



UFRJ

V. 1210

Max Magalhães Velasques

ESTUDO SÍSMICO NA BACIA AUSTRAL

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

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

uibe

Rio de Janeiro
Novembro de 2008

M
GL
V434E

Max Magalhães Velasques

ESTUDO SÍSMICO NA BACIA AUSTRAL

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

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

webe

Aprovada em:2009

Por:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2008

"Este trabalho é dedicado a minha família que sempre me apoiou não importando a situação."

Agradecimentos

Aos meus pais, que propiciaram durante toda a minha vida muito amor e carinho.

A minha irmã Veronica, que está sempre ao meu lado.

Ao meu cunhado Sandro, pelos momentos de diversão e descontração.

As meu familiares próximos, que sempre acreditaram em mim.

A todos os meus amigos, que durante a minha vida me propiciaram momentos agradáveis e lembranças inesquecíveis.

Aos professores do instituto de física da UFRJ, que durante a minha graduação me ensinaram muito.

A todos os profissionais da Petrobras e professores, que conseguiram obter algum tempo livre para passar suas experiencias durante o curso de formação e o vivencial.

Aos novos amigos que conquistei durante o curso de formação e que nos últimos meses muito me ajudaram.

A Petrobras por me propiciar um curso de especialização em geofísica

"Não sabendo que era impossível, foi lá e fez."

Jean Cocteau

Resumo

VELASQUES, Max Magalhães. **Estudo Sísmico na Bacia Austral**. 2008. viii, 97p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Este trabalho consiste de um estudo da geologia da bacia Austral, no qual destacam-se as características estruturais da mesma, através de um estudo sísmico em uma seção da bacia. Para permitir um entendimento das técnicas de sísmica, o trabalho inclui um fundamentamento teórico abrangente do método sísmico, partindo desde da teoria associada aos sinais sísmicos até o processamento final dos dados, dando origem as seções sísmicas. Apesar do objetivo do trabalho ser identificar estruturas com potencial de produção de hidrocarbonetos, sua ênfase foi estabelecer relações e identificar as estruturas em subsuperfície, mesmo quando estas não formam um sistema petrolífero, permitindo um maior entendimento da região. Todo o estudo de caso foi baseado no trabalho de Alvarez-Marrón et al. chamado "Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña Area)".

Palavras-chave: geofísica; Bacia Austral; Bacia Magalhães; sísmica

Abstract

VELASQUES, Magalhães. **Estudo Sísmico na Bacia Austral**. [*Seismic Study on Austral Basin*]. 2008. ix, 97p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

This work consists of a geological study of the Austral basin, which emphasize the structural features of the basin, using a seismic study inside a section of the basin. To provide the understanding of the seismic techniques, the work includes theoretical fundamentals of the seismic method, starting from the theory associated to seismic signals, going until the final data processing, generating seismic sections. Despite the work purpose be to identify structures with explorations potential, the emphasis was to establish relations and identify the structures in subsurface, even when these structures don't generate a petroliferous system. All the seismic case study was based on the work from Alvarez-Marrón et al. called "Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña Area)".

Key-Words: geophysics; Austral Basin; Magallanes Basin; seismic;

INDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1 – Mapa de localização da bacia Austral, observar isolinhas de espessura de cobertura sedimentar e as principais delimitações da bacia</i>	<i>2</i>
<i>Figura 2 – Diagrama cronoestratigráfico da bacia Austral</i>	<i>4</i>
<i>Figura 3 – Distribuição dos afloramentos da Série Tobífera (rosa) e equivalentes</i>	<i>5</i>
<i>Figura 4 – Coluna estratigráfica da Formação Springhill contando com informações geofísicas de sondagem (sônico em laranja, raios gama em verde e análise de litofácies)</i>	<i>6</i>
<i>Figura 5 – Bacia Austral, contexto geotectônico, localização e geometria geral. As quatro zonas morfo-estruturais são representadas por zona de plataforma (Plataforma de Springhill), zona de flexura ou talude (Talud), zona de bacia profunda (cuenca) e zona dobrada (Faja Plegada)</i>	<i>12</i>
<i>Figura 6 – Mapa geológico e estrutural da porção sul dos Andes e bacia Austral. O embasamento consiste em rochas meta-sedimentares do paleozóico, intrusões, ofiolitos e rochas vulcanoclásticas do Jurássico. As estruturas são empurrões, falhamentos transcorrentes (representados por meia setas brancas indicando o movimento) e falhas normais (os ticks duplos representam o bloco baixo)</i>	<i>13</i>
<i>Figura 7 – Fase rifte da bacia Austral e abertura do Mar de Wedell</i>	<i>15</i>
<i>Figura 8 – Evolução tectônica da bacia Austral</i>	<i>17</i>
<i>Figura 9 – Principais características do sistema petrolífero Inoceramus Inferior (Springhill e Magallanes Inferior) da bacia Austral e distribuição atual da janela de geração de hidrocarbonetos</i>	<i>22</i>
<i>Figura 10 – Reservatório em fraturas cataclásticas em rochas riolíticas</i>	<i>24</i>
<i>Figura 11 – Componentes da tensão</i>	<i>28</i>
<i>Figura 12 – Deformação bi-dimensional</i>	<i>29</i>
<i>Figura 13 – Dependência da intensidade com a distância</i>	<i>36</i>
<i>Figura 14 – Fenômeno de difração</i>	<i>39</i>
<i>Figura 15 – Geração de ondas em um interface a partir de uma onda P incidente</i>	<i>40</i>
<i>Figura 16 – Tempo de trânsito para refletores horizontais</i>	<i>44</i>
<i>Figura 17 – Tempo de trânsito para refletores mergulhantes</i>	<i>45</i>
<i>Figura 18 – Correção NMO</i>	<i>49</i>
<i>Figura 19 – Curvas de difração</i>	<i>50</i>
<i>Figura 20 – Correção estática</i>	<i>57</i>

<i>Figura 21 – Análise de velocidades</i>	59
<i>Figura 22 – Correção NMO</i>	60
<i>Figura 23 – Silenciamento de múltiplas utilizando a transformada Radon</i>	62
<i>Figura 24 – Região de interesse de estudo na Bacia Austral (Magallanes Basin)</i>	66
<i>Figura 25 - Mapa regional mostrando as três maiores unidades tectono-estratigráficas da região</i>	67
<i>Figura 26 – Coluna estratigráfica simplificada da área Vicuña</i>	68
<i>Figura 27 – Mapa geológico da área de Vicuña com as localizações das linhas sísmicas e seções transversais</i>	70
<i>Figura 28 – Linha sísmica 2 e sua interpretação, mostrando sua estrutura</i>	71
<i>Figura 29 – Linhas sísmicas 1 e 3, e suas interpretações</i>	73
<i>Figura 30 – Seção transversal balanceada da parte frontal do cinturão de falhas e dobras de antepaís de Magallanes</i>	75
<i>Figura 31 – Falhas emergindo de um bloco de falhas no embasamento</i>	76
<i>Figura 32 – Estrutura detalhada do anticlinal Miraflores</i>	76

INDICE DE TABELAS

<i>TABELA 1 – Características geoquímicas das principais geradoras da bacia Austral ...</i>	18
---	----

SUMÁRIO

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract	ix
Lista de figuras	x
Lista de tabelas	xi
1) INTRODUÇÃO	1
2) OBJETIVO	3
3) CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA	4
3.1) Estratigrafia	4
3.2) Geologia Estrutural	10
3.3) Geologia Histórica	14
3.3.1) Primeira Etapa: Etapa de Rifte	14
3.3.2) Segunda etapa: Subsidência Térmica	15
3.3.3) Terceira Etapa: Desenvolvimento da Bacia antepais	16
3.4) Geologia do Petróleo	17
3.4.1) Rocha Geradora e Geração	19
3.4.2) Migração	21
3.4.3) Trapeamento	23
3.4.4) Reservatórios	23
4) O MÉTODO SÍSMICO	26
4.1) Aspectos Teóricos	27
4.1.1) Teoria da Elasticidade	27
4.1.2) A equação de Onda	32
4.1.3) Ondas de Corpo e Ondas de Superfície	34
4.1.4) Energia das Ondas	35
4.1.5) Propagação de Onda	37
4.1.6) Partição de Energia	39
4.1.7) Velocidade Sísmica	41
4.2) Geometria dos Caminhos de Ondas Sísmicas	43
4.2.1) Gradiente de Velocidades	46
4.3) Eventos Sísmicos e Correções	47

4.3.1) Características de Eventos Sísmicos	48
4.3.2) Reflexões	49
4.3.3) Difrações	49
4.3.4) Múltiplas	50
4.3.5) Ondas de Superfície	51
4.3.6) Ruídos Sísmicos	51
4.4) Aquisição de Dados Sísmicos	52
4.4.1) Parametrização	53
4.4.2) Permissoria	53
4.4.3) Abertura e Levantamento	54
4.4.4) Sondagem	54
4.4.5) Carregamento	55
4.4.6) Sismografia	55
4.4.7) Pré-processamento	56
4.5) Processamento de Dados Sísmicos	56
4.5.1) Correção Estática	57
4.5.2) Deconvolução	58
4.5.3) Análise de Velocidades	58
4.5.4) Correções NMO e DMO	59
4.5.5) Eliminação de Múltiplas – Transformada Radon	61
4.5.6) Empilhamento	62
4.5.7) Migração	63
5) ESTUDO DE CASO	66
5.1) Introdução	66
5.2) Evolução da Bacia Austral	68
5.3) Sistema de Falhas	69
5.3.1) Cinturão de Falhas e Dobramentos de Magallanes	70
5.3.2) Cinturão de Falhas de Antepaís de Magallanes	74
5.4) Conclusões do Estudo	74
6) CONCLUSÕES.....	78
Referências bibliográficas	79

1) INTRODUÇÃO

A bacia Austral, também conhecida como bacia de Magalhães, estende-se junto ao limite convergente da placa Sul-americana e a porção oceânica da placa Antártica no extremo sul da América do Sul. A bacia é localizada ao sul da junção tripla onde as placas Nazca, Sul-americana e Antártica se encontram. Sua orientação geral é NNW-SSE, e cobre uma área de 230.000 km², alcançando aproximadamente 700 km em comprimento e 370 km em largura nas suas extensões máximas (Biddle *et al.*, 1986).

O desenho da bacia é triangular, sua parte axial contém até 8000m de sedimentos depositados, que ficam menos espessos para leste, com espessura entre 1000m e 2000m na área de plataforma (figura 1). Para norte e leste seu limite é definido pelo arco de Dúngenes-Rio Chico, que representa uma elevada porção do embasamento paleozóico. Seu limite sul corresponde a uma zona complexa de encurtamento e dobramento gerada ao longo das bordas das placas Sul-americana e Escócia (Biddle *et al.*, 1986). Para oeste, está limitada pela presença do Batólito Patagônico e das rochas deformadas na zona compressiva, com dobras e falhamentos de empurrão. Para sudeste, por fim, é conectada à bacia de Malvinas.

O descobrimento de hidrocarbonetos na bacia Austral ocorre como resultado de uma intensa e variada atividade de investigação e exploração dos recursos naturais que ocorrem desde o final do século XIX, e princípio do século XX, tanto no Chile como na Argentina, países em que a bacia Austral está localizada (Peroni, 2002). Nos últimos anos, a bacia Austral tem sido a maior supridora de óleo e gás do Chile e da Argentina (Gonzalez, 1998).

Na bacia Austral, são documentadas sucessões de folhelhos betuminosos continentais e marinhos. A Formação Springhill, entre outras, possui intervalos de folhelhos pretos com propriedades para a formação de óleo de alta qualidade. O material orgânico está na janela de óleo rendendo grandes quantias de hidrocarboneto. As principais rochas reservatórios são

localizadas dentro das seguintes formações: Formações Tobifera, Formação Springhill e Formação Magallanes.

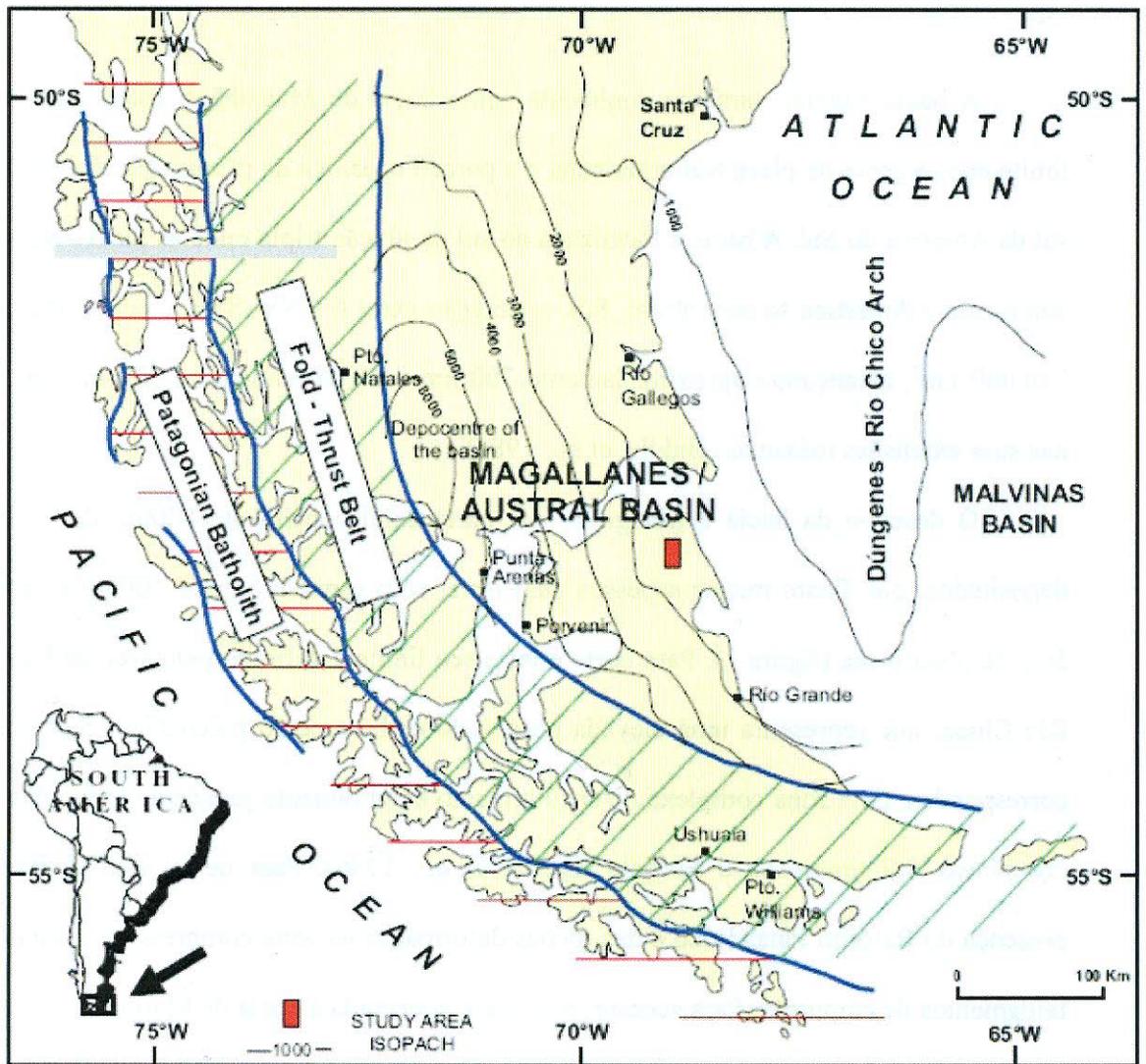


Figura 1 – Mapa de localização da bacia Austral, observar isolinhas de espessura de cobertura sedimentar e as principais delimitações da bacia (Quattrocchio, 2006).

2) OBJETIVO

Este estudo tem como objetivo estudar a geologia da Bacia Austral, fazendo uma descrição das características estruturais e estratigráficas da mesma, além de determinar seu potencial petrolífero, identificando possíveis reservatórios, rochas geradoras, traçamento e rotas de migração. Tal estudo deve ser realizado a partir de trabalhos já publicados e que apresentem análises sísmicas das regiões da bacia, permitindo a partir de dados sísmicos, tirar conclusões sobre possíveis sistemas petrolíferos em regiões ainda não estudadas.

De modo a possibilitar um entendimento mais abrangente dos dados sísmicos, como um todo, este trabalho também tem como foco introduzir a teoria sísmica, partindo dos aspectos físicos relacionados a geração do sinal sísmico, passando pela propagação do mesmo pelas camadas em subsuperfície até sua recepção por geofones e hidrofones. O trabalho também introduzirá os conceitos associados ao processamento sísmico, que permite através de vários métodos matemáticos eliminar ruídos dos sinais, tornando-os mais nítidos, facilitando assim sua interpretação.

3) CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA

3.1) Estratigrafia

A bacia Austral inclui rochas que variam em idade do Jurássico até o Quaternário.

No diagrama cronoestratigráfico, representado na Figura 2, é possível observar a síntese – realizada pela Pecom Energia (2002) – de uma série de informações regionais e de poços em diferentes regiões da bacia Austral. As formações Tobífera e Springhill são representadas ao longo de toda a bacia. Depositadas acima destas, encontram-se formações equivalentes com diferentes nomes.

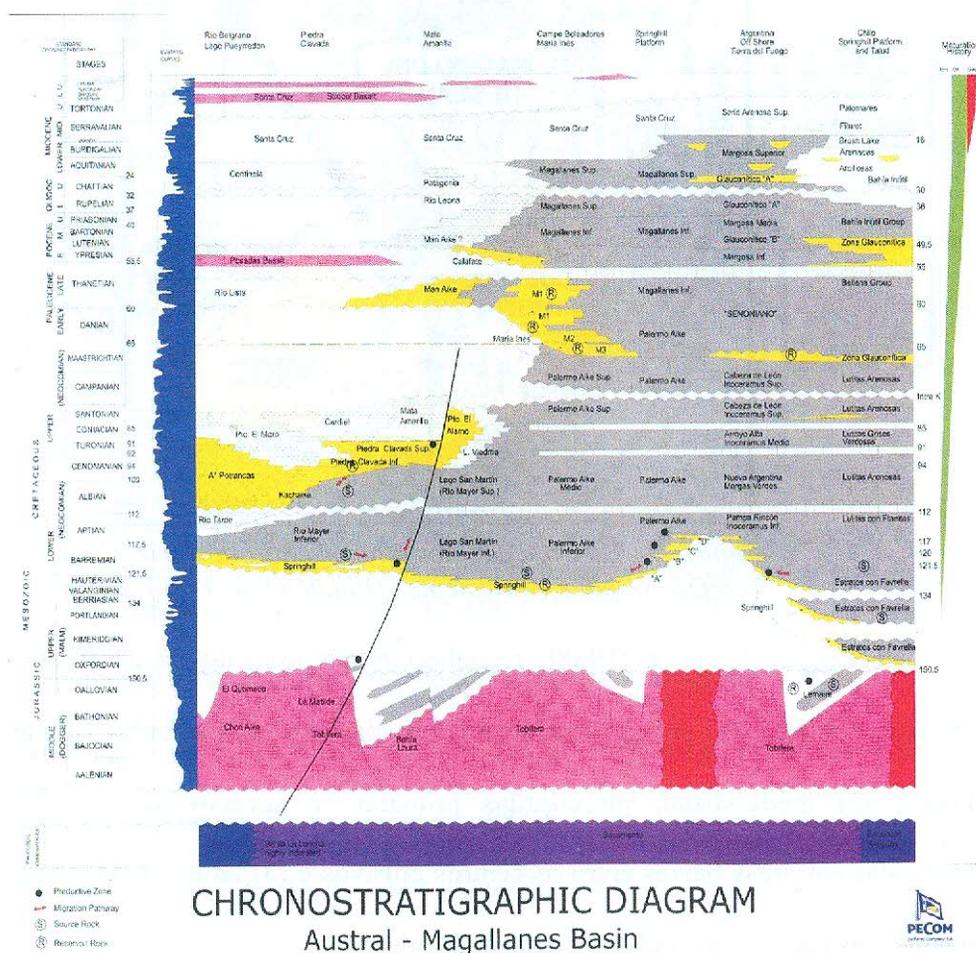


Figura 2 – Diagrama cronoestratigráfico da bacia Austral (Peroni et al., 2002).

A base da bacia é composta por um complexo acrecionário – desenvolvido durante a zona de subducção da margem Pacífica do Gondwana (Hervé et al., 1981) – e é coberta por vulcânicas ácidas e vulcanoclásticas do meio ao final do Jurássico, que são agrupadas na Formação Tobífera e equivalentes (Thomas, 1949).

A Formação Tobífera compreende um conjunto de rochas vulcânicas ácidas, ignimbritos, brechas e tufos, de composição riolítica a quartzo latito. Em alguns casos preenchem semi-grabens chegando à espessura de 2000 m (Bravo & Herrera, 1997). Estende-se desde o maciço Norte-Patagônico até a Terra do Fogo e desde o oeste da cordilheira Patagônica até a plataforma continental a leste (Figura 3).

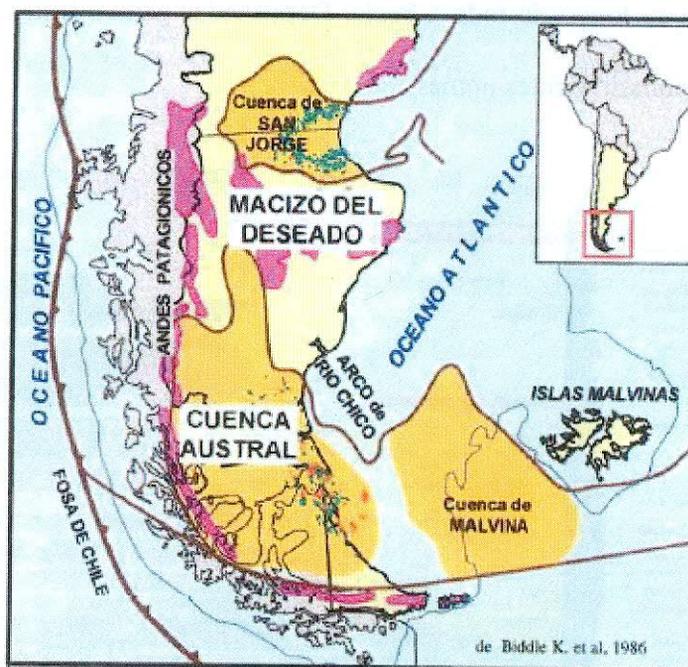


Figura 3 – Distribuição dos afloramentos da Série Tobífera (rosa) e equivalentes (Biddle et al, 1986) .

Hechem & Homocv (1988), reconhecem três associações de fácies relacionadas à Formação Tobífera: (1) proximal, depósitos piroclásticos grossos sobre ou nas cercanias dos vulcões; (2) média-distal, piroclástitas primárias e secundárias, e rochas de mistura distribuídas em áreas baixas entre os centros efusivos e (3) leque, depósitos de leque aluvial em pequenas bacias associadas aos altos vulcânicos.

Devido ao processo de fraturação da etapa rifte, à complexidade estrutural dos grábens

e ao preenchimento em diferentes ciclos vulcânicos, não é possível integrar e determinar as variações laterais da Formação Tobífera.

