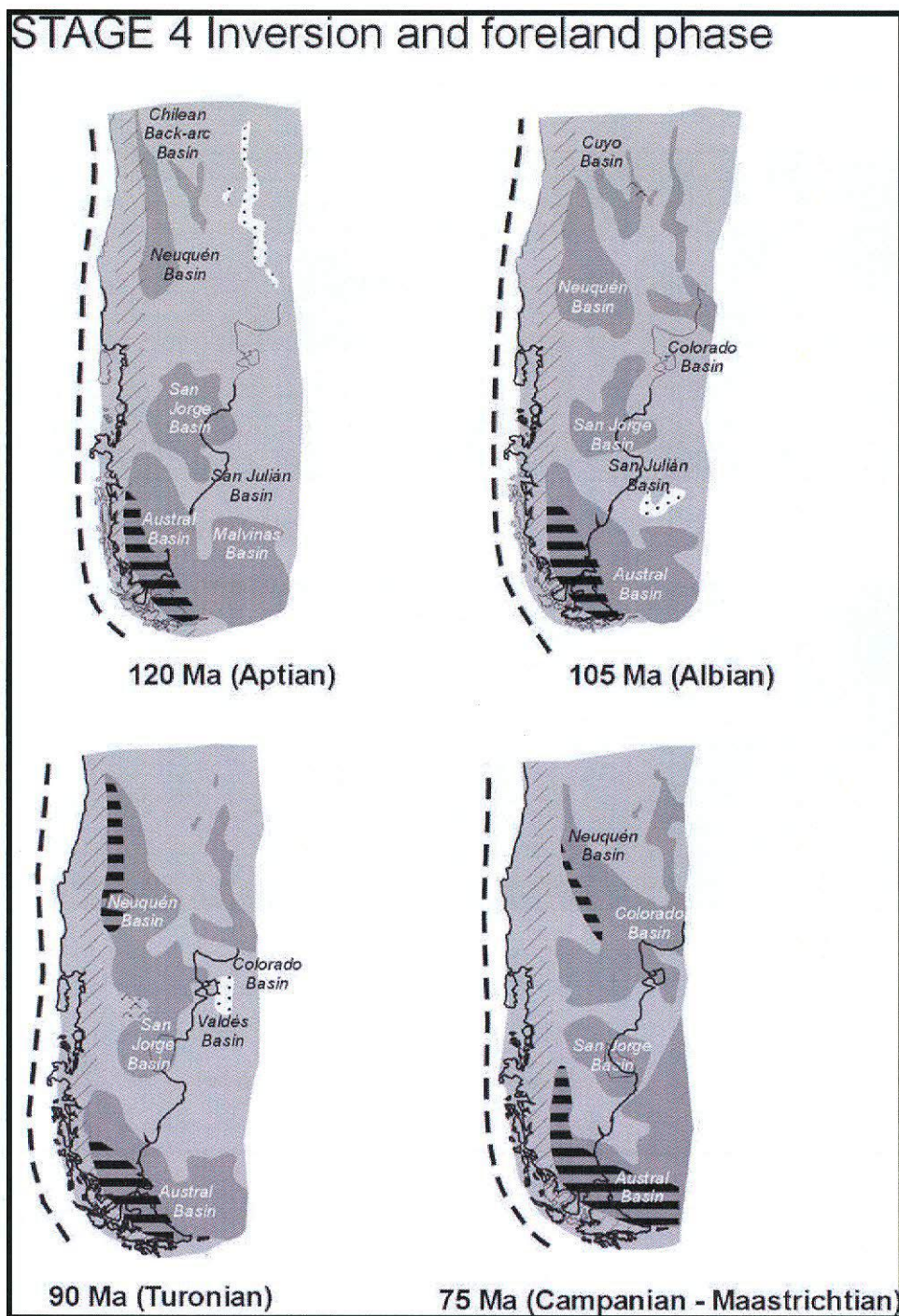


Figura 15: *Reconstrução paleogeográfica da fase de inversão estrutural e estágio de antepaís.*
 Fonte: FRANZESE et al. (2003).

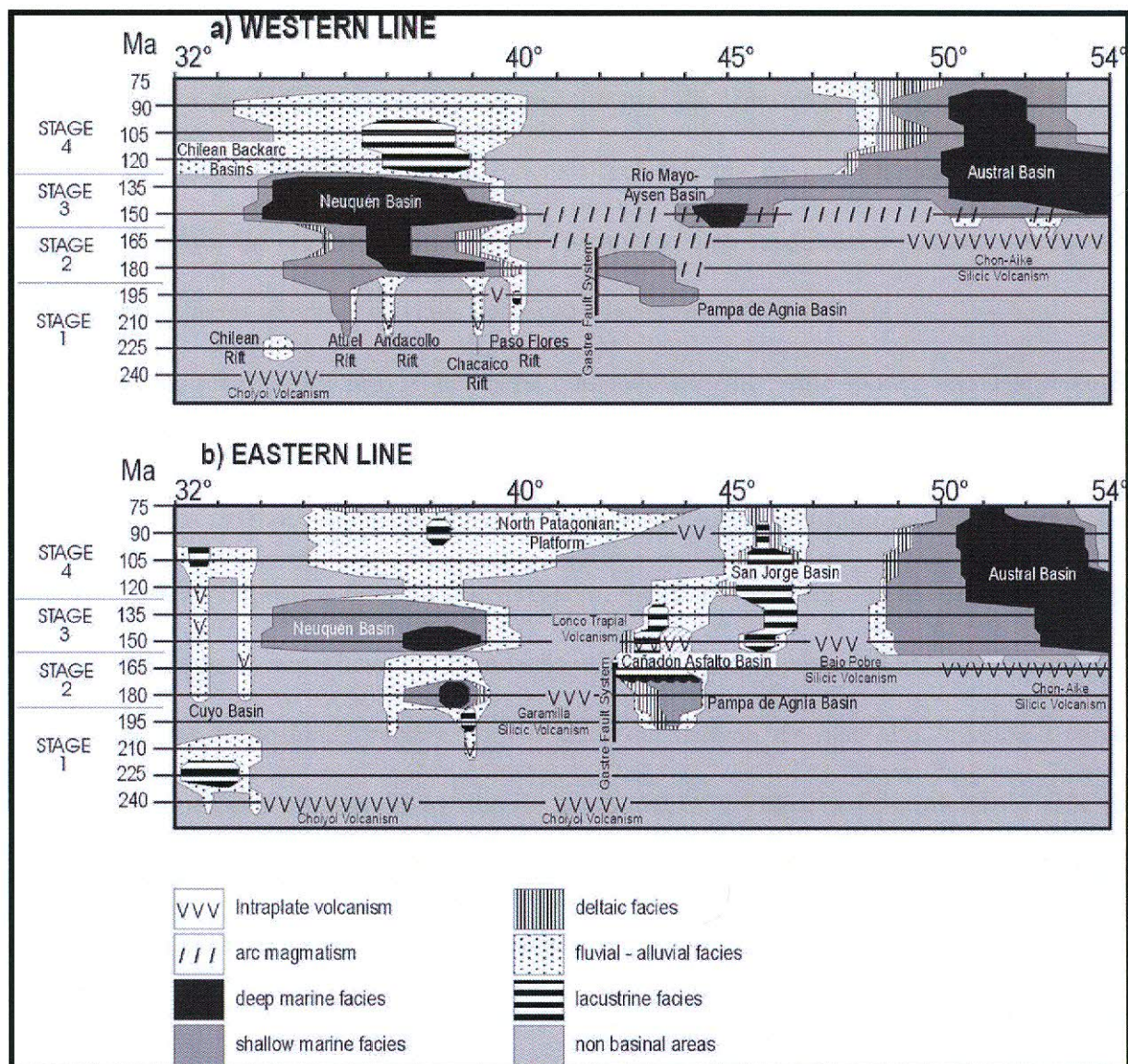


Figura 16: Carta crono-ambiental da parte austral da América do Sul, ilustrando a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais e dos eventos magmáticos. (a) Carta crono-ambiental da parte oeste, ao longo de 70°30'W. (b) Carta crono-ambiental na parte leste ao longo de 69°W. Fonte: FRANZESE et al. (2003).

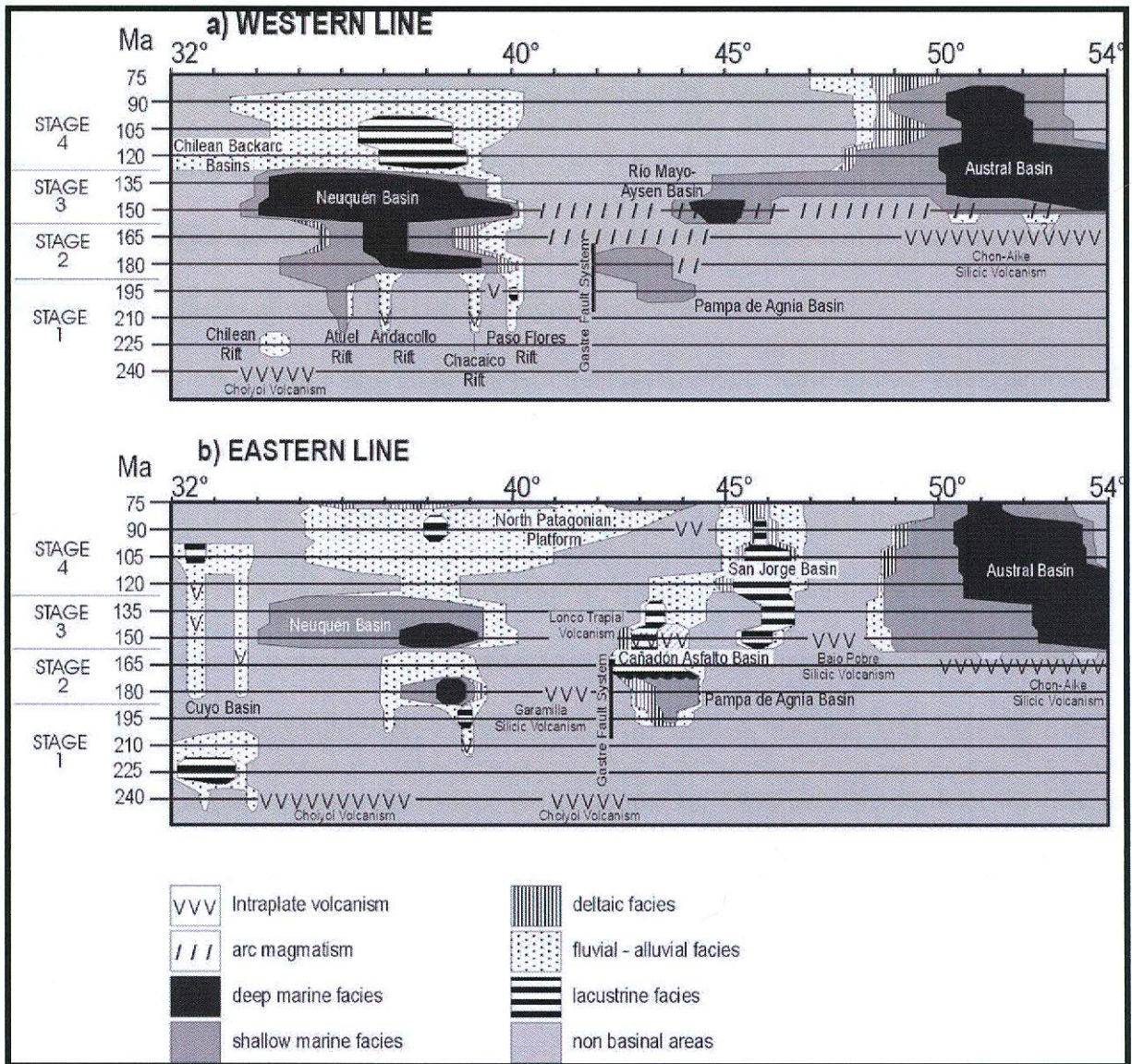


Figura 16: Carta crono-ambiental da parte austral da América do Sul, ilustrando a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais e dos eventos magmáticos. (a) Carta crono-ambiental da parte oeste, ao longo de 70°30'W. (b) Carta crono-ambiental na parte leste ao longo de 69°W. Fonte: FRANZESE et al. (2003).

2.7 Interação entre Tectonismo, Magmatismo e Sedimentação

A maioria das bacias mesozóicas da parte austral da América do Sul foram geradas pela extensão continental intraplaca e pela extensão relacionada ao arco magmático andino. O primeiro estágio de desenvolvimento do preenchimento sedimentar dessas bacias foi dominado por fácies aluviais, fluviais, deltaicas e lacustres (240 – 195 Ma).

Os depósitos de leque aluvial depositaram-se discordantemente sobre o embasamento do Paleozóico e sobre as rochas vulcânicas e compreendem o trato de sistema de mar baixo. As associações de fácies fluvio-deltaicas e lacustres, com contribuição vulcanoclástica, compreendem os depósitos de trato transgressivo, que culminam com deposição de folhelhos negros, incluindo a superfície de inundação máxima. Os depósitos lacustres oxidados e fluviais de alta sinuosidade representam o trato de sistema de mar alto, quando o fluxo sedimentar superou a criação do espaço de acomodação. Durante a fase inicial do rifte, os depósitos sedimentares do TSMB foram controlados por processos tectônicos, que influenciaram diretamente a taxa de subsidência e a quantidade e o tipo de material das áreas da fonte. Estes sedimentos foram derivados principalmente da margem ativa ocidental da sub-bacia de Cacheuta. Por outro lado, os depósitos sedimentares do trato transgressivo apresentam uma contribuição vulcanoclástica elevada, sugerindo uma significativa atividade vulcânica durante essa fase de desenvolvimento da bacia. A presença de um pacote espesso de rochas vulcanoclásticas associadas com sedimentos de grão fino na parte basal do trato transgressivo, sugere que os depósitos vulcânicos atuaram como barreiras aos sedimentos fluviais de grão grosso. Isto não é observado em partes superiores do pacote sedimentar, indicando uma atividade vulcânica decrescente e o restabelecimento do sistema fluvial.

A sedimentação nos depósitos superiores do trato transgressivo e durante todo o trato de mar alto refletem o domínio do fornecimento de sedimentos das áreas fontes sobre a criação do espaço de acomodação, o que reflete a existência de um grande aporte sedimentar.

As fácies de mar raso ficaram restritas as áreas próximas à margem do proto-Pacífico. Um complexo sistema de subsidência termal seguiu-se a esse estágio (180 – 135 Ma), especialmente nas grandes bacias, as quais possuem alteração no registro sedimentar. Os sistemas deposicionais foram predominantemente marinhos, e o empilhamento das seqüências mostra ciclos transgressivos e regressivos comuns, com variações de magnitude regionais e temporais.

A subsidência na fase *sag* foi freqüentemente perturbada por reativação tectônica, relacionada à mudança do campo de esforços devido ao crescimento do arco magmático andino. Em algumas dessas bacias, como a de Cuyo, a reativação tectônica produziu novos rifteamentos superpostos o que ocasionou mudança na distribuição regional dos sistemas deposicionais.

O estágio de antepaís esteve associado à inversão estrutural no Cretáceo, devido ao regime compressional da margem andina. Essa fase causou significantes variações na forma das bacias andinas, e em todas elas destacou-se a migração dos depocentros para leste. A abertura do Atlântico se desenvolveu conjuntamente a este processo e, ao fim desse estágio, ocorreu a primeira transgressão atlântica, que cobriu grandes áreas na Patagônia e na parte Centro-Oeste da Argentina. O levantamento andino inicial favoreceu a progradação de grandes sistemas flúvio-deltaicos sobre as fácies dos depocentros localizados a leste dos Andes (Figura 16).

A passagem entre o estágio Pré-andino e a ruptura no início Jurássico foi marcada pela mudança da subsidência mecânica para subsidência termal nas bacias pré-andinas. Esta

mudança favoreceu a integração de vários depocentros isolados e produziu a primeira evidência de sedimentação marinha (Figura 16).

A transição entre o estágio de ruptura e o estágio de antepaís, com o completo desenvolvimento do arco magmático andino no Jurássico Superior, foi caracterizado pelo alargamento das bacias e pela máxima expansão dos sistemas marinhos, entretanto, as bacias localizadas no lado oriental dos Andes, como a de Cuyo, ficaram isoladas do oceano Pacífico, e os pequenos depocentros foram totalmente invertidos.

2.8 Sistemas Petrolíferos

Cuyo é uma bacia continental, formada por fossas estruturais longitudinais, de relevo alto e fundo irregular, preenchida por depósitos fundamentalmente de origem piroclástica. Esta bacia pode ser dividida em duas sub-bacias: Cacheuta (ou Cuyana) e Ischigualasto, sendo sua coluna estratigráfica fortemente deformada pelos efeitos tectônicos da orogenia andina. As formações produtoras desta bacia podem ser ordenadas de acordo com seu volume acumulado de petróleo extraído da seguinte forma: Formação Barrancas (58%), Formação Papagayos (19%), Formação Rio Blanco (13%), Formação Potrerillos (5%), Formação Las Cabras (4%) e outras Formações (1%). O petróleo da bacia de Cuyo é originário quase que totalmente da sub-bacia Cacheuta. No entanto, também se atribui uma capacidade petróleo-genética à Formação Las Cabras, aos folhelhos negros da Formação Potrerillos e também à sedimentos carboníferos.

2.8.1 ROCHAS GERADORAS

A presença de sistemas lacustres através da deposição Triássica favoreceu a produtividade orgânica e sua preservação. O principal intervalo de rocha geradora da bacia de Cuyo é a Formação Cacheuta. Outros membros menos espessos e menos ricos em matéria orgânica também ocorrem nas Formações Las Cabras, Potrerillos e Rio Blanco. A área que representa a melhor cozinha de hidrocarbonetos na bacia é aquela próxima a La Pilona, Tupungato, Piedras Coloradas e Chañares Herrados, por causa de sua espessura, seus folhelhos ricos em matéria orgânica e sua história térmica adequada (CHEBLI *et al.*, 1984; JORDAN & ORTIZ, 1987). A região próxima a Vizcacheras e Rivadavia são menos favoráveis por causa de sua espessura reduzida e seu baixo nível de maturidade orgânica.

Com base em modelos geotérmicos de poços calibrados com dados de maturidade e temperatura (JONES *et al.*, 1999) pode-se estimar que a geração de petróleo de Potrerillos/Cacheuta é tardia, sendo que as melhores cozinhas geradoras se restringem às maiores depressões, como a de Tupungato e Jaguel la Esperanza, que podem ser vistas na figura 17.

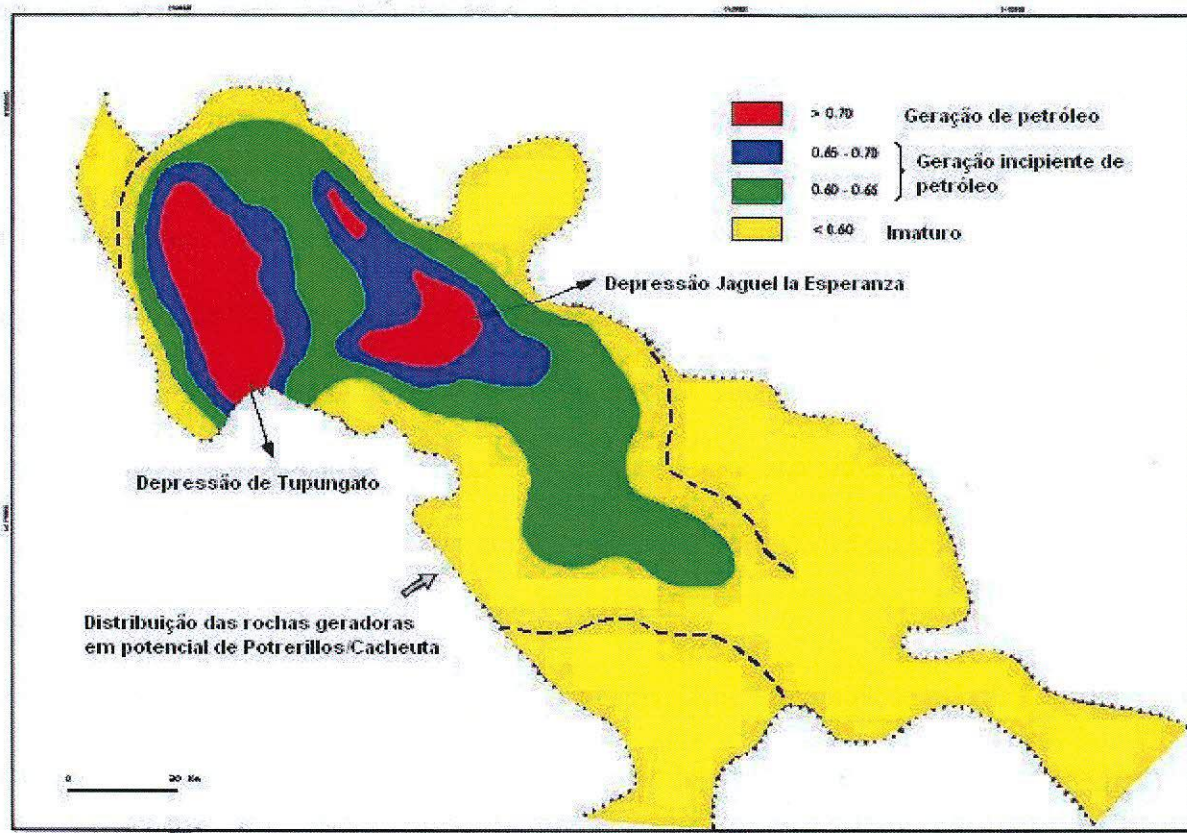


Figura 17: Mapa de maturidade da bacia de Cuyo onde é possível observar a distribuição das rochas geradoras em potencial. Fonte: JONES *et al.* (1999).

Comparações da distribuição de litofácies e o padrão de falhas mostram que as falhas lítricas criaram depósitos adjacentes ao plano de falha, o que ajudou na preservação de fácies lacustres sob condições euxínicas. Durante o alto eustático lacustre, o influxo clástico foi reduzido e ocorreu uma sedimentação orgânica persistente nos lados do bloco abatido dos meio-grábens. O soterramento por uma espessa sucessão Cenozóica maturou os folhelhos lacustres e carregou os reservatórios Mesozóicos (CHEBLI *et al.*, 1984; JORDAN & ORTIZ, 1987; ROSSO *et al.*, 1987).