Sobre o ambiente de rifte desenvolveu-se posteriormente o preenchimento clástico conhecido pelas seqüências cretácicas formadas por arenitos continentais, parálicos e marinhos da Formação Springhill e pelos folhelhos conhecidos como “Estratos com Favrella” (Thomas, 1949) (Figura 4).

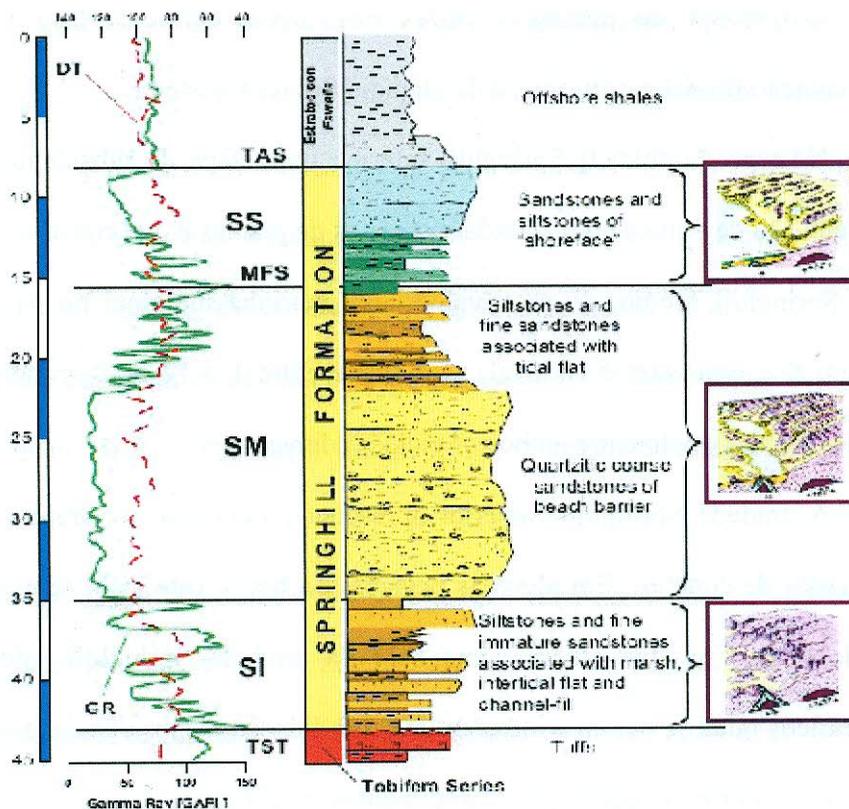


Figura 4 – Coluna estratigráfica da Formação Springhill contando com informações geofísicas de sondagem (sônico em laranja, raios gama em verde e análise de litofácies) (Quattrocchio et al., 2006).

Considerando sua importância econômica como produtora de hidrocarbonetos e sua ampla distribuição geográfica, a Formação Springhill constitui a unidade sedimentar que mais se destaca na bacia Austral (Pedrazzini et al., 2002).

A Formação Springhill é descrita em território continental e em território “offshore”. Três unidades em território continental são descritas na região da plataforma de Santa Cruz e parte da Terra do Fogo (Pedrazzini et al., 2002), ao passo que quatro unidades em território

“offshore” são descritas na região da Ilha da Terra do Fogo (Arbe et al., 2002). As três unidades do território continental são descritas como: Springhill Inferior, chamado também Basal ou Continental; Springhill Médio ou Argiloso e Springhill Superior ou Marinho. Em território “offshore”, as quatro unidades são: Hidra; Argo; Paloma e Carina.

A descrição realizada em território continental da unidade Springhill Inferior possui rápidas mudanças laterais na granulometria, predomínio de seqüências granodecrescentes, restos carbonosos de plantas e raízes nos níveis pelíticos. Isso indica condições de sedimentação fluvial a estuarina, e de planície fluvial a costeira.

No topo da unidade Springhill Inferior, uma etapa de subsidência é responsável pela sedimentação de pelitos com abundantes restos de plantas e que constitui a unidade conhecida como Springhill Médio, de provável origem marinha marginal ou de planície costeira ou pântano. Sua espessura é variável, geralmente entre 1 e 12 m, com continuidade suficiente para determinar o selo entre ambos os ciclos sedimentares.

A unidade Springhill Superior apresenta predomínio de arenitos glauconíticos com fragmentos de conchas. Em algumas posições da bacia, este ciclo se apresenta em fácies de granulometria fina que atuam como selo da unidade Springhill Inferior. Alguns altos topográficos onde se deram condições de estabilidade na subsidência, além de luz e oxigênio suficientes, ocorreram deposição de sedimentos carbonáticos.

Segundo Arbe et al. (2002), a unidade Hidra de idade Berriasiano-Valanginiano é descrita como uma megasseqüência de caráter regressivo e, por uma seção basal da fase transgressiva, começa com um limite de seqüência fortemente erosional – que corresponde a uma baixa relativa do nível base –, instalando-se, a seguir, um sistema entrelaçado fluvial que preenche vales amplos incisos correspondentes à última fase do trato de mar baixo. Com a subida do nível base e a instalação de um sistema transgressivo, os sedimentos distribuem-se nos vales na forma de canais sinuosos e em importantes depósitos de planície de inundação. Nessa situação, a espessura dos reservatórios decresce da base ao topo até que os vales

estejam completamente inundados por um sistema lacustre/palustre dominado por argilitos, situação de máxima inundação do final do trato transgressivo.

A unidade Argo (Valanginiano Tardio-Hauteriviano)   composta de arenitos e argilitos desenvolvidos em diferentes tipos de depósitos, de estuarinos litorais a marinhos rasos. A unidade Argo possui as fácies comuns na Forma o Springhill, que são interpretadas como um produto de interven es climáticas que provocaram o deslocamento e deposi o de quantidades abundantes de areias em um ambiente marinho raso. Estes corpos de arenitos formam lobos maciços e são compostos de areias grossas interpretados como depósitos de trato de mar baixo.

Arbe et al. (2002) descreveram a unidade Paloma de idade Hauteriviana como uma sucessão de arenitos maciços desenvolvidos durante um período de nível de mar baixo que precede depósitos de antipraia, de baia e de estuário desenvolvidos durante período de subida de mar. Sobre os níveis de condensac o desenvolvem-se pelitos de plataforma de trato de mar alto.

De idade Barremiana, a unidade Carina, assim como a unidade Paloma,   composta por uma sucessão de lobos arenosos maciços de trato de mar baixo, seguida de depósitos transgressivos de nível de mar alto com canais e fácies estuarinas (Arbe et al., 2002).

Os folhelhos descritos por Thomas (1949) – Estratos com Favrella – foram depositados concomitantemente ou logo acima da Forma o Springhill. Eles consistem em um folhelhoossil fero cinza a cinza-amarronzado, intercalado por carbonatos com glauconitas na base. A espessura da unidade varia de 10 a 240m. A fauna encontrada consiste em cefalópodes Streblitos, Favrella, Berrasela, Belemnopsis e Crioceras e o Pelecypod Inoceramus. O foramin fero mais comum   o Cristellaria, Polymorfina e o Ammobaculitos.

A Forma o Pampa Rincon ou Inoceramus Inferior e equivalentes (folhelhos com chert) de idade Barremiano-Aptiano (Natland et al., 1974) foram depositados sobre a Forma o Springhill durante a fase de subsidência térmica (Biddle et al., 1986) formando uma

cunha extensa e progradante de folhelhos e siltitos que recobrem o arco de Dungenes e aumentam a espessura em direção sudoeste (Sanchez, 1999).

Sobre a Formação Pampa Rincon, três unidades sedimentares podem ser caracterizadas: “marls” da Formação Nueva Argentina ou Margas Verdes, de idade de Aptiana; folhelhos da Formação Arroyo Alfa ou Inoceramus Médio, de idade Cenomaniana a Coniaciana; e folhelhos da Formação Cabeza de León ou Inoceramus Superior, de idade Coniaciana-Maastrichtiana (Harambour, 1998), que foram depositados abaixo de condições marinhas aeróbicas e têm sua espessura aumentada para sul e oeste, onde eles se interdigitam com os turbiditos de origem tectônica da Formação Cerro Toro e equivalentes (Sanchez, 1999).

Na região de Santa Cruz, a Formação Magallanes, que lateralmente é equivalente a várias outras formações já descritas (figura 2), apresentou manifestações de hidrocarbonetos desde o início das pesquisas e da exploração da bacia Austral.

Miller & Cagnollatti (1998) apresentaram uma atualização do modelo estratigráfico para a porção inferior da Formação Magallanes (porção arenosa), baseada em informações obtidas na região do rio Santa Cruz e La Esperanza. Nesse trabalho, foi observado que a base da Formação Magallanes (unidade Magallanes Inferior) concentrava os reservatórios de gás e óleo na região da província de Santa Cruz. Tradicionalmente, estes reservatórios eram temporalmente localizados no início do Paleogeno, sendo os pelitos da Formação Palermo Aike localizados ao final do Cretáceo. Após o cruzamento de várias informações no banco de dados regional e estudos interdisciplinares, foi possível estabelecer o limite cronoestratigráfico para a Formação Magallanes, sendo definido no período do Neocretáceo ao Mioceno.

A Formação Magallanes foi subdividida em duas unidades: (1) Magallanes Inferior e; (2) Magallanes Superior. A unidade Magallanes Inferior, definida do Neocretáceo ao final do Eoceno, possui a porção reservatório desta formação. Ela é caracterizada por conter pelitos de

fácies pró-delta, arenitos marinhos marginais de fácies de canal, pelitos carbonosos de fácies de canal, arenitos marinhos de fácies de barra marinhas e pelitos e arenitos glauconíticos de fácies de plataforma externa.

3.2) Geologia Estrutural

As feições estruturais observadas na bacia Austral são caracterizadas por falhamentos – normais, transcorrentes e cisalhantes –, por dobras assimétricas, inversão e estruturas compressivas características da zona dobrada (Diraison et al., 1999).

Os falhamentos normais que ocorrem entre as direções NW e NNW foram formados durante o rifteamento do Triássico ao Neojurássico, sendo reativados durante as etapas de compressão Terciária que, por vezes, provocaram novos falhamentos subordinados, de direção W-E, com características cisalhantes e transcorrentes.

A bacia Austral pode ser dividida em quatro zonas morfoestruturais: zona de plataforma, zona de flexura ou talude, zona de bacia profunda e zona dobrada – ou faixa dobrada – (observar figura 5 descrita por Schiuma, 2002).

A zona de plataforma possui espessura sedimentar entre 1000 e 2000m com fraca estruturação, predominando estruturas extencionais (NNE-SSO) que constituem os altos do embasamento. Horsts, grábens e semi-grábens são especialmente bem desenvolvidos nesta zona.

Representando a transição da antefossa (foredeep) para a zona de plataforma, a zona de Flexura ou Talude é caracterizada por uma maior estruturação, com falhas normais (NW-SE), desde o Jurássico, e com reativações no Cretáceo e Terciário (figura 6).

A zona de Bacia Profunda corresponde à antefossa, com espessuras sedimentares chegando a 8000m. Tectonicamente é mais estruturada devido à proximidade com a cadeia andina.

A zona dobrada foi classificada em interna e externa. Nela, os sedimentos detríticos do Paleozóico ao Terciário foram elevados pelos eventos tectônicos compressivos andinos.

A faixa dobrada interna é caracterizada por conter afloramentos Paleozóicos, Jurássicos e Cretáceos e uma deformação compressiva intensa diferente da faixa dobrada externa, que possui afloramentos do Cretáceo ao Terciário, além de uma deformação cada vez mais suave para leste.

Ainda na faixa dobrada, são reconhecidos dois estilos estruturais dominantes: o primeiro encontra-se sobre as rochas do embasamento onde são observadas dobras assimétricas e por inversão (de pequeno a grande comprimento de onda); o segundo, sobre a cobertura sedimentar marcada pelas estruturas compressivas.

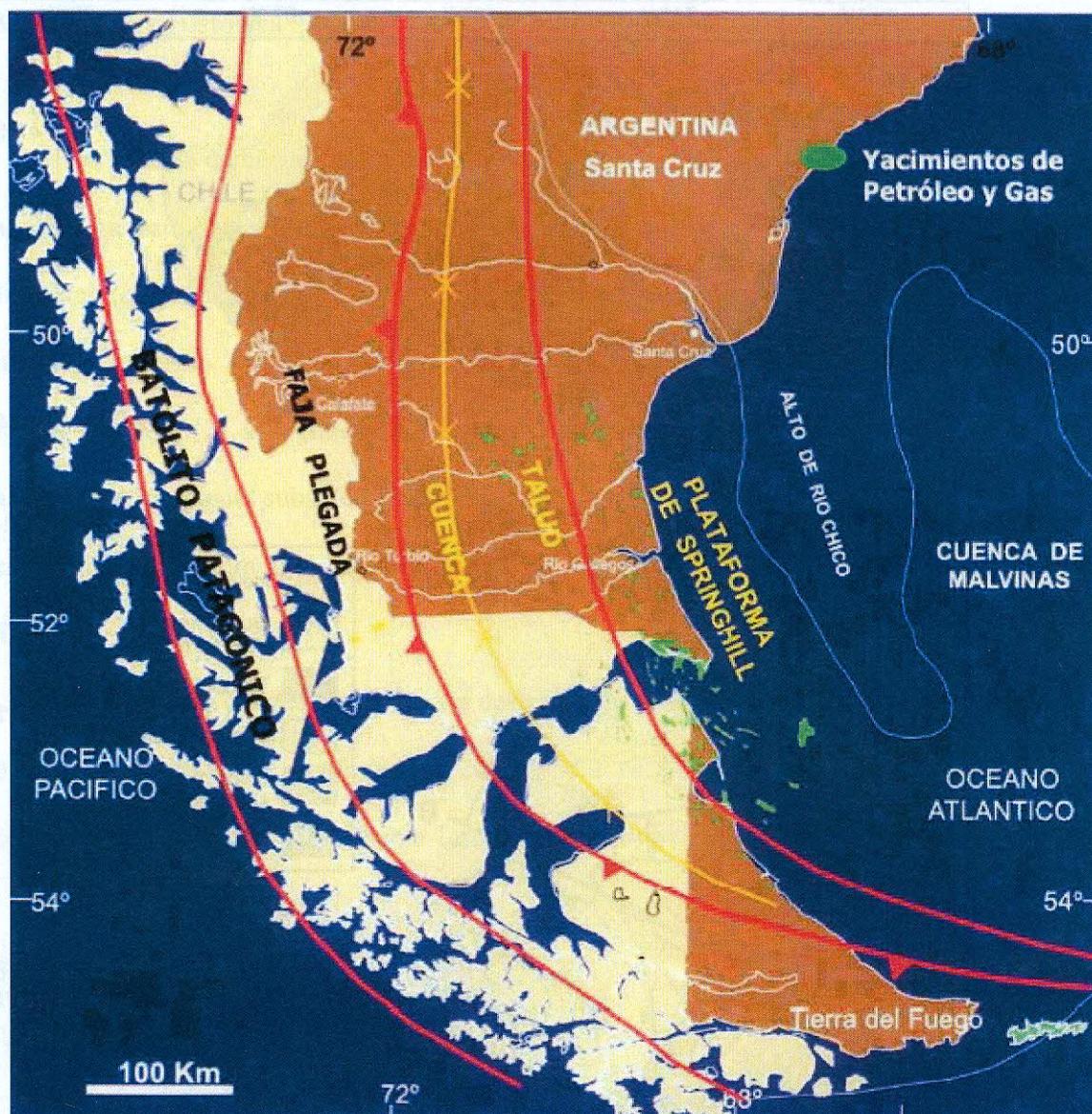


Figura 5 - Bacia Austral, contexto geotectônico, localização e geometria geral. As quatro zonas morfo-estruturais são representadas por zona de plataforma (Plataforma de Springhill), zona de flexura ou talude (Talud), zona de bacia profunda (cuenca) e zona dobrada (Faja Plegada). (Schiuma, 2002).

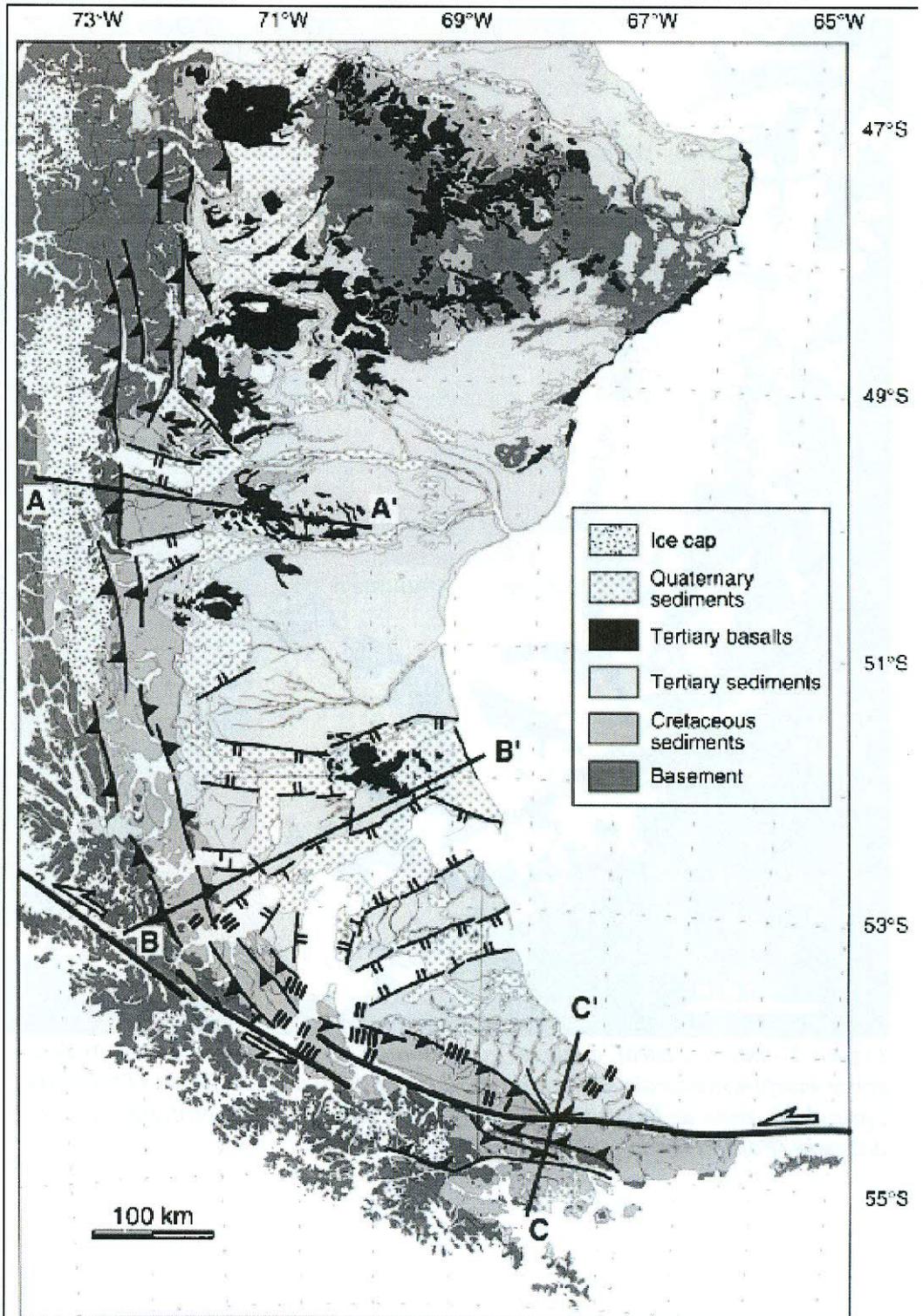


Figura 6 – Mapa geológico e estrutural da porção sul dos Andes e bacia Austral. O embasamento consiste em rochas meta-sedimentares do paleozóico, intrusões, ofiolitos e rochas vulcanoclásticas do Jurássico. As estruturas são empurrões, falhamentos transcorrentes (representados por meias setas brancas indicando o movimento) e falhas normais (os ticks duplos representam o bloco baixo). Modificado de Diraison, 2000.

3.3) Geologia Histórica

A história da bacia Austral está intimamente relacionada com três etapas principais: (1) a primeira está vinculada à tectônica extensional, que se originou do meio ao final do Jurássico (etapa de rifte), tendo como consequência a fragmentação do Gondwana, a abertura inicial do Oceano Atlântico Sul e a formação da bacia (inicialmente a bacia de retro-arco Rocas Verdes); (2) a segunda, desenvolvida do Neojurássico ao início do Cretáceo, está associada a uma lenta subsidência térmica, etapa esta conhecida como pós-rifte; (3) a terceira está relacionada com o desenvolvimento de uma bacia “*foreland*” no Neocretáceo e no Terciário.

A evolução e o desenvolvimento destes cenários foi consequência da interação entre as placas Sulamericana e Antártica. A subsidência se iniciou pelo sul, no Neojurássico e continuou durante todo o Cretáceo e Terciário, até o Plioceno.

3.3.1) Primeira Etapa: Etapa de Rifte.

Esta etapa está associada à ruptura inicial do setor SE do Supercontinente Gondwana, durante o Neotriássico e meados do final do Jurássico. A extensão contínua gerou uma bacia marginal de antearco, com a formação de um oceano interno, Mar de Wedell, abrindo do sul para o norte (Stern, 1980; de Wit and Stern, 1981) (Figura 7). A inundação marinha inicial que avançou desde o sul e o sudeste, como consequência do suave afundamento térmico, deu lugar ao desenvolvimento de depósitos de argilitos marinhos, dispostos em camadas de algumas dezenas de metros contendo fauna de amonitas e belemitas, interestratificados entre as vulcânicas da Formação Tobífera.

Numa etapa inicial, rochas magmáticas e vulcânicas intrudiram em uma extensa faixa da margem continental Pacífica do Gondwana; como resultado, desenvolveu-se um discreto

número de hemigrábens com orientação predominante NW-SE, separados por segmentos de embasamento. Estas feições facilitam o vulcanismo da Formação Tobífera. Sedimentos vulcânicos e vulcanoclásticos marcam o sistema sin-rifte da Formação Tobífera Inferior. A essa etapa estão associados os complexos ígneos máficos, como lavas almofada, diques máficos e ofiolitos, denominados Rocas Verdes.

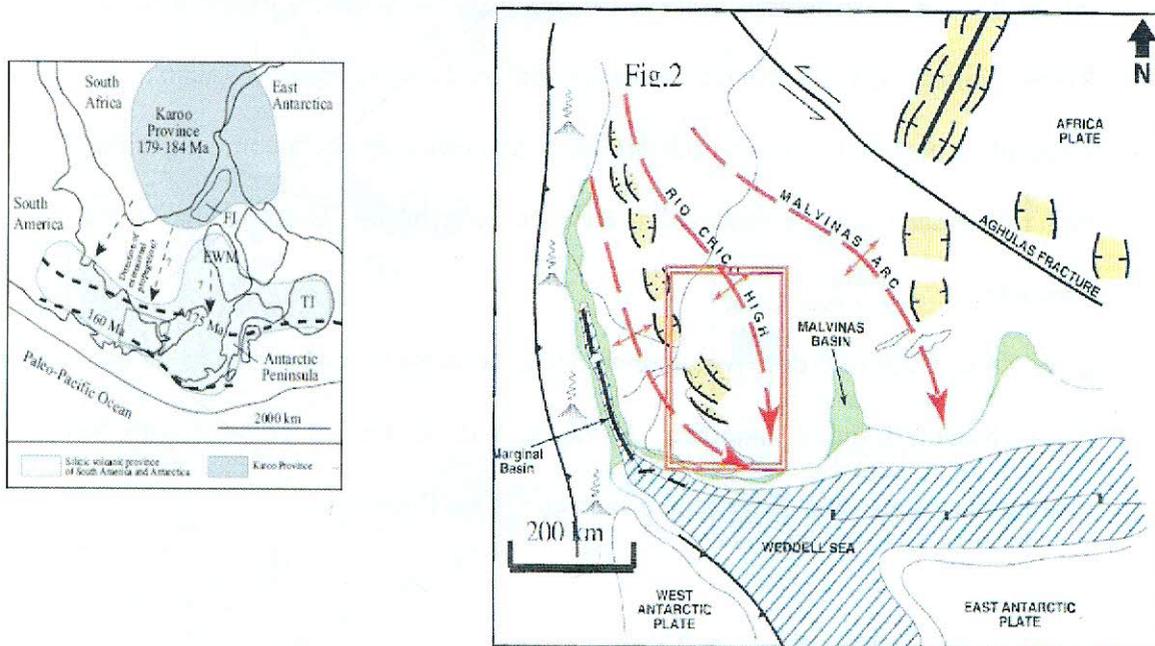


Figura 7 - Fase rifte da bacia Austral e abertura do Mar de Wedell (Fildani & Hessler, 2005)

Estes hemigrábens se concentraram próximos ao Alto Rio Chico, onde ocorreu uma erosão do embasamento Paleozóico, servindo de fonte de sedimentos para a bacia. A subida do nível do mar durante o clímax da atividade vulcânica, seguida de seqüências sedimentares transgressivas entre 157 e 153 Ma, gerou a deposição das fácies de arenito com o nome de Formação Springhill (Robbiano et. al., 1996) (Figura 8).

3.3.2) Segunda Etapa: Subsidência Térmica.

Esta etapa se inicia no final do período de abertura da bacia retroarco, com a crosta oceânica sendo formada (Figura 8).

Durante o Neojurássico e o início do Cretáceo, o amplo setor da plataforma Sul-americana desenvolvido ao leste e a depressão da bacia retroarco tiveram como principal característica a deposição de sedimentos clásticos e “by-pass” para os sedimentos de ambientes fluviais e marinhos rasos. Nesses ambientes desenvolveram-se os depósitos da Formação Springhill, e de talude da Formação Zapata, todos dispostos em relação discordante sobre a Formação Tobífera.

3.3.3) Terceira Etapa: Desenvolvimento da Bacia antepaís

Uma vez abortada, por inversão, a bacia retro-arco, ocorreram dobramentos e erosão parcial de seus depósitos, como conseqüência de processos compressivos durante o Neocretáceo. Estes processos reativaram as antigas falhas da fase rifte e um novo sistema de falhamentos subordinados com orientação E-W. Além disso, afetaram intensamente o arco vulcânico e a região imediatamente a leste, iniciando a formação da bacia de antepaís (Figura 8).

Esta etapa de inversão está relacionada com o início do ciclo Patagônico – que é responsável pela continentalização do setor norte da bacia – correspondendo a uma aceleração na velocidade de convergência, reconhecida em toda a margem do Pacífico, desde a Colômbia até os Andes Austrais (Ramos, 1999); posteriormente, entre o final do Cenomaniano e o início do Coniaciano (96-84 Ma), ocorre o fechamento da bacia formada pelas Rochas Verdes (bacia de “Rocas Verdes”), culminando com a colisão de uma dorsal oceânica vinculada com o platô basáltico Adakita Puesto Nuevo, entre 85 e 76,7 Ma (Ramos et al., 1994; Nulo et al., 2002).

Imediatamente a leste e a noroeste da faixa em soerguimento, a plataforma estável da bacia começa a subsidir em resposta à carga resultante do empilhamento tectônico, mudando a polaridade da área de depósito sedimentar e tendo como conseqüência a formação do antefosso da bacia de antepaís, onde se depositaram as maiores espessuras sedimentares

conhecidas na bacia Austral. O eixo do antefosso migrou para o setor estável do antepaís entre o Neocretáceo e o Mioceno..

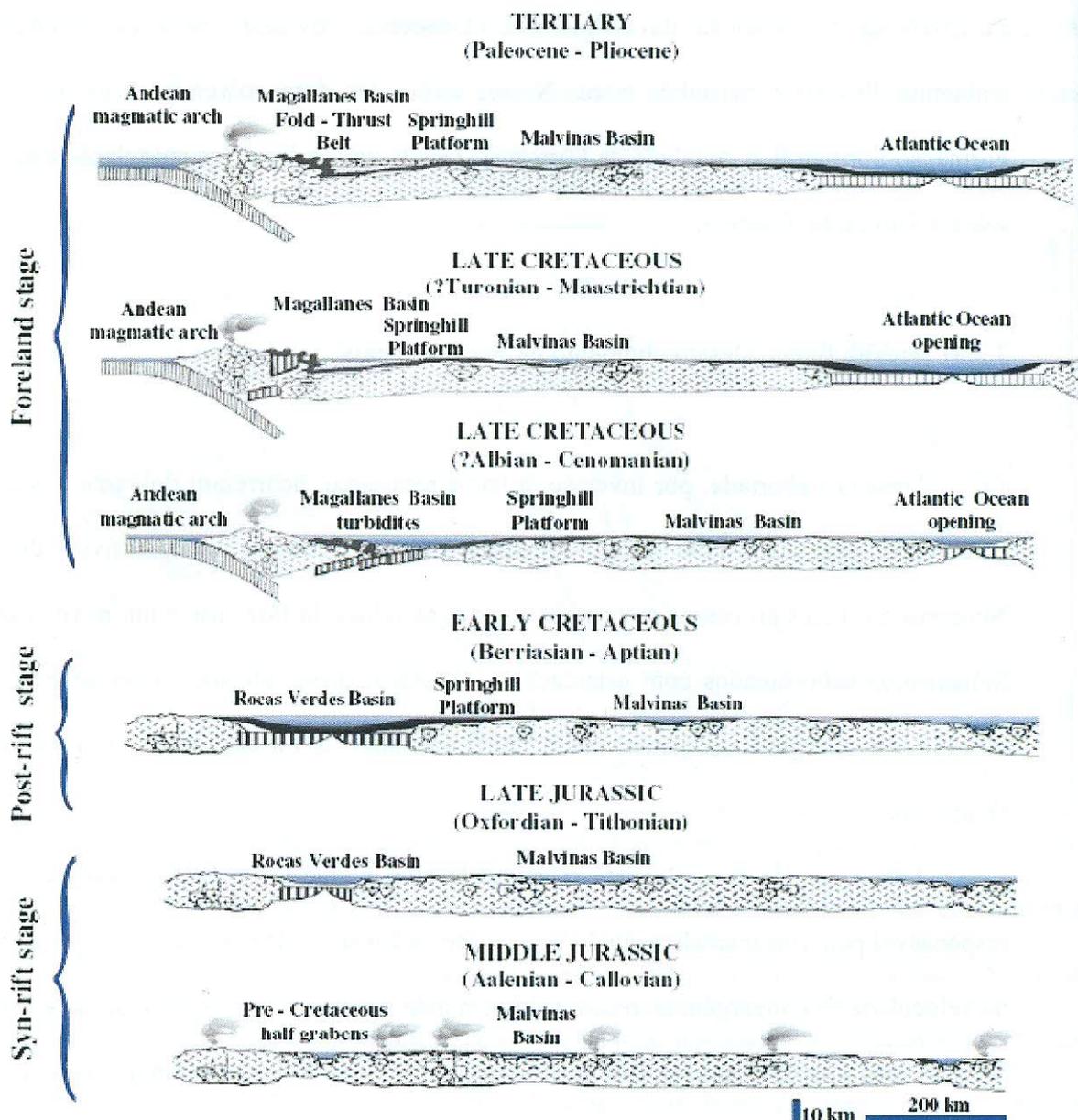


Figura 8 - Evolução tectônica da bacia Austral (modificado de Galeazzi, 1994).

3.4) Geologia do Petróleo.

O progressivo soterramento de seções com condições oleogênicas durante desenvolvimento da bacia de antepaís, principalmente nas regiões de “foredeep”, favoreceu não somente o amadurecimento como a migração e o carregamento dos reservatórios de

hidrocarbonetos de diferentes idades e litológicas (arenitos e vulcânicas).

Várias empresas exploram a região da bacia Austral, e têm na Formação Springhill o seu principal horizonte de produção de hidrocarbonetos (Gonzalez, 1998). As principais empresas que exploram a região da bacia em questão são: ENAP, Total Austral, YPF, Amoco, Shell e Petrobras.

Segundo Peroni (2002), até o ano 2000, na bacia Austral, foram descobertas reservas da ordem de 1.097 MM m³ de petróleo e condensados e pouco mais de 1.133 MMM m³ de gás, sendo o volume das reservas de óleo e gás, em termos energéticos, equivalentes.

A exploração da bacia na Argentina, em termos cronológicos, foi feita da plataforma estável continental em direção à zona de bacia profunda, sendo a área de plataforma continental a mais madura. A área de plataforma estável continental está sendo explorada há mais tempo, tendo, até 2002, 1100 poços perfurados (Peroni, 2002). A exploração na área de talude e bacia profunda se tornou mais intensa a partir da década de 1990, mas desde a década de 1970 já haviam sido descobertas grandes acumulações de hidrocarbonetos, principalmente os gasosos.

A bacia Austral tem, como principais, os seguintes sistemas petrolíferos: (1) Inoceramus Inferior-Springhill; (2) Inoceramus Inferior-Magalhanes Inferior e o sistema (3) Tobífera-Tobífera/Springhill.

O mais importante é o sistema petrolífero Inoceramus Inferior-Springhill, por ser o mais bem estudado e o que possui a grande maioria das reservas da bacia. O sistema é composto pelos reservatórios da Formação Springhill e os localizados na Formação Tobífera Superior. São exemplos os reservatórios El Condór, Cerro Redondo, Faro Vírgenes, Canadón Salto, Etancia La Maggie, Cerro Norte, Océano, Del Mosquito, entre outros. As seções pelíticas do intervalo Springhill têm características geoquímicas comparáveis às do Inoceramus Inferior, mas com maior quantidade de material orgânico terrígeno, o que indica a possibilidade de maior geração de gás.

O sistema petrolífero Inoceramus Inferior-Magallanes Inferior foi identificado na província de Santa Cruz, e é considerado um sistema com grande potencial para hidrocarbonetos.

O sistema petrolífero Tobífera-Tobífera/Springhill é composto por argilas geradoras intercaladas na seção inferior da série Tobífera, o que pode indicar dois tipos de reservatórios: um tipo da série Tobífera – com porosidade primária e secundária por fraturamento dentro do preenchimento vulcanoclástico dos grábens – e o outro, tradicional, da formação Springhill – preenchido através de fraturas.

3.4.1) Rocha Geradora e Geração

A geração de hidrocarbonetos na bacia Austral começou há aproximadamente 75 milhões de anos durante o Neocretáceo. A expulsão dos hidrocarbonetos da rocha geradora se iniciou há 50 milhões de anos, durante o início do Terciário (Paleogeno), nas regiões profundas da bacia.

Na bacia Austral, as reservas de hidrocarbonetos dividem-se em reservas de óleo (30%) e gás (70%). O motivo dessa alta quantidade de gás na bacia pode ser explicado pelo “cracking” de petróleo em gás na rocha geradora, antes de os hidrocarbonetos serem expulsos. Outro motivo que explica a relação entre gás e óleo é a qualidade da matéria orgânica, que teria maior potencial para a geração de gás. Em alguns casos encontram-se acumulações de óleo sem gás, que podem ser explicadas pela perda de gás do reservatório.

Segundo Pittion et al. (1999), a rocha geradora mais importante da bacia está concentrada no início do Cretáceo. Nas fácies continentais da Formação Springhill existem intercalações finas de folhelho, com espessura de 1 a 5 metros, e com níveis laminados de composição carbonosa que possuem um bom potencial gerador, indicado por muitos parâmetros de Rock-Eval (Espitalié et al., 1977). Através de análises geoquímicas, é possível

verificar que a matéria orgânica presente possui valores de carbono orgânico total (COT) da ordem de 2 a 6%, chegando, em alguns pontos, a alcançar 25% (Descalli et al., 1992). O índice de hidrogênio da matéria orgânica está entre 300 e 700 mg/g e o seu potencial médio S2 entre 7 e 20 kg/t. Essas características da matéria orgânica provavelmente estão relacionadas à presença da exinita, uma alga lacustre, o que indica que os pelitos foram depositados em um sistema palustre associado a uma planície de inundação. Nessa fácies prevaleceu o ambiente redutor. Mesmo sendo o sistema em questão, em geral, associado à matéria orgânica de baixa qualidade – provinda de plantas terrestres, nesse caso – a presença de exinitas associadas ao ambiente redutor promoveu a boa qualidade da matéria orgânica formadora do petróleo.

No setor oriental da bacia encontram-se os depósitos da fase lacustre, do início da formação da bacia, associada às primeiras etapas da formação dos hemi-grábens. Nos níveis basais da Formação Tobífera foram encontrados sedimentos continentais finos equivalentes aos da Formação Springhill, com boas características geradoras. Os valores de COT estão entre 1% e 7%, o S2 de 1 a 26 kg/t e o índice de hidrogênio, compreendido entre 70 e 350 mg/g (Cagnolatti et al., 1996).

Na seção marinha da Formação Springhill há camadas finas de pelitos com espessura de 1 a 10 m, principalmente no topo da formação. As análises geoquímicas mostram um potencial gerador fraco, mesmo a matéria orgânica sendo marinha. Os valores de COT são da ordem de 0,4% a 0,9%, os de S2, de 0,7 a 2 kg/t, e o índice de hidrogênio, de 100 a 300 mg/g (Pittion et al., 1999).

Os folhelhos marinhos da Formação Inoceramus Inferior e seus equivalentes possuem de 50 a 150 metros de espessura, com boa característica geradora de rochas mãe do tipo II. Os maiores valores de COT alcançam 2% e os valores médios são superiores a 8%. O S2 varia entre 1,5 e 10 kg/t e o índice de hidrogênio está entre 150 e 550 mg/g. A profundidades maiores que 3 km, observa-se a diminuição dos valores de S2 e do índice de hidrogênio, o que

é um indicativo de que ali a matéria orgânica foi, em sua maioria, consumida na geração de hidrocarbonetos. A matéria orgânica da formação Margas Verdes tem, em sua seção inferior, valores similares aos da formação Inoceramus Inferior, possuindo bom potencial de geração.

Nas unidades citadas, a disposição da matéria orgânica pela bacia está relacionada às camadas que se depositaram em anoxia e também à variação do nível eustático que permite a sucessão dos semiciclos transgressivos. Na Tabela 1, a seguir, as características geoquímicas das principais rochas geradoras da bacia Austral são apresentadas.

TABELA 1 - Características geoquímicas das principais rochas geradoras da bacia Austral. Pittion et al., 1999.

Formação	TOC(%)	HI(mg/g)	S2(Kg/t)	Tipo dominante	Potencial	Espessura
Margas Verdes (parte inferior)	0,5 – 1,5	150 – 450	1 – 5	II – III	médio	100 – 150
Margas Verdes (rico organicamente)	1,5 – 2,0	350 – 550	6 – 11	II – III	bom	20 – 30
Inoceramus Inferior	0,8 – 2,0	150 – 400	1,5 – 5	II – III	médio a bom	50 – 150
Springhill - Folhelhos Marinhos	0,4 – 1,0	100 – 300	0,7 – 2	III	baixo	1 – 10
Springhill – Folhelhos Continentais	2 – 25	300 – 700	7 – 54	II – III	bom	1 – 5

3.4.2) Migração

A migração na bacia Austral ocorre lateralmente e verticalmente. A migração lateral (Figura 9) ocorre principalmente a partir de oeste, através dos reservatórios da Formação Springhill, que atuam como condutos principais para outros reservatórios da Formação Springhill e da Formação Tobífera. A migração vertical ocorre principalmente através dos falhamentos e dos deslizamentos que ocorrem próximo à faixa deformada.

Na bacia Austral, as fácies com conteúdo orgânico na janela de óleo – como a da formação Inoceramus Inferior – e os reservatórios da Formação Springhill estão próximos, permitindo o bom funcionamento do sistema petrolífero com uma migração lateral (Pittion et al., 1999).

Como não existem níveis de rochas reservatórios diretamente relacionados aos níveis orgânicos da Formação Margas Verdes, espera-se que haja apenas uma migração vertical da “cozinha de geração” para os níveis de arenitos, que são considerados os reservatórios mais

jovens da Formação Springhill (Villar et al., 1993).

No setor ocidental do Chile, os grábens da Formação Tobífera estão suficientemente maduros para haver pequenas acumulações que provavelmente foram geradas a partir dos níveis potenciais da Formação Springhill continental. Esta, apesar de possuir matéria orgânica lacustre, não possui a capacidade de expulsão para rocha reservatório, não formando, assim, um sistema petrolífero.

Os reservatórios litorais da Formação Springhill estão associados a seqüências deposicionais distintas e a distribuição das fácies reservatório de cada uma delas é importante para estabelecer uma via contínua de migração. A distância de migração é considerada entre média e longa, entre 20 e 200 km na bacia Austral.

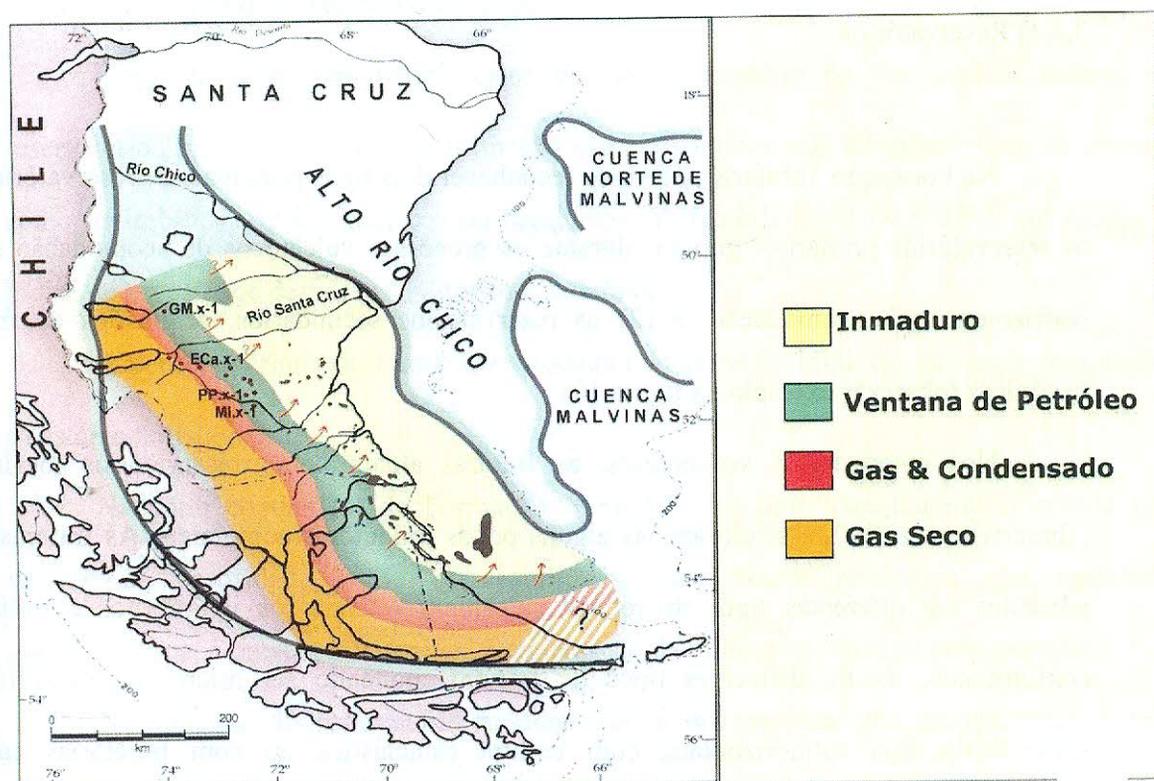


Figura 9 – Principais características do sistema petrolífero *Inoceramus Inferior* (Springhill e Magallanes Inferior) da bacia Austral e distribuição atual da janela de geração de hidrocarbonetos (Peroni et al., 2002).

3.4.3) Trapeamento

Na bacia Austral, o trapeamento é principalmente estrutural, possuindo blocos rotacionados, geralmente associados a antigas falhas no embasamento, que surgiram no desenvolvimento da Formação Tobífera (hemigrábens). Por outro lado, existe trapeamento de caráter estratigráfico em alguns reservatórios, especialmente para as fácies litorâneas da Formação Springhill (acunhamentos sobre a Formação Tobífera). Além desses dois modelos de trapeamento ocorrendo de forma isolada, existe, em menor escala, um trapeamento estrutural e estratigráfico (Pittion et al., 1999).

3.4.4) Reservatórios

Na Formação Tobífera, podem-se reconhecer dois tipos principais de reservatórios: (1) os reservatórios primários, gerados durante os processos vulcânicos de acomodação e pelo resfriamento pós-acomodação; e (2) os reservatórios secundários, originados de fraturas tectônicas (observar exemplo na figura 10).

Nos reservatórios secundários, as fraturas atuam como reservatórios localizados (Hinterwimmer, 2002), sendo apenas alguns poços produtores comerciais. As fraturas estão presentes em diferentes tipos de rochas vulcânicas – como os ignimbritos e riolitos –, conformando, assim, diferentes tipos de fraturas, podendo ser micro ou macrofraturas, subverticais e/ou subhorizontais, com textura cataclástica ou com trajetórias caóticas interconectando cavidades. Como exemplo, aponta-se o reservatório Punta Loyola, que é um pequeno reservatório na Formação Tobífera. Nesse reservatório, de onze poços perfurados até 2002, somente um tornou-se produtivo.