2.8.2 ROCHAS RESERVATÓRIOS

As acumulações comerciais de petróleo na bacia de Cuyo estão contidas em sua maioria em reservatórios areníticos depositados por sistemas fluviais. Reconstruções estratigráficas sugerem a existência de uma rede de drenagem dominada por grandes distribuidores paralelos ao eixo do meio-gráben. A drenagem lateral foi menos importante na produção de reservatórios areníticos de alta qualidade. Locais próximos aos altos Paleocênicos causaram a preservação de uma seqüência estratigráfica condensada e a distribuição de arenitos de baixa qualidade.

A sedimentação por suspensão, atribuída a planícies de inundação máxima, em níveis de trato de sistema de mar alto, dominaram as margens de depressões sin-sedimentares. A qualidade dos reservatórios foi severamente reduzida, ou deixou de existir, ao longo das margens dos meio-grábens onde a sucessão Mesozóica é mais estreita. Este tipo de padrão deposicional é observado nas Formações Potrerillos, Rio Blanco, Barrancas e Papagayos, que são os intervalos mais produtivos da área.

2.8.3 MIGRAÇÃO

As principais vias de migração estão associadas aos sistemas de falhas do rifte inicial, algumas reativadas durante a compressão andina, que atuaram como condutores entre a rocha geradora e os distintos reservatórios da bacia, sendo que as principais rochas transportadoras são da Formação Barrancas. Desta maneira foram preenchidos os reservatórios localizados nos eixos oriental e ocidental da bacia. Este modelo de migração é apresentado na figura 18.

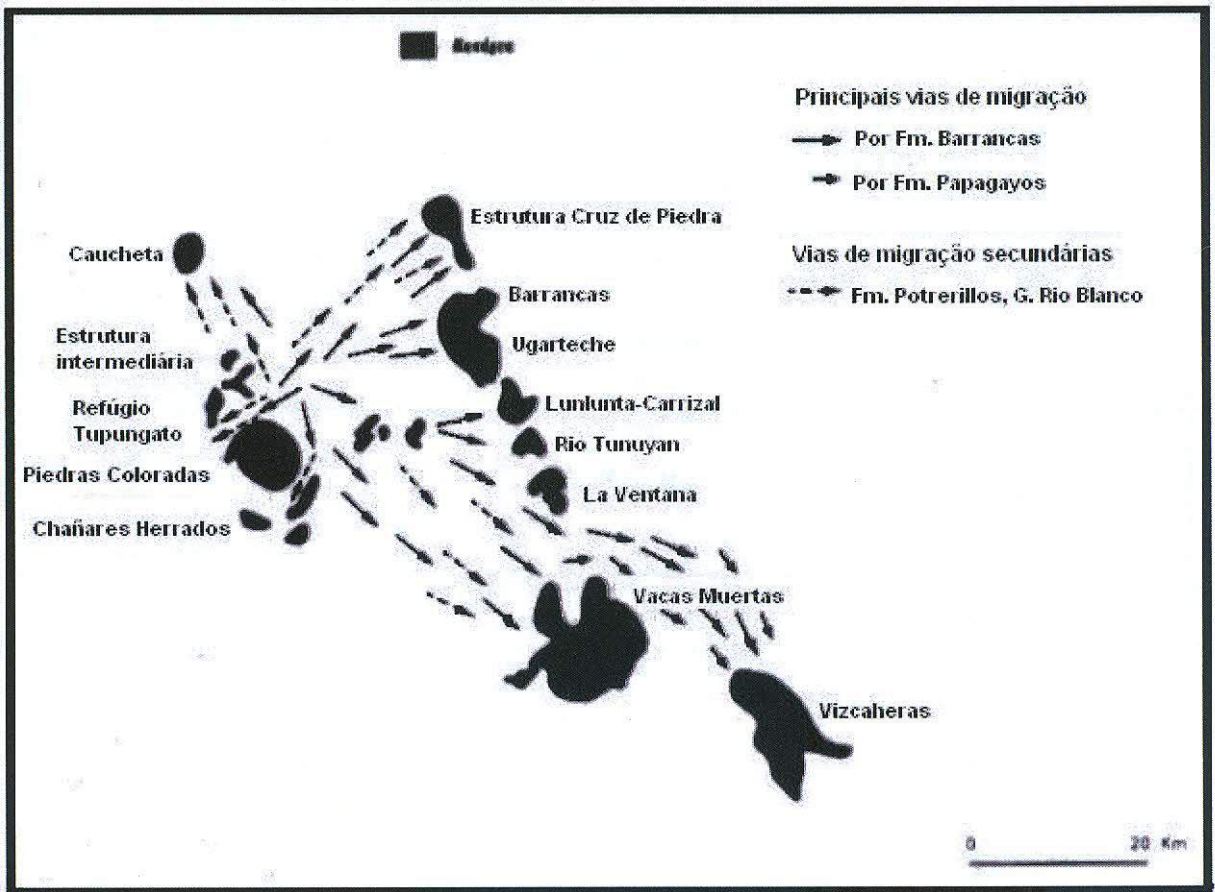


Figura 18: Modelo do principal tipo de migração de hidrocarbonetos ocorrido na bacia de Cuyo. Fonte: JONES et al. (1999).

Com respeito às vias de migração relacionadas à acumulação Vizcacheras, se infere que o petróleo, após alcançar a Formação Barrancas, migrou para os níveis arenosos e conglomeráticos do conjunto de seqüências Papagayos/Divisadero Largo, através da denominada janela de El Zampal onde, devido à ausência dos basaltos da Formação Punta de las Bardas, as Formações Barrancas e Papagayos se põem em contato. Este esquema de migração é apresentado na figura 19.

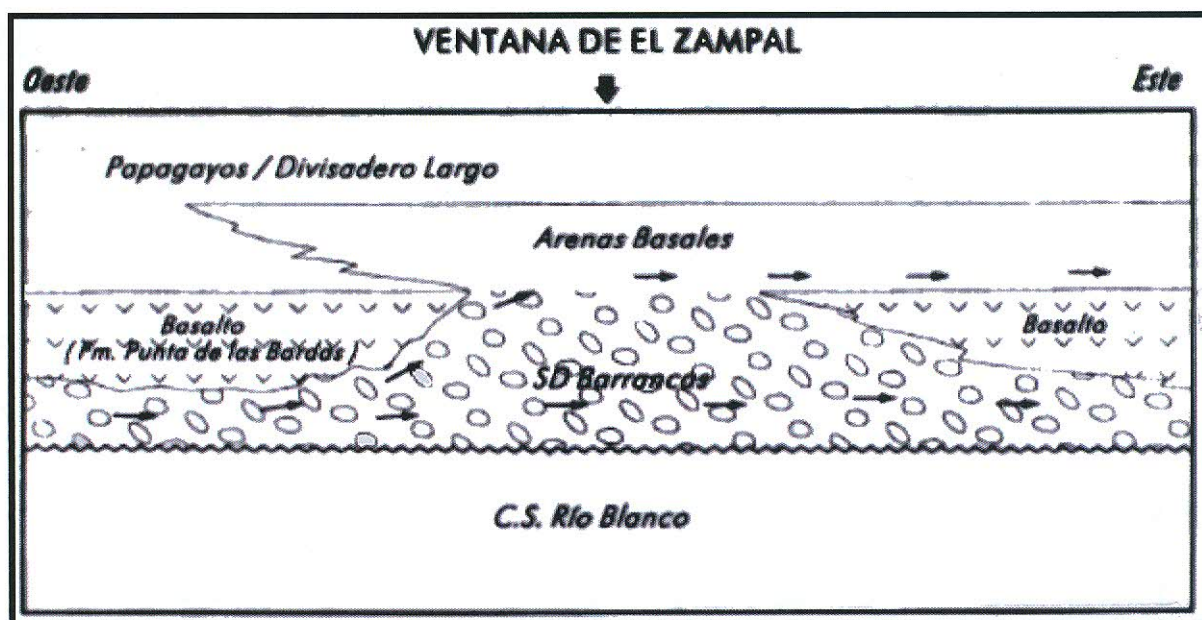


Figura 19: Esquema de migração El Zampal. Conceito gráfico para explicar a acumulação de petróleo na Formação Papagayos das jazidas Vizcacheras. Fonte: JONES et al. (1999).

2.8.4 TRAPAS

As observações de seções sísmicas (DELLAPÉ & HEGEDUS, 1995) indicam que as trapas das formações portadoras de petróleo estão associadas em grau variável às falhas listricas normais, que controlaram a espessura deposicional.

As estruturas produtivas estão relacionadas à inversão de processos, que produziu as culminações estruturais e anticlinais de eixo inclinado, e com os blocos da bacia que tinham estratigrafia favorável, como reservatórios com acesso às rochas geradoras. Isto ocorre nos campos Tupungato, Piedras Coloradas e Chañares Herrados. Na figura 20 pode-se observar uma seção geológica da região.

Em vários campos os fechamentos parecem ser relacionados com zonas de transferência do sistema de falhas antitéticas, acrescido de condensação estratigráfica e de reservatórios acunhados (*pinch outs*) ao longo dos flancos dos meio-grábens mais antigos (Vizcacheras).

Algumas das acumulações estão associadas com culminações produzidas por zonas de transferências que conectam grábens com polaridades opostas. Nestas posições, as trapas coincidem com cunhas limitadas por falhas reversas (estruturas “pop-up”). Por causa dessas feições desenvolvidas por reativação de estruturas que foram elevadas, o desenvolvimento de reservatórios foi restrito a pequenos intervalos específicos (campos Barrancas, La Ventana e Vacas Muertas).

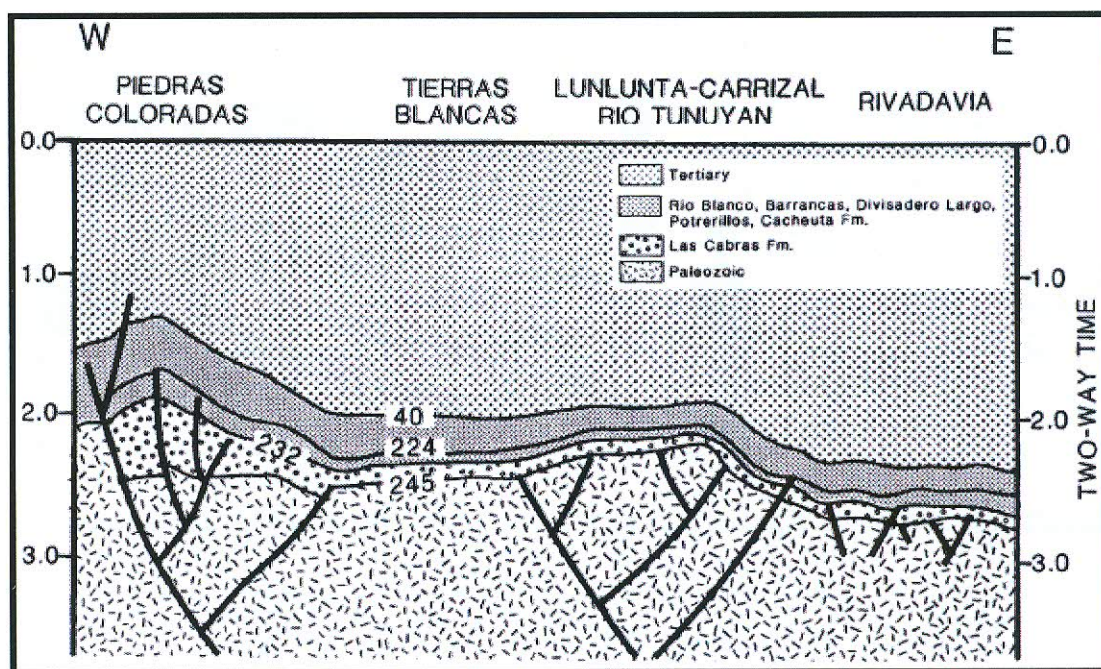


Figura 20: Seção geológica com orientação Oeste-Leste onde é possível observar a inversão tectônica na parte oeste. Os números nos contatos são anos, em milhões. Fonte: DELLAPÉ & HEGEDUS (1995).

2.8.5 GRÁFICO DE EVENTOS

O gráfico dos eventos dos sistemas petrolíferos, apresentado na figura 21, mostra os elementos e processos essenciais em relação ao tempo geológico. Os hidrocarbonetos se originaram partir dos sistemas lacustres do conjunto de seqüências Potrerillos/Cacheuta de idade Triássica, e se acumularam em reservatórios clásticos continentais de idade Triássica,

Jurássica e Paleogena. As rochas selantes são constituídas por rochas vulcânicas da Formação Punta de las Bardas e os níveis pelíticos presentes nas distintas formações.

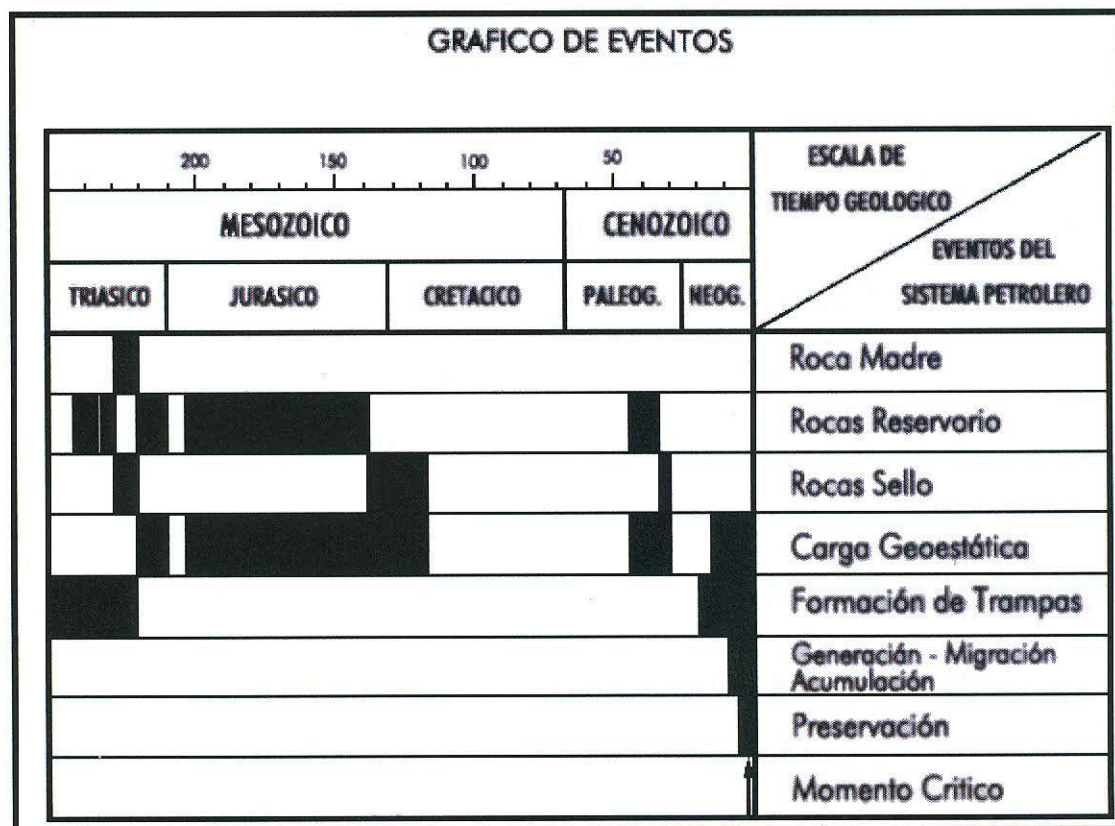


Figura 21: Gráfico de eventos relacionados ao sistema petrolífero da bacia de Cuyo, onde é possível observar os processos essenciais em relação ao tempo geológico. Fonte: JONES et al. (1999).

A carga litostática sobre as rochas geradoras incluem rochas sedimentares e vulcânicas que vão desde o Triássico até o Neoceno. A formação das trapas se iniciou ainda na etapa do sinrife Triássico e terminou durante a etapa compressiva andina no Neogeno.

A reconstrução do soterramento e história térmica indicam que a geração, migração e acumulação ocorreram desde o Neoceno Superior, e se estima que continua até o presente.

3 MÉTODO SÍSMICO

3.1 Introdução

O Método Sísmico, na exploração de petróleo, é a técnica geofísica mais importante, principalmente pelo seu alcance, grande região volumétrica em subsuperfície, e por sua grande penetração. Raramente a locação de poços exploratórios é realizada sem a informação fornecida pelo método sísmico.

A técnica básica do método sísmico consiste na geração de ondas sísmicas e na medida dos tempos de viagem das ondas desde as fontes até uma série de receptores (geofones), usualmente dispostos ao longo de uma linha reta, na verdade existe uma grande variação de arranjos possíveis entre fontes e receptores. Portanto, conhecendo os tempos de viagem e as velocidades das rochas, tenta-se reconstruir os caminhos das ondas sísmicas localizando os eventos sísmicos, camadas de subsuperfície, em suas verdadeiras posições. O objetivo da exploração sísmica é deduzir informação sobre as rochas de subsuperfície, especialmente sobre a atitude das camadas, derivadas do tempo de chegada das ondas.

Assim defini-se a energia das fontes, suas posições e as distâncias relativas entre as fontes e receptores (arranjo) de acordo com o objetivo principal da exploração. O trabalho sísmico tenta realizar uma cobertura continua da área de interesse geológico, onde a resposta das camadas sucessivas da Terra são amostradas em linhas de perfis. As fontes das ondas podem ser os explosivos sismográficos ou *vibrosseis* em terra e no mar usualmente se usam os *airguns*. Os dados são gravados em fitas magnéticas e na etapa de processamento sísmico melhora-se muito a relação sinal ruído realizando-se uma “limpeza” e organização dos dados,

obtendo-se informações significativas das camadas de subsuperfície, representadas por feições geológicas para interpretação.

O texto que segue apresenta desde a teoria do método sísmico até a etapa final de interpretação, fornecendo uma visão geral do método e de como cada etapa é trabalhada para se obter o melhor resultado final. Foram abordados principalmente os tópicos mais técnicos de cada etapa e por serem muito abrangentes apenas alguns desses tópicos foram estudados mais detalhadamente.

Ao final analisou-se a região de Rivadavia, pertencente a bacia de Cuyo, que atualmente é uma área subexplorada pela falta de evidências da presença de hidrocarbonetos, mas que numa avaliação correlacionada às regiões produtoras vizinhas ao depocentro Rivadavia, permitem afirmar o bom potencial exploratório da região

3.2 Princípios Físicos

3.2.1 Teoria da Elasticidade

O Método Sísmico baseia-se na propagação das ondas mecânicas no interior da Terra e no entendimento que a propagação dessas ondas depende das propriedades elásticas do meio, ou seja, das propriedades das camadas de rochas de subsuperfície. O entendimento do Método Sísmico requer o conhecimento da teoria da elasticidade e dos mecanismos de propagação de ondas em corpos elásticos. A Teoria da Elasticidade que relaciona as mudanças de forma e volume que um corpo sofre quando submetido a forças externas. As ondas mecânicas ao se propagarem perturbam o meio provocando pequenas deformações instantâneas. A Teoria da Elasticidade relaciona os efeitos (forças aplicadas) às causas (deformações) através dos conceitos de tensão (*stress*) e deformação (*strain*).

Um corpo elástico submetido a forças externas reage internamente de maneira a opor-se as mudanças de forma e volume que esteja sofrendo, ou seja, quando essas forças externas cessam, o corpo tende a voltar a sua configuração inicial. No caso dos fluídos, eles resistem apenas a mudanças no volume e não na forma. Na exploração de petróleo, desde que as deformações sejam pequenas, as rochas de subsuperfície se comportam como corpos perfeitamente elásticos, pois retornam a forma original após o esforço sofrido.

A tensão (*stress*) é definida como força por unidade de área. O estado de tensões em um ponto de um corpo é caracterizado pelo tensor de tensões cujos elementos são tensões normais ou cisalhantes. Quando o esforço é perpendicular a área, denominamos de tensão normal ou pressão, quando é tangente chamamos de tensão cisalhante. Para melhor visualizarmos as componentes do tensor de tensão tomamos um elemento de volume infinitesimal, ver Figura 22, com os esforços referentes apenas a duas faces opostas do cubo, onde podemos ver a componente de tensão normal (σ_{xx}) e as de tensão cisalhante (σ_{xy} , σ_{yx} , σ_{zx} e σ_{xz}).

A deformação (*strain*) é causada pela tensão aplicada ao corpo elástico. Podemos separar as deformações em seus tipos fundamentais: deformações normais, deformações cisalhantes e as rotações (θ) (TELFORD *et al*, 1990). Para isso realizamos uma análise em duas dimensões (a Figura 23 ilustra bem os tipos de deformações que um corpo pode sofrer). Nesse caso temos dois retângulos, o primeiro deles apenas foi transladado, pois seus vértices sofreram deslocamentos iguais, em contrapartida no segundo retângulo cada vértice sofreu um deslocamento diferente dos outros e em quantidades diferentes deformando sua forma e volume originais e também sofrendo uma pequena rotação.

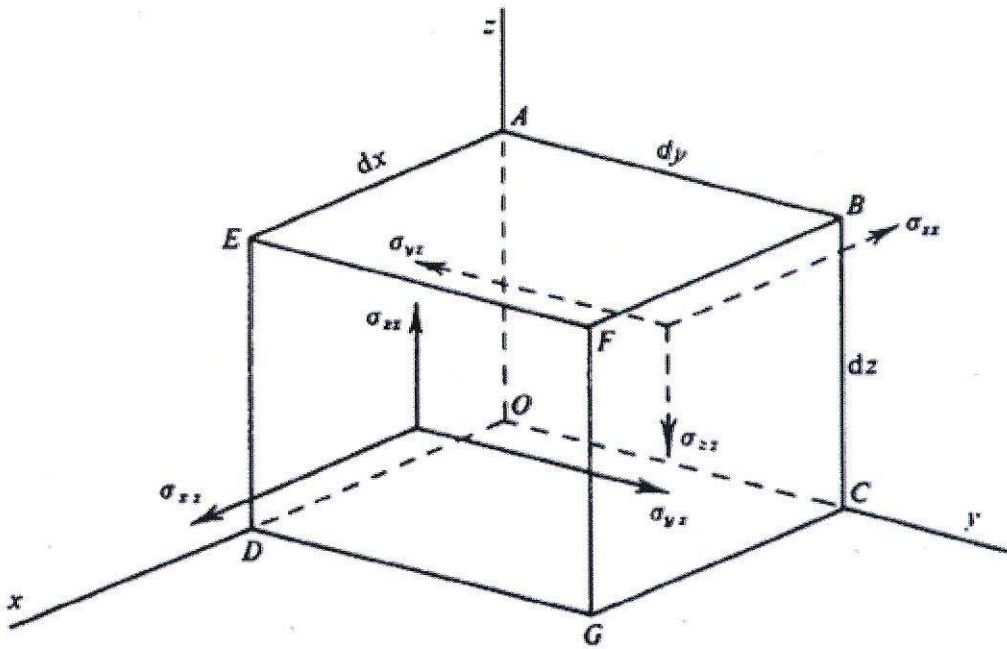


Figura 22: Componentes do Esforço em duas das faces do cubo. Fonte: TELFORD et al (1990)

Usando a nomenclatura da Figura 23 podemos quantificar as deformações sofridas pelo elemento de controle (retângulo PQRS da Figura 23). Os lados PQ e PS crescem relativamente a taxas $\frac{du}{dx}$ e $\frac{dv}{dy}$ respectivamente, nas direções x e y, e causam deformações

normais (*normal strains*). A quantidade $\left(\delta_1 + \delta_2 = \frac{dv}{dx} + \frac{du}{dy} \right)$ mostra quanto o ângulo interno

do vértice P do retângulo decresce e conseqüentemente mede a mudança da forma do

retângulo e é conhecida como deformação cisalhante (ϵ_{xx}). A quantidade $\left(\delta_1 - \delta_2 = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} \right)$

é denominada por θ e não causa nenhuma deformação, apenas a rotação do retângulo por inteiro.