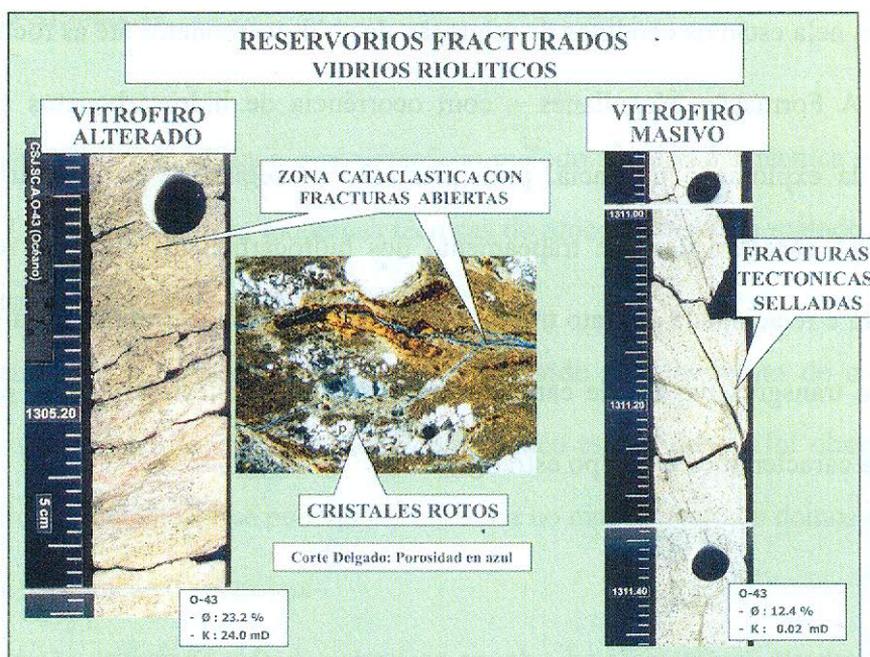


Figura 10 – Reservatório em fraturas cataclásticas em rochas riolíticas (Hinterwimmer, 2002).

Como no caso dos reservatórios do tipo secundário na Formação Tobífera, os reservatórios primários na mesma formação são constituídos por diferentes tipos de rochas, como ignimbritos, riolitos maciços ou brechados. Variando entre 15% e 35%, em média, o índice de porosidade desses reservatórios é satisfatório.

A Formação Springhill pode ser estudada melhor se dividida em sua parte continental e sua área “offshore”.

Na parte continental da Formação Springhill, há uma variação muito grande nos valores de porosidade e de permeabilidade. Isso ocorre devido à alta variedade granulométrica, à presença de argilas, à cimentação da rocha e ao nível de compactação.

A qualidade do reservatório na formação é influenciada pela compactação e pela cimentação. Os membros inferiores e superiores apresentam índices altos de cimentação. No caso do membro superior, o cimento calcítico é o mais comum. Os eventos diagenéticos que ocorrem na formação são: compactação, crescimento secundário de quartzo, caolinitização e calcificação. A caulinita é o argilomineral mais presente nos arenitos da Formação Springhill.

Os reservatórios mais importantes da bacia estão na Formação Springhill “offshore”, e

também nela estão os condutos de migração dos hidrocarbonetos até as rochas selantes.

A Formação Magallanes – com ocorrência de hidrocarbonetos conhecida desde o início da exploração da bacia, principalmente na região de Santa Cruz – possui as três principais características de trapeamento dos hidrocarbonetos em seus reservatórios: (1) a primeira é relacionada ao trato transgressivo que é do tipo estrutural; (2) a segunda também é de trato transgressivo e é de caráter combinado, tanto estrutural quanto estratigráfico; (3) a terceira característica é do tipo estratigráfico.

4) O MÉTODO SÍSMICO

Reconhecido por seu alcance e penetração o método sísmico é a técnica geofísica mais utilizada. Combinado com as modernas técnicas de processamento, o método sísmico tem um papel essencial na exploração de petróleo.

Historicamente, o método sísmico foi desenvolvido com o intuito de monitorar terremotos, através do uso de sismogramas. Porém pouco tempo depois foi observado o potencial comercial da técnica, que poderia ser utilizada no mapeamento de domos de sal, e mais a frente na exploração de petróleo.

A exploração utilizando métodos sísmicos envolve basicamente os mesmo tipos de medições das utilizadas nos terremotos, porém no primeiro as fontes de energia são controladas, e a distância entre a fonte (normalmente explosivos) e o detector são muito curtas.

A técnica básica da exploração sísmica consiste em gerar ondas sísmicas, medindo em seguida o tempo que as mesmas demoram para viajar da fonte até os receptores (normalmente dispostos em linhas retas). Através do conhecimento do tempo de trânsito e da velocidade das ondas é possível reconstruir o caminho das ondas sísmicas, e a partir deste obter informações estruturais da região a ser estudada.

Atualmente o método mais utilizado para obter tais informações é o método de reflexão, no qual as ondas viajam através do solo, e em algum momento estas (devido a diferença de impedância entre camadas, que está associada as propriedades físicas das mesmas) são refletidas de volta à superfície e são detectadas pelo receptor.

O objetivo principal da sísmica é através das ondas refletidas, deduzir as propriedades físicas das rochas e deste modo permitir o desenvolvimento de um modelo que descreva a geologia em sub superfície.

4.1) Asp ctos Teóricos

O método sísmico se utiliza da propaga o das ondas através da terra, como esta propaga o depende das propriedades elásticas das rochas, o seu entendimento depende dos conceitos básicos de elasticidade.

4.1.1) Teoria da Elasticidade

A elasticidade pode ser definida como a propriedade dos corpos de retornar a sua forma original, após a remo o de uma força externa que havia causado uma determinada deforma o. A deforma o do corpo pode estar associada a uma mudança em sua forma e/ou em seu tamanho. A rela o entre a força aplicada e a deforma o sofrida pelo corpo   normalmente expressa em termos dos conceitos de stress (tensão) e strain (deforma o).

A tensão (stress)   definida como a força por unidade de  rea. Quando uma determinada força   aplicada sobre uma superfície, a tensão   a rela o entre a força aplicada e a área (se o transversal a força) na qual   aplicada. Se a força   uma fun o da posi o, então a tensão também o será.

De modo a equacionar de forma genérica o problema,   necessário dividir o corpo em volumes infinitesimais, onde para cada cubo infinitesimal podemos associar um valor constante de força, considerando que esta   contínua no meio. Neste caso, a tensão será calculada do mesmo modo, sendo a razão da força no ponto pela área infinitesimal. Quando a força   aplicada na dire o perpendicular a área, a tensão   dita normal. Quando a mesma   aplicada de forma tangencial, ela   dita tensão cisalhante. Os outros casos podem ser decompostos em fun o das tensões normal e tangencial. Matematicamente tem-se:

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta A} = \frac{dF}{dA}$$

Como para cada uma das três direções do corpo é possível aplicar a força em três direções distintas, resultam 9 componentes, conforme esquematizado na figura abaixo:

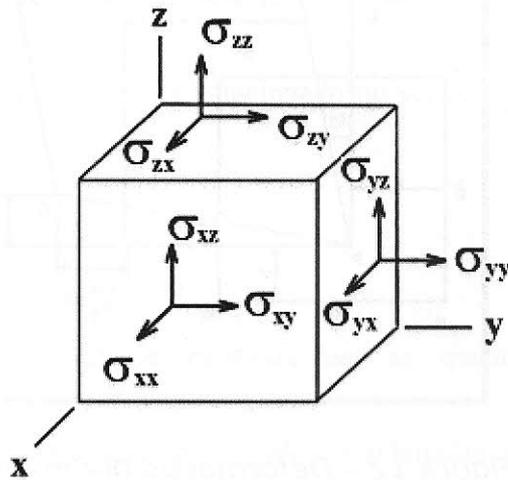


Figura 11 - Componentes da tensão

onde o primeiro índice denota a face que está sofrendo a ação (o índice será o eixo perpendicular a face), e o segundo índice representa a direção da força.

Quando um meio está em equilíbrio estático, as forças e os momentos precisam estar balanceados. O que implica em $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$.

A deformação (strain) é a mudança relativa na forma de um corpo quando este é submetido a uma tensão. Para modelar estas mudanças, pode-se considerar um retângulo PQRS no plano xy. Quando uma tensão é aplicada, o vértice P se move para P', e PP' tem componentes u e v. Se os outros vértices Q, R e S tem a mesma variação que P não há mudança no tamanho ou forma e conseqüentemente não há deformação. Por outro lado, se u e v são diferentes para cada vértice, o retângulo irá sofrer mudanças na forma, com isso haverá uma deformação (conforme figura abaixo).

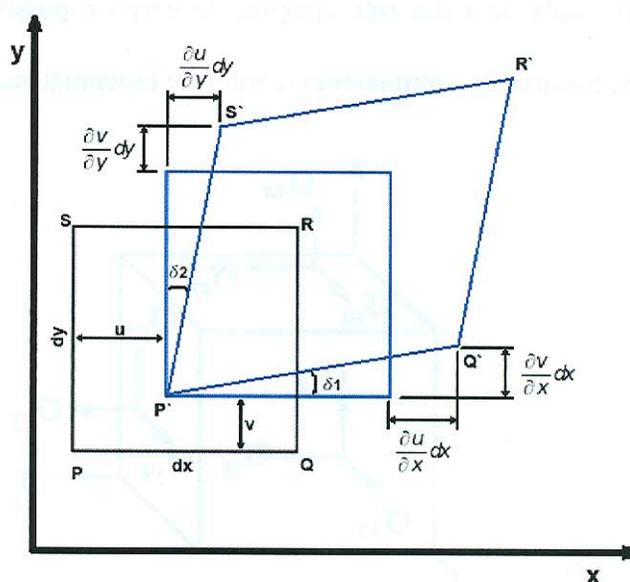


Figura 12 – Deformação bi-dimensional

Assumindo que u e v são funções de x e y , então as coordenadas dos vértices são:

$$P(x, y) \quad Q(x+dx, y) \quad S(x, y+dy) \quad R(x+dx, y+dy)$$

$$P'(x+u, y+v)$$

$$Q' \left(x+dx+u+\frac{\partial u}{\partial x} dx, y+v+\frac{\partial v}{\partial x} dx \right)$$

$$S' \left(x+u+\frac{\partial u}{\partial y} dy, y+dy+v+\frac{\partial v}{\partial y} dy \right)$$

$$R' \left(x+dx+u+\frac{\partial u}{\partial x} dx+\frac{\partial u}{\partial y} dy, y+dy+v+\frac{\partial v}{\partial x} dx+\frac{\partial v}{\partial y} dy \right)$$

Como na prática as mudanças em u e v são muito menores que as quantidades dx e dy ,

pode-se assumir que os termos $\frac{\partial u}{\partial x}$, $\frac{\partial u}{\partial y}$, $\frac{\partial v}{\partial x}$ e $\frac{\partial v}{\partial y}$ e potências superiores são menores

ainda, e deste modo podem ser desprezados. Deste modo, é possível tirar algumas conclusões:

1) PQ aumenta em tamanho pela quantidade $\frac{\partial u}{\partial x} dx$ e PS aumenta por $\frac{\partial v}{\partial y} dy$.

2) Os ângulos δ_1 e δ_2 são iguais a $\frac{\partial v}{\partial x}$ e $\frac{\partial u}{\partial y}$, respectivamente

3) O ângulo direito em P diminui pela quantidade $(\delta_1 + \delta_2) = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)$

4) O retângulo como um todo é rotacionado no sentido anti-horário pela quantidade

$$\frac{(\delta_1 - \delta_2)}{2} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

Utilizando nomenclaturas já estabelecidas, as quantidades $\frac{\partial u}{\partial x}$ e $\frac{\partial v}{\partial y}$ são chamadas de deformações normais, pois estão relacionadas apenas a deformações nas

direções x e y. A quantidade $\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$ é chamada de deformação cisalhante, pois é o valor pelo qual o ângulo direito no plano xy é reduzido, e conseqüentemente refere-se a medida na mudança na forma do corpo. Esta quantidade é denotada pelo símbolo ϵ_{xy} . Já a quantidade

$\frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$ que representa uma rotação sobre o eixo z, não é uma deformação, e conseqüentemente é denotado pela símbolo θ_z .

Estendendo esta análise para 3 dimensões é possível deduzir as deformações elementares conforme indicado a seguir:

Deformação Normal	Deformação cisalhante	Rotações
$\begin{aligned} \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x} \\ \epsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y} \\ \epsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \quad (4.1)$	$\begin{aligned} \epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \epsilon_{zx} = \epsilon_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{aligned} \quad (4.2)$	$\begin{aligned} \theta_x &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ \theta_y &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \\ \theta_z &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (4.3)$

A partir das deformações normais é possível definir outra quantidade de grande

$$\begin{aligned}\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} &= -p \\ \sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} &= 0\end{aligned}$$

$$P = \frac{\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}}{3}$$

olha melhor isto nos livros de elasticidade.

podemos definir o módulo de bulk, que representa a razão entre a pressão e dilatação:

$$k = \frac{-p}{\Delta} = \frac{3\lambda' + 2\mu}{3} \quad (4.9)$$

4.1.2) A Equação de onda

Até aqui, todo o estudo foi feito para meios em equilíbrio estático. Agora começaremos a considerar o que acontece quando as tensões não estão em equilíbrio. Para

isso consideraremos que sobre um cubo infinitesimal a diferença de tensão será $\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial i} di$.

Observando a figura 1, consideraremos que as tensões na face frontal são:

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

Neste caso a tensão resultante será:

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

E conseqüentemente a força total na direção x será:

$$\left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right)$$

Utilizando a 2ª lei de Newton, obtemos a equação de movimento na direção x:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) \quad (4.10)$$

onde ρ representa a densidade.

Utilizando as relações já obtidas anteriormente, é possível reescrever a equação (4.10) na forma:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \quad (4.11)$$

Equações similares podem ser obtidas para os eixos y e z.

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (4.12)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda' + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (4.13)$$

Para obter a equação de onda é necessário diferenciar as 3 equações acima, somando-as ao final:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda' + \mu) \left(\frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

Ou ainda:

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

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad , \quad \alpha^2 = \frac{\lambda' + 2\mu}{\rho} \quad (4.14)$$

Partindo agora da equação (4.12), diferenciando-a em relação a z porém subtraindo o resultado da derivada da equação (4.13) com relação a y, obtemos:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

ou ainda

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad , \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (4.15)$$

Realizando operações similares obtemos também:

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_y}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_y \quad , \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (4.16)$$

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_z \quad , \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (4.17)$$

De posse da equação de onda é possível utilizar várias técnicas para obter suas

soluções, entre elas a solução por ondas planas, por ondas esféricas ou ainda por ondas harmônicas. Abaixo temos um quadro com as soluções para cada caso¹. Por simplicidade colocamos apenas as soluções para Δ .

Ondas Planas	$\Delta = f(lx + my + nz - \alpha t) + g(lx + my + nz + \alpha t)$	(4.18)
Ondas Esféricas	$\Delta = \frac{1}{r} f(r - \alpha t) + \frac{1}{r} g(r + \alpha t)$	(4.19)
Ondas Harmônicas	$\Delta = A \cos \kappa (x - \alpha t) = A \cos \frac{2\pi}{\lambda} (x - \alpha t)$	(4.20)

4.1.3) Ondas de Corpo e Ondas de Superfície

Até este ponto, foi verificado que duas grandezas (Δ e θz) se comportam como ondas, e por isso são descritas por equações de ondas, porém um ponto essencial não foi explicado, que é a representação física dessas ondas além de seus efeitos, considerando novamente um meio homogêneo, isotrópico e que se estende até o infinito.

Essas ondas, chamadas de ondas de corpo, são ondas mecânicas que se propagam no interior do meio. O primeiro tipo (Δ), que está associado a mudanças na dilatação, é chamada de onda longitudinal (é comumente conhecida como onda P, que representa onda primária). O segundo tipo, que está associado a rotações, é chamado de onda transversal, ou onda S (devido a esta ser normalmente o segundo efeito observado em registros de terremotos). Tendo esta identificação em mente podemos obter certas características do meio, a partir da velocidade das ondas, já que matematicamente as velocidades das ondas P e S são definidas a partir das equações (4.14) e (4.15):

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{e} \quad \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (4.21)$$

Deste modo, temos:

$$\gamma^2 = \frac{\beta^2}{\alpha^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{1}{2} - \sigma \quad (4.22)$$

1 Para mais informações sobre cada método consulte W. M. Telford – Applied Geophysics

Várias conclusões, podem ser obtidas a partir de (4.22), como que a velocidade das ondas S é no máximo 70% da velocidade das ondas P. E ainda, que para fluidos a velocidade das ondas S é nula, isto é, não há propagação de ondas S em fluídos, devido ao coeficiente μ ser nulo.

Considerando agora a situação onde o meio não se estende até o infinito, temos que outras ondas são geradas, as chamadas ondas de superfície, que estão confinadas as bordas do meio. As ondas de superfície mais importantes são as ondas Rayleigh e as ondas Love.

As ondas Rayleigh (também chamada de Ground-roll) viajam sobre a superfície da terra, e são combinações das ondas P e S, com uma relação entre suas fases bem definida. A amplitude dessas ondas decresce exponencialmente com a profundidade e o movimento da partícula está confinado ao plano de propagação da onda, descrevendo um caminho elíptico. A velocidade da onda Rayleigh depende da constante elástica próxima a superfície e é sempre menor que a velocidade da onda S. Outro ponto a destacar, é que o decréscimo da amplitude da onda com a profundidade depende da frequência da mesma, pois a constante elástica também muda com a profundidade. Deste modo a velocidade da onda Rayleigh também depende da frequência (fenômeno de dispersão), resultando na mudança do trem de onda com a distância.

As ondas Love (também chamada de ondas SH) envolvem movimentos paralelos à superfície da terra, tendo velocidades intermediárias as das ondas S na superfície e em camadas internas, e conseqüentemente apresentam também o fenômeno de dispersão.

4.1.4) Energia das Ondas

Como todas as ondas, as ondas sísmicas tem como sua principal característica a sua energia (no caso das ondas sísmicas trabalha-se normalmente com a densidade de energia local), que está associada diretamente a amplitude do sinal, que na verdade é a grandeza

medida na prática.

Considerando que associada a toda onda temos energia cinética e potencial podemos equacionar a densidade de energia total da seguinte forma:

$$\frac{\delta L}{\delta V} = \frac{1}{V} \rho \left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)^2 \quad (4.23)$$

No caso de uma harmônica, por exemplo, teremos simplesmente:

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

Neste caso, é possível observar que a densidade de energia depende diretamente da densidade de massa do meio, do quadrado da frequência e do quadrado da amplitude.

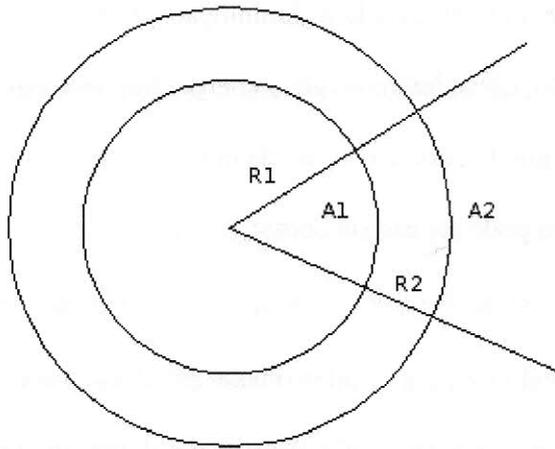


Figura 13 – Dependência da intensidade com a distância

Considerando agora que a onda está se movendo, podemos obter a intensidade detectada da mesma em um determinado ponto do espaço. Para isso, partindo de um determinado ponto no espaço, e usando como exemplo uma onda esférica, temos que a mesma se propagará em todas as direções, e conseqüentemente devido a conservação de

energia, a relação $E = \frac{I_1}{A_1} = \frac{I_2}{A_2}$ deve ser válida em todos os pontos, onde I é a intensidade e

A é área da superfície lateral.

Com isso, a energia associada a onda em um determinado momento, está distribuída por uma determinada área. Quando a onda se propaga, a área aumenta, porém como a energia deve ser a mesma, temos que a intensidade deve diminuir. Deste modo:

$$\frac{I_1}{I_2} = \frac{A_2}{A_1}$$

Como a área é neste caso proporcional ao raio ao quadrado temos:

$$\frac{I_1}{I_2} = \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^2 \quad (4.24)$$

Esta equação mostra a chamada divergência esférica, que descreve como a intensidade de ondas esféricas decresce com o quadrado da distância da fonte.

Outro mecanismo, associado a diminuição da intensidade é a chamada absorção. Para o estudo da absorção, consideramos que a energia não se conserva conforme a onda se move. Isto é, parte da energia da onda é convertida em calor conforme a onda se propaga. A perda de energia por absorção pode ser escrita como:

$$I = I_0 e^{-\eta x} \quad (4.25)$$

onde I e I_0 são valores para a intensidade em dois pontos distintos separados por uma distância x e η é o coeficiente de absorção que é determinado experimentalmente para cada tipo de meio.

4.1.5) Propagação de Onda

Para o entendimento do processo de propagação das ondas é necessário estudar alguns princípios básicos que regem esse movimento, entre eles temos o princípio de Huygens, e os fenômenos de reflexão e refração, difração.

O princípio de Huygens diz que todo ponto da frente de onda pode ser considerado como uma nova fonte de onda. Isto é, dada a localização da frente de onda em um certo

instante, é possível determinar as posições futuras, simplesmente considerando cada ponto na primeira frente de onda como uma nova fonte de onda.

Os fenômenos de reflexão e de refração ocorrem quando qualquer onda encontra uma mudança abrupta nas propriedades elásticas do meio, que normalmente ocorrem quando a onda encontra uma superfície de separação entre dois meios. Esse fenômeno se baseia no princípio de conservação de energia, onde parte da energia da onda é refletida na interface, continuando no mesmo meio, e o restante é refratado para o outro meio com uma mudança abrupta na direção de propagação. Matematicamente a lei da refração (também conhecida com lei de Snell) é descrita da seguinte forma:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} = p = \text{constante} \quad (4.26)$$

Onde θ_1 é o ângulo de incidência, θ_2 é o ângulo de refração, e v_1 e v_2 são as velocidades da onda nos meios 1 e 2.

Analisando a equação (4.26), é possível observar que existe um valor para o ângulo θ_1 a partir do qual a equação se torna sem solução, pois $\sin \theta_2$ seria maior que 1. Este ângulo é chamado ângulo crítico (θ_c). Neste caso temos:

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

O fenômeno de difração, que é notável apenas quando a onda encontra algum obstáculo que tenha dimensões comparáveis ao comprimento de onda, consiste na capacidade da onda de se propagar por caminhos diferentes daqueles descritos pela lei de Snell. Neste caso a lei de reflexão e refração não é aplicável. A figura abaixo ilustra o fenômeno de difração:

que a onda precisa obedecer na interface. A figura abaixo ilustra a geração das ondas refletidas e refratadas em uma interface a partir de uma onda P incidente:

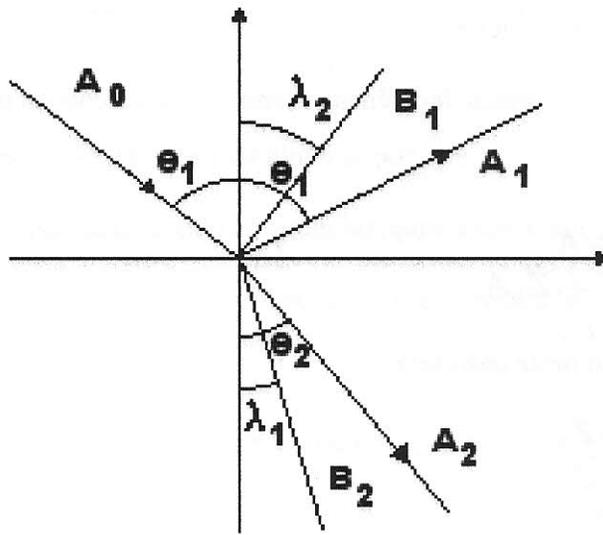


Figura 15 – Geração de ondas em um interface a partir de uma onda P incidente

Partindo da lei de Snell temos:

$$\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} = \frac{\sin \theta_2}{\alpha_2} = \frac{\sin \lambda_1}{\beta_1} = \frac{\sin \lambda_2}{\beta_2} = p \quad (4.27)$$

Utilizando agora as equações que relacionam as amplitudes (equações de Knott e derivações de Zoepprotz):

$$A_1 \cos \theta_1 - B_1 \sin \lambda_1 + A_2 \cos \theta_2 + B_2 \sin \lambda_2 = A_0 \cos \theta_1 \quad (4.28)$$

$$A_1 \sin \theta_1 + B_1 \cos \lambda_1 - A_2 \sin \theta_2 + B_2 \cos \lambda_2 = -A_0 \sin \theta_1 \quad (4.29)$$

$$A_1 Z_1 \cos 2\lambda_1 - B_1 W_1 \sin 2\lambda_1 - A_2 Z_2 \cos 2\lambda_2 - B_2 W_2 \sin 2\lambda_2 = -A_0 Z_1 \cos 2\lambda_1 \quad (4.30)$$

$$A_1 \gamma_1 W_1 \sin 2\theta_1 + B_1 W_1 \cos 2\lambda_1 + A_2 \gamma_2 W_2 \sin 2\theta_2 - B_2 W_2 \cos 2\lambda_2 = A_0 \gamma_1 W_1 \sin 2\theta_1 \quad (4.31)$$

Onde $\gamma_i = \frac{\beta_i}{\alpha_i}$, $Z_i = \rho_i \alpha_i$, $W_i = \rho_i \beta_i$ com $i = 1, 2$

Estas equações governam as amplitudes de todas as ondas que resultam de uma interface.

As grandezas Z e W são as chamadas impedâncias acústicas, e estão associadas diretamente ao meio, pois são compostas pelas velocidades (α_i ou β_i) da onda no meio além da densidade do mesmo.

No caso de termos incidência normal, as equações acima se reduzem a uma forma mais simples:

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

A solução neste caso será:

$$\begin{aligned} R &= \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \\ T &= \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \end{aligned} \quad (4.32)$$

Onde R é chamado de coeficiente de reflexão, e T de coeficiente de transmissão.

Observando (4.32) vemos que esses coeficientes podem ser positivos ou negativos, dependendo do sentido da onda em relação ao meio de maior velocidade/densidade.

Escrevendo agora as equações para as frações de energia refletida e transmitida, temos:

$$\begin{aligned} E_R &= \frac{1/2 \alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_1^2}{1/2 \alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_0^2} = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 \\ E_T &= \frac{1/2 \alpha_2 \rho_2 \omega^2 A_2^2}{1/2 \alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_0^2} = \frac{4 Z_1 Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} \end{aligned} \quad (4.33)$$

$$E_R + E_T = 1 \quad (4.34)$$

Neste caso, vemos como era de se esperar que há conservação de energia.

4.1.7) Velocidade Sísmica

A equação (4.21) mostra que a velocidade das ondas P em um meio sólido homogêneo é uma função apenas das constantes elásticas e da densidade (inversamente).

Utilizando como primeira aproximação que as rochas são incompressíveis, pode-se concluir a partir da equação (4.21) que a velocidade das ondas seriam drasticamente reduzidas conforme estas entrassem na terra. Porém não é isso que ocorre na prática. Na verdade ocorre exatamente o contrário.

Esse comportamento se deve principalmente por que as rochas sedimentares diferente de sólidos homogêneos possuem estrutura granular com vazios em seu interior. São estes vazios os responsáveis pela porosidade das rochas, e é a porosidade o fator mais importante para a determinação da velocidade.

Vários modelos foram formulados para determinar a velocidade da onda sísmica em uma rocha, entre eles temos uma fórmula empírica, obtida por Faust, em termos de Z e R.

$$V = \gamma \times 10^3 (ZR)^{\frac{1}{7}} \quad (4.35)$$

Porém esses modelos eram válidos apenas em casos específicos.

Na verdade os poros das rochas são preenchidos por fluidos que possuem constantes elásticas e densidades diferentes do resto da rocha, e são essas constantes que afetam a velocidade da onda sísmica. O óleo, por exemplo, é mais compressível que a água, e sendo assim, rochas com óleo em seus poros possuem velocidade sísmica menor que aquelas preenchidas por água. O gás é ainda mais compressível, ocasionando uma redução significativa da velocidade da onda, mesmo quando este é encontrado em pequenas quantidades.

De modo geral, a porosidade em conjunto com as características dos fluidos parecem ser as variáveis dominantes na determinação da velocidade em rochas sedimentares.

Quanto a variação da velocidade com a profundidade, referenciada como função velocidade, temos que está é frequentemente computada como um acréscimo sistemático conforme a onda chega a maiores profundidades, isto é, quanto maior a profundidade maior a velocidade.

Simultaneamente, temos que em função da variação da porosidade, os diferentes tipos

de rochas sedimentares assumem uma faixa de valores possíveis, que dificultam a determinação da litologia apenas a partir da velocidade. Um fórmula empírica (chamada de equação de média-temporal) porém ajuda a relacionar a porosidade e a velocidade.

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m} \quad (4.36)$$

Esta fórmula é usada freqüentemente na interpretação de perfis.

4.2) Geometria dos Caminhos de Ondas Sísmicas

O problema básico na reflexão sísmica é determinar a posição de uma interface que gera um registro sísmico. De modo geral este é um problema tridimensional. Porém, é possível simplifica-lo utilizando um imageamento bidimensional, pois o mergulho é freqüentemente bem suave permitindo além de ser possível utilizar um imageamento ao longo do sentido do mergulho ou perpendicular ao mesmo, que propiciará um conhecimento completo do objetivo.

A correta interpretação dos dados sísmicos necessita do conhecimento da velocidade ao longo de todo os caminhos de reflexão. Na prática, para se tornar o trabalho mais rápido, utilizam-se distribuições de velocidades que produzem bons resultados .

Considerando camadas com velocidades constantes, o problema mais simples consiste em imagear camadas horizontais (zero dip). Para isso consideremos uma camada refletora AB com profundidade h. A energia saindo da fonte S será refletida em uma direção tal que o ângulo de reflexão será igual ao ângulo de incidência. Para facilitar a determinação do raio CR, pode-se utilizar o ponto imagem I, que está localizado na mesma normal que o refletor. Se juntarmos I a C conforme a figura abaixo, observamos que CR é o raio refletido.

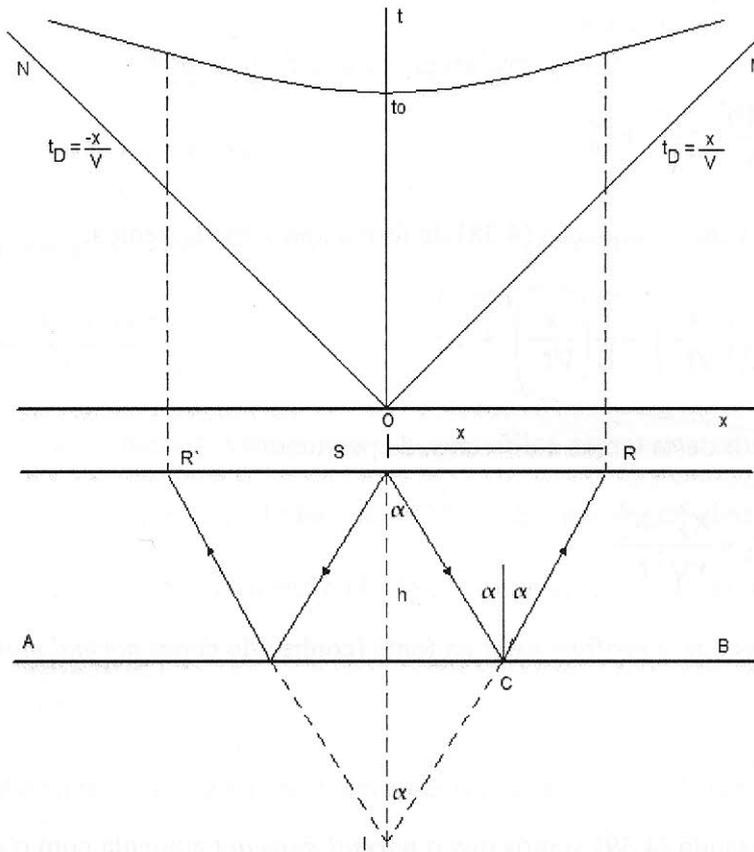


Figura 16 – Tempo de trânsito para refletores horizontais

Denotando a velocidade por V , o tempo de trânsito t para a onda refletida é $(SC + CR)/V$. Porém $SC = CI$, então IR é igual em tamanho ao caminho SCR . Com isso, vemos que $t = IR/V$, isto é:

$$V^2 t^2 = x^2 + 4h^2 \rightarrow \frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1 \quad (4.37)$$

A curva acima mostra que o tempo trânsito da onda é uma hipérbole.

Ainda neste problema, devemos considerar também que o geofone R irá detectar também a onda direta, que viaja diretamente da fonte até o receptor. Para a onda direta o tempo de trânsito será $t_D = \frac{x}{V}$. Levando em conta a onda direta, e sabendo que

$h = \frac{1}{2} V t_0$, ficamos com:

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2} = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2 \quad (4.38)$$

Resolvendo a equação (4.38) de forma aproximada, temos:

$$t \approx t_0 \left(1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{V t_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left(\frac{x}{V t_0} \right)^4 + \dots \right)$$

A partir desta temos a diferença de percurso:

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V^2 t_0}$$

No caso de o geofone estar na fonte (conhecido como *normal moveout*), temos:

$$\Delta t \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0} \quad (4.39)$$

Analisando (4.39) vemos que o *normal moveout* aumenta com o quadrado da distância e inversamente ao quadrado da velocidade e ao tempo.

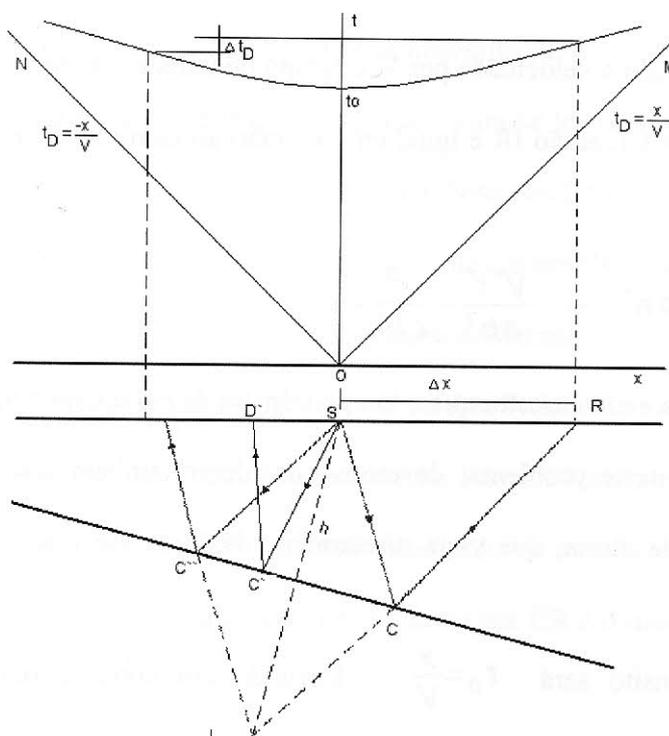


Figura 17 – Tempo de trânsito para refletores mergulhantes

Já tendo analisado o caso de refletores horizontais, podemos agora analisar o caso de refletores mergulhantes. Neste caso a partir da figura temos:

$$V^r t^2 = IR^2 = x^r + \varepsilon h^r - \varepsilon h x \cos\left(\frac{\pi}{r} + \xi\right) \quad (4.40)$$

Reorganizando os termos temos:

$$\frac{V^2 t^2}{(2h \cos \xi)^r} - \frac{(x + r h \sin \xi)^2}{(2h \cos \xi)^r} = 1 \quad (4.41)$$

Como no caso anterior, vemos que a curva acima representa uma hipérbole, porém desta vez o seu eixo de simetria é a linha $x = -r h \sin \xi$ em vez do eixo t .

Novamente, resolvendo a equação (4.41) de forma aproximada temos:

$$t \approx t_0 \left(1 + \frac{x^r + 4hx \sin \xi}{\lambda h^2} \right) \quad (4.42)$$

Para acharmos ξ , consideramos dois geofones à mesma distância do ponto a ser imageado. Neste caso temos:

$$\Delta t_d = t_1 - t_r \approx t_0 \left(\frac{\Delta x \sin \xi}{h} \right) \approx \frac{2 \Delta x}{V} \sin \xi \quad (4.43)$$

Ficando com:

$$\sin \xi \approx \frac{V}{2} \left(\frac{\Delta t_d}{\Delta x} \right) \quad (4.44)$$

4.2.1) Gradiente de Velocidades

Apesar de simplificar os cálculos, o pressuposto de velocidade constante não é válido na prática. Principalmente quando consideramos a variação vertical de velocidade. No caso da variação horizontal, esta ocorre de forma lenta e gradual, permitindo que neste caso possamos diminuir área horizontal de estudo para uma região com velocidade constante. Porém no caso da velocidade vertical devemos ter mais cuidado, levando em conta assim a

variação.

Variações verticais na velocidade podem ser calculadas de várias formas. Um dos métodos mais simples é usar uma variação do modelo de velocidade constante. Nós assumimos que a seção real entre duas interfaces pode ser considerada com velocidade constante V igual a velocidade média dentro da camada. Essa velocidade é normalmente definida como função da profundidade. Apesar da simplicidade este método é muito útil e é extensivamente utilizado.

Outro método muito utilizado consiste em substituir a velocidade real por uma aproximada que corresponde ao número de camadas horizontais de diferentes velocidades. A velocidade é constante dentro de cada camada. Neste caso as equações anteriores não são mais válidas. Na prática se substitui os raios (*raypaths*) por séries de segmentos. Dix(1995) mostrou que o efeito desta série pode ser representado substituindo a velocidade média V na equação (4.38) pela velocidade RMS:

$$t^2 = t^r + \frac{X^2}{V_{RMS}^2} \quad (4.45)$$

$$\text{Onde } V_{RMS}^r = \left(\frac{\sum_1^n V_i^2 t_i}{\sum_1^n t_i} \right) \quad (4.46)$$

e V_i e t_i são as velocidade médias e o tempo de trânsito dentro da i -ésima camada.

Existe ainda outro método que se utiliza de funções de velocidade que consiste em integrar as velocidades, que variam muito para pequenas distâncias, conseguindo assim funções que variam suavemente com a profundidade.

4.3) Eventos Sísmicos e Correções

Até agora foram introduzidos os conceitos da teoria sísmica, que atualmente se baseia

simplesmente na sísmica de reflexão. Apesar de conceitualmente simples, o imageamento sísmico é de difícil execução operacional, não apenas em sua execução propriamente dita (aquisição sísmica), mas também no processamento dos dados, que é a fase que permite tratar os dados através da redução de ruídos, e efeitos indesejados, além do correto posicionamento dos eventos sísmicos.

A aquisição sísmica consiste na geração de ondas elásticas em sub superfície da terra através de uma fonte (por exemplo, um explosivo) e medição do tempo que a onda percorreu dentro da camada no caminho entre a fonte e um conjunto de receptores. Esse tempo de viagem da onda é conhecido como tempo de trânsito

O processamento consiste de uma seqüência de operações que partindo do dado bruto, obtido através da aquisição, trata e converte o mesmo de modo a ter uma imagem que possa representar os eventos em sub superfície.

4.3.1) Características de Eventos Sísmicos

A tarefa principal na interpretação de eventos sísmicos consiste em selecionar os eventos que representam reflexões primárias, convertendo os tempos de trânsito destas reflexões em profundidade e mergulho, mapeando assim os horizontes refletores.

O reconhecimento e identificação dos eventos sísmicos são baseados em cinco características básicas: (a) coerência, (b) amplitude, (c) característica, (d) afastamento do mergulho (*dip moveout*) e (e) afastamento normal (*normal moveout*). Sendo o primeiro o mais importante no reconhecimento de um evento.

É através da coerência e da amplitude que se determina quão forte um evento sísmico é, porém sem determinar o tipo de evento. Para a determinação da natureza de evento o critério mais importante será o afastamento (*moveout*).

4.3.2) Reflexões

Reflexões exibem afastamentos normais - *Normal Moveout Offset* - que diminuem em função da distribuição de velocidade. A velocidade aparente (distância entre dois geofones dividida pela diferença entre o tempo de trânsito) é muito grande para reflexões, normalmente maior que 50 km/s. Eventos de reflexão são normalmente ricos em frequências na faixa de 15 à 50 Hz.

Devido a afastamento da fonte em relação aos vários receptores, as reflexões quando vistas nos sismogramas (figura abaixo) aparecem como curvas hiperbólicas. Devido a isso, a melhor forma de distinguir entre reflexões, múltiplas, difrações, etc é examinar o sismograma após a correção NMO, que através de um conjunto de velocidades (normalmente obtida através de uma análise de velocidades) lineariza os eventos associados as reflexões, deixando as múltiplas e difrações ainda com aspecto curvo. A figura abaixo ilustra este método.

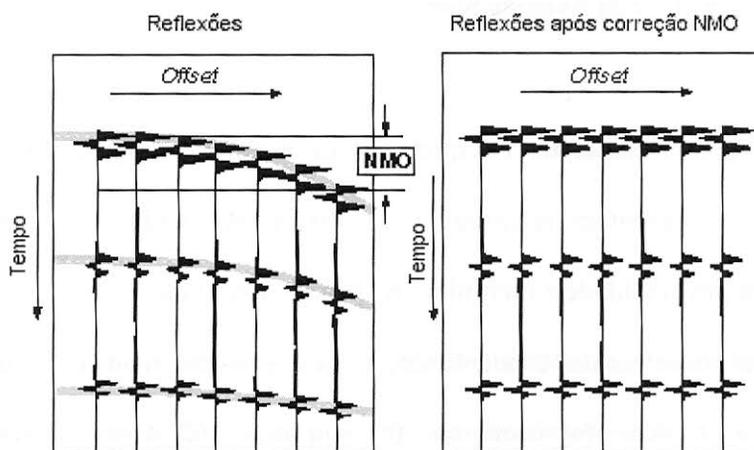


Figura 18 - Correção NMO

4.3.3) Difrações

É difícil distinguir difrações e reflexões, pois a amplitude de uma difração é máxima em algum ponto ao longo da curva de difração, que é onde a reflexão termina. A amplitude diminui rapidamente conforme nos afastamos deste ponto. Difrações normalmente exibem

afastamentos diferentes. Matematicamente, temos que o tempo de trânsito da onda difratada é normalmente o dobro da onda refletida. Deste modo a difração também aparece como uma hipérbole no sismograma de campo, porém com um afastamento com o dobro do tempo.

As difrações são muito importantes na determinação de refletores que não são contínuos ou planos, pois a crista das ondas difratadas estão normalmente localizadas na descontinuidades. Reflexões que terminam em pontos de difração são tangentes a curvas de difração, a amplitude de reflexão diminui conforme o fim da reflexão se aproxima.

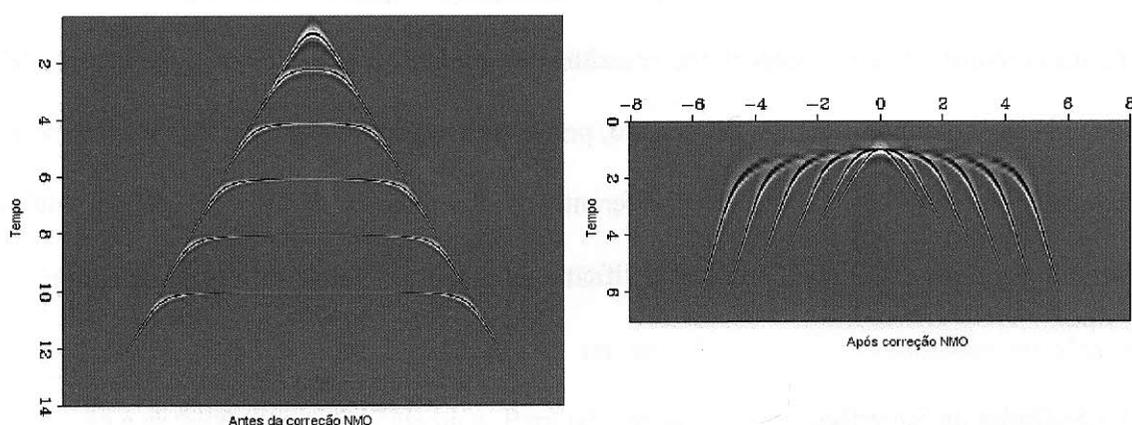


Figura 19 – Curvas de difração

4.3.4) Múltiplas

Múltiplas são eventos que foram refletidos vários vezes em uma mesma interface, fazendo com que os seus tempos de trânsito sejam múltiplos (no caso de refletores horizontais) do tempo de trânsito da onda primária (primeira reflexão). Como a amplitude das múltiplas é proporcional ao produto dos coeficientes de reflexão para cada um dos refletores e como estes normalmente são muito pequenos para a maioria das interfaces, apenas diferenças de impedância bem acentuadas geram múltiplas que podem ser erradamente reconhecidas como eventos reais.

É possível distinguir entre duas classes de múltiplas, as de caminho longo, que são

aquelas que possuem tempo de trânsito longo, quando comparada com a sua respectiva primária, e as de caminho curto, que são detectadas pouco tempo após a sua respectiva primária, interferindo assim com a mesma, adicionando uma calda a esta reflexão.

As múltiplas podem ser facilmente separadas das primárias através de uma análise de NMO, que lineariza as primárias, deixando as múltiplas com formato curvo.

Como a velocidade normalmente aumenta com a profundidade, as múltiplas apresentam sobretempos normais maiores que as primárias com o mesmo tempo de trânsito, tornando este fato a base da atenuação de múltiplas no processamento por CMP's (ponto médio comum). Porém é importante ressaltar que a identificação de múltiplas não pode ser feita apenas dobrando o tempo de trânsito, pois em casos de eventos mergulhantes, devido ao percurso da múltiplas, pontos com diferentes profundidades contribuem para a múltipla, fazendo com que esta fique deformada, dificultando assim a sua identificação.

4.3.5) Ondas de Superfície

Ondas de superfície (também conhecidas como ground-roll) estão normalmente presentes em registros sísmicos. A maior parte destas ondas são ondas Rayleigh com velocidades variando entre 100 e 1000 m/s. As frequências associadas a estas ondas são menores que aquelas associadas a reflexões, tendo normalmente a energia concentrada em frequências menores que 10 Hz.

A ondas de superfície são detectadas como linhas retas nos sismogramas e apresentam energias que em muitos casos podem obscurecer os eventos refletidos.