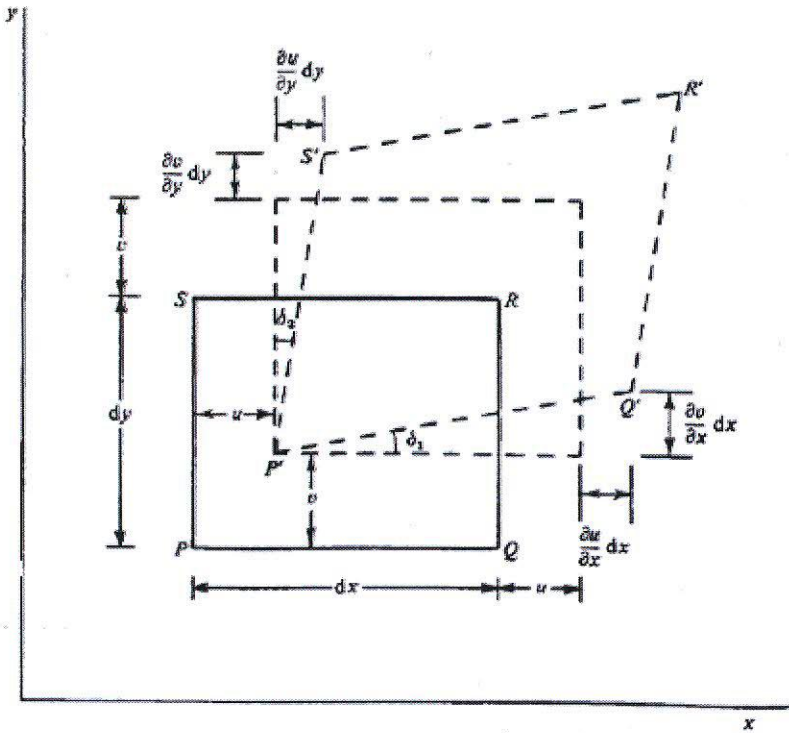


Figura 23: Análise das Deformações sofridas por um corpo em duas dimensões. Fonte: TELFORD et al (1990)

Tabela 2: Equações das deformações normais, cisalhantes e das rotações para 3 dimensões.

| | | |
|--|---|---|
| $\begin{cases} \varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} \\ \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \\ \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \end{cases}$ | $\begin{cases} \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{cases}$ | $\begin{cases} \theta_x = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ \theta_y = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \\ \theta_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \end{cases}$ |
| Deformações Normais (Normal Strains) | Deformação Cisalhante (Shearing Strains) | Rotações (θ) |

As deformações normais causam mudanças apenas no volume com isso podemos definir a Dilatação (Δ) como sendo a mudança de volume por unidade de volume.

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (1)$$

Até o momento trabalhamos apenas com as deformações e precisamos relacioná-las com as tensões que as causam. A Lei de Hooke ($F = k.x$) quantifica essa relação declarando que as grandezas, deformação e esforço, são diretamente proporcionais para pequenas deformações. Quando essa tensão ultrapassa o limite elástico do meio então a Lei de Hooke perde a validade, isso quer dizer que as deformações sofridas pelo corpo não desaparecem ao cessarem os esforços e o meio não retorna as suas condições originais.

Num meio isotrópico, ou seja, onde as propriedades do meio não dependem da direção, a Lei de Hooke fornece as seguintes relações entre tensão e deformação (TELFORD *et al*, 1990):

$$\sigma_{ii} = \lambda' \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii} \quad i = x, y, z \quad (2)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij} \quad i, j = x, y, z \quad i \neq j \quad (3)$$

A Equação 2 relaciona tensões e deformações normais e a Equação 3 relaciona tensões e deformações cisalhantes. As constantes λ' e μ são conhecidas como constantes de Lamé, onde μ (módulo de rigidez) é a medida da resistência à deformação cisalhante.

Além das constantes de Lamé podemos definir outras constantes elásticas muito úteis na Teoria da Elasticidade. Supondo um meio onde tenhamos apenas a atuação de esforço normal (σ_{xx}) podemos definir três novas constantes elásticas, o módulo de Young (E), a razão de Poisson (σ) e o módulo de Bulk (k) (TELFORD *et al*, 1990).

Todas as considerações teóricas feitas até agora supõem meios isotrópicos, e as rochas sedimentares, objetivos de estudo da exploração petrolífera, freqüentemente são anisotrópicas. Mesmo assim, essa suposição fornece razoáveis interpretações dos resultados atuais.

Tabela 3: *Constantes Elásticas.*

| | | |
|---|---|--|
| $E = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\mu(3\lambda' + 2\mu)}{\lambda' + \mu}$ | $\sigma = \frac{-\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{-\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\lambda'}{2(\lambda' + \mu)}$ | $k = \frac{-p}{\Delta} = \frac{3\lambda' + 2\mu}{3}$ |
| Módulo de Young | Razão de Poisson | Módulo de Bulk |

3.2.2 Teoria Ondulatória

Até o momento estudamos os esforços num meio em equilíbrio estático, e a fim de ampliar nossa análise retiramos o equilíbrio estático e no mesmo modelo da Figura 22, numa abordagem dinâmica mantemos o esforço em uma das faces na direção x e o esforço na face oposta pode ser aproximado por:

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx \quad \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx \quad \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx$$

A força resultante por unidade de volume é obtida fazendo-se um balanço de todos os esforços aplicados nas faces do cubo, e pela segunda lei de Newton ($F = m.a$) temos a equação do movimento, no caso apenas na direção x :

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

Desenvolvendo também as equações nas direções y e z , e acoplando-se as relações de Hooke com suas constantes elásticas (Equações 1, 2 e 3) às equações do movimento chegamos à seguinte equação de onda (TELFORD *et al*, 1990):

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 u \quad (4)$$

Com mais algum trabalho matemático (TELFORD *et al*, 1990) obtem-se duas novas equações de onda, uma envolvendo a dilatação Δ e a outra as rotações θ_x (θ_y, θ_z). Mais adiante no trabalho identificaremos essas ondas como os dois principais tipos de onda de corpo relacionada com o Método Sísmico, as ondas P e S (*body waves*).

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad \alpha^2 = \frac{\lambda' + 2\mu}{\rho} \quad (5)$$

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (6)$$

Essas equações podem ser escritas numa forma mais geral (Equação 7) e podemos ver que a equação de onda relaciona derivadas de tempo com derivadas espaciais por meio de uma constante de proporcionalidade V^2 , onde V é a velocidade de propagação da onda $\left(V = \frac{\Delta x}{\Delta t} \right)$.

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad (7)$$

Até agora, para nós, a onda é uma perturbação que viaja de ponto a ponto de um meio com certa velocidade (V) e que essa perturbação pode ser volumétrica ou rotacional. Dessa forma, num meio homogêneo e isotrópico, concluímos a possibilidade de propagação de dois tipos de ondas em seu interior (ex: rochas), as ondas de corpo (*body waves*), que são dilatacionais e as compressionais representadas respectivamente pelas identidades, $\psi = \Delta$ e $\psi = \theta$.

As ondas de superfície tem um papel importante no entendimento dos dados obtidos em levantamentos sísmicos, e devem, assim como as ondas de corpo ser bem entendidas. As

ondas de corpo são também classificadas em dois tipos, as ondas P e S. As ondas P, são também chamadas de longitudinais ou compressionais, e as ondas S chamadas de cisalhantes ou rotacionais. Por curiosidade, as denominações P e S estão relacionadas com a seqüência de registro num evento sísmico qualquer, assim as ondas P são as primeiras a serem registradas enquanto as S são posteriores. Pelas Equações 5 e 6 definimos as velocidades das ondas P e S que são respectivamente α e β , e um parâmetro importante usado como indicador de hidrocarboneto é a razão $\gamma = \frac{\beta}{\alpha}$. Pela razão de Poisson a velocidade das ondas S chega ao máximo a 70% do valor da onda P. Importante notar que as ondas S não se propagam em fluídos devido à constante de cisalhamento ser nula nesse meio, e as ondas P são as mais usadas na exploração sísmica.

Já as ondas de superfície (*surface waves*) se propagam apenas numa região confinada da fronteira entre dois meios. Na exploração sísmica a mais importante onda de superfície é a Rayleigh, também chamada de *ground roll*, principalmente porque essa onda aparece como um forte ruído nos sismogramas de aquisições terrestres, e posteriormente ela deve ser eliminada na etapa de processamento sísmico. O *ground roll* se propaga na superfície da terra num movimento combinado de componentes longitudinais e transversais e sua velocidade é de aproximadamente 90% da velocidade das ondas S.

3.2.3 Ondas Sísmicas

3.2.3.1 Energia e Intensidade

A energia da onda sísmica é uma de suas características mais importantes, pois quando a onda se propaga em um meio, passa por processos de perdas de energia, diminuindo muito sua amplitude, e prejudicando o resultado final dos registros de campo. Os fatores mais importantes relacionados a perdas de energia são a divergência esférica, a absorção e a partição de energia numa interface.

Queremos quantificar a energia de uma onda e poder avaliar as suas perdas. Partindo-se de uma onda harmônica podemos calcular a energia cinética de um elemento de volume do meio na direção do deslocamento da partícula. A energia cinética por unidade de volume para a onda harmônica:

$$u = A \cos(\omega t + \phi)$$

É dada por:

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

Onde L é a energia cinética, v o elemento de volume, ρ é a densidade do meio, A a amplitude da onda, ω a velocidade angular e ϕ o ângulo de fase.

Pela expressão percebemos que a energia cinética assume valores que variam desde o zero até um máximo. Considerando o movimento oscilatório das partículas do meio não dissipativo, a sua energia vai oscilar entre energia cinética e potencial, mas a energia mecânica total será sempre igual à energia cinética máxima, ou energia potencial máxima, que para a onda harmônica analisada é:

$$E = \frac{1}{2} \rho w^2 A^2$$

A intensidade (I) da onda é o fluxo de energia (E) que flui por unidade de área (A), sendo para a onda harmônica:

$$I = EV = \frac{1}{2} \rho V w^2 A^2$$

Definida a intensidade (I), sabemos que o fluxo de energia é dado por $I_1 A_1 = I_2 A_2$, para ondas esféricas, logo concluiremos que a energia decresce com o inverso do quadrado da distância de um ponto do meio à fonte (centro da esfera) (TELFORD *et al*, 1990). Esse efeito é reconhecido como divergência esférica.

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{E_2}{E_1} \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^2 \quad (8)$$

Outro efeito já mencionado como importante no decréscimo da densidade de energia de uma onda é a absorção. Quando a onda passa pelo meio sua energia é gradualmente absorvida e em último caso se transforma em calor. Esse processo é responsável, por vezes, pelo completo desaparecimento da energia da onda. Os processos de absorção não são bem definidos, mas durante a passagem da onda o calor é gerado na compressão e absorvido na expansão, como esse processo não é perfeitamente reversível parte da energia da onda é absorvida. A Equação 9 descreve a absorção mostrando seu comportamento exponencial em relação a distância, onde η é o coeficiente de absorção.

$$I = I_0 e^{-\eta x} \quad (9)$$

3.2.3.2 Propagação

Para entender como as ondas sísmicas se propagam recorreremos ao princípio de Huygens, que declara que cada ponto de uma frente de onda pode ser considerado como uma nova fonte de onda. Dessa maneira, dada à localização de uma frente de onda num certo instante suas futuras posições podem ser determinadas. Fenômenos como reflexão, refração e difração, todos de interesse na exploração sísmica, podem ser deduzidos por esse princípio. Assim quando uma onda encontra uma mudança abrupta das propriedades elásticas, configurando-se numa interface que separa duas camadas de rochas, parte de sua energia é refletida e se mantém no mesmo meio enquanto que o restante da energia é refratada para o outro meio sofrendo uma mudança na direção original.

Com essa análise podemos apresentar um famoso resultado conhecido como Lei de Snell-Descartes:

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{V_1} = \frac{\text{sen}\theta_2}{V_2} = \frac{\text{sen}\theta_i}{V_i} = p$$

Quando tratamos de uma única interface como mostrado na Figura 24, θ_1 representa o ângulo de incidência, que é igual ao ângulo de reflexão, e θ_2 o ângulo de refração. Um caso particular e importante de se analisar ocorre quando temos a velocidade V_2 maior que V_1 , nessas condições quando $\theta_2=90^\circ$ temos $\theta_1 = \text{sen}^{-1}\left(\frac{V_1}{V_2}\right)$, aqui o raio refratado se propaga ao longo da interface das camadas e θ_1 é chamado de ângulo crítico (θ_c) a partir do qual a reflexão sempre será total.

A maior utilidade da Lei de Snell-Descartes reside na determinação das trajetórias dos raios e dos tempos de propagação da onda, e conseqüentemente definem a posição dos refletores de subsuperfície, que são o objetivo final do método sísmico. Porém não fornece informações sobre as amplitudes (energias) das ondas refletidas e refratadas, que serão obtidas com as equações de ZOEPPRITZ (1919, *apud* TELFORD *et al*, 1990, p.155).

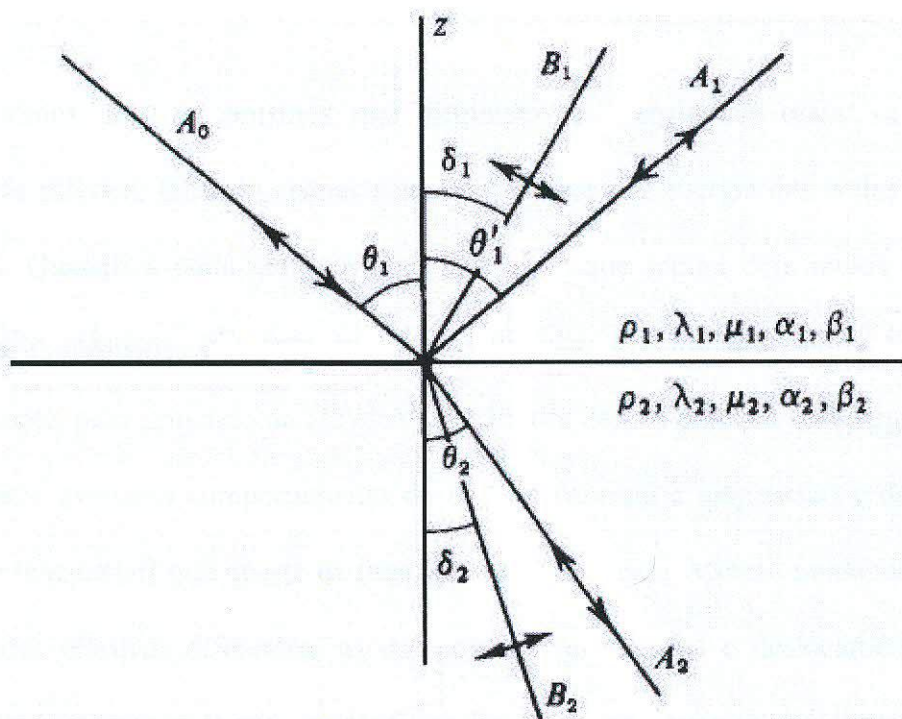


Figura 24: Ondas geradas por uma onda P numa interface entre dois meios. Fonte: TELFORD *et al* (1990)

O processo de difração é outro fenômeno muito importante na exploração sísmica, pois ocorre quando a onda chega a uma estrutura na qual o raio de curvatura é comparável ou menor que o comprimento de onda. Essas são características reais da aquisição, pois os comprimentos de onda sísmicos são maiores quando comparados com as dimensões geológicas de parte dos eventos de subsuperfície.

Existe ainda um efeito denominado de dispersão que atua no sinal, composto por várias frequências, de forma que a velocidade do sinal no meio depende de cada frequência. Dessa maneira se o meio é dispersivo o sinal pode mudar sua forma. Na exploração sísmica a maioria das rochas tem pouca variação de velocidade com a frequência e a dispersão deixa de ser um efeito importante (TELFORD *et al*, 1990).

3.2.3.3 Partição da Energia

Já vimos dois mecanismos que diminuem a energia das ondas, a absorção e a divergência esférica, faltando apenas analisar a partição de energia das ondas que ocorre nas interfaces. Quando a onda chega a uma superfície que separa dois meios com diferentes propriedades elásticas, são geradas ondas refletidas e refratadas, como já foi discutido anteriormente, pelo princípio de Huygens, ver Figura 24. Na partição da energia de uma onda é importante avaliar o comportamento do esforço (normal e tangencial) e do deslocamento (normal e tangencial) que ocorre na interface entre os meios. Mesmo mudando de meio, com propriedades elásticas diferentes, as componentes de esforço e deslocamento na fronteira devem ser contínuas e iguais, essa afirmação pode ser expressa em quatro condições de contorno que as ondas devem obedecer na interface.

Se uma onda P com amplitude conhecida, incide na interface entre dois meios sólidos, a Lei de Snell-Descartes assegura os valores dos ângulos das ondas refletidas e refratadas, porém as amplitudes das ondas devem ser garantidas pelas quatro condições de contorno (Figura 24). Para satisfazer as quatro equações do sistema precisamos de quatro amplitudes desconhecidas e então são geradas quatro ondas na interface que correspondem a duas ondas P (refletida e refratada) e duas ondas S (refletida e refratada).

As equações correspondentes em termos de amplitude foram deduzidas por ZOEPPRITZ (1919) e podem ser encontradas em TELFORD *et al* (1990). Essas equações governam as amplitudes das ondas que resultam da interface, e envolvem muitos parâmetros dentre os quais a impedância acústica ($Z_i = \rho_i \alpha_i$).

Ainda através dessas equações podemos obter os coeficientes de reflexão (R) e de transmissão (T) e as frações de energia refletida (E_R) e transmitida (E_T), porém isso é simples apenas para o caso particular de uma onda que incide perpendicularmente a interface. Vale mencionar que os valores negativos para o coeficiente de reflexão (R) indicam que a onda refletida terá sua fase invertida.

Devido ao pequeno contraste de velocidade e densidade para a maioria das interfaces rochosas encontradas na natureza apenas uma pequena parcela da energia é refletida em cada interface. As maiores exceções envolvem as interfaces do fundo e superfície do oceano ($R=-0,9994$) e a base da camada de intemperismo ($R=0,68$). Por esse motivo a geração de ruído, como as múltiplas, é especialmente importante. No caso da camada de intemperismo nem tanto, pois ela tem grande capacidade de absorver a energia das ondas sísmicas.

3.2.3.4 Velocidade Sísmica

A velocidade sísmica é uma das medidas mais importantes para se obter na aquisição sísmica, ela depende de alguns fatores como profundidade, densidade, constituição mineralógica da rocha, grau de cimentação entre outros, mas principalmente da porosidade da rocha. Sabemos da Equação 5 que a velocidade das ondas P dependem das constantes elásticas (λ' , μ) e da densidade (ρ) do meio, quando este é sólido e homogêneo. Na exploração sísmica as rochas de interesse são as rochas sedimentares que diferem muito de um meio sólido e homogêneo, pois tem uma estrutura granular e possuem espaços vazios.

Esses espaços vazios são responsáveis pela porosidade (ϕ) da rocha que é uma variável dominante na determinação da velocidade sísmica das rochas sedimentares. A porosidade é determinada pela pressão efetiva, ou seja, a diferença entre a sobrecarga e a pressão interna dos fluidos, a profundidade máxima de soterramento e uma porosidade originária da rocha, que depende de sua gênese e de sua constituição mineralógica. Com o aumento da profundidade, pressões litostáticas e temperaturas maiores, ocorre um conseqüente aumento da densidade das rochas, e, portanto espera-se que a velocidade sísmica sempre cresça. Porém existe um limite assintótico de velocidade atingido quando a porosidade tende a zero.

Os espaços porosos das rochas podem ser preenchidos por fluidos, como água, gás e óleo, que alteram as constantes elásticas, a densidade da rocha, e conseqüentemente, sua velocidade sísmica. Como o óleo é um pouco mais compressível que a água, quando os poros das rochas são preenchidos por ele resultam numa pequena diminuição da velocidade sísmica em comparação com poros preenchidos por água. Da mesma forma o gás muito mais compressível que a água resulta numa redução mais significativa da velocidade sísmica comparativamente. Esse efeito de mudança na velocidade é usado como indicador de hidrocarboneto (IH). Os principais tipos de IH são: *brighth spot*, *dim spot*, *polarity reversal* e *flat spot*, porém vale citar que os IH sozinhos não garantem a presença de acumulação de hidrocarbonetos.

Levando em consideração apenas a velocidade da rocha não é possível diferenciar litologias, principalmente porque as faixas de velocidades entre diferentes litologias se sobrepõem. Para isso podemos conjugar dois dos seguintes parâmetros: a razão entre as velocidades das ondas P e S ($\gamma = \frac{\beta}{\alpha}$), ou mesmo suas velocidades individuais (α , β), a razão de Poisson (σ) e a porosidade (ϕ) e determinar um fator que diferencie as litologias. Essa

mesma razão (γ) associada com a quase insensibilidade da velocidade da onda S em rochas preenchidas por fluídos é outro bom indicador de hidrocarbonetos.

A zona de baixa velocidade (ZBV) coincide com a camada de intemperismo, com uma espessura variável e se caracteriza, como o próprio nome diz, por baixas velocidades sísmicas. Esse é um efeito danoso nos dados sísmicos, pois a ZBV devido a seu alto contraste de impedância acústica torna-se um ótimo refletor e com isso gera múltiplas, que sujam o sismograma. A ZBV também se caracteriza por absorver grande parte da energia das ondas sísmicas.

3.3 Sísmica de Reflexão e Common-MidPoint (CMP)

O problema básico de um levantamento sísmico de reflexão é determinar a posição da camada de subsuperfície que originou a reflexão no registro sísmico. A interpretação dos dados requer um conhecimento das velocidades em todos os pontos ao longo das trajetórias dos raios refletidos. Dessa maneira, a suposição mais simples, é assumir a velocidade constante entre a superfície e a interface da camada da subsuperfície. Embora essa aproximação esteja longe de ser verdadeira ela conduz a um equacionamento simples do problema e que dentro de uma determinada precisão é solução para muitos exemplos práticos.

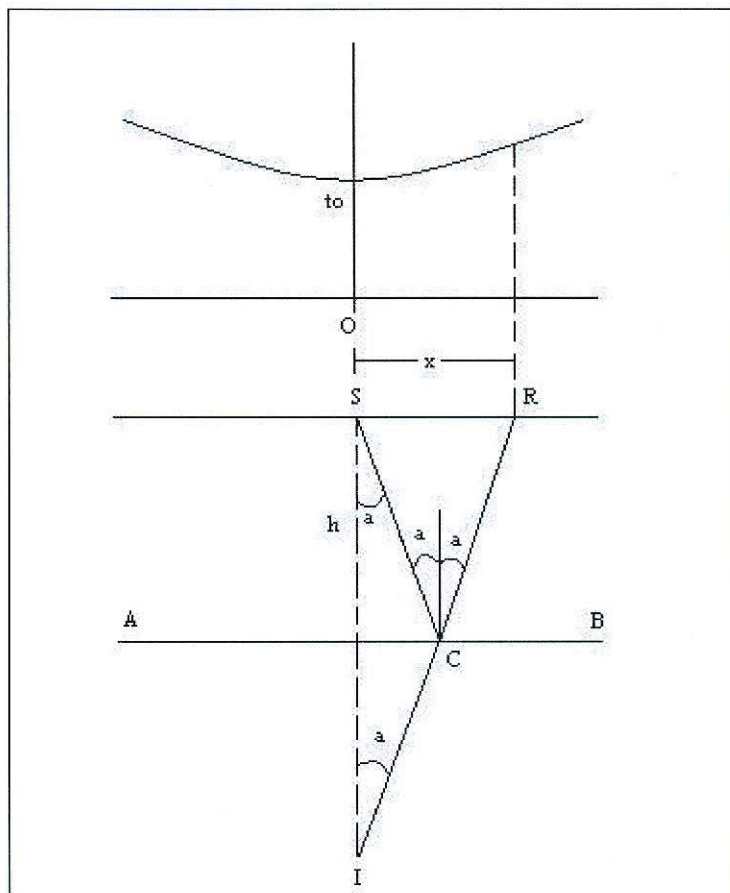


Figura 25: Geometria e Curva do tempo de viagem para um refletor horizontal. Modificado de TELFORD et al (1990).

Para um refletor horizontal (AB), uma aproximação simples para uma camada de subsuperfície, como pode ser visualizado na Figura 25, temos uma fonte sísmica S, por exemplo, um explosivo sismográfico, que emite uma onda com determinada energia e reflete na interface entre as camadas de rochas sendo registrada nos receptores (R) que estão localizados na superfície. A trajetória do raio com seus ângulos pode ser vista na Figura 25, mas principalmente assumindo que a velocidade é constante nessa região podemos obter o tempo de viagem da onda e equacionar o problema apenas por geometria, ver triângulo SRI na mesma Figura 25. Assim a distância fonte-receptor (SR), conhecida por afastamento (*offset*), pode ser obtida pela Equação (10), que em função do tempo de viagem da onda é uma hipérbole.

$$\left. \begin{aligned} V^2 t^2 &= x^2 + 4h^2 \\ \frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} &= 1 \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

É interessante notar que a mesma onda gerada pela fonte (S) se propaga em todas as direções no interior da terra, inclusive seguindo um caminho muito menor pela superfície (distância SR) e chegando primeiro ao receptor, denominamos esse registro de onda direta. A posição da interface da camada de subsuperfície é determinada pelo tempo de viagem no afastamento zero (t_0). Uma das maneiras de se obter a velocidade do evento sísmico é pela inclinação obtida no gráfico de t^2 por x^2 (tempo² x afastamento²) da Equação 10.

A energia de uma reflexão representando um evento sísmico pela hipérbole, é registrada por dois receptores com afastamentos diferentes com uma diferença de tempo conhecida como sobretempo (*moveout* = Δt); quando um dos receptores está na posição da fonte então chamamos essa diferença de tempo de sobretempo normal (*normal moveout*). Esse conceito é muito importante como critério para decidir se realmente o evento registrado é uma reflexão ou não. Na etapa de processamento usamos a correção de *normal moveout* para uma série de melhorias nos registros sísmicos, por exemplo, separando múltiplas de primárias para filtragem entre outras coisas.

As camadas de subsuperfície não são bem comportadas como desejamos, portanto não obedecem bem o modelo de camadas horizontais e planas, assim podemos ter uma situação onde o refletor está mergulhando, e nesse caso a curva do tempo de viagem continua a ser representada por uma hipérbole, mas o eixo de simetria também está inclinado em função do seno do ângulo de mergulho (TELFORD *et al*, 1990).

Nesse trabalho não trataremos da sísmica de refração, principalmente porque na Petrobras a sísmica de reflexão é a mais importante atualmente. Mesmo assim vale mencionar

que ela faz uso das ondas refratadas a partir do ângulo crítico de refração. As ondas denominadas de *headwaves* propagam-se pela interface entre as duas camadas de rochas, porém com a velocidade do meio de maior velocidade. A sísmica de refração tem objetivos rasos e teve muita importância no início da prospecção de petróleo no mundo e no Brasil, porém perdeu sua prioridade logo no surgimento do método de reflexão. Na refração as distâncias entre fonte e receptores são bem maiores em relação a reflexão, com isso as trajetórias das ondas são bem maiores e há muita absorção, conseqüentemente a energia da onda precisa ser maior e a carga de explosivos também.

3.3.1 Características dos Eventos Sísmicos

Com a análise da geometria das trajetórias dos raios, principalmente a dos raios provenientes das reflexões das camadas de subsuperfície temos capacidade de reconhecer os eventos sísmicos num registro de campo (sismograma). Essa seção visa exemplificar como esses eventos aparecem no sismograma de campo analisando a Figura 26.

Primeiramente analisaremos pela Figura 26 os eventos lineares, um conhecido nosso é o *ground roll* (a) que além de ser dispersivo, entra como um ruído no sismograma terrestre por ter uma velocidade pequena em relação aos eventos principais. O *ground roll* é uma onda de superfície e aparece linear, pois a onda percorre distâncias iguais em tempos iguais pela superfície de registro dos receptores. Da mesma forma se comporta o evento de onda aérea (b), atualmente desaparecido devido a melhora nos procedimentos de detonação, que ocorria quando na detonação dos explosivos havia o sopro e a onda mecânica chegava aos receptores via ar; em comparação com o *ground roll* sua velocidade é menor. A onda direta (c) e as refrações (d) aparecem no topo do sismograma, com velocidades muito altas.

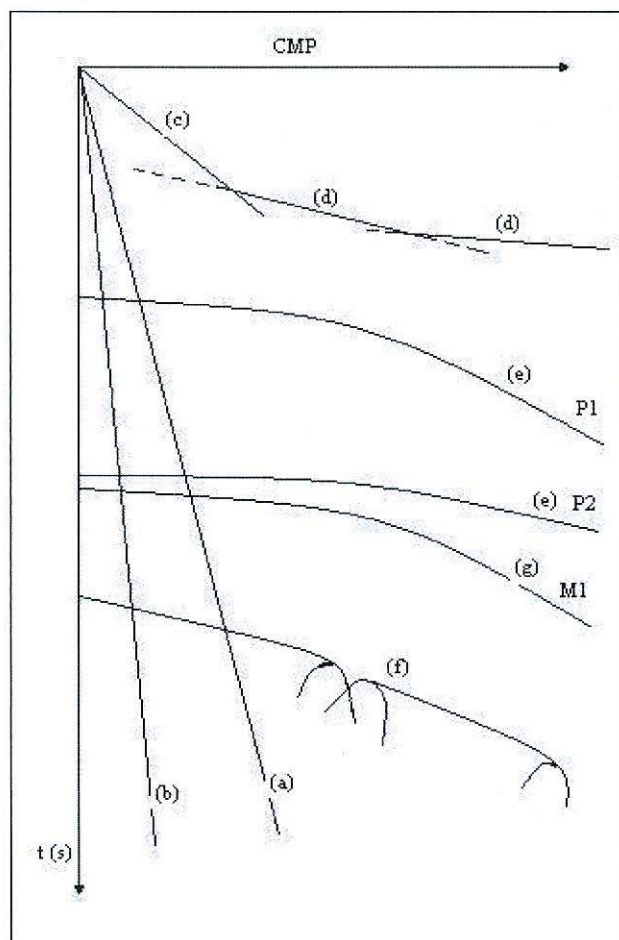


Figura 26: *Eventos Sísmicos num registro de campo.*

Os eventos de interesse para a exploração sísmica são as reflexões (e) e as difrações (f), aparecendo nesse meio as múltiplas (g) que posteriormente precisamos eliminar na etapa de processamento. As reflexões primárias (P1 e P2) surgem como hipérbolas no sismograma e uma clara característica que aparece entre as primárias é a diminuição de sua curvatura devido ao aumento de velocidade com a profundidade dos eventos. As múltiplas (M1) são identificadas em maior profundidade em relação a sua primária (P1), mas com uma curvatura compatível com um evento mais raso, ou seja, de baixa velocidade, facilitando a diferenciação dos eventos. As difrações são identificadas principalmente pela existência das pernas das hipérbolas de difração, quando, por exemplo, existem falhas numa camada de subsuperfície.

Posteriormente trataremos disso, mas quando se realiza a correção de *normal moveout* os eventos primários tendem a se horizontalizar enquanto as múltiplas ficam subcorrigidas.

3.3.2 Common-MidPoint (CMP)

O método de Common-MidPoint (CMP) envolve o registro sísmico de uma mesma região na subsuperfície um certo número de vezes usando vários pontos de tiro (fontes) e posições de receptores diferentes, que posteriormente são rearranjadas no processamento simetricamente em relação a um ponto médio comum. No exemplo da Figura 27 podemos ver bem como funciona a aquisição dos dados sísmicos numa linha 2D num tipo de lançamento *end-on*, quando rearranjado percebemos a redundância da informação da subsuperfície. A redundância de dados alcançada com o método melhora muito a qualidade dos dados além de permitir um número de esquemas práticos que possibilitem a atenuação de múltiplas e de ruídos. Mais adiante, nesse trabalho, descreveremos como os sismogramas, quando rearranjados em mesmo CMP, são empilhados após a correção de *normal moveout* e constroem a seção sísmica da subsuperfície, objetivo final da geofísica de processamento.

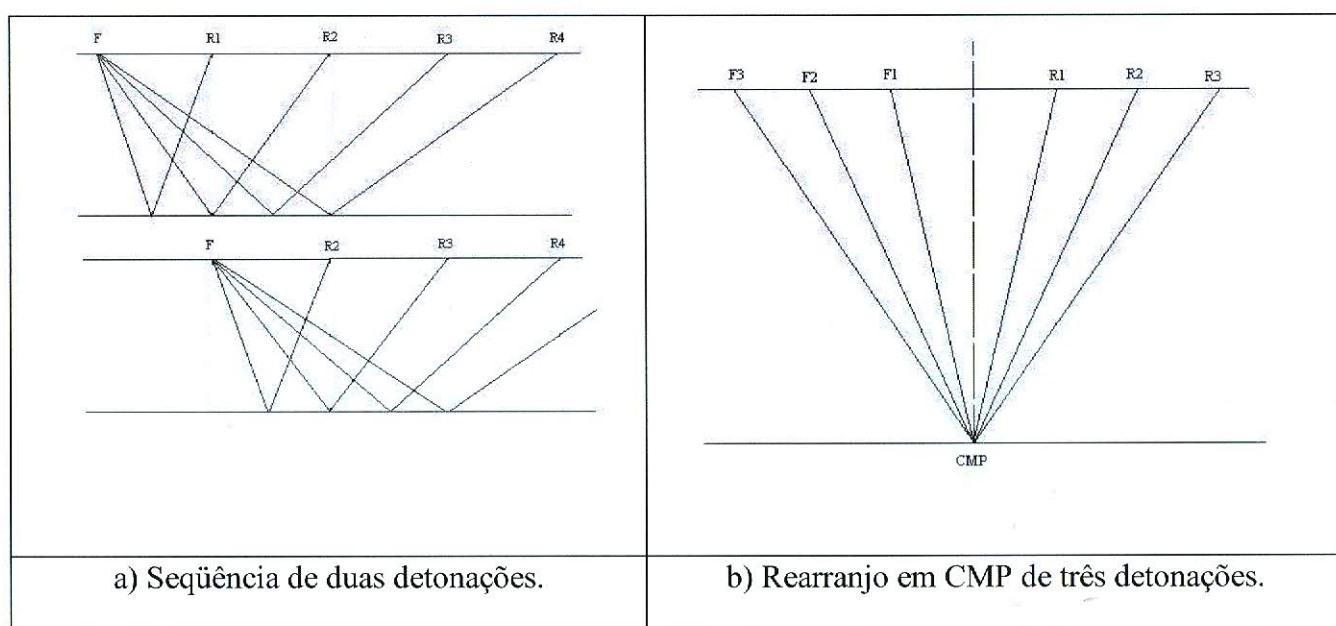


Figura 27: Exemplo de aquisição sísmica 2D com lançamento *end-on* e depois o arranjo dos tiros por CMP.

3.4 Exploração Sísmica

A Exploração Sísmica é composta por três principais etapas, a aquisição de dados sísmicos, o processamento sísmico e a interpretação (YILMAZ, 2001). A intenção do trabalho nesse momento é descrever, dentro de cada uma das principais etapas, suas feições mais técnicas, mais ligadas a geofísica. Abordaremos com mais cuidado apenas alguns dos muitos tópicos importantes de todo o processo, por exemplo, na etapa de processamento que pode ser muito abrangente na variedade de seus processos de preparação da seção sísmica.

3.4.1 Aquisição Sísmica

A aquisição sísmica, terrestre ou marítima, é o processo inicial da exploração sísmica, nela coletamos os dados sísmicos que serão transformados na seção sísmica final, e então estarão prontos para a fase de interpretação. Apesar da aquisição sísmica marítima (*offshore*) ser de maior importância para o Brasil, pois na costa brasileira, principalmente na bacia de Campos, residem nossos maiores campos e reservas de petróleo, daremos ênfase na aquisição sísmica terrestre (*onshore*), pois foi onde realizamos um estágio vivencial e poderemos ser mais claros nas análises.

O processo de aquisição completo é bastante complexo e envolve uma série de etapas até que se consiga realizar as medições, gerando as fitas magnéticas com os dados sísmicos para o processamento. Dentre elas podemos citar as etapas de permissoria, topografia, sismografia, inspeção e pré-processamento. Como a nossa abordagem é técnica discutiremos a etapa de parametrização, o coração do projeto.

Na prospecção sísmica usada para exploração de petróleo, a parametrização trabalha com inúmeras variáveis, como energia da fonte, intervalo entre estações (IE), intervalo de

pontos de tiro (IPT), número de linhas de rolagem (NLR), entre outros que devem ser muito bem estudadas e simuladas até se encontrar um ajuste entre qualidade de dados, disponibilidade de material pela equipe sísmica e custos financeiros do programa de aquisição.

Num programa de aquisição as variáveis acima citadas na parametrização dependem do objetivo geológico a ser visualizado, sua profundidade, a cobertura desejada, etc. Podemos diferenciar entre dois programas de aquisição, por exemplo, um programa exploratório e um de reservatório, que necessitam de menor e maior detalhamento da área de interesse geológico (Figura 29), respectivamente. Mesmo assim sempre se deseja a melhor qualidade possível dos dados.

Numa aquisição sísmica 2D, a escolha do tipo de lanço conduz a vantagens e desvantagens uns em relação aos outros, a Figura 28 apresenta dois tipos de lanço muito comuns usados na aquisição. Na sísmica 2D as linhas de tiro e de registro estão juntas, portando o nosso CMP sempre diz respeito a esse plano vertical. O levantamento terá como resultado a seção sísmica do plano vertical onde foram registradas as ondas sísmicas.

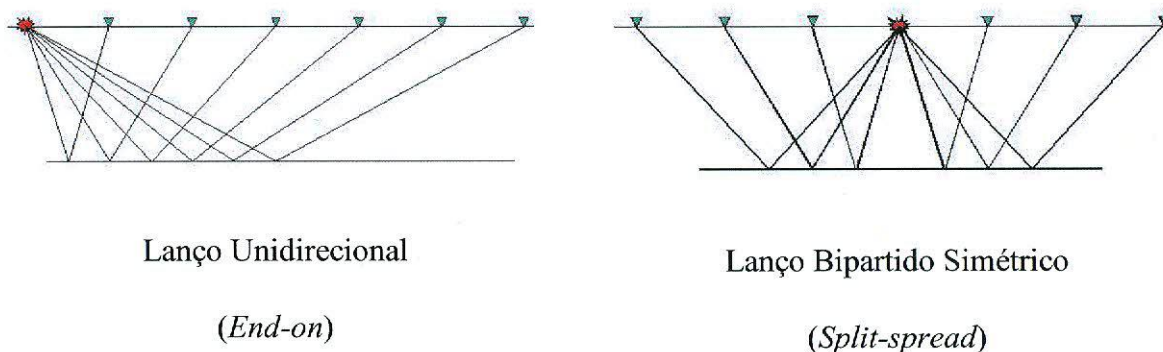


Figura 28: Tipos de Lanço usados na aquisição sísmica terrestre 2D.

A sísmica 3D funciona de forma similar, porém o CMP não fica no plano vertical logo abaixo das linhas de registro, mas passam a ser celas de CMP, pois as linhas de tiro e de

receptores não estão mais juntas, mas, por exemplo, são ortogonais ou inclinadas entre si. Também na sísmica 3D existem diferentes tipos de arranjos entre as linhas com vantagens variadas entre os mesmos, podemos citar como bom exemplo uma prática nova de orientar as linhas de tiro e de registro ortogonalmente entre si (Figura 30). Desta forma consegue-se resultados de cobertura igual a configurações como *swath* ou inclinada, mas com economia financeira proveniente da diminuição do número de linhas de tiro e de registro devido ao aumento da distância entre elas.

A análise de cobertura, ou multiplicidade, é realizada com as equações contidas na Tabela 3. Podemos verificar como se relacionam os parâmetros e com o jogo entre eles se definem a cobertura final desejada e todos os parâmetros. A Tabela 4 apresenta um pequeno exemplo de como podemos variar os parâmetros da aquisição e mesmo assim não alterar a cobertura final (multiplicidade) da área de interesse geológico.

Tabela 4: Cálculo da multiplicidade numa aquisição sísmica 3D.

| Parâmetro | Fórmula | Legenda |
|------------------------|--|---|
| Multiplicidade 3D | $M_{3D} = M_{3Dx} \cdot M_{3Dy}$ | |
| Multiplicidade 3D em X | $M_{3Dx} = \frac{N_C \cdot IE}{2 \cdot ILT_x}$ | ILT _x – intervalo entre linhas de tiro na direção x |
| Multiplicidade 3D em Y | $M_{3Dy} = \frac{N_T \cdot ILT_y \cdot NLR}{2 \cdot ILR \cdot NLRR}$ | ILTy – intervalo entre linhas de tiro na direção y ILR – intervalo entre linhas de receptores NLR – número de linhas de receptores NLRR – número de linhas de rolagem lateral do swath |

Tabela 5: Estudo da variação de parâmetros na cobertura final (multiplicidade).

| Parâmetros | Opção 1 | Opção 2 | Opção 3 | Opção 4 |
|------------|---------|---------|---------|---------|
| I.E. | 30 | 30 | 30 | 15 |
| I.L.T. | 180 | 90 | 90 | 180 |
| N.C. | 180 | 180 | 180 | 360 |
| N.T. | 6 | 6 | 3 | 6 |
| N.L.R. | 8 | 8 | 8 | 8 |
| I.L.R. | 180 | 90 | 90 | 180 |
| N.L.R.R. | 2 | 2 | 1 | 2 |
| M3Dx | 15 | 30 | 15 | 15 |
| M3Dy | 12 | 12 | 12 | 12 |
| C | 180 | 360 | 180 | 180 |

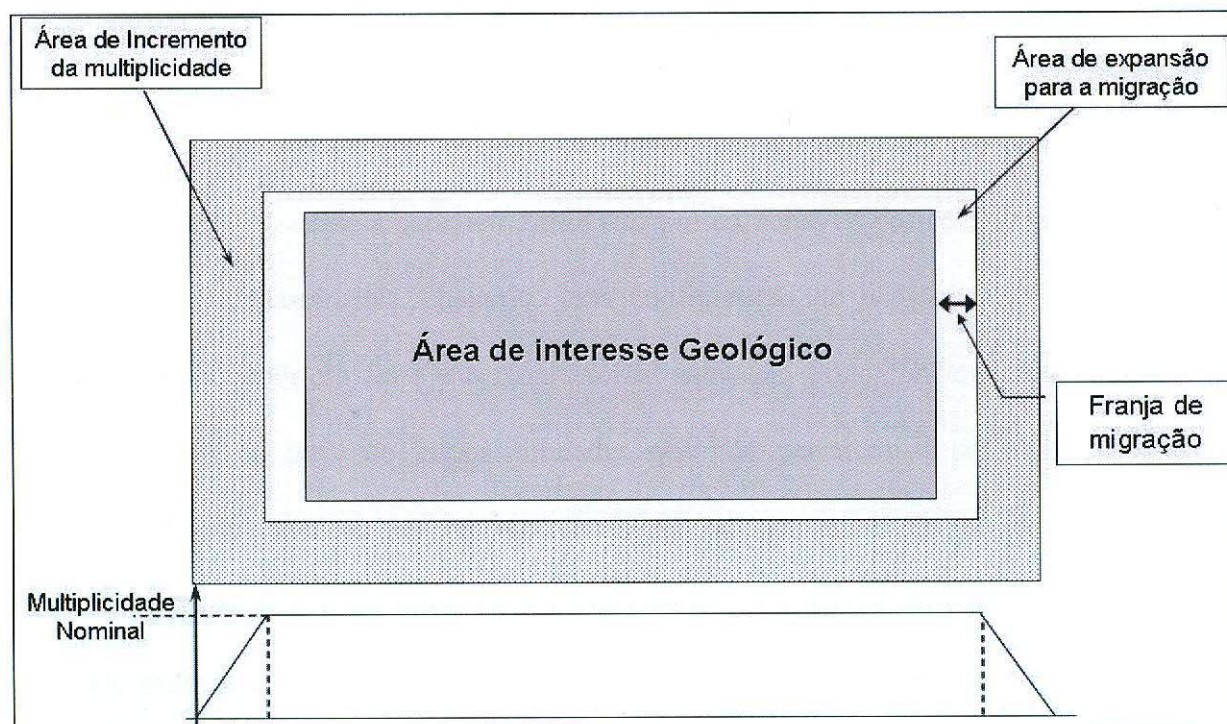


Figura 29: Exemplo de uma configuração da área de interesse geológico, franja de migração e a área de incremento de multiplicidade.