4.3.6) Ruídos Sísmicos

A confiabilidade dos ruídos sísmicos depende fortemente da qualidade do sinal. Em

sísmica, o sinal é definido como qualquer evento no registro sísmico o qual se deseja extrair algum tipo de informação. Todo o restante é chamado de ruído. A razão sinal-ruído é a razão entre a energia do sinal em determinada região do registro e a energia total do ruído na mesma porção do registro. Quanto menor a razão sinal-ruído pior a qualidade do registro.

O ruído sísmico pode ser caracterizado como coerente ou não-coerente. Um ruído coerente pode ser observado por pelo menos alguns traços sísmicos, por outro lado o não-coerente não permite nenhum tipo de predição em relação aos próximos traços.

O ruído não-coerente é comumente chamado de ruído aleatório, o que implica em ter algumas propriedades estatísticas. Na prática o ruído não é realmente aleatório, porém é possível na maior parte dos casos considera-lo como tal.

No caso do ruído coerente, podemos incluir ondas de superfície, refrações, múltiplas, ruídos causados por tráfego de veículos e fábricas, etc.

Os ruídos de forma geral podem ser em alguns casos eliminados ou atenuados de modo a enfatizamos o sinal sísmico. Para tal, várias técnicas podem ser empregadas.

Se o ruído tem um nível apreciável de energia fora da frequência principal do sinal, filtros de frequência podem ser utilizados.

Se o ruído puder ser considerado como aleatório, a utilização de técnicas de arranjo de geofones atenuará de forma considerável o ruído, devido o mesmo quando detectado estar fora de fase em relação aos outros geofones do arranjo.

O ruído pode também ser atenuado na etapa de processamento através de métodos de empilhamento, que combina vários traços em um, permitindo que o ruído, devido a sua aleatoriedade se atenua em relação o sinal sísmico que é coerente.

4.4) Aquisição de Dados Sísmicos

A aquisição sísmica consiste na obtenção dos sinais sísmicos através do emprego de

fontes externas que emitem sinais em direção as camadas em sub superfície, que após refletidos são registrados por sensores (geofones, hidrofones, etc).

O processo de aquisição pode ser subdividido em várias etapas, que vão desde a definição do programa sísmico, passando pela permissoria, até a aquisição do dado. As etapas para a aquisição sísmica terrestre serão descritas a seguir.

4.4.1) Parametrização

Um programa sísmico tem como ponto de partida a necessidade de um estudo de uma determinada região. Para executar o projeto, define-se um conjunto de parâmetros que melhor se ajustam as necessidades do objetivo a ser imageado.

4.4.2) Permissoria

Após a definição do programa, o primeiro passo operacional é a permissoria.

A permissoria é a responsável por obter a permissão junto ao proprietário para utilização de uma determinada terra. Além de obter a permissão, a permissoria analisa toda a propriedade, verificando imóveis, plantações, etc., para que após a realização da aquisição, o proprietário possa ser indenizado pela utilização da terra, e pelas perdas associadas à abertura de picada e pelo trânsito de pessoas e equipamentos. A determinação do valor da indenização está associada ao tipo de plantação.

A análise da propriedade também identifica obstáculos à passagem das linhas, indicando o afastamento, segundo uma tabela com as distâncias a serem respeitadas de acordo com o tipo de obstáculo, como por exemplo, obras de alvenaria, nascentes, gasodutos, estradas, etc.

4.4.3) Abertura e Levantamento

A etapa seguinte da aquisição terrestre é a abertura e o levantamento. Esta etapa (composta pela topografia) consiste em posicionar as estacas associadas aos pontos de tiro nas linhas de tiro e aos pontos de detecção nas linhas de registro. A topografia consiste em definir fisicamente as posições dos pontos (de tiro e de detecção, de acordo com as respectivas linhas).

Durante a topografia, são verificados a proximidade de obstáculos, como casas, estradas, rios, etc. Caso estes estejam fora da margem de segurança para a realização da detonação, é necessário deslocar o ponto de tiro para outra posição (offset) ou ainda pular o ponto de tiro (skip) de modo que este se adeqüe a tabela de distâncias mínimas.

4.4.4) Sondagem

Após a definição do posicionamento dos pontos de tiros a serem perfurados, a equipe de sondagem começa o seu trabalho.

A perfuração pode ser manual ou mecânica. A perfuração manual é feita utilizando trados, onde o procedimento de perfuração começa com a perfuração de um furo de 1m (com um trado de 1m), em seguida é feito um furo de 2m (com um trado de 2m), e assim sucessivamente até chegar à profundidade definida pelo projeto. Caso existam obstáculos, os furos devem ser perfurados seguindo a tabela de distâncias mínimas, promovendo deslocamentos quando necessário. Após a perfuração, o furo deve ser tamponado, de modo que não caiam detritos até a etapa de carregamento.

A perfuração é realizada habitualmente em separado do carregamento, constituindo turmas independentes. Por questões de segurança (em áreas alagadas ou intensamente habitadas) pode ocorrer o carregamento simultâneo à perfuração com uma turma única.

A perfuração mecânica é utilizada em solos onde a perfuração manual não é aplicável, neste caso são utilizadas as sondas mariposa e sapo.

4.4.5) Carregamento

O carregamento consiste em colocar as cargas explosivas nos furos associados aos pontos de tiro. São utilizados explosivos, a base de sais de nitrato, que quando detonados com o auxílio de uma espoleta elétrica geram as ondas mecânicas responsáveis pelo sinal sísmico. A espoleta por sua vez é constituída por dois fios ligados a uma cápsula de alumínio contendo uma carga primária, deflagrando por meio da passagem de uma corrente elétrica e dando ignição aos explosivos sismográficos.

O armazenamento tanto das espoletas e das cargas explosivas são feitos em depósitos chamados de paióis (armazenado em paióis independentes), que são estruturas de alvenaria construídas em locais distantes de outras construções, e que são vigiados 24h por dia. Os paióis não possuem nenhum tipo de instalação elétrica e o seu acesso é altamente restrito.

Todos os explosivos utilizados são contabilizados com precisão de modo que nenhum explosivo não detonado seja deixado em campo ou removido para outros fins. O mesmo ocorre com a espoleta.

4.4.6) Sismografia

A sismografia, que é a responsável pelas medições, é composta por várias frentes de trabalho como colocação de geofones, detonação dos explosivos e recolhimento de cabos. Cada frente de trabalho tem um papel bem definido, e todas elas devem estar integradas e sincronizadas, de modo a otimizar o trabalho e os equipamentos disponíveis, já que estes normalmente são escassos.

O equipamento responsável pelos registros sísmicos, é o sismógrafo. Este fica localizado na “Casa Branca”, que é um veículo automotor que contém todos os equipamentos para a realização da sismografia.

O projeto de aquisição define todos os pontos de registro, e no caso de projetos 3D, devido à necessidade de maximizar a cobertura para uma determinada quantidade de material disponível, o projeto é dividido em subprogramas (swaths), que determinam quais linhas devem estar ativas (por exemplo, 8 linhas), para cada tiro que será detonado. A definição da cobertura tem também como principal parâmetro o número de linhas a serem roladas.

4.4.7) Pré-processamento

O pré-processamento, consiste em uma seqüência de verificações que são impostas aos dados, de modo a verificar se os mesmos não possuem erros graves.

Entre as etapas do pré-processamento temos a verificação de todos os sismogramas, transferência das coordenadas definitivas de tiro e estação para o header dos traços e geração de geometria.

4.5) Processamento de Dados Sísmicos

Como dito anteriormente, o processamento consiste de uma seqüência de operações que partindo do dado bruto, trata e converte o mesmo de modo a ter uma imagem que possa representar os eventos em sub superfície. As seqüências de processamento podem ter diversos fluxos, que executam funções que corrigem desde as coordenadas dos dados, passando pela remoção de ruídos, correção NMO, empilhamento, chegando até a migração, que pode ser feita antes ou após o empilhamento.

4.5.1) Correção Estática

Variações na elevação da superfície afetam os tempos de trânsito, tornando necessário corrigir estas variações. Normalmente um *datum* de referência é selecionado e as correções são calculadas, com isso os pontos de tiros e geofones são localizados na superfície do *datum*, permitindo que se suponha que as condições são uniformes e que não há camadas superficiais de baixa velocidade abaixo do *datum*. O *datum* de referência é normalmente horizontal, mas quando há elevações significativas um *datum* inclinado ou flutuante pode ser utilizado. A figura abaixo ilustra a correção estática.

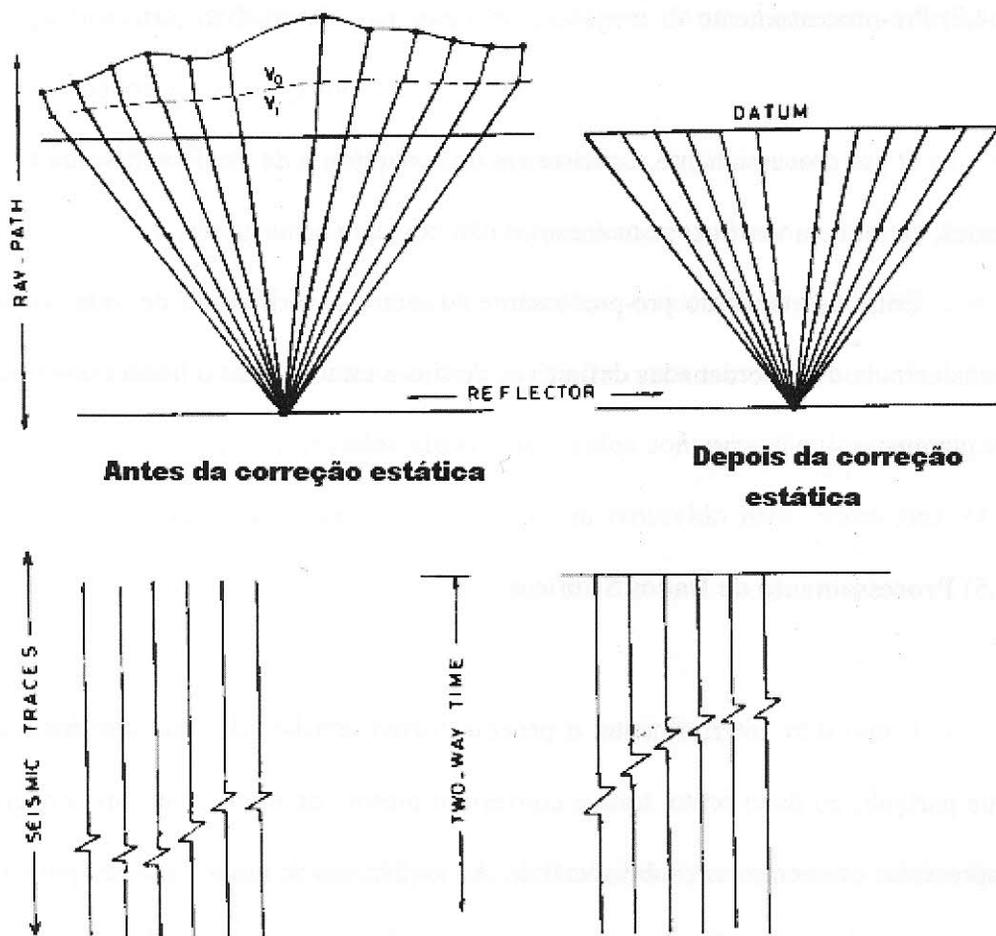


Figura 20 - Correção estática (Modificado de W. M. Telford - Applied Geophysics)

4.5.2) Deconvolução

A resposta sísmica, é freqüentemente descrita pela convolução (que é um operador matemático que, a partir de duas funções, produz uma terceira) da assinatura da fonte com a série de coeficientes de reflexão, somado aos ruídos provenientes do ambiente. Matematicamente temos:

$$s(t) = f(t) * r(t) + n(t)$$

Onde $s(t)$ é a resposta sísmica, $f(t)$ a assinatura da fonte, $r(t)$ são os coeficientes de reflexão e $n(t)$ representa o ruído.

O objetivo da deconvolução é através através da resposta sísmica e da assinatura da fonte obter os coeficientes de reflexão.

Apesar de ser quase sempre chamada de “assinatura da fonte” ou “wavelet”, $f(t)$ é na prática a assinatura de todo o processo de aquisição de dados sísmicos.

Além da assinatura da fonte, outros fatores também estão envolvidos na geração do sinal sísmica, como o instrumento de registro, o receptor, ghosts, além de efeitos de absorção e dispersão. As respostas do instrumento, receptores e ghosts podem ser determinados com boa precisão, fazendo uma deconvolução determinística, onde filtros inversos são calculados e aplicados sobre os dados registrados. Neste processo a assinatura da fonte é estimada a partir de pressupostos estatísticos e removida pela deconvolução estocástica, também chamada preditiva.

4.5.3) Análise de Velocidades

A análise de velocidade tem como objetivo a definição de funções velocidades que melhor compensem as diferenças de sobretempo normal (NMO) das reflexões.

O principio da análise de velocidades consiste em pesquisar uma família CDP ao

longo de janelas hiperbólicas, cujas larguras dependem do comprimento da onda dominante no registro sísmico.

Na prática a análise de velocidades consiste em várias correções NMO, dentro de cada janela, com diversas velocidades constantes.

A figura abaixo ilustra uma das janelas onde é feita a análise de velocidade. A linha contínua marca a função velocidade que melhor lineariza os eventos primários.

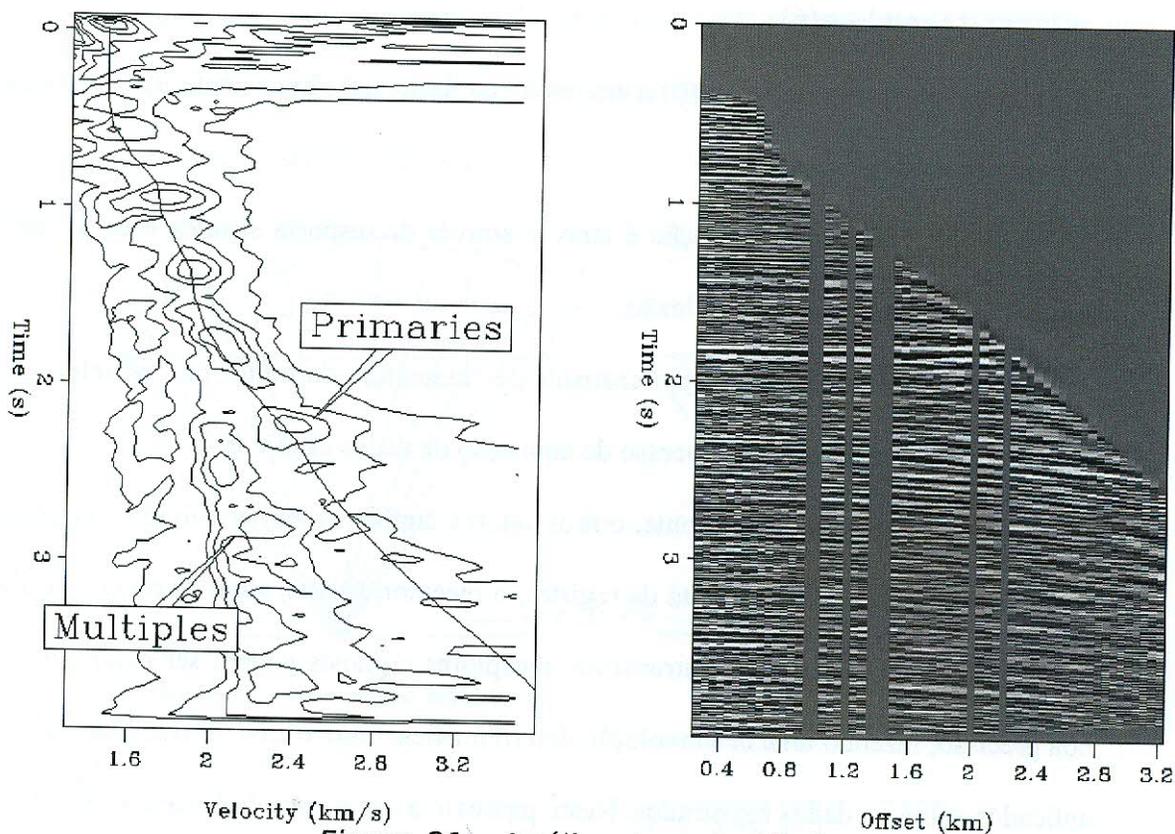


Figura 21 – Análise de velocidades

4.5.4) Correções NMO e DMO

Quando um dado sísmico é adquirido este é feito de tal forma que para cada tiro, há vários receptores capturando as reflexões. Como há vários receptores observa-se que o tempo que o sinal sísmica demora para chegar ao receptor está associado a sua distância em relação ao ponto de tiro. O tempo, para o caso mais simples de refletores, é dado pela equação (4.38):

$$t = \sqrt{t_0 + \frac{x^2}{V^2}}$$

A equação acima descreve hipérbolas conforme mostra a figura abaixo:

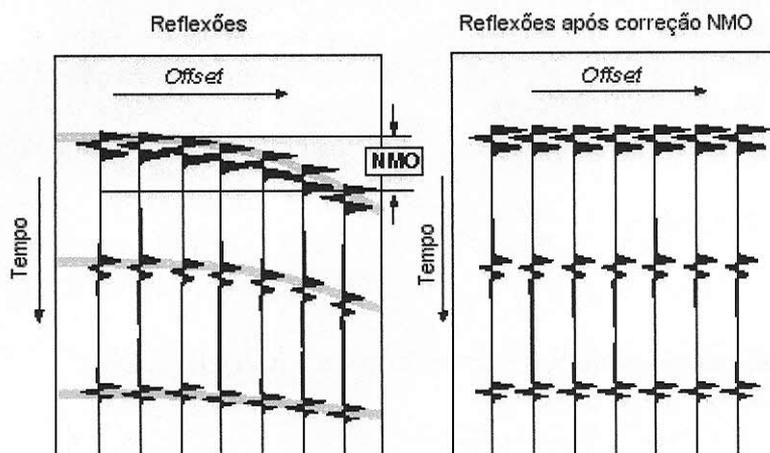


Figura 22 – Correção NMO

O princípio básico da correção NMO consiste em, utilizando as velocidades corretas (obtidas através da análise de velocidades), horizontalizar os eventos primários. Esta correção tem como característica horizontalizar os eventos primários, porém deixar as múltiplas ainda com aspecto hiperbólico de modo que durante o empilhamento dos dados, os traços horizontalizados possam ter suas intensidades combinadas, porém as múltiplas por não estarem linearizadas terão suas intensidades reduzidas (este método não funciona como deveria para *offsets* curtos).

Para obter reflexões horizontalizadas, a velocidade precisa ter o valor correto. Quando a velocidade é muito baixa, a reflexão é sobre corrigida, tendo uma curvatura para cima. Quando a velocidade é muito alta, a reflexão é sub corrigida, tendo uma curvatura para baixo.

Apesar de essencial para o processamento sísmico, a correção NMO apresenta um problema chamado estiramento. Isto se deve, porque a correção NMO é uma correção dinâmica, o que significa que os valores de um único traço são ajustados com diferentes quantidades. Isto resulta, que para *offsets* longos, observa-se um estiramento do dado e um aumento artificial do comprimento de onda.

A redução do estiramento pode ser feita silenciando-se (removendo) as regiões onde se

observam grandes amplitudes que podem vir a atrapalhar o empilhamento dos dados.

Outra correção aplicada em conjunto da NMO é a correção DMO (Dip Moveout correction – correção de afastamento em profundidade). A correção DMO é na verdade uma extensão da NMO quando mergulhos estão presentes. A correção DMO pode ser entendida como um processo intermediário que tenta posicionar os mergulhos conflitantes nas posições de offset zero corretos.

4.5.5) Eliminação de Múltiplas – Transformada RADON

Apesar da correção NMO conseguir atenuar a intensidade das múltiplas, observa-se que na prática, principalmente para *offsets* curtos, grande parte das múltiplas continuam presentes após a correção NMO. Por causa disso, de modo a eliminar de forma efetiva as múltiplas utilizam-se vários métodos, sendo o de maior importância e que apresenta melhores resultados a transformada Radon ou transformada τ - p .

A transformada Radon tem como característica converter os dados sísmico para o espaço τ - p , onde os eventos horizontais (transformada Radon Linear) ou hiperbólicos (transformada Radon Hiperbólica) são levados para pontos isolados próximos a origem, enquanto os outros eventos (as múltiplas) são espalhadas de acordo com o offset. Na prática, para atenuação de múltiplas é utilizado o Radon Hiperbólico. A figura abaixo ilustra a transformada Radon.

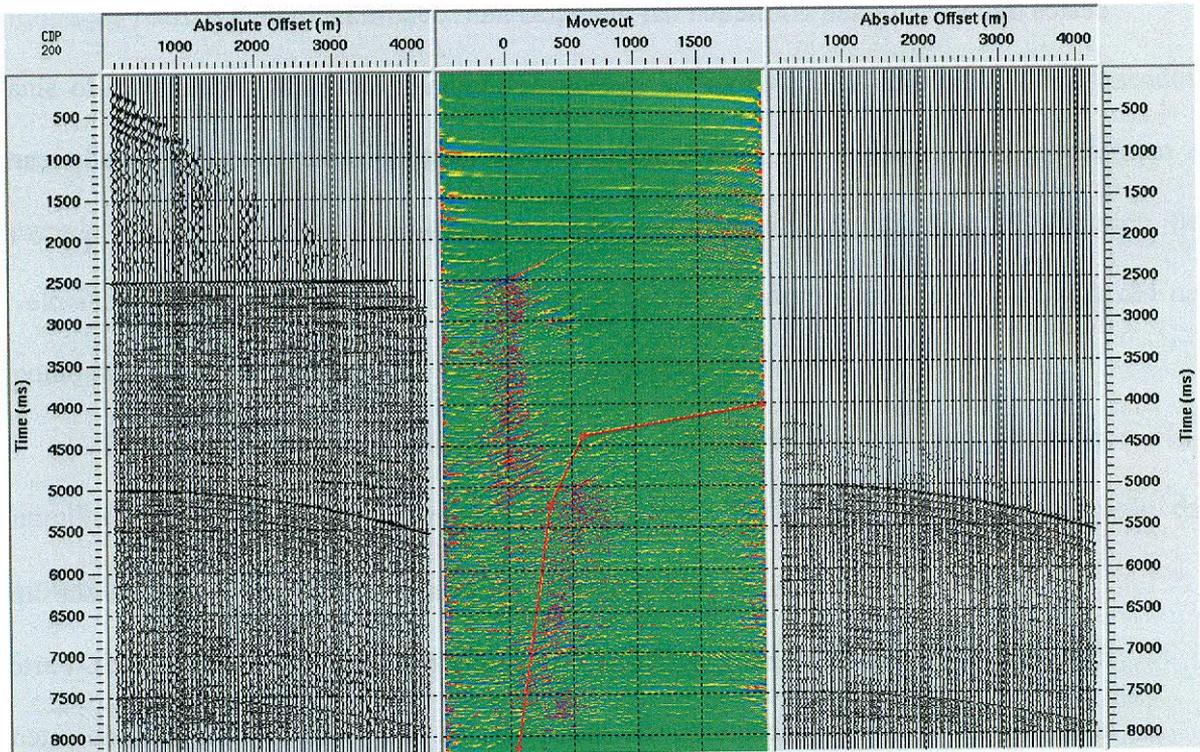


Figura 23 – Silenciamento de múltiplas utilizando a transformada Radon

Silenciando a região associada aos eventos primários e aplicando a transformada inversa, obtém-se sismogramas apenas com as múltiplas. Fazendo em seguida a subtração dos dados originais com as múltiplas, obtém-se seções onde as múltiplas foram drasticamente atenuadas.

4.5.6) Empilhamento

A redundância de informação fornecida pela técnica CMP, permite ter uma amostragem estatística de vários atributos sísmicos, entre eles a amplitude de reflexão. O empilhamento se baseia na premissa de que através de cada seção zero-offset (seções corrigidas por NMO e DMO) pode-se gerar traços sísmicos, que quando colocados lado a lado formarão um seção sísmica que representará efetivamente (na verdade ainda deve-se aplicar a migração) os eventos em subsuperfície. Na prática a técnica utilizada para a geração

destes traços é a média aritmética das amostras num determinado tempo.

O objetivo básico do empilhamento é aumentar a relação sinal-ruído do sinal, pois sabe-se que a soma de N amostras aleatórias com amplitude média igual a 1 tende a um valor \sqrt{N} . Como o sinal associado aos eventos primários não é aleatório, temos que o ruído é fortemente atenuado.

4.5.7) Migração

Durante o processo de propagação da energia sísmica, cada ponto em subsuperfície funciona como um espalhador, defletindo a energia nas mais diversas direções. Parte dessa energia é captada pelos receptores nas suas posições de registro, após decorrido o tempo de percurso fonte-espalhador-receptor. A migração sísmica é um método que recoloca a energia espalhada na posição do ponto espalhador, normalmente chamada de difrator. Assim a migração pode ser definida como um método de focalização da energia sísmica.

A qualidade final do dado migrado é extremamente dependente do campo de velocidades utilizado para descrever o meio no qual ocorreu a propagação.

Existem vários métodos de migração, o primeiro e mais simplificado tem como base um modelo onde não consideradas variações laterais no campo de velocidades. O segundo e que produz melhores resultados leva em conta esta variação, e por isso precisa de maior tempo para ser executado.

A migração, em tempo ou em profundidade, pode aparecer em diversas etapas da seqüência de processamento. Os métodos que fazem a migração de dados registrados com qualquer afastamento fonte-receptor são chamados de métodos de “migração pré-empilhamento”. Aqueles que migram apenas dados com afastamento zero entre fonte-receptor são conhecidos como métodos de “migração pós-empilhamento”. Neste último caso, como quase sempre os dados são registrados com múltiplos afastamentos, é necessário antes da

migração realizar correções NMO e DMO, para torná-los zero-offset.

A metodologia teórica da migração é bem diversificada, existindo métodos baseados nas soluções das equações de onda, em diferenças finitas, ou ainda métodos que somam a energia espalhada segundo alguma curva de espalhamento determinada pelo campo de velocidades e atribuem o valor da soma como sendo o valor do coeficiente de reflexão no ponto espalhador. Esta é última é a chamada migração Kirchhoff.

Existem migrações Kirchhoff em tempo e profundidade, pré-empilhamento e pós-empilhamento, 2D, 3D, etc. Porém todas tem como fundamentação básica a solução da equação de onda.

5) ESTUDO DE CASO – EVOLUÇÃO DA PARTE FRONTAL DO CINTURÃO DE FALHAS E DOBRAS DE ANTEPAÍIS DA BACIA AUSTRAL

5.1) Introdução

As feições estruturais observadas na bacia Austral são caracterizadas por falhamentos – normais, transcorrentes e cisalhantes –, por dobras assimétricas, inversão e estruturas compressivas características da zona dobrada.

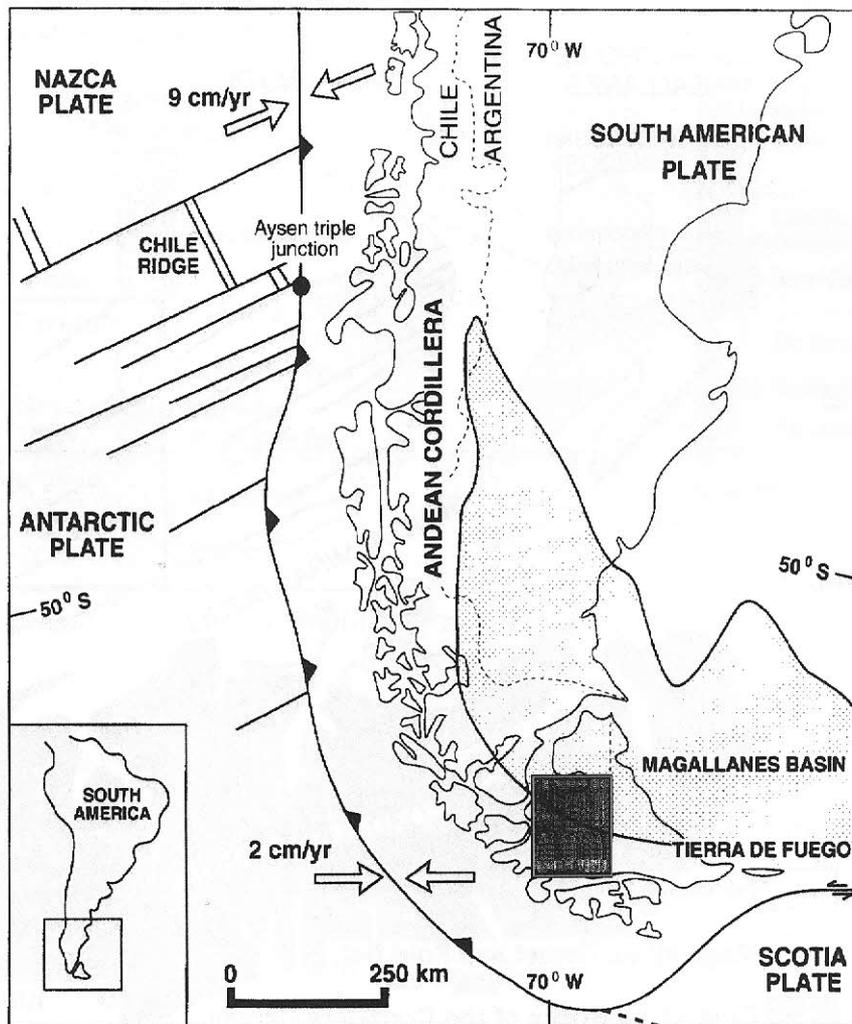


Figura 24 – Região de interesse de estudo na Bacia Austral (Magallanes Basin)

Uma análise geológica e estrutural das falhas na região ao sul da bacia ajuda a elucidar os eventos envolvidos na formação da bacia, e do possível potencial petrolífero desta área da bacia.

A região analisada neste estudo, se restringe ao conjunto de falhas e dobramentos da Bacia Austral com foco na região Vicuña localizada na frente do cinturão de falhas na Tierra Del Fuego (a região estudada está demarcada na figura 24 e ampliada na figura 25).

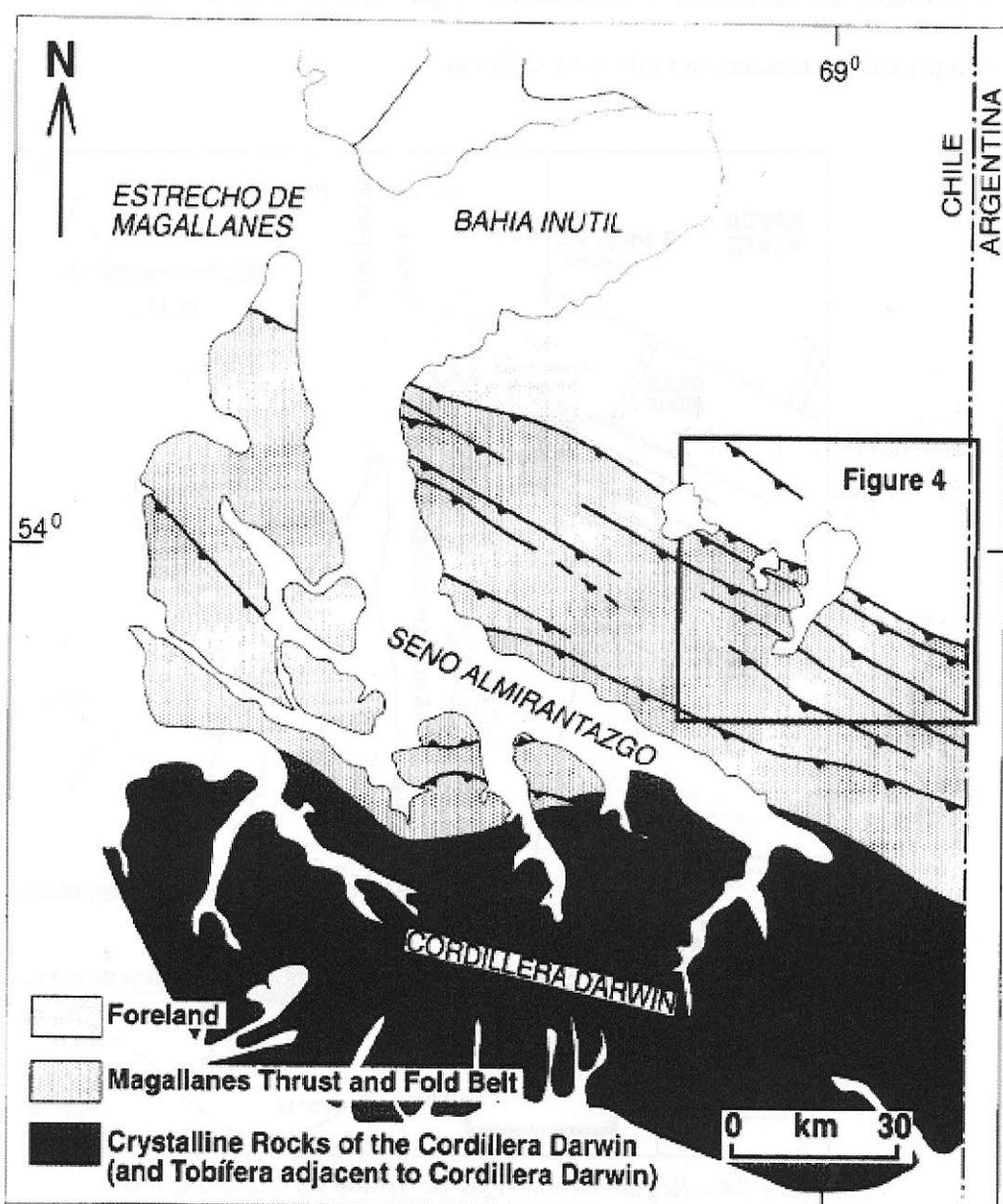


Figura 25 - Mapa regional mostrando as três maiores unidades tectono-estratigráficas da região

5.2) Evolução da Bacia Austral

A história geológica pré-jurássica da bacia Austral é pouco conhecida. Herve et al. (1981) sugeriu que as rochas do embasamento do Paleozóico superior surgiram como um prisma acrecionário, relacionado a uma zona de subdução da margem pacífica do Gondwana.

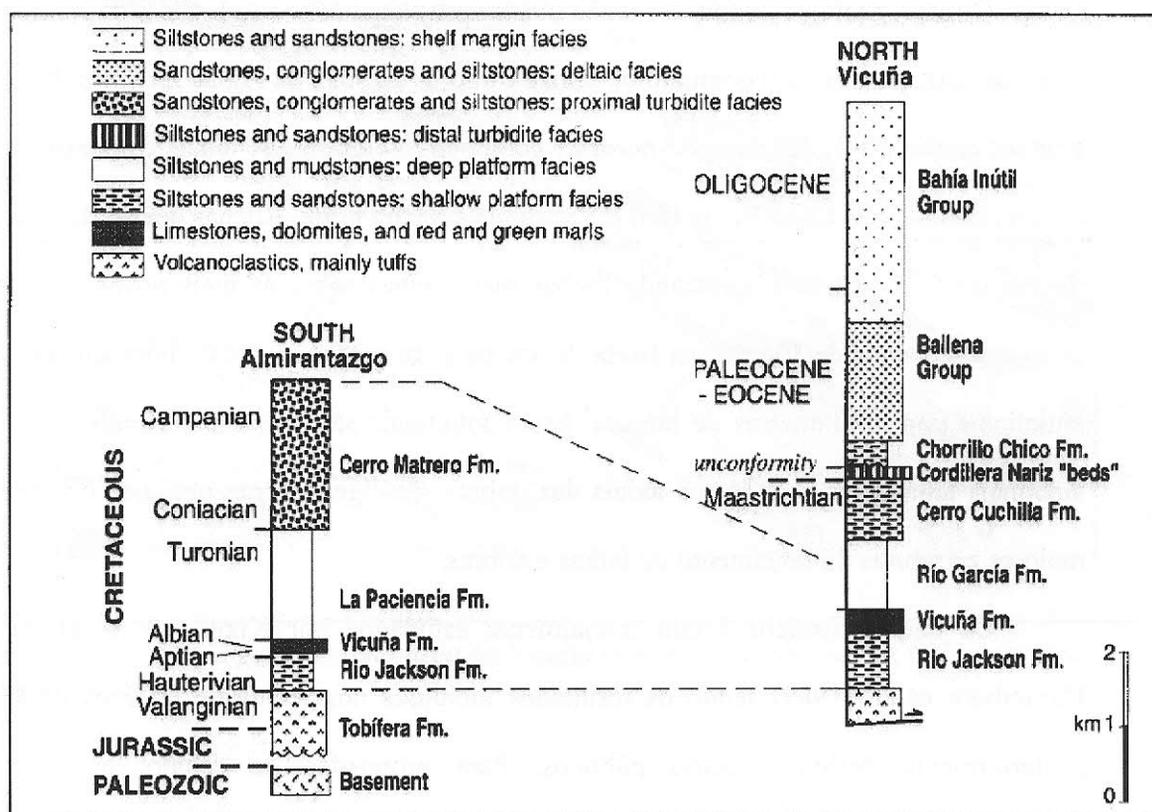


Figura 26 – Coluna estratigráfica simplificada da área Vicuña

A bacia Austral começou a surgir como uma bacia extensional no Jurássico Superior ao Cretáceo inferior. Rochas jurássicas da formação Tobífera estão diretamente sobre o embasamento e consistem de um conjunto heterogêneo de rochas vulcânicas com rochas siliciclásticas marinhas e não-marinhas, depositadas em grabens e meio-grabens. As rochas vulcânicas e vulcanoclasticas estão sobrepostas de modo desordenado ao norte da área Vicuña, até os folhelhos e arenitos marinhos da formação Springhill. Os arenitos Springhill são interpretados como provenientes de um ambiente marinho-raso para fluvial, formando o

maior reservatório de hidrocarbonetos da bacia Austral. A existência do arenito Springhill na área Vicuña é incerto, pois os dados em subsuperfície não foram definitivos para estes estudos.

5.3) Sistema de Falhas

O mapa geológico da área Vicuña mostra estruturas leste-nordeste, com uma diferença no estilo estrutural entre o conjunto de falhas e dobras do sul e da região do norte. No sul, três grandes conjuntos de falhas norte-noroeste compõem o cinturão de falhas e dobramentos, são elas, as falhas Colo-Colo, Bahía Bell e Vicuña de sul para norte. Rochas dentro deste conjunto de falhas são soerguidas, colocando rochas mais velhas sobre as mais novas. Ao norte da conjunto de falhas de Vicuña, na bacia de antepaís, as seções sísmicas mostram conjunto de anticlinais com quilômetros de largura. Estes anticlinais são comumente mais finos que os sinclinais adjacentes e os traços axiais das dobras são ligeiramente oblíquos em relação as maiores estruturas do lineamento de falhas e dobras.

Os dados sísmicos foram inicialmente estudados por Kikpatrick et al. (1986) e Harambour et al. (1989) sendo os resultados incluídos nos relatórios internos da ENAP e posteriormente definidos como públicos. Para propósitos de estudo, as velocidades intervalares foram usadas para converter o tempo duplo em profundidade. As principais falhas, horizontes e o topo do embasamento foram convertidos em profundidade. Foram utilizados modelos de velocidades para corrigir as profundidades sobre estimadas e a inclinação dos refletores mergulhantes. De modo a ter resultados mais realísticos, a geologia de superfície e os dados sísmicos em profundidade foram combinados para gerar seções que identificassem suas diferenças, permitindo que as interpretações feitas nas seções individuais fossem consistentes.

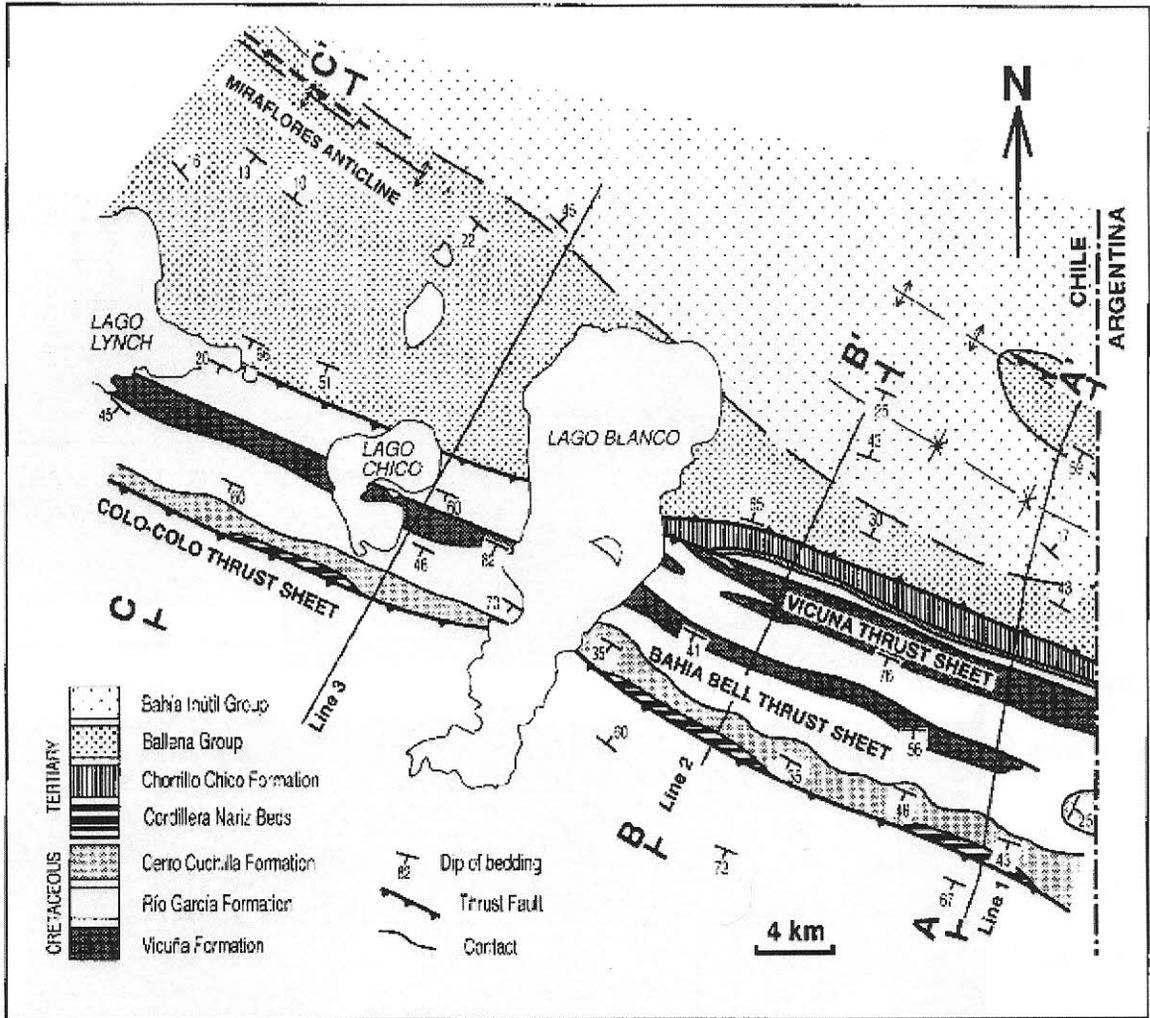


Figura 27 – Mapa geológico da área de Vicuña com as localizações das linhas sísmicas e seções transversais

5.3.1) Cinturão de Falhas e Dobramentos de Magallanes

O conjunto de falhas e dobramentos Magallanes está caracterizada em todas as seções sísmicas por dois diferentes pacotes de reflexões próximos aos 3s, um pacote superior e outro inferior (figuras 28 e 29). O pacote superior é caracterizado por reflexões de mergulhos na direção sul que se juntam suavemente. Estas reflexões podem ser correlacionadas com falhas mapeadas na superfície. Este pacote pode ser interpretado como relacionado a sistemas deltaicos imbricados. O pacote inferior é caracterizado por suaves reflexões de mergulhos na direção sul que são interpretadas como duplex. Ambos os sistemas de falhas envolvem rochas

do Jurássico superior e Cretáceo.