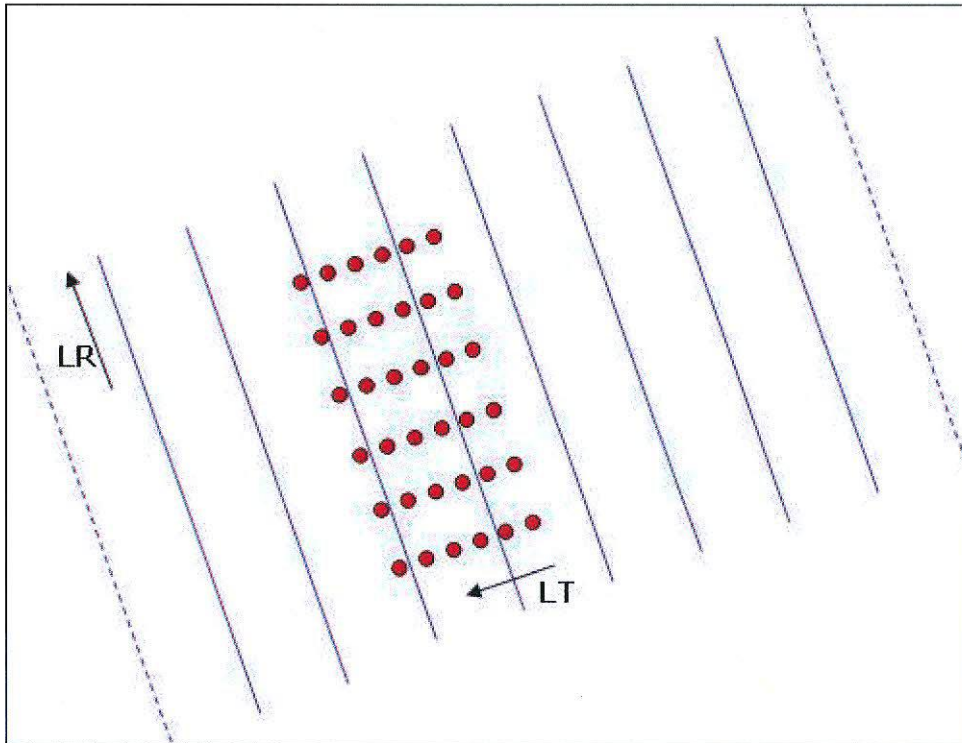


Figura 30: Exemplo de um swath com linhas de tiro e de registro ortogonais entre si.

Um ponto interessante a ser lembrado está ligado a parametrização pronta e a que se realiza em campo. Quando a parametrização está pronta, todas as posições de pontos de tiro e geofones estão determinadas, chama-se essa configuração de *pré-plot*, e é segundo essas posições que a cobertura final e o resultado da aquisição estão fundamentados. Porém na prática existe uma série de impossibilidades que não permitem a perfeita execução do planejado. As características do relevo da região, áreas sem permissão de entrada da equipe, estradas, cidades, indústrias entre outros são obstáculos a serem vencidos ou contornados, exigindo mudanças pontuais na posição dos pontos de tiro e de registro que no fim resultam em pequenas variações na cobertura. Essas posições alternativas normalmente são pré estabelecidas pela própria equipe de parametrização, ver Figura 31. Devido a essas mudanças diariamente é realizado o *pós-plot* mostrando, quase que em tempo real, como estão sendo

alocados os pontos de tiro e registro. Apenas para citar, um problema similar na aquisição marítima é a deriva dos cabos de registro dos navios.

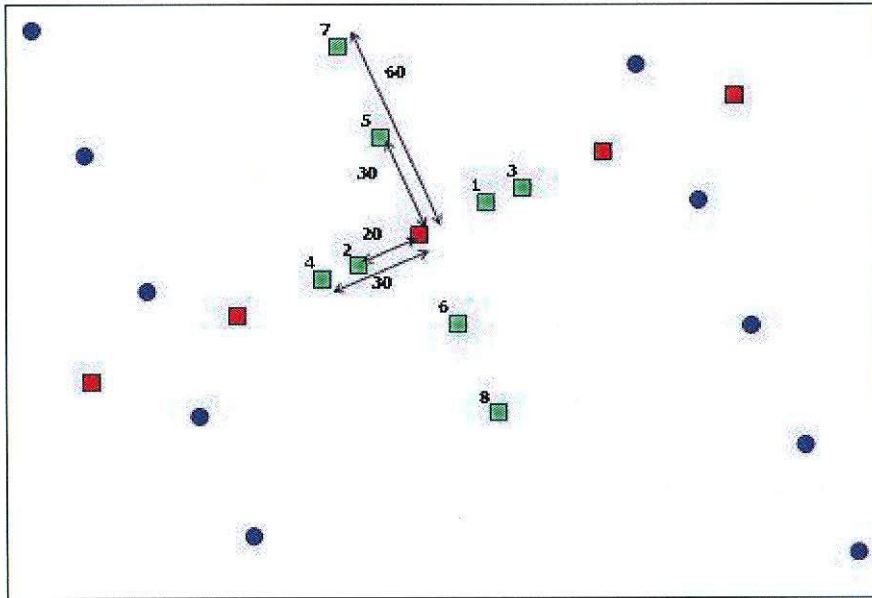


Figura 31: Exemplo de 8 opções de posições pré estabelecidas pela parametrização para mudança de ponto de tiro, PT (quadrados) e Estação de Registro (círculos).

3.4.2 Processamento Sísmico

Nossa nova etapa dentro da exploração sísmica, que segue cronologicamente a aquisição sísmica, é o processamento sísmico. Os dados sísmicos são enviados em fitas magnéticas para o cliente e são processados segundo uma seqüência, mais ou menos, predeterminada. A seqüência de processamento não é rígida, pois depende muito do dado sísmico, de sua qualidade, se é marítimo ou terrestre, mas é um procedimento importante que “limpa” e organiza os dados, preparando-os para a etapa de interpretação.

Devido a essa diversidade de processos assumiremos para o trabalho uma seqüência básica fornecida pelo YILMAZ (2001), analisando cada processo e seus objetivos de uma maneira superficial. Seguem as etapas da seqüência de processamento citada: pré-

processamento, deconvolução, reorganização por CMP, análise de velocidades, correção de *normal moveout* (NMO), atenuação de múltiplas, correção de *dip-moveout* (DMO), empilhamento CMP, processamento pós-empilhamento, migração, correção estática e controle de qualidade.

O pré-processamento normalmente é realizado junto à equipe de aquisição sísmica (terrestre ou marítima) e tem funções básicas importantes dentro de todo o processo. Nele os dados reorganizados e convertidos em um formato conveniente para o sistema de processamento de cada empresa em particular, usualmente o SEG-Y é utilizado na indústria do petróleo. O pré-processamento também é responsável pelo carregamento da geometria de aquisição, gravando as coordenadas dos pontos de tiro e posições de receptores de todos os traços em seus *headers*, qualquer erro nessas informações pode comprometer todo resultado do processamento. Por fim, de maneira resumida, realiza-se a marcação das primeiras quebras nos registros sísmicos permitindo a realização da correção estática e reduzindo os dados a um mesmo *datum*, faz-se a edição dos traços eliminando os mais ruidosos e quando necessário recupera-se a intensidade do sinal atenuado pela divergência esférica e absorção.

No processo de deconvolução busca-se atuar no traço sísmico ao longo do seu eixo temporal comprimindo a *wavelet* e, portanto melhorando principalmente sua resolução temporal. Cada traço sísmico é modelado como a convolução entre a resposta impulsiva das camadas de subsuperfície da Terra com a *wavelet*, que é a própria assinatura da fonte. Como já vimos, cada traço sísmico carrega a informação, através das reflexões, de cada interface das camadas de subsuperfície a serem mapeadas, e quanto mais a *wavelet* se aproximar de um *spike* melhor será a representação da seção empilhada. No modelo convolucional, dado pela Equação 11, podemos mostrar que o traço sísmico ($x(t)$) é composto pela convolução entre a *wavelet* ($w(t)$) e a função refletividade ($r(t)$) das camadas, somado a um ruído aleatório ambiental ($n(t)$).

$$x(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (11)$$

Essa deconvolução é realizada com a utilização de um filtro inverso (Equação 12), que ao ser convolvido com a *wavelet* transforma a mesma num *spike*. Assim ao aplicamos o filtro inverso em todo o sismograma obtemos como resultado a função refletividade de cada traço que contém as posições das interfaces das camadas de subsuperfície. A deconvolução na prática tenta recuperar a função refletividade do traço e também permite atenuar múltiplas.

$$f(t) = \delta(t) * \frac{1}{w(t)} \quad (12)$$

Anteriormente já mencionamos que os dados são reorganizados em seus pontos médios comuns (CMP), para isso cada traço do sismograma é associado a seu ponto médio entre a posição da fonte e do receptor. Assim todos os traços com mesma posição de ponto médio são reunidos formando o agrupamento CMP, ver Figura 27. A Figura 32 mostra um sismograma exemplo agrupado por CMP, nele podemos verificar a presença das reflexões primárias através das hipérbolas, mas também a presença das múltiplas ainda é forte.

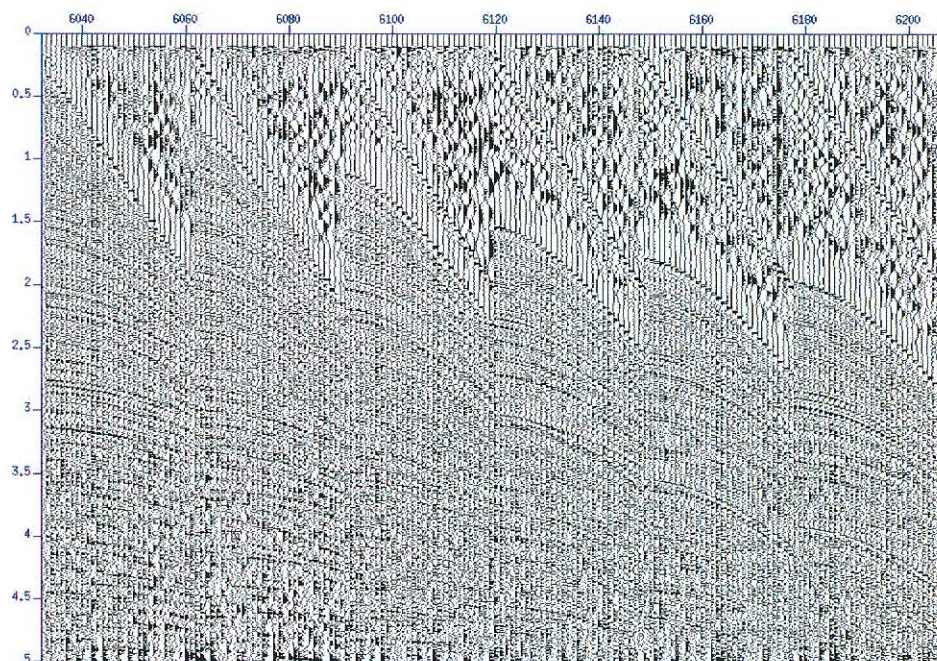


Figura 32: *Visualização dos registros sísmicos agrupados por CMP.*

A idéia de fazer a análise de velocidades é obter o campo de velocidades das camadas de subsuperfície e então realizar a correção de *normal moveout* (correção NMO), nesta análise temos como resultado uma função que relaciona a velocidade com o tempo duplo de afastamento zero. Vale mencionar que a correção NMO estima a velocidade que horizontalize as hipérbolas de reflexão (Equação 10) para o sobretempo normal, ou seja, para o afastamento zero do evento. Continuando na análise de velocidades, é construído o espectro de velocidades que é obtido com o empilhamento do CMP corrigido de *normal moveout* para várias velocidades diferentes. Esse espectro mostra regiões de maior energia (vermelhas) que são as velocidades mais representativas para horizontalizar as hipérbolas do CMP; é possível identificar a tendência de aumento com a profundidade. Nele também podemos identificar as regiões de energia das múltiplas, em tempos duplos maiores, que usaremos para um tipo de filtragem. Então trabalhando em conjunto com as janelas gráficas dos CMPs escolhidos e seus espectros de velocidades, são registrados os pontos selecionados na janela do espectro que melhor horizontalizam as hipérbolas. Essas funções estimadas são interpoladas entre os

pontos da análise para fornecer valores de velocidade para todos os CMPs ao longo da linha. A Figura 33 apresenta as janelas gráficas da análise de velocidade, podemos ver que após definidas as velocidades e aplicada à correção NMO, as primárias se horizontalizaram enquanto as múltiplas ainda estão subcorrigidas. As energias das múltiplas estão à esquerda da seleção de velocidades (linha branca).

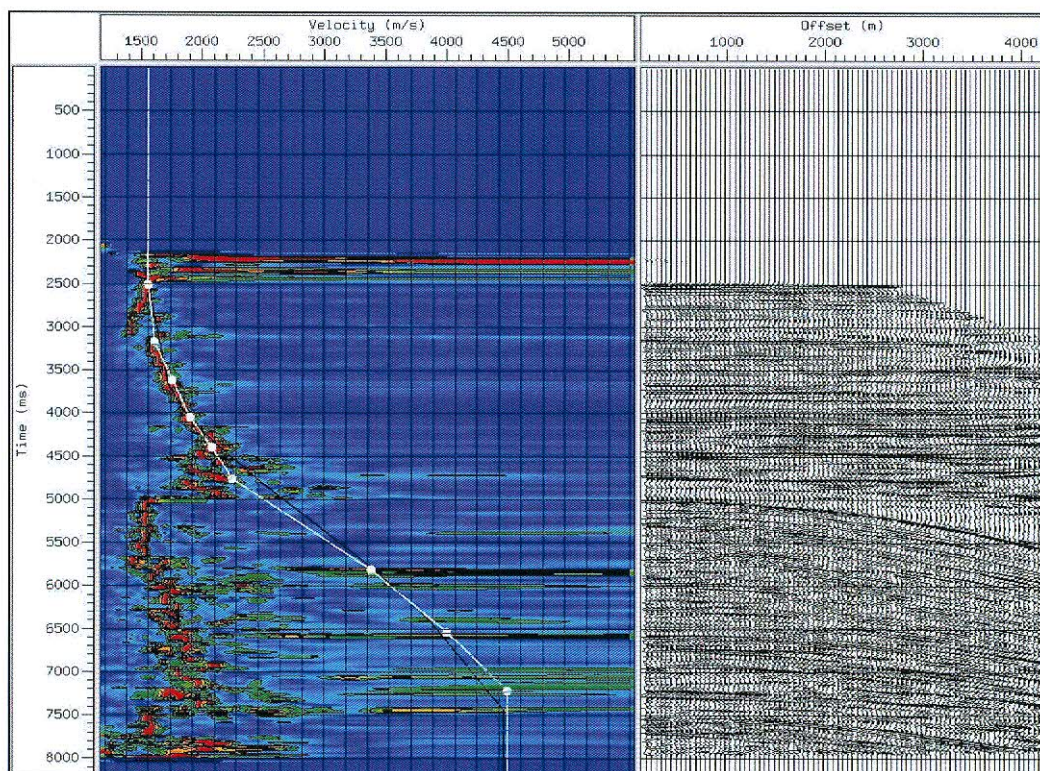


Figura 33: *Análise de Velocidades de um CMP com a correção NMO já aplicada.*

Com o campo de velocidades definido pela análise de velocidades podemos aplicar a correção de *normal moveout* e horizontalizar os eventos em todos os CMPs. Ao se fazer isso percebemos claramente que para tempos pequenos e afastamentos longos os traços são estirados no tempo, degradando os eventos. Dessa maneira precisamos eliminar a parte distorcida do traço, e isso é realizado com um tipo de silenciamento (*mute*).

Como vimos a correção de *normal moveout* horizontaliza os eventos, teoricamente como os traços são referentes a um mesmo CMP podemos somá-los, transformando-os em um único traço de CMP para o afastamento zero, o que significa que ele contém a informação de

registro de fonte e receptor na mesma posição. Realizando isso com todos os CMPs e colocando todos lado a lado, ou seja, empilhando os CMPs, obtemos a seção sísmica desejada, representativa das camadas de subsuperfície ver Figura 34. A Figura 35 apresenta a seção empilhada da forma como descrito acima e podemos ver que existe muito a se fazer para deixá-la mais “limpa” para os interpretes, a múltipla do fundo do mar ainda é bem perceptível. Sabemos que esse processo de empilhamento consegue atenuar um pouco as múltiplas e outros ruídos incoerentes, mas ainda é necessário usar procedimentos específicos de atenuação de múltiplas.

Um desses processos é a filtragem F-K, pois conseguimos separar as múltiplas das primárias levando-as para o domínio da frequência e do número de onda. Antes porém, apenas para ilustrar, as múltiplas são eventos que sofrem mais de uma reflexão nas camadas de subsuperfície até que seja registrado pelos receptores, isso faz que a amplitude desse sinal seja muito menor que o de suas respectivas primárias.

As múltiplas são bem visíveis e mais fáceis de separar dentro de um CMP em afastamentos longos, pois normalmente ela foi registrada em tempos maiores, mas representam hipérbolas de velocidades menores. Dessa forma sua hipérbole se diferencia muito em afastamentos longos, porém em afastamentos próximos a zero elas se confundem com as reflexões primárias e de interesse sísmico. Essa característica das múltiplas torna o processo de filtragem F-K muito menos eficiente.

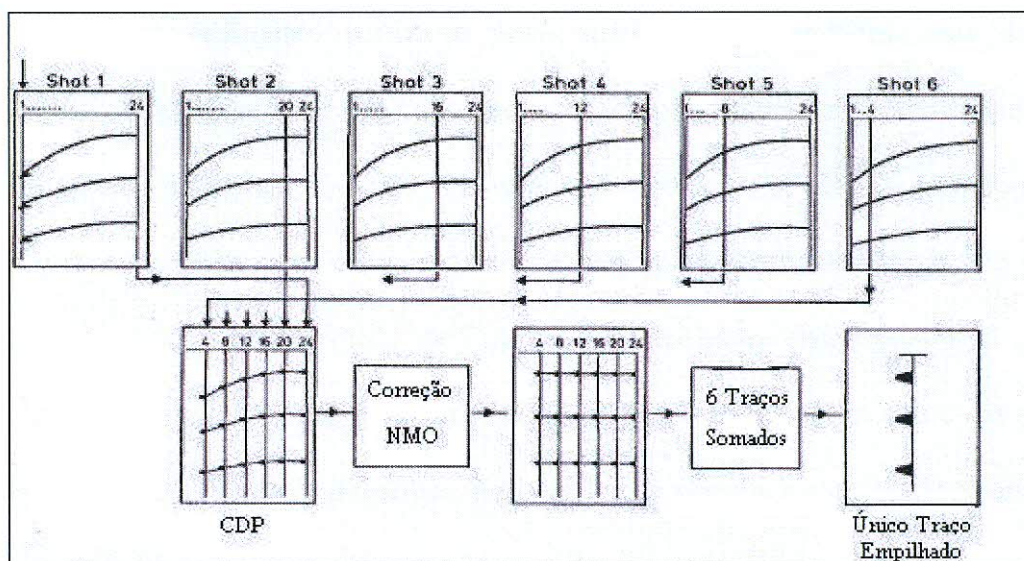


Figura 34: *Visualização do processo de empilhamento dos traços de mesmo CMP. Modificado de .*

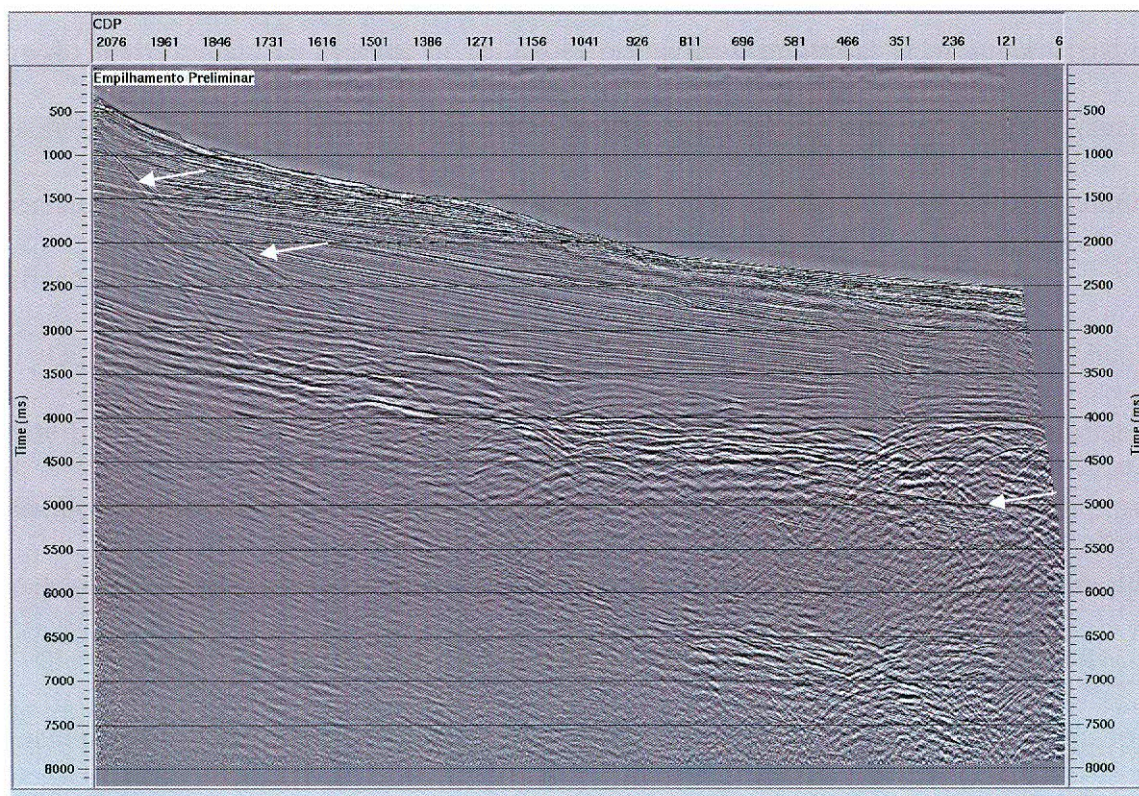


Figura 35: *Seção Empilhada mostrando a presença da múltipla do fundo do mar.*

Para esse procedimento realiza-se nova análise de velocidades, mas dessa vez selecionam-se velocidades intermediárias que estejam com valores entre as velocidades das primárias e das múltiplas. Quando aplicamos a correção NMO às primárias ficam supercorrigidas, curvadas para cima, enquanto as múltiplas ficam subcorrigidas e curvadas para baixo. Usando a transformada de Fourier levamos esses dados para o domínio da frequência e do número de onda, domínio F-K, onde os eventos das primárias e das múltiplas ficam separados em quadrantes diferentes. Essa separação permite a eliminação da energia das múltiplas dos dados. As Figuras 36, 37 e 38 mostram as etapas do processo de filtragem pelo domínio F-K. Como já mencionamos essa filtragem F-K não é um processo muito eficiente, pois é muito difícil separar a energia das múltiplas em afastamentos próximos ao afastamento zero. Na Figura 36 podemos verificar a seleção intermediária das velocidades e com isso a correção NMO separa os eventos de reflexões primárias e múltiplas entre supercorrigidos e subcorrigidos, respectivamente. A Figura 37 mostra o gráfico do domínio F-K e a janela de silenciamento que, nesse caso, retira as primárias, o resultado do processo é claramente verificado na Figura 38.

Outro método de filtragem de múltiplas bem mais efetivo é o Radon Parabólico que transforma a equação hiperbólica dos sobretempos (*moveout*) em aproximadamente parabólica. Aplicando-se a Transformada Radon Parabólico, as primárias e as múltiplas são mapeadas em regiões distintas permitindo novamente a eliminação da energia das múltiplas por silenciamento da região. As Figuras 39 e 40 apresentam as etapas de seleção do silenciamento, nesse caso, novamente foi escolhido retirar as primárias, dessa maneira a Figura 40 mostra toda a efetividade do processo. Apenas para comparar, a Figura 41 apresenta a seção sísmica empilhada e nela podemos perceber que a múltipla do fundo do mar desaparece para lâminas d'água maiores. No raso isso não ocorreu.

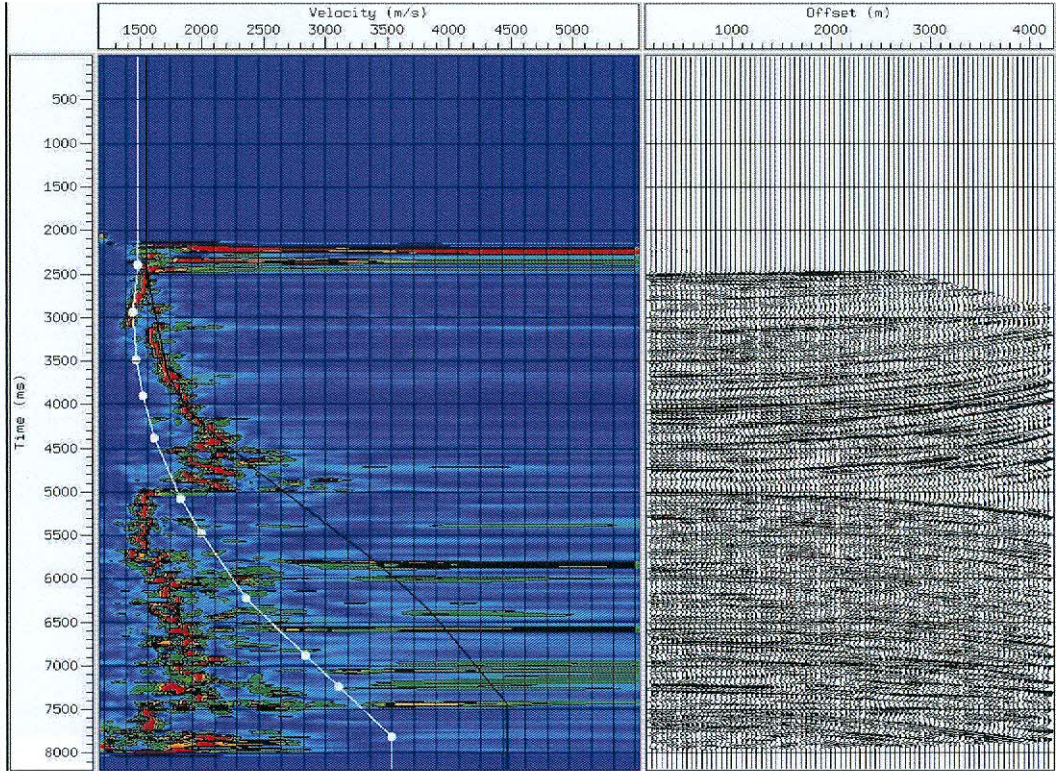


Figura 36: Análise de Velocidades Intermediárias para filtragem F-K.

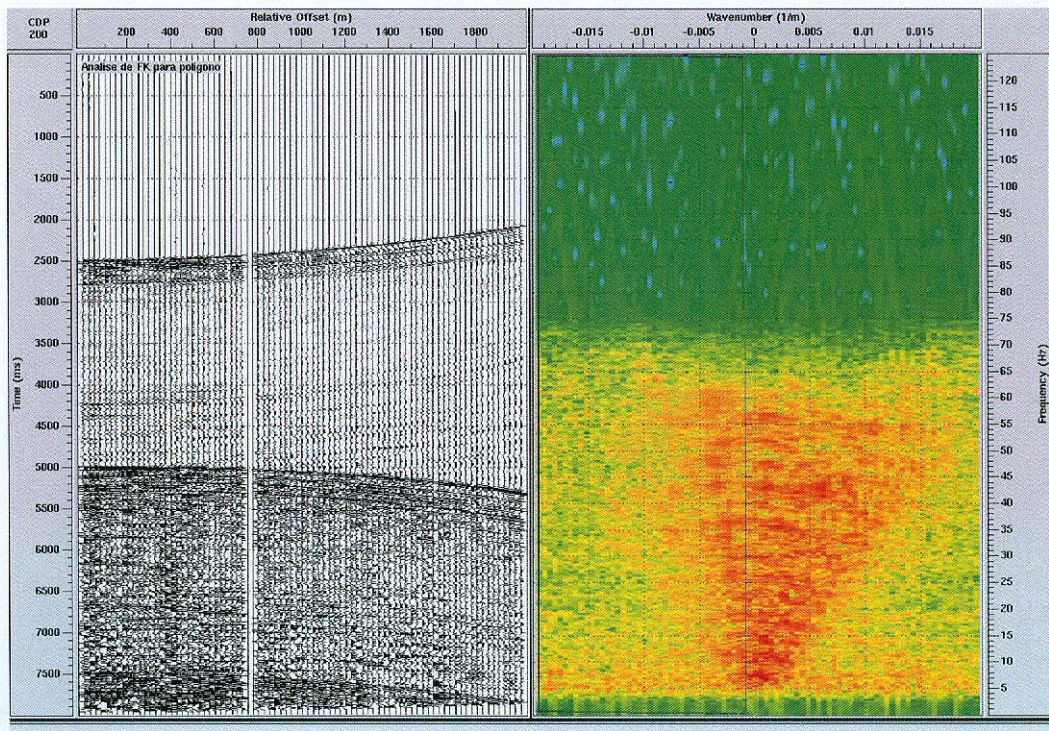


Figura 37: Gráficos do CMP e seu respectivo no domínio F-k, sem silenciamento.

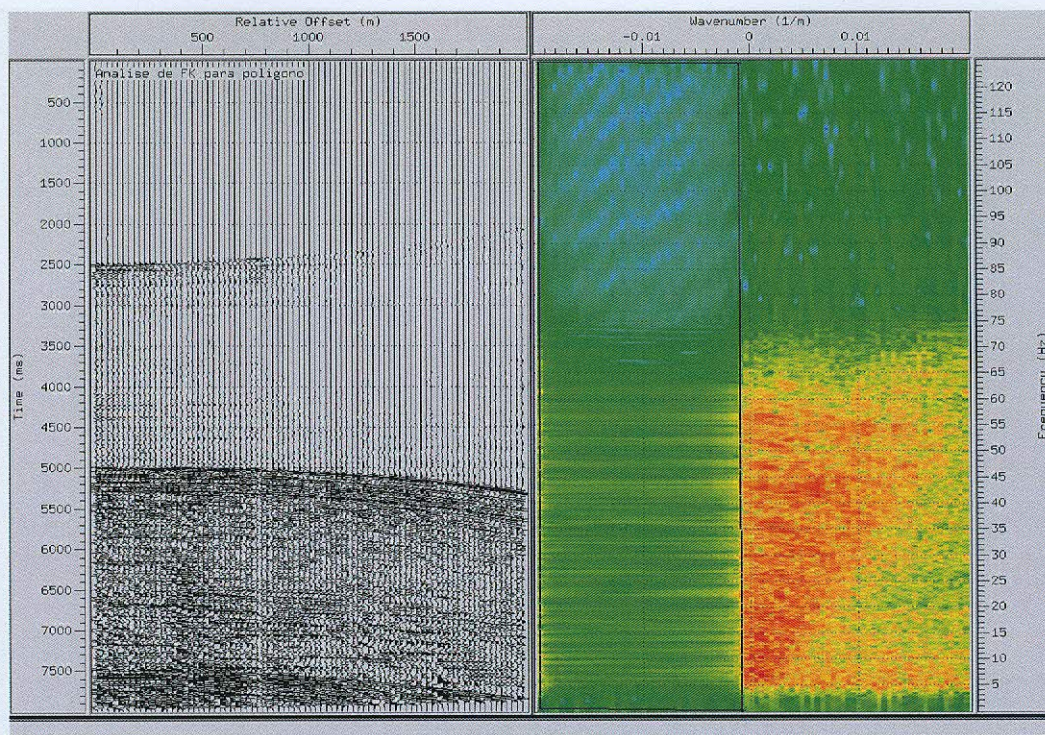


Figura 38: Gráficos do CMP e seu respectivo no domínio F-K, com silenciamento.

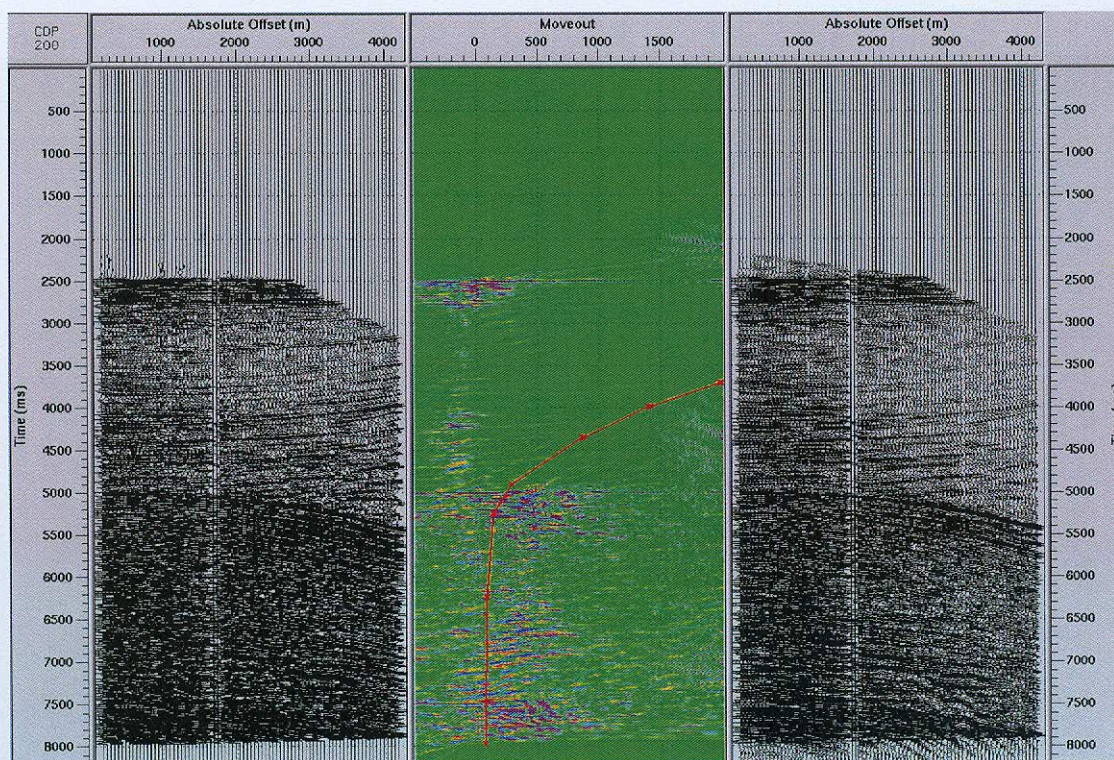


Figura 39: Gráficos dos CMPs antes e depois de aplicado o silenciamento do Radon Parabólico (centro).

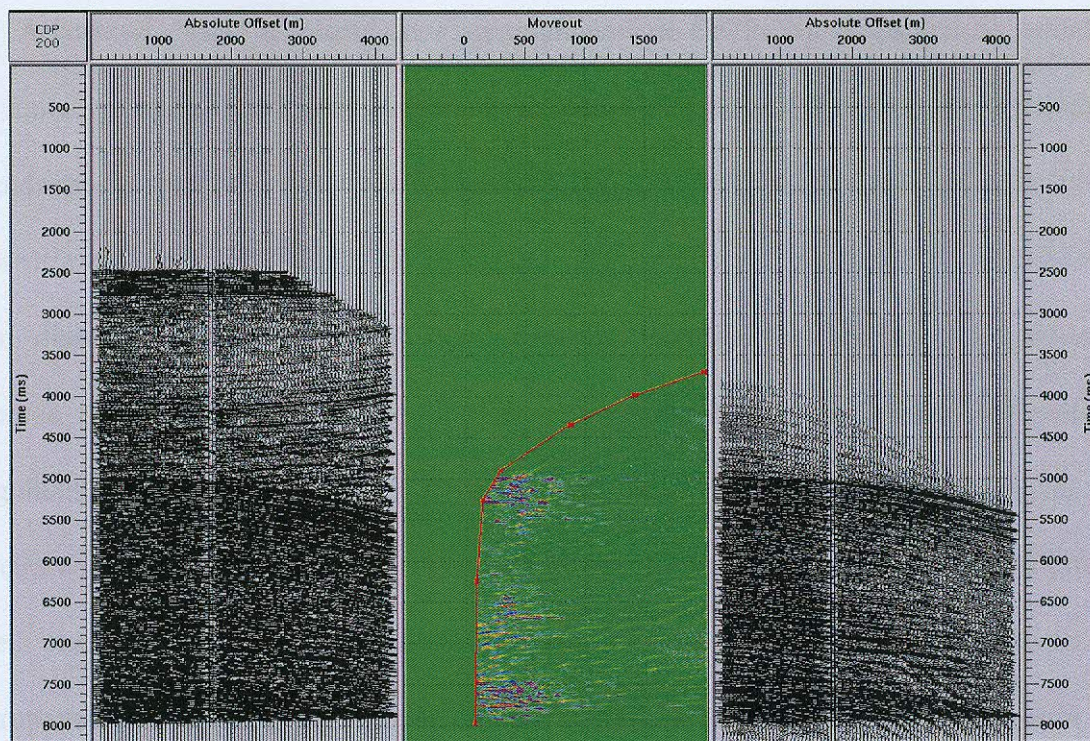


Figura 40: Gráficos dos CMPs antes e depois de aplicado o silenciamento do Radon Parabólico (centro).

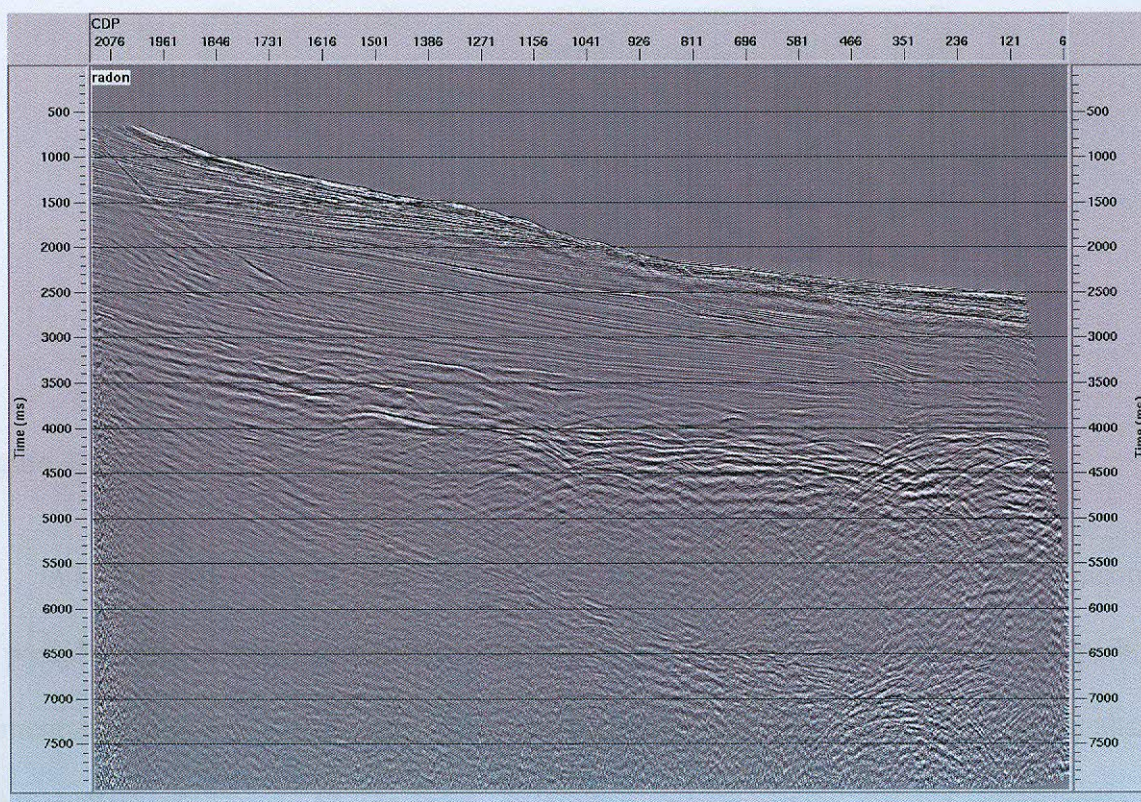


Figura 41: Seção Empilhada após o Radon Parabólico.

A correção NMO é aplicada nos agrupamentos de CMPs com o campo de velocidades que funciona muito bem para eventos horizontais. Entretanto o campo de velocidades é dependente do mergulho dos eventos, assim a correção de *Dip-Moveout* (correção DMO) é necessária para corrigir o efeito do mergulho dos eventos na velocidade de empilhamento. Além disso, preserva os eventos com mergulho conflitantes durante o empilhamento. Sabemos que o lugar geométrico dos tempos de viagem dos refletores horizontais ou mergulhantes é uma elipse, e que a fonte e o receptor se colocam nos focos da elipse. Dessa maneira os refletores sempre são tangentes à elipse. Assim a correção DMO usa a diferença entre o ponto médio e os pontos onde a elipse cruza a superfície perpendicularmente para criar o agrupamento dos pontos de reflexão comuns (CRP). A Figura 42 mostra a geometria acima descrita.

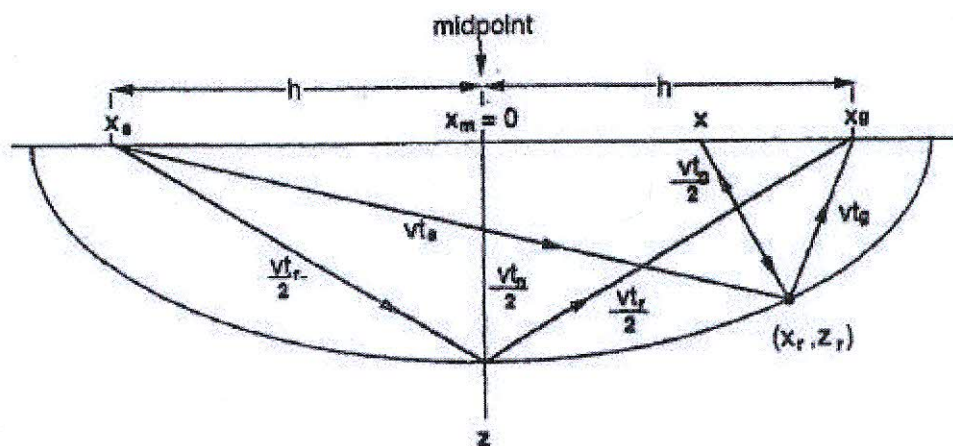


Figura 42: Geometria da Correção Dip-Moveout (DMO). Fonte: Gadallah, A.S.

A última etapa do processamento básico é a Migração e seu principal objetivo é corrigir a posição dos eventos inclinados colapsando as difrações nos ápices das hipérbolas, aumentando com isso a resolução espacial e melhorando a imagem sísmica das camadas de subsuperfície. A Figura 43 apresenta os efeitos causados num refletor mergulhante não migrado. Podemos ver que o segmento C'D' quando migrado se move para cima, fica mais

inclinado, diminui seu comprimento e é recolocado na sua posição verdadeira. O Método de Migração de Kirchhoff basicamente soma ponderadamente as amplitudes das hipérboles de difração e posiciona no ápice da hipérbole. Assim um ponto difrator, que é uma hipérbole, quando migrado transforma-se apenas em um ponto. A Seção Migrada é o produto final do processamento a ser interpretado, todas os processos de melhoria foram aplicados aos dados sísmicos para se chegar a esse ponto, a mais perfeita representação da subsuperfície estudada, o raios-X da subsuperfície. A Figura 44 apresenta uma seção migrada de dados marítimos, nela foi aplicado um ganho (AGC) de visualização, pois o sinal mais profundo está bastante atenuado, nesse caso, também poderíamos ter aplicado a correção de divergência esférica. O importante é que as estruturas principais podem ser observadas na seção sísmica, como exemplo, na parte superior a direita, podemos ver a estrutura de *grabens*. Também podemos observar que nesse caso em espacial não conseguimos atenuar de maneira satisfatória a múltipla do fundo do mar na parte mais rasa.