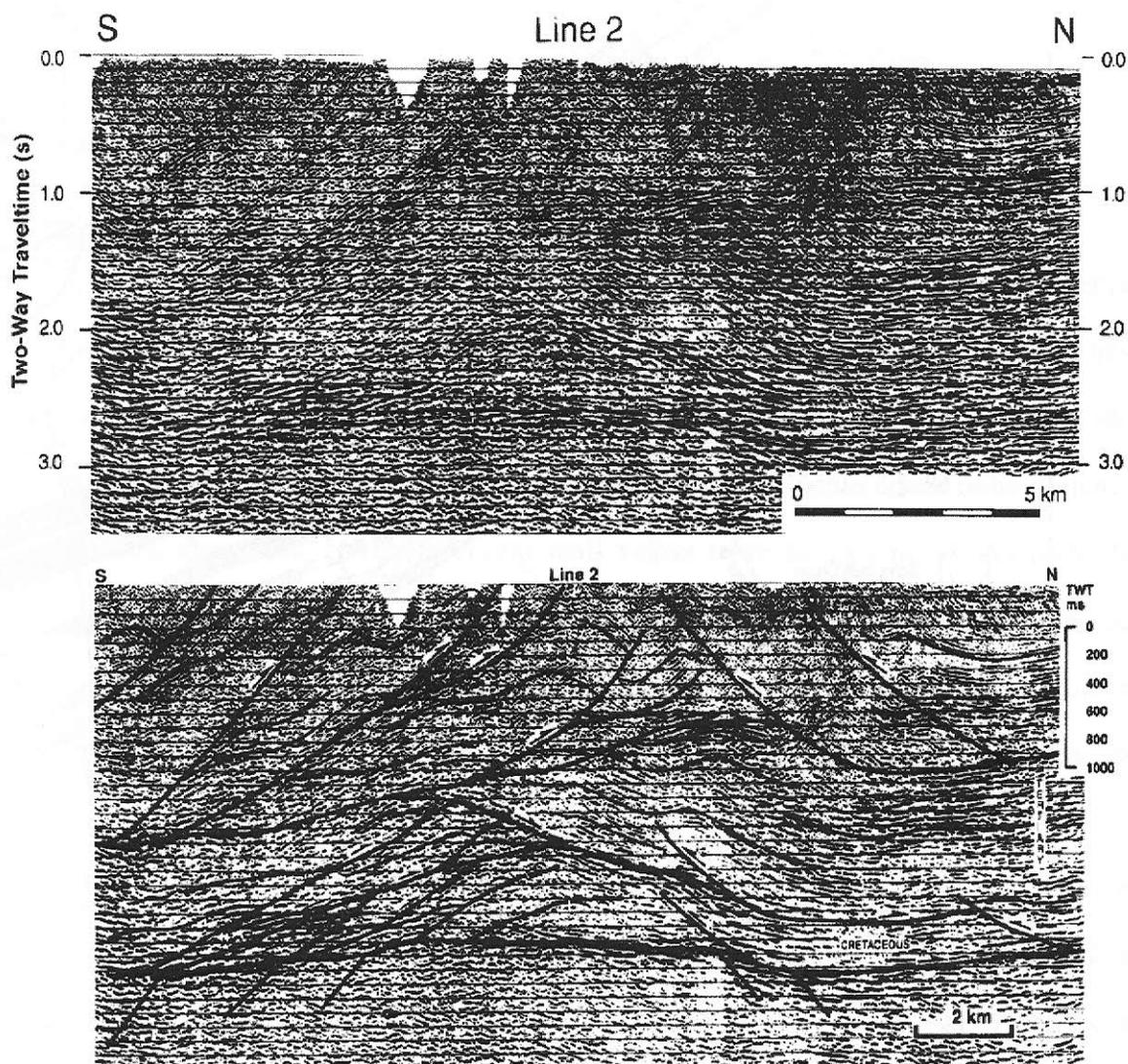


Figura 28 – Linha sísmica 2 e sua interpretação, mostrando sua estrutura

Os limites de falhas do sistema de deltas imbricados se cruzam na superfície, apresentando uma geometria lítrica. A natureza lítrica das falhas é expressa nas linhas sísmicas por uma diminuição na amplitude dos refletores em direção à superfície. Esta perda na amplitude é interpretada como resultado do aumento no ângulo de mergulho da falha (Alvarez-Marrón, 1990). Em alguns casos, é possível identificar dobramentos dentro de falhas individuais a partir das linhas sísmicas, porém sem muitos detalhes (figuras 28 e 29).

As falhas do sistema deltaico se juntam em uma forte e suave reflexão de mergulho na

direção sul, localizada próxima aos 3s (na seção de tempo duplo). Esta reflexão pode ser interpretada como o contato da cobertura do embasamento com todas as três seções, por que ele demarca o limite entre as diferentes respostas refletivas acima e abaixo. O contato do embasamento parece ser deslocado por falhas extensionais que mergulham de forma acentuada nas direções norte e sul (figuras 28 e 29). Em alguns casos, a localização das rampas de falhas aparecem diretamente associadas com a posição das falhas extensionais.

As dobras no sistema deltaico tem dimensões quilométricas. Na seção transversal, as falhas sempre cortam os membros dos anticlinais, e em alguns casos, este membros estão sobre girados. As dobras ficam mais finas próximo as falhas. Dentro das seqüências de multi camadas do Cretáceo, as dobras tem tipicamente uma morfologia chevron. Porém, localmente, dobramentos cilíndricos ocorrem nos carbonatos na Formação Vicuña. Morfologias dobradas e as relações com as falhas indicam que o dobramento no sistema deltaico foi gerado pela propagação da falha (cf. Suppe and Medwedeff, 1984).

A estrutura interna do duplex tem um imageamento pobre, não chegando a superfície. Devido a isso, é difícil determinar as dimensões e geometrias de “horses” individuais (figuras 28 e 29). A geometria interna do duplex parece variar ao longo da linha de strike com menos “horses” presentes nas linhas sísmicas 1 e 3, que na linha 2.

Na linha 2 é evidente que a parte traseira da falha superior do duplex coincide com a falha inferior do sistema deltaico. Na sua parte frontal, porém, a falha superior está localizada no contato Cretáceo-Terciário, que é imageado como um suave refletor com mergulho na direção norte (figuras 28 e 29). A parte inferior do duplex pode estar localizada próxima ao embasamento, formando o descolamento basáltico do cinturão de falhas e dobramentos de antepaís de Magallanes na região de Vicuña.

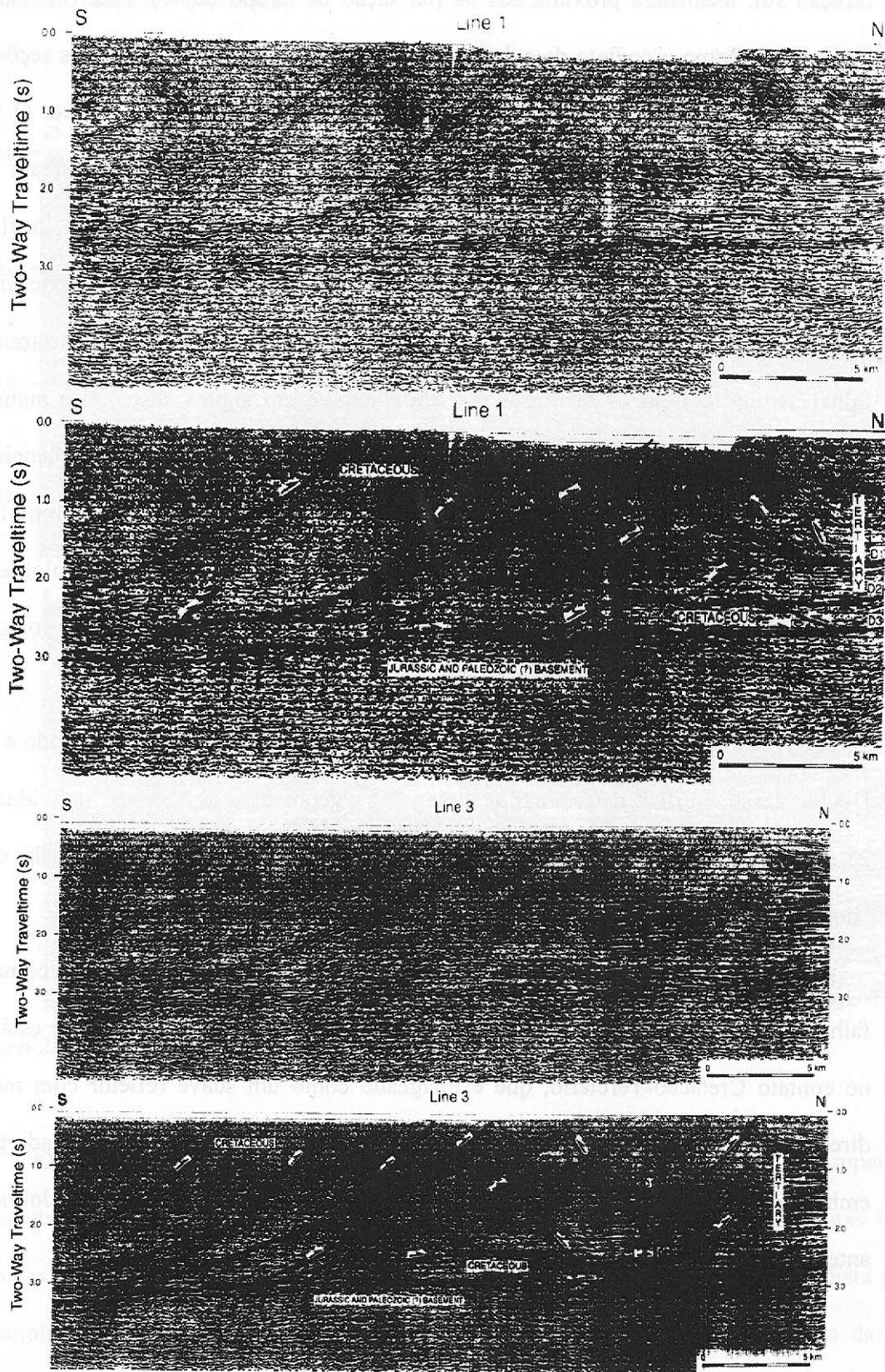


Figura 29 – Linhas sísmicas 1 e 3, e suas interpretações

5.3.2) Cinturão de Falhas de Antepaís de Magallanes

A área de antepaís é composta de rochas litologicamente distintas, apresentando um estilo estrutural que é diferente do cinturão de falhas e dobras discutidas anteriormente. As características da parte norte das linhas sísmicas são áreas largas dominadas por reflexões diretas e áreas estreitas com reflexões relacionadas a mergulhos que podem estar correlacionadas com estruturas anticlinais que atingem a superfície (figuras 28 e 29). Ao norte da área Vicuña, onde dados de poço estão disponíveis, a base do Cretáceo foi correlacionada com o primeiro refletor que apresenta maior intensidade, logo acima do embasamento. (Biddle et al. 1986). O segundo refletor mais forte está correlacionado com o limite do Cretáceo-Terciário (Biddle et al. 1986). Na área de Vicuña este limite é marcado por reflexões downlapping relacionados por sedimentos do terciário (figura 29). Estas reflexões downlapping sugerem uma seqüência progradata, possivelmente formada conforme os sedimentos se acumulavam na bacia.

Um par sinclinal-anticlinal pode ser observado na superfície da área de antepaís nas três seções (figuras 27 e 30). As linhas sísmicas revelam, que em profundidade, os anticlinais mostram diferentes estruturas, com geometria variando lateralmente e verticalmente. Variações nessas estruturas são interpretadas como sendo função da distribuição dos níveis de separação e competências relativas das diferentes formações. Os três principais níveis de separação podem ser discernidos usando os dados sísmicos (figura 29): D1 – o horizonte de separação mais acima, que é interpretado como sendo localizado próximo ao topo do Grupamento Ballena (figura 26); D2 – uma separação larga próxima a base da formação Chorrillo-Chico (figura 26); D3 – uma separação basáltica que é próxima ao contato do embasamento com a cobertura.

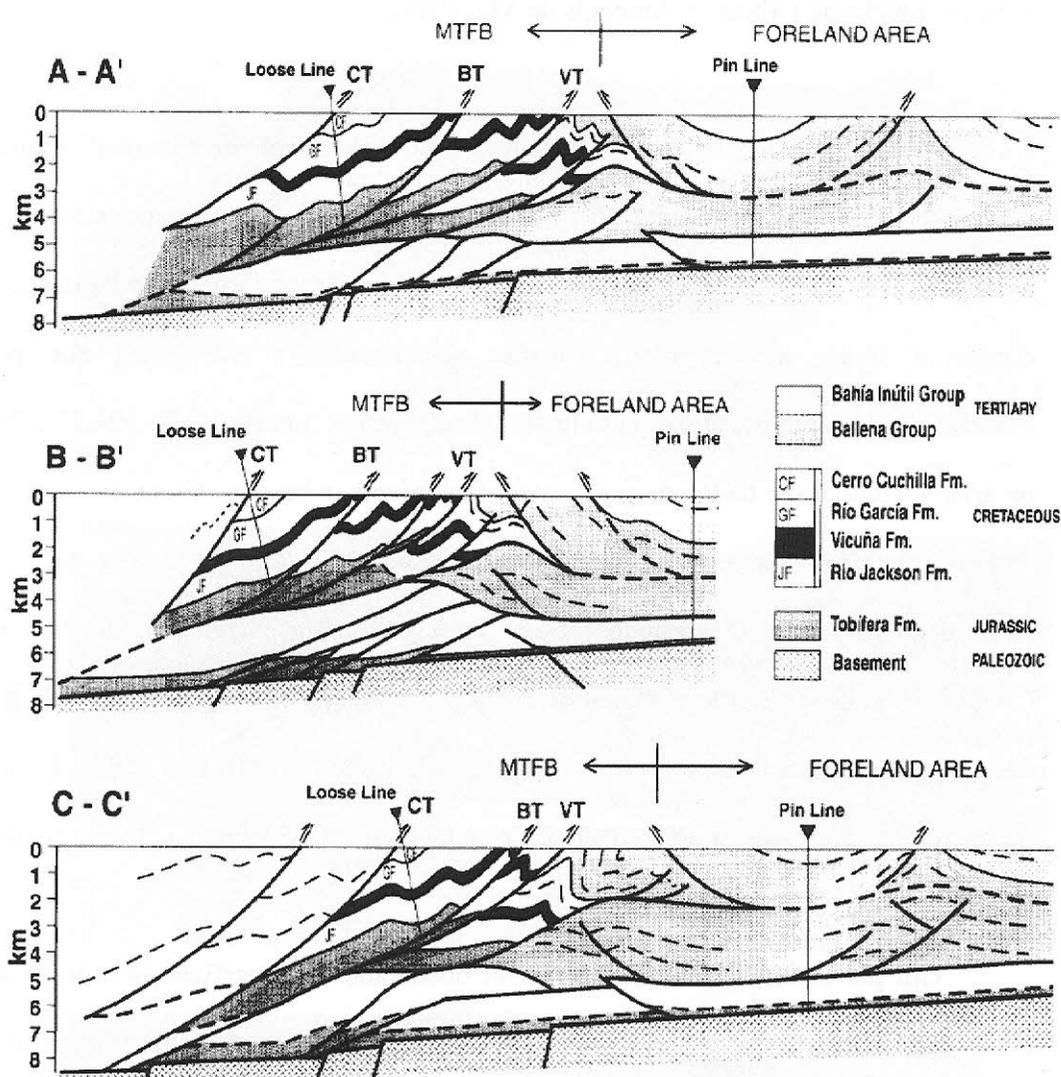


Figura 30 – Seção transversal balanceada da parte frontal do cinturão de falhas e dobras de antepaís de Magallanes

Estruturas pop-up e zonas triangulares são desenvolvidas como resultado de falhas lítricas de menor importância, ramificando-se para cima com origem no vários níveis de separação (figura 30); estas estruturas estão normalmente empilhadas verticalmente, de modo que elas originam estruturas complexas nos anticlinais de maior importância. As estruturas pop-up e triangulares nas seções transversais estão relacionadas a ramificações da separação do nível D2. Nestas estruturas, falhas de propagação lítrica terminam em um anticlinal de baixa amplitude, desenvolvido na ponta da falha.

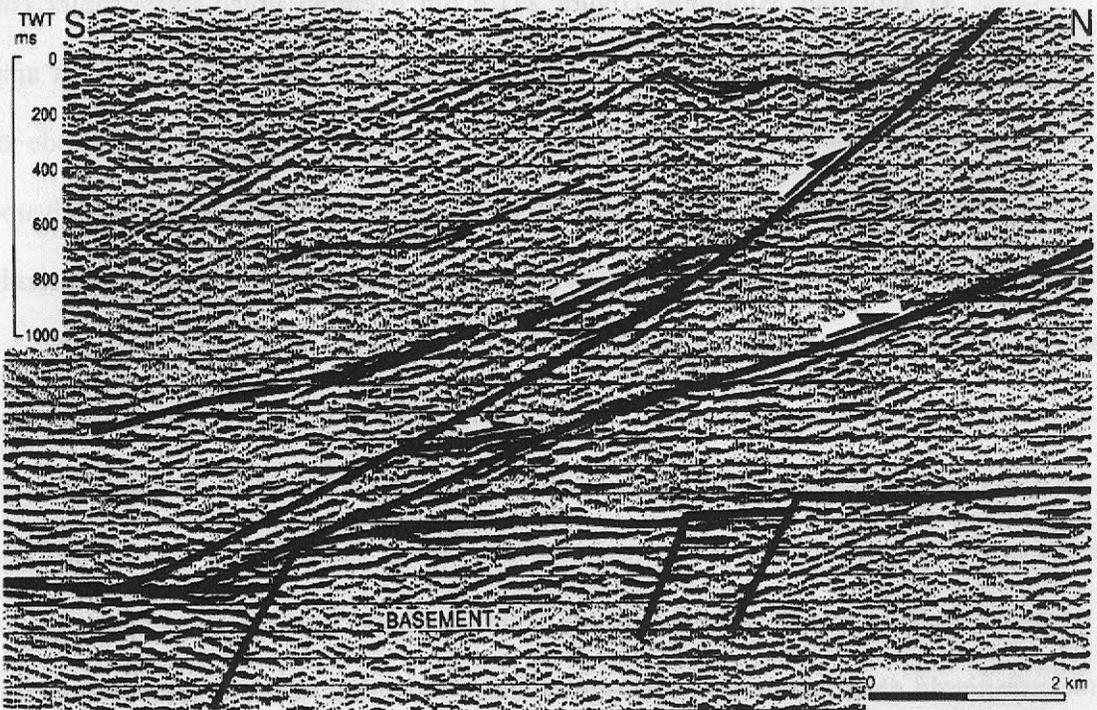


Figura 31 – Falhas emergindo de um bloco de falhas no embasamento

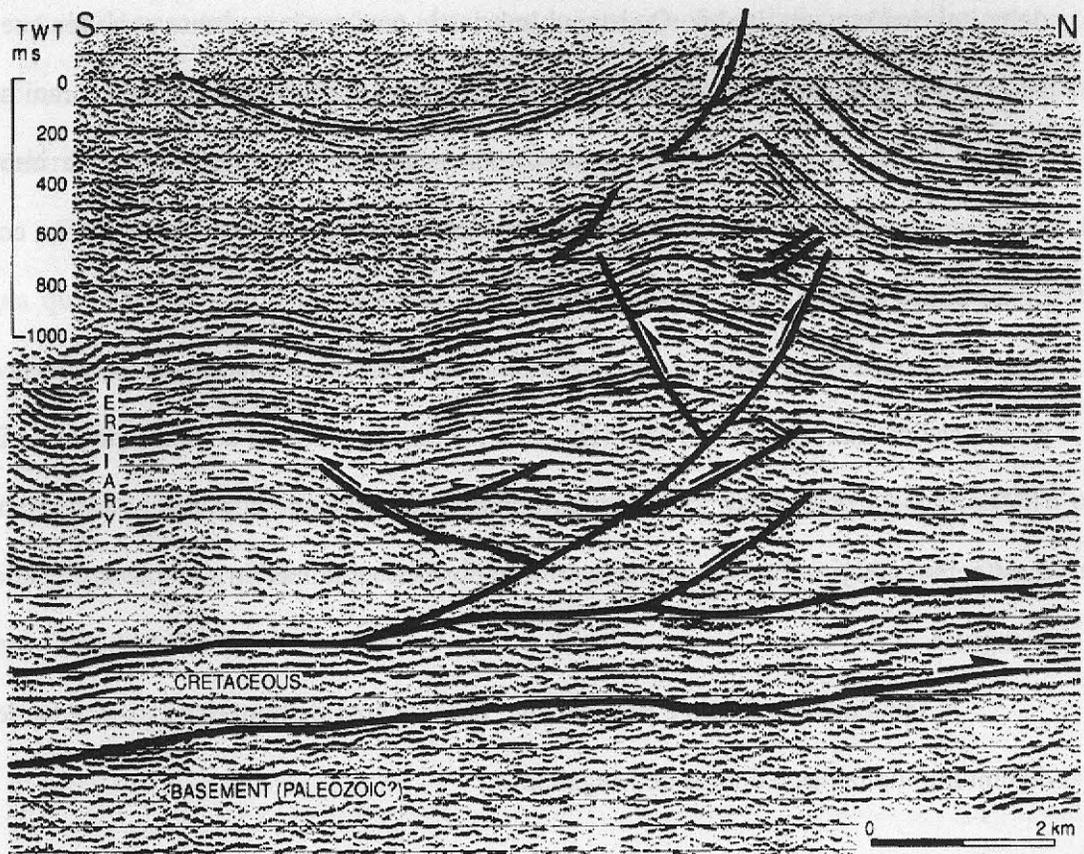


Figura 32 – Estrutura detalhada do anticlinal Miraflores

O anticlinal Miraflores (figura 27) é um exemplo típico de estrutura em áreas de antepaís (figura 32). Na superfície, este é um anticlinal com falhas de baixa amplitude. A falha na superfície é um mergulho de alta inclinação que se ramifica desde o nível de separação D1. O anticlinal é mais estreito na superfície sendo delimitado em subsuperfície por uma estrutura pop-up, cuja falha principal é uma vergente de antepaís, que se ramifica desde do nível de separação D2 (figura 32).

5.4) Conclusões do estudo

A área Vicuña do cinturão de falha e dobras de Magallanes apresenta dois estilos estruturais distintos como mostraram as seções sísmicas. Deformações contracionais como estruturas de dobras e falhas ocorreram no Oligoceno-Mioceno.

Dois sistemas de falhas verticais empilhadas podem ser identificadas. Um sistema de delta imbricado e um duplex. O sistema imbricado tem um importante corredor que corta por até 3 km a seqüência terciária. Sedimentos terciários da bacia de antepaís foram soerguidos através de um lineamento passivo até a zona triangular a frente do sistema imbricado. O lineamento duplex é formado por “horses” de vários tamanhos, resultando em um conjunto de falhas corrugadas ao longo de sua extensão.

Ao norte, na área de antepaís, o estilo estrutural é controlado por três níveis dentro do pacote sedimentar. O mais inferior (D3) está localizado próximo ao embasamento. O segundo (D2) está localizado próximo a base do terciário, sendo ligado com o sistema duplex. O nível mais acima (D1) está provavelmente conectado com as falhas do sistema imbricado na zona triangular.

A seqüência de falhas é progradante, desde a área de hinterland até a área de foreland do cinturão de falhas e dobras de Magallanes.

6) CONCLUSÕES

Este trabalho foi marcado por grandes dificuldades na obtenção de bibliografia sobre a bacia, tanto artigos sobre a geologia como sobre estudo sísmicos.

A dificuldade na obtenção deste material se deve basicamente por que a bacia Austral foi pouco explorada até então, e os levantamentos já realizados constam apenas de relatórios internos das empresas de petróleo, não estando disponíveis para publicação.

Apesar dos contratempos foi possível desenvolver um trabalho conciso sobre a bacia, além da teoria associada ao método sísmico, que é a ferramenta básica da exploração de petróleo no mundo. O método sísmico que foi destacado neste trabalho se baseia na sísmica de reflexão, que é a técnica mais utilizada em detrimento da sísmica de refração.

O estudo de caso sobre a região Vicuña se baseou em um artigo de 1993, o que gerou um estudo de caso talvez um pouco ultrapassado, em relação as informações das empresas de petróleo, porém continua bem atual em relação as informações públicas disponíveis, além de permitir ilustrar o método de análise de uma determinada bacia.

Como o artigo, as linhas sísmicas utilizadas na análise são um pouco antigas, e de baixa qualidade, e por causa disso de difícil interpretação, deste modo, são recomendáveis novos levantamentos na região, tanto nas áreas já levantadas como nas regiões sem levantamentos.

Deste modo, a partir deste trabalho é possível obter informações gerais sobre a bacia Austral, tendo uma visão generalizada da mesma desde sua origem, até sua possível capacidade petrolífera.

Referências Bibliográficas

ARBE, H.A., FANO, F.F.B., 2002. Formación Springhill em el área cuesta afuera. In: Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. **V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos**, Mar del Plata, 2002. p. 75-90.

ALVAREZ-MARRÓN, J., MCCLAY