Importante notar que a seção sísmica pode ser apresentada em tempo ou em profundidade. Sabemos da teoria que a sísmica fornece uma medida confiável do tempo de trânsito das ondas entre as fontes e os receptores o que permite apresentar a seção em tempo, porém desejamos saber a profundidade dos horizontes e essa ligação é feita através da velocidade das camadas. Assim o processamento tem dois caminhos para chegar à seção sísmica em profundidade, (1) fazendo a migração em tempo e depois uma conversão tempo-profundidade ou (2) realizando diretamente a migração em profundidade. A migração em profundidade é utilizada quando há grandes variações laterais de velocidade associadas a estruturas complexas. Existe a necessidade ainda de se criar um modelo geológico em profundidade com as velocidades e a geometria das camadas. A migração em tempo é usada quando há eventos mergulhantes.

3.4.3 Interpretação Sísmica

O produto final do processamento é a seção sísmica, entretanto ainda falta muito para a definição final de uma locação. Dessa forma o trabalho do intérprete pode ser bastante difícil quando a seção sísmica se refere a uma região totalmente desconhecida, assim precisa-se agregar a maior parte de informações sobre a região, principalmente as geológicas. Quando a seção sísmica é de uma área bastante conhecida, identificar horizontes e o sistema petrolífero tornam-se mais simples. O intérprete pode solicitar processamentos especiais dos dados sísmicos, como a análise de Amplitude *versus* afastamento (AVO) para melhorar a identificação de áreas com possibilidade de presença de hidrocarboneto.

Com a seção sísmica em mãos, o interprete passa a reconhecer os horizontes conhecidos, ou seja, mapeá-los na seção sísmica. Essa identificação é melhor quando se associa o horizonte ao seu tempo geológico. Numa região conhecida, onde existam poços exploratórios ou produtores essa correlação pode ser feita com facilidade, amarrando os poços aos horizontes. Num levantamento sísmico 3D, por exemplo, pela quantidade enorme de dados torna-se impraticável analisar todo o dado, portanto não se mapeou todas as seções processadas, mas selecionam-se linhas eqüidistantes, tanto *inline* como *crossline*, para fazer uma amostragem geral e, caso exista a necessidade de melhora durante a interpretação, refina-se a amostragem localmente. Outro mapeamento importante é o das falhas, pois com elas podem-se identificar as rotas de migração do óleo.

O mapeamento dos horizontes ajuda a reconhecer as armadilhas de óleo, tanto estruturais como estratigráficas, reconhecendo anticlinais, falhas selantes, etc. Com os horizontes mapeados, podemos construir mapas de amplitude que identifiquem estruturas portadoras de óleo, por exemplo, o mapa de isópaca mostra a estrutura de sedimentos entre dois horizontes. Também podemos mapear as areias, importantes reservatórios de óleo.

Consegue-se observar a tendência direcional dos sedimentos e até identificar o sistema deposicional, como canais de rios e lobos deposicionais.

No final o intérprete quer reconhecer o sistema petrolífero da região dentro da seção sísmica o que permite deduzir para onde o óleo pode migrar e sua melhor locação. Desde a rocha geradora até a armadilha de óleo. Apenas para ilustração seguem duas imagens de fases do trabalho dos intérpretes, a Figura 45 mostra uma seção sísmica com alguns horizontes mapeados. Nesse exemplo os horizontes não estão associados a tempos geológicos e nem amarrados a nenhum poço. A Figura 46 apresenta um detalhe de uma seção sísmica de um domo de sal e sua respectiva fatia no tempo, uma técnica bastante usada durante a interpretação para reconhecimento de anticlinais.

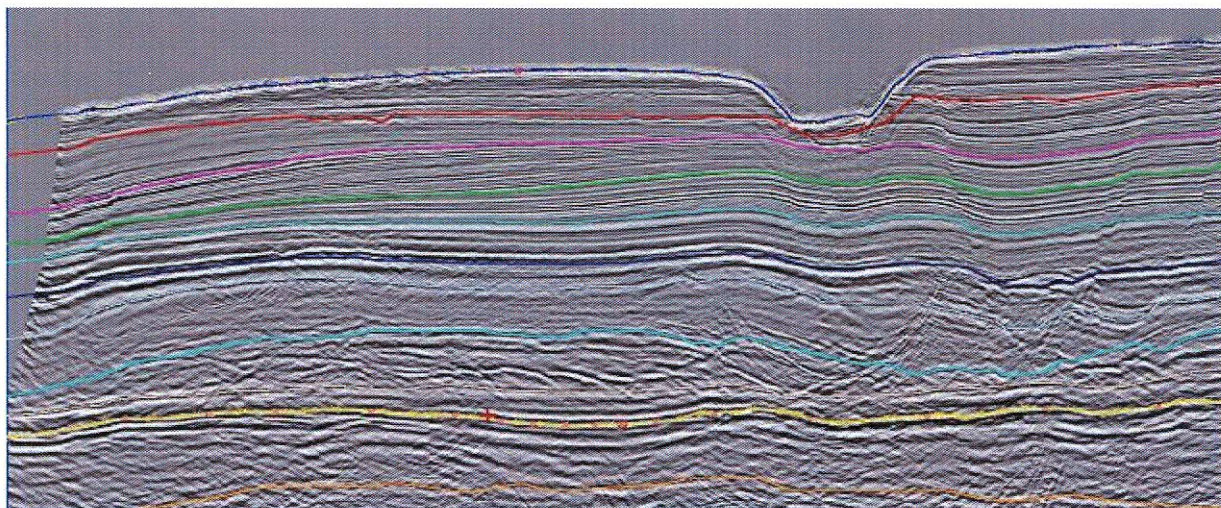


Figura 45: Exemplo de Horizontes mapeados numa seção sísmica, sem amarração de poço e sem identificação de tempo geológico de cada horizonte.

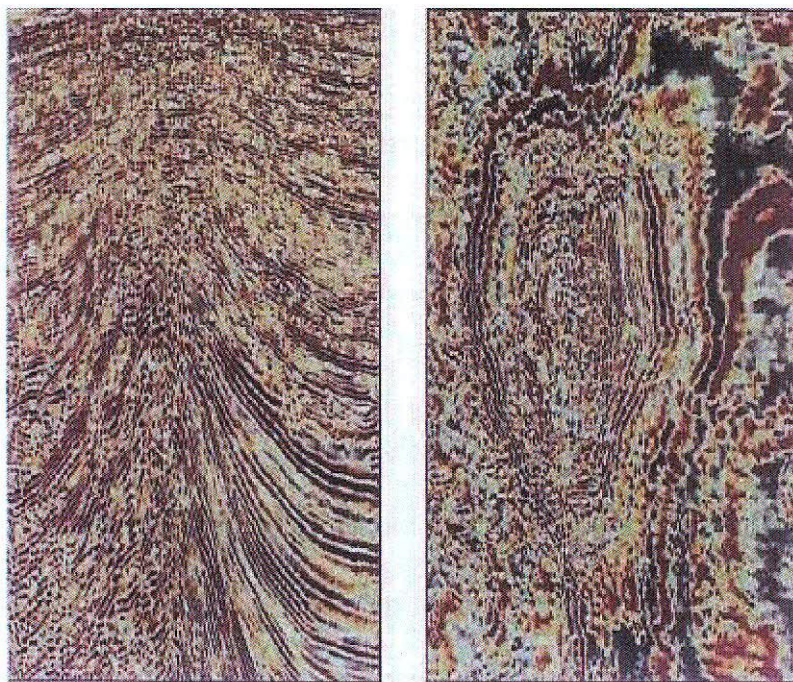


Figura 46: *Exemplo de um detalhe de uma seção mostrando um domo de sal (esquerda) e uma fatia de tempo do mesmo domo de sal (direita).*

4 Depocentro Rivadavia

O estudo de caso trata de uma região pertencente à bacia de Cuyo, Região de Rivadavia (TORRES *et al*, 1999), que atualmente é subexplorada. Um estudo mais detalhado, com aquisição sísmica de boa qualidade, apoiado por análise geoquímica de poços exploratórios vizinhos à região, permitiu correlacionar regiões produtoras à região de Rivadavia. Como resultado verifica-se que a região de Rivadavia tem um grande potencial exploratório, inclusive com a identificação de *plays* exploratórios tanto estruturais como estratigráficos.

A bacia de Cuyo tem seu óleo acumulado principalmente em armadilhas dos tipos estruturais e estratigráficas. Porém suas reservas ativas demonstram estar numa fase final de desenvolvimento, evidenciado pela porcentagem de produção de água ($\cong 95\%$). A exploração está concentrada nos eixos estruturais positivos e em seus flancos, deixando de lado depocentros estruturais como, por exemplo, os blocos Pampa Del Sebo e Rivadavia. Nessas regiões da bacia, a exploração e em particular a busca de armadilhas sutis e combinadas não são prioridades, dessa forma a área de Rivadavia encontra-se subexplorada, principalmente porque seu potencial não foi provado faltando evidências da presença de hidrocarbonetos nos poços exploratórios existentes (TORRES *et al*, 1999). Outro fator importante de não se levar adiante uma exploração mais intensa, é uma idéia mais geral relacionada com a imaturidade térmica da rocha geradora (Fm Cacheuta).

Uma análise exploratória da área de Rivadavia conclui que a mesma apresenta um importante potencial petrolífero, a presença da rocha geradora marginalmente madura no poço exploratório LP x-1 (Figura 48) próximo de grandes acumulações como em Viscacheras, determina a necessidade de se reconsiderar estes conceitos.

A área de Rivadavia está localizada num ambiente de dobramento andino, na margem oriental da bacia de Cuyo, a leste dos eixos produtivos que incluem as áreas de Las Juntas, Viscacheras e Zampal Oeste e a oeste de La Ventana e Barrancas (Figura 8).

A característica regional dominante é a coincidência espacial de um depocentro para depósitos de synrift tardio e *sag* (Fm Potrerillos, Fm Cacheuta e Fm Rio Blanco) com o depocentro atual da bacia de antepaís Terciária. A configuração da área está dominada por este depocentro (*hemigraben* Rivadavia) e pelo paleoalto Philips, conformado por depósitos de pré-rift, ambos com orientação NO-SE. Os elementos estruturais se desenvolvem numa coluna sedimentária em resposta a acomodação de rift e *sag* Triássicos. A existência de um ponto de máxima subsidência local com um elemento positivo de pré-rift criou condições apropriadas para a busca de hidrocarbonetos em *plays* estratigráficos e estruturais ao se encontrar forte adelgaçamento da coluna combinado com o falhamento extensional.

4.1 Geologia

A bacia de Cuyo é do tipo rift intracontinental preenchida por material terrígeno (epiclástico e piroclástico). O recheio sedimentar está relacionado com as etapas evolutivas do sistema de rift, à subsidência Jurássico-Cretácea e à subsidência pré-andina. A etapa de rift pode ser separada em três fases principais: Prerift, Synrift e Posrift.

A fase de Prerift é caracterizada por eventos tectônicos responsáveis pela configuração do embasamento e a geração da bacia de Cuyo. É constituído por níveis calcários (Fm San Juan), unidades compostas por clásticos finos de origem turbidítica (Fm Villacencio) e vulcânicas (Fm Choyoi).

Na fase de Synrift, a atividade tectônica inicial da abertura da bacia controlou a geometria e a localização espacial do acompanhamento sedimentar simultâneo com o início e clímax do rift. As falhas normais nesse período controlaram a localização dos depocentros, a princípio todas as falhas começaram gerando pequenos depocentros, mas terminaram juntando-se em uma única falha principal que limita o *hemigraben*. Nesta etapa os sedimentos foram transportados por sistemas fluviais contínuos, passageiros e leques aluviais. A sísmica se caracteriza pela forte divergência, pobre continuidade dos refletores e pelas fácies caóticas. As fácies da fase de Synrift são conhecidas litoestratigraficamente como Fm Mendoza e Fm Las Cabras.

A fase de Posrift pode ser dividida em duas etapas, o Posrift Prematuro e o Posrift Tardio. O Posrift Prematuro caracteriza-se pela parada de movimentação do bloco pendurado e da subsidência diferencial através do plano de falha. Esse estágio é representado pela parte superior da Fm Potrerillos e pela Fm Cacheuta, principalmente a segunda caracteriza-se sísmicamente pela alta amplitude e continuidade dos refletores. Na Fm Cacheuta se instala um corpo lacustre importante cujo nível de base passa a controlar os perfis de equilíbrio dos sistemas fluviais. A contínua subida do nível do lago gera inundações progressivas na bacia, gerando um acompanhamento sedimentar transgressivo que chega a cobrir os depósitos do prerift.

O Posrift Tardio é a última etapa de desenvolvimento da bacia e se constitui pelo total preenchimento da bacia e conseqüente planificação do relevo. Pelo observado na sísmica a principal fonte de espaços livres para a sedimentação vem da subsidência térmica em parte gerada pela sobrecarga de sedimentos. A unidade litoestratigráfica dessa fase é a Fm Rio Blanco caracterizada sísmicamente pela baixa amplitude e falta de continuidade dos refletores.

4.2 Avaliação Exploratória

O sistema petrolífero das zonas adjacentes à área de Rivadavia envolve as areias fluviais e deltáicas das Fm Papagayos, Barrancas, Rio Blanco e Potrerillos como reservatórios e a Fm Cacheuta como rocha geradora. O selo regional é a Fm Divisadero Largo em suas fácies pelíticas, mas existem selos secundários locais em fácies de inundação para cada unidade estratigráfica produtiva. As armadilhas são anticlinais localizados nos eixos produtivos, resultado de escorregamentos profundos que afetam tanto o embasamento como depósitos Triássicos.

Para avaliar o potencial exploratório da área mapearam-se vários horizontes sísmicos e, definindo um quadro sismo-estratigráfico para análise das fácies sedimentares. Na identificação dos prospectos usaram-se os horizontes: teto da Fm Barrancas e teto da Fm Cacheuta, que foram definidos com base em correlações efetuadas com as zonas produtivas adjacentes. (Viscacheras).

Como mencionado anteriormente, o principal risco da área relaciona-se a falta de geração de hidrocarbonetos pela baixa maturidade da rocha geradora, mas a análise geoquímica do poço Loma Puntuda x-1 (LP x-1) demonstrou que a fácies da Fm Cacheuta contem matéria orgânica com níveis de carbono orgânico total (COT) e capacidade de geração (S2) acima do normal. A maturidade térmica mostra níveis marginais evidenciados na análise do querogênio. A correlação dos biomarcadores e a cromatografia mostram semelhança razoável com petróleo não migrado de baixa maturidade.

A presença de rocha geradora madura margeando a posição do depocentro terciário como a do poço LP x-1 (Figura 48), permite pensar que em zonas mais profundas da bacia o grau de maturidade da rocha deve ser maior, alcançando o grau necessário para a expulsão de líquidos. Assumindo uma migração curta pelas falhas Triássicas, identificaram-se como

reservatórios potenciais à base da Fm Rio Blanco e possíveis depósitos de mar baixo (*lowstand*) na Fm Potrerillos.

4.3 Análise Geoquímica

Foram realizadas análises geoquímicas em uma série grande de amostras da Fm Cacheuta (rocha geradora), dentre elas foram selecionadas apenas três para avaliar a formação, que podem ser separadas pelas respectivas profundidades, 3000m, 3100m e 3112m aproximadamente. O conteúdo orgânico total (COT) dessas amostras está classificado entre alto e muito alto, variando entre 3% e 13%. O pico S2 de pirólise também está alto para as amostras mais profundas, dessa forma podemos considerar o potencial gerador de hidrocarbonetos líquidos como muito bom. Os índices de hidrogênio e oxigênio indicam querogênios tipo I/II, e os valores de temperatura máxima (T_{max}), aproximadamente em 430°C, mostrando uma baixa maturidade térmica (Figura 47).

A microscopia do querogênio revelou que a seção apresenta um gradiente de maturidade térmica invertido devido a presença de um corpo intrusivo próximo aos níveis mais rasos. A análise da reflectância da vitrinita (R_o) mostrou uma variação da maturidade térmica entre fortemente maduro a marginalmente maduro para níveis superiores e inferiores respectivamente. A composição do querogênio é na maioria amorfo fluorescente, com características excelentes para geração de hidrocarbonetos líquidos. Os resultados da cromatografia e dos biomarcadores confirmam que a fácies orgânica da Fm Cacheuta é similar às típicas geradores em posições petrolíferas da bacia. Porém apóiam a baixa maturidade da rocha geradora.

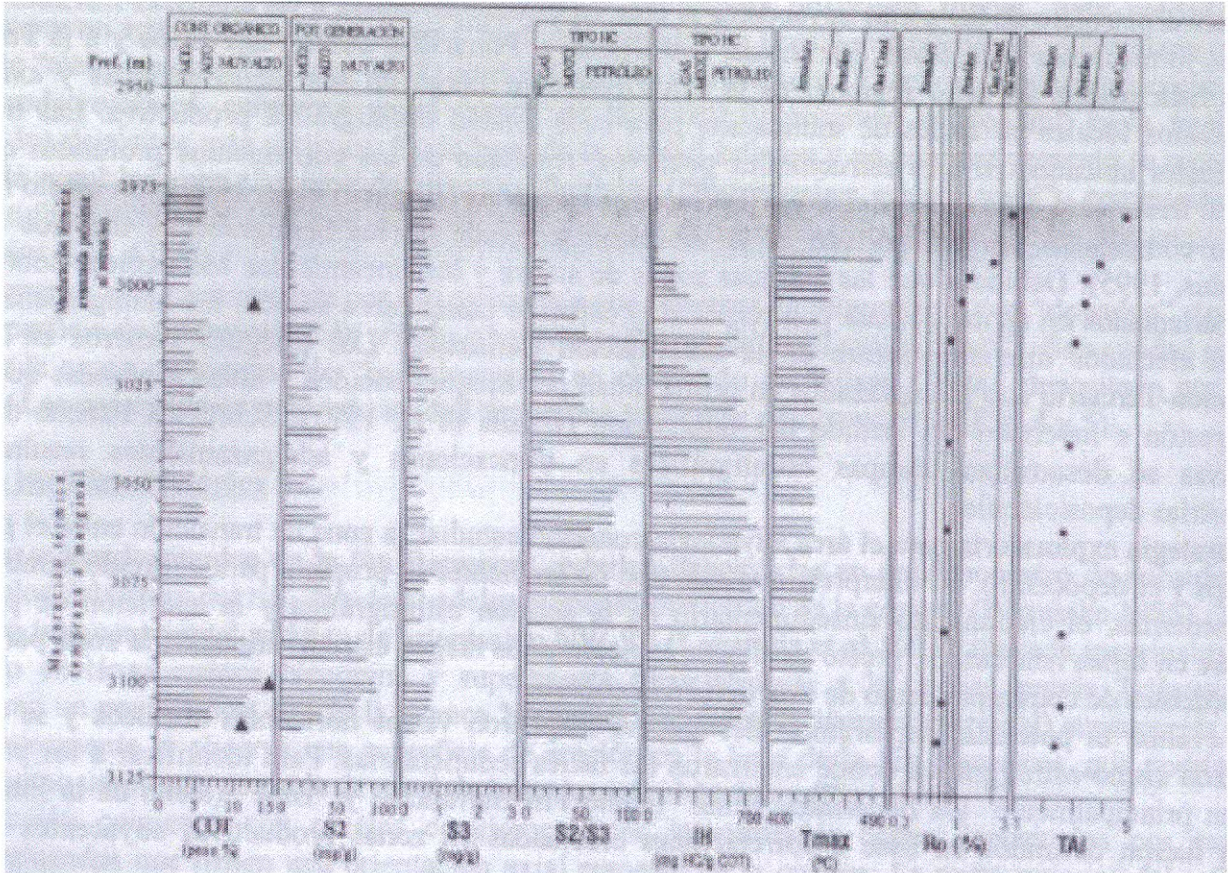


Figura 47: Gráfico Geoquímico das amostras da Fm Cacheuta, em triângulos as três selecionadas. Fonte: TORRES et al (1999)

4.4 Plays Exploratórios

Com os resultados da geoquímica mostrando um ambiente favorável para a geração de hidrocarbonetos e com o mapa sismo-estratigráfico dos potenciais horizontes, podemos identificar vários *plays* exploratórios na área, divididos em estruturais e estratigráficos. Os potenciais reservatórios estão localizados em níveis estratigraficamente próximos à rocha geradora e dessa forma assume-se uma migração curta.

O *play* estratigráfico (Fm Rio Blanco - *Forestepping*) é formado por arenito e *tufopsamitas* da base da Fm Rio Blanco que foram depositadas durante um evento de nível de base baixo com canais fluviais amalgamados pelo centro da bacia Triássica, que se afinam

para cima até desaparecer. A geometria em forma de cunha e uma posterior deposição de fácies finas da unidade Inferior de Rio Blanco compõem uma armadilha estratigráfica. (Prospecto Bodega La Escondida)

O *play* estratigráfico (Potrerillos Superior - *Lowstand*) é do tipo conceitual sem nenhuma comprovação na área. Na seção sísmica próxima ao depocentro Triássico de Rivadavia pode-se detectar geometrias canalizadas e cunhas sedimentares interpretadas como unidades flúvio-deltáicos (Fm Potrerillos), depositada num evento de nível de base baixo (*lowstand*), durante a deposição do lago da Fm Cacheuta. As fácies flúvio-deltáicos estariam em contato direto com a rocha geradora formando um *play* exploratório atrativo.

O depocentro de Rivadavia corresponde a uma zona de subsidência ativa durante a etapa de rift e posrift, controlada por falhas que se desenvolvem contra o paleoalto dando origem a uma zona de arraste e crescimento sin-sedimentar. As armadilhas identificadas obedecem a este tipo de falhamento que produz dobras por arraste do tipo “roll over”, com fechamento em quatro direções e por falhas (*play* estrutural). Esses fechamentos correspondem aos níveis próximos ao teto da Fm Barrancas e ao teto da Fm Cacheuta. (Prospecto El Mirador)

4.5 Prospectos

a) Prospecto Estrutural: El Mirador

O prospecto El Mirador está localizado no setor central a noroeste do depocentro Rivadavia. O prospecto foi identificado por 6 linhas sísmicas de boa qualidade e cobertura razoável (TORRES et al, 1999). O anticlinal é um fechamento em 4 direções tipo “roll over”, produzido pelo arrasto da parte inferior de uma falha lítrica. Os horizontes envolvidos nesse fechamento são o teto da Fm Cacheuta e o teto da Fm Barrancas. Pela orientação das falhas principais (NO-SE) podemos concluir a participação de esforços transcorrentes durante a

orogenia andina, resultando num incremento da curvatura do fechamento. Os reservatórios declarados são a fácies de *forestepping* de Rio Blanco e *lowstand* de Potrerillos Superior e fluviais em Fm Potrerillos. Os reservatórios principais foram afetados por uma migração curta através das falhas, considerando-se a possível maturidade da rocha geradora.

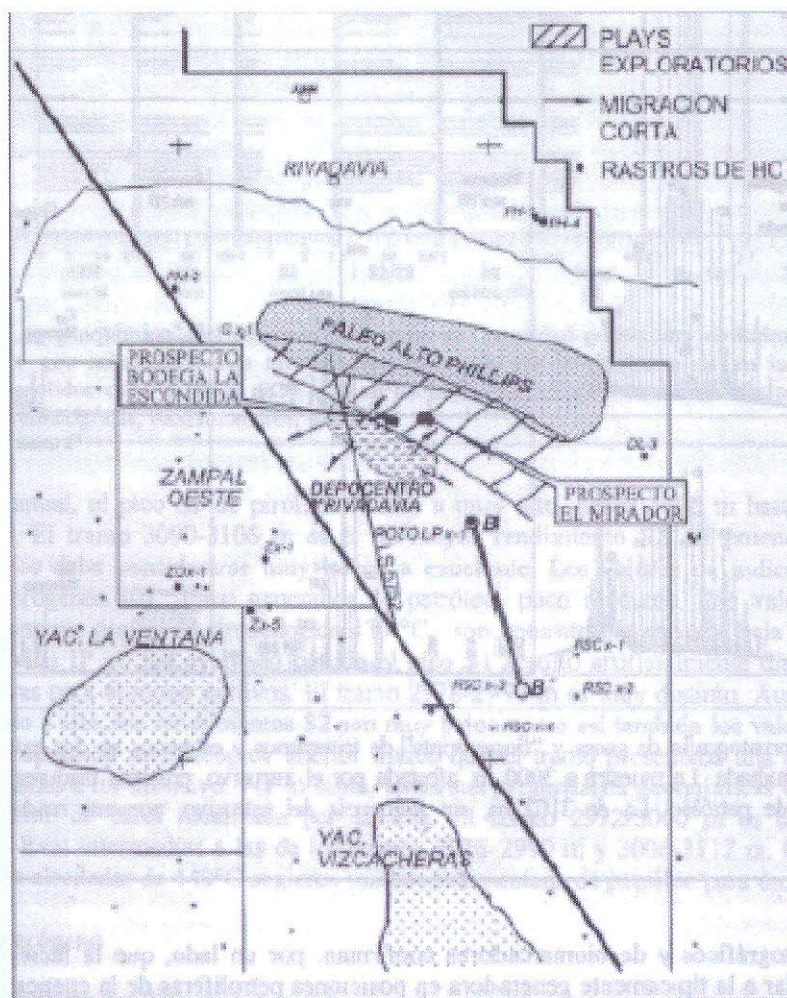


Figura 48: Localização dos Prospectos em análise, El Mirador e Bodega La Escondida. Fonte: TORRES et al (1999)

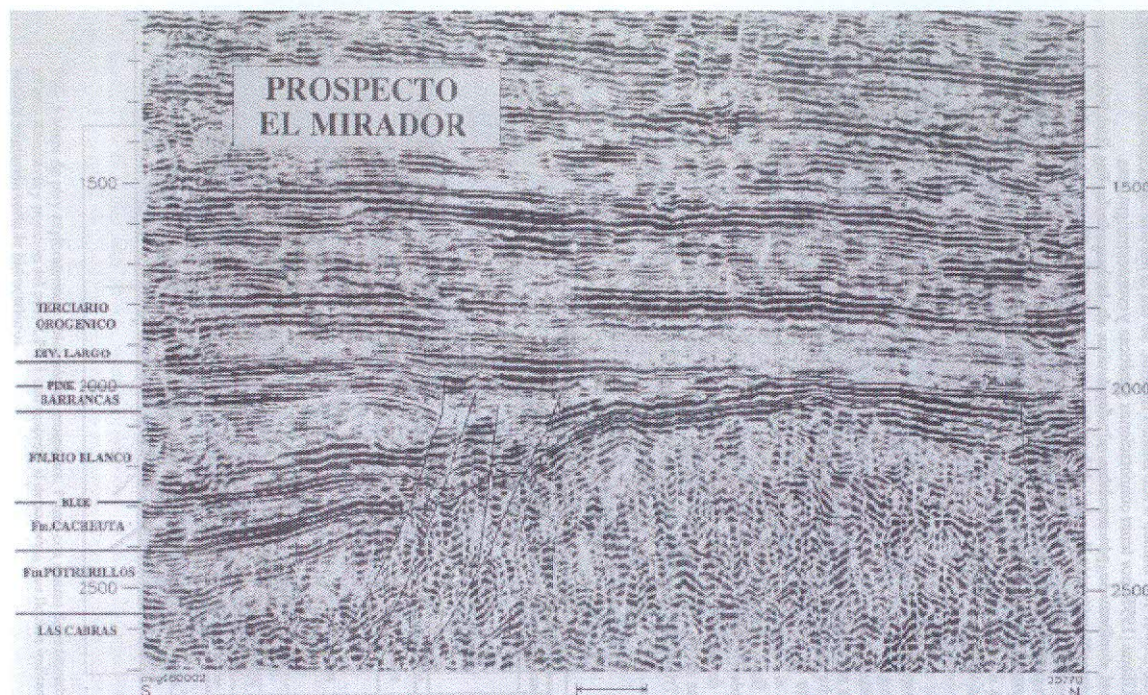


Figura 49: Seção Sísmica do prospecto El Mirador. Fonte: TORRES et al (1999)

b) Prospecto Estratigráfico: Bodega La Escondida

Este prospecto está localizado também a noroeste do depocentro Rivadavia e a oeste da área de Zampal Oeste. Foi delineado por 8 linhas de resolução aceitável provinda de dados sísmicos reprocessados (TORRES et al, 1999), a cobertura sísmica também foi considerada regular. É um fechamento do tipo estratigráfico para os potenciais reservatórios da Fm Rio Blanco (*forestepping*) e uma seção expandida com forma de cunha em Potrerillos Superior (*lowstand*), como resultado da queda do nível de base. A seção expandida corresponde a um crescimento sin-sedimentar durante a etapa de postrift prematuro. Esse fechamento foi definido em um horizonte próximo ao teto da Fm Cacheuta, consistindo em trocas de fácies e possivelmente fechamento por falhas extensionais.

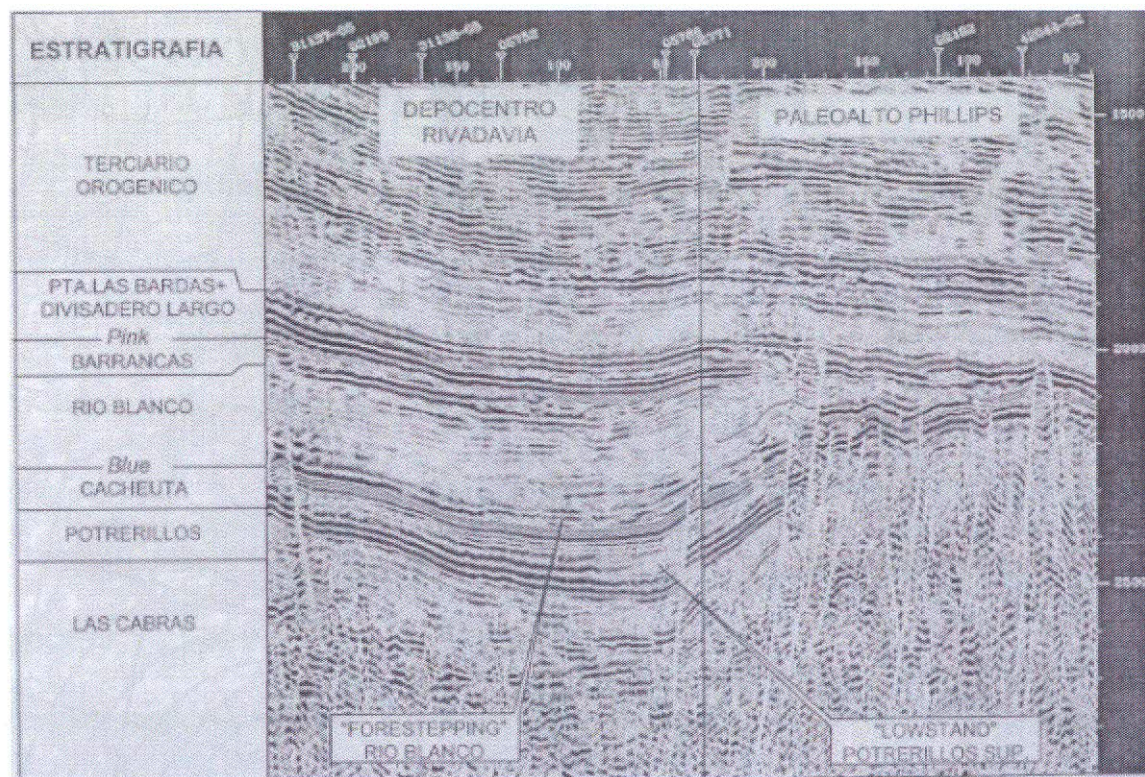


Figura 50: Seção Sísmica do prospecto Bodega La Escondida.

5 Conclusão

O depocentro Rivadavia está próximo a regiões produtoras da bacia de Cuyo, dessa maneira a necessidade de novas descobertas de petróleo, para suprir as novas demandas de mercado, estimulam a busca por áreas subexploradas com bom potencial exploratório. Esse estudo tenta provar o potencial de Rivadavia correlacionando-o com as regiões produtoras vizinhas. Primeiro identificando os possíveis *plays* exploratórios (estratigráficos e estruturais) através da sísmica de boa qualidade e também avaliando geoquimicamente a rocha geradora (Fm Cacheuta), verificando suas possibilidades de geração de hidrocarboneto líquido.

As análises geoquímicas apresentaram bons resultados para a Fm Cacheuta, com altos níveis de COT (mínimo de 3%), com bom potencial de geração de hidrocarbonetos líquidos e querogênicos tipo I/II. Os valores de T_{max} demonstram imaturidade da rocha geradora, e

principalmente, a cromatografia e os biomarcadores confirmam que a fácies orgânica da Fm Cacheuta é similar às geradoras da bacia em posições produtoras.

A sísmica permitiu identificar dois *plays* estratigráficos (Fm Rio Blanco - *Forestepping*) (Potrerillos Superior - *Lowstand* - conceitual) no prospecto Bodega La Escondida e um *play* estrutural no prospecto El Mirador. Importante salientar que as rochas, geradora e reservatório, apresentam-se em unidades litoestratigráficas próximas sugerindo uma rota de migração curta.

Contra o investimento na exploração na área estão a comprovada imaturidade da rocha e a falta de evidências da presença de hidrocarbonetos.

Para melhorar os processos de análise, sugere-se a realização de uma sísmica 3D refinada, trabalhando com parâmetros que visam uma resolução vertical muito melhor, podendo identificar camadas litoestratigráficas menos espessas e facilitando a localização dos *plays* exploratórios. Com os resultados já obtidos, também se pode propor a localização de um poço exploratório num dos prospectos propostos a fim de confirmar a maturidade da rocha geradora e a presença de hidrocarbonetos.

Referências bibliográficas

ÁVILA, J.N.; CHEMALE, F. Jr.; MALLMANN, G.; KAWASHITA, K.; ARMSTRONG, R.A. Combined stratigraphic and isotopic studies of Triassic strata, Cuyo Basin, Argentine Precordillera. **Geological Society of America**, v.118; n.9/10; p. 1088-1098, 2006.

BALLY, A.W. Tectogenese et sismique réflexion. **Société Géologique de France**, Bulletin 7, p.279-285, 1984.

BOGGETTI, D.A.; MARTINEZ, V.B.; REGQAZZONI, C.H.; ANDRADA, L.; MAENETTI, M. 1999. Aporte de la Sísmica 3D al modelo prospectivo en la cuenca Cuyana. IV CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS. Mar del Plata, **Resumos...** Mar del Plata, p. 263-281, 1999

CHEBLI, G.A.; LABAYÉN, I.L.; LAFFITE, G.A.; ROSSO, M.L. Materia Orgánica, Ambiente Depositional y Evaluación Oleogénica de la Cuenca Cuyana. In: NUEVO CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas VII, 1984, **Resumos...** p. 68-85, 1984.

CHEBLI, G.A.; PLOSZIEWICZ, J.V.; AZPIROZ, G.M. El sistema Triásico y los hidrocarburos, in ARTABE, A.E., *et al.* (eds.), El sistema Triásico en la Argentina. **La Plata, Fundación Museo de "Francisco Pascasio Moreno"**, p.283-315, 2001.

CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. Tectonic Evolution of South America. **Revista Geológica de Chile**, dic. 2000, vol.27, no.2, p.255-455. ISSN 0716-0208.

CRIADO ROQUÉ, P.; ROLLERI, E.; DE FERRARIS, C.; SIMONATO, I.; SUERO, A.; SUERO, T. Cuencas Sedimentarias de la Argentina. **Boletín de Informacion Petroleras, Yacimientos Petrolíferos Fiscales**, v.320, p.62-95, 1960.

DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.F.; PALMER, K.F. Fossil marginal basin in the southern Andes. **Nature**, n.250, p.291-294, 1974.

DELLAPÉ, D.; HEGEDUS, A. Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina. In: TANKARD, A.J.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H.J. **Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62**, p.359-367, 1995.

FIGUEROA, D.E.; CHEBLI, G.A. Migración y entrapamiento de Hidrocarburos en la Cuenca Cuyana. In: X CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 1987, Argentina, ata II. **Anais...**, p. 285-288, 1987.

FITZGERALD, M.G.; MITCHUM, R.M. Jr; ULIANA, M.A.; BIDDLE, K.T. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. **American Association of Petroleum**, Bulletin 74, p.879-920, 1990.

FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; PÉREZ, I.G.; MACDONALD, D. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°–54°S). **Journal of South American Earth Sciences**, n.16, p.81-90, 2003.

FRANZESE, J.R.; SPALLETTI, L.A. Late Triassic–Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. **Journal of South American Earth Sciences**, n.14, p.257-270, 2001.

GIBBS, A. Balancing geoseismic cross-sections. **Canadian Society Petroleum Geology**, Short Course, p.1-88, 1988.

JONES, D.; KOKOGIAN, D.; BARZOLA, G.; ORTIZ, A. Sistemas Petroleros de la Cuenca Cuyana. In: IV CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS, 1999, Mar del Plata, **Resumos...** Mar del Plata, p. 127-143, 1999.

JORDAN, T.; ORTIZ, A. Tiempo de Generación de Petróleo en Mendoza Norte. In: DÉCIMO CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas II, 1987, **Resumos...** p. 271-276, 1987.

KOKOGIAN, D.A. Estratigrafía Secuencial en Cuencas Continentales-Cuenca Cuyana. In: IV SIMPOSIO BOLIVARIANO, 1991, Argentina, volume I. **Resumos...**, 1991.

KOKOGIAN, D.A.; BOGETTI, D.; REBAY, G. Cuenca Cuyana, el análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos estratigráficos sutiles. In: I CONGRESO NAC. DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 1989, Argentina, volume 2. **Resumos...**, p.649-675, 1989.

KOKOGIAN, D.A.; FERNÁNDEZ-SEVESO, F.; MOSQUERA, A. Las secuencias sedimentarias triásicas. In: GEOLOGIA Y RECURSOS NATURALES DE MENDOZA, Buenos Aires, 1993. **Anais...** Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina/Instituto Argentino de Petróleo, p.65-78, 1993.

KOKOGIAN, D.A.; MANCILLA, O. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuayana. In: X CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 1987. **Anais...** Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica n.6, p.169-201, 1987.

KOKOGIAN, D.A., SPALLETTI, L.A., MOREL, E.M., ARTABE, A.E., MARTÍNEZ, R.N., ALCOBER, O.A., MILANA, J.P., ZAVATTIERI, A.M., 2001. Estratigrafía del Triásico Argentino. In: ARTABE, A.E., MOREL, R.N., ZAMUNER, O.A. (eds.), El Sistema Triásico en la Argentina. **Fundación Museo de La Plata Francisco Pascasio Moreno**, La Plata, p.23-54, 2001.

LEGARRETA, L.; GULISANO, C.A.; ULIANA, M.A. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza. In: XII CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO Y II CONGRESO DE EXPLORACIÓN DE HIDROCARBUROS, 1993, Mendoza. **Resumos...** Mendonza, v.1, n.9, p.87-114, 1993.

MACDONALD, D.; GÓMEZ-PÉREZ, I.; FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; LAWVER, L.; GAHAGAN, L.; DALZIEL, I.; THOMAS, C.; TREWIN, N.; HOLE, M. Mesozoic break-up

of SW Gondwana: Implications for South Atlantic regional hydrocarbon potential. **Marine and Petroleum Geology**, in press, 2003.

MIALL, A.D. **The geology of fluvial deposits: Sedimentary Facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlin: Springer-Verlag, 582p., 1996.

MPODOZIS, C.; KAY, S.M. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28°–31°S). **Revista Geologica de Chile**, v.17, p.153–180, 1990.

PADULA, E. **Las Cuencas sedimentarias petrolíferas argentinas. Sus resultados: Serie G, 1**. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ingeniería de Petróleos, Mendoza, Serie 6 (1), p.1-39, 1972.

POMBO, R. Areas en licitación Cuenca Cuyana. **En Petróleo y Gas en Argentina**, Buenos Aires, v.I, p.151–163, 1986.

RAMOS, V.A. Estratigrafía de los lagos Fontana y La Plata. **1° Congreso Geológico Chileno Actas 1(A)**, p.43-64, 1976.

RAMOS, V.A. **Field guide to geology of the Central Andes (31 – 33 SL)**. Central Andes Field Seminar notes. Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires, 1990.

RAMOS, V.A. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. **Boletín de Informaciones Petroleras**, v.9, n.31, p.2-9, 1992.

RAMOS, V.A. Evolución tectónica de la Argentina. **Servicio Geológico Minero Argentino**, Anales 29, p.715-785, 1999.

RAMOS, V.A.; KAY, S.M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina, *in* HARMON, R.S.; RAPELA, C.W. Andean magmatism and its tectonic setting. **Geological Society of America Special Paper**. v.265, p.79–91, 1991a.

RAMOS, V.A.; KAY, S.M. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. **Geological Society of America**, Special Paper 265, p.79-91, 1991b.

RAPELA, C.W.; DIAS, G.; FRANZESE, J.; ALONSO, G.; BENVENUTO, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: Evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. **Revista Geológica de Chile**, n.18, p.121-138, 1991.

RAPELA, C.W.; PANKHURST, R.J. The granites of northern Patagonia and the Gastre fault system in relation to the break-up of Gondwana. **Geological Society of London**, Special Publication 68, p.209-220, 1992.

ROSSO, M.I.; LABAYÉN, I.; LAFFITE, G.; ARQUIJO, M. La Generación de Hidrocarburos en la Cuenca Cuyana. In: DÉCIMO CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, Actas II, 1987, **Resumos...** p. 267-270, 1987.

- SPALLETTI, L.A. Evolución de las cuencas sedimentarias, *in* ARTABE, A.E. *et al.* (eds.) El sistema Triásico em la Argentina: La Plata. **Fundación Museo de "Francisco Pascasio Moreno"**, p. 81-101, 2001.
- SPALLETTI, L.A.; ARTABE, A., MOREL, E.; BREA, M. Biozonacion paleofl orística y cronoestratigrafía del Triasico Argentino. **Ameghiniana**, v.36, p.419-451, 1999.
- SPALLETTI, L.A.; FRANZESE, J.R. Mesozoic palaeogeography pf southern South America. In: THIRD INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ANDEAN GEODYMANICS, 1996, Paris, **Anais...** Paris, p.497-500, 1996.
- TANKARD, A.J.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H.J. **Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62**. The American Association of Petroleum Geologists, 1995.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.;SHERIF, R.E.1990. **Applied Geophysics**. Cambridge, Cambridge University Press.
- TORRES, M.A.; CERDAN, J.J.; BOGGETTI, D.A.; VILLAR, H. 1999. Potencial Exploratorio de la Zona de Rivadavia, Cuenca Cuyana, Mendoza. IV CONGRESO DE EXPLORACIÓN Y DESARROLLO DE HIDROCARBUROS. Mar del Plata, **Resumos...** Mar del Plata, p. 731-748, 1999
- TEIXEIRA, Wilson; TOLEDO, M. Cristina Motta de; FAIRCHILD, Thomas Rich; TAIOLI, Fabio. **Decifrando a Terra**. 1ed. São Paulo: Oficina de Textos, p. 568, 2003. ISBN 85-86238-14-7
- TURIC, M.; FERNÁNDEZ GARRASINO, C.; POMBO, R.; BIANCHI, J.L.; DI BENEDETTO, H. Cuencas Sedimentarias en la Argentina. Comunicaciones: Yacimiento Petrolíferos Fiscales, Capacitación y Desarrollo, p.14-18, 1981.
- ULIANA, M.A.; ARTEAGA, M.E.; LEGARRETA, L.; CERDÁN, J. J.; PERONI, G. O. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina, *in* BUCHANAM, J. G.; BUCHANAM, P. (eds.) Basin inversion. **Geological Society [London] Special Publication**, v.88, p.211-233, 1995.
- WILLIAMS, G.D.; POWELL, C.M.; COOPER, M.A. Geometry and kinematics of inversion tectonics, *in* COOPER, M.A.; WILLIAMS, G.D., Inversion tectonics. **Geological Society Special Publication**. n.44, p.3-15, 1989.
- YILMAZ, O. 2001. **Seismic Data Analysis**, Tulsa, SEG – Society of Exploration Geophysics.
- ZERFASS, H.; CHEMALE, F. Jr.; SCHULTZ, C.L.; LAVINA, E.L. Tectonics and sedimentation in southern South America during Triassic. **Sedimentary Geology**, v.166, p.265-292, 2004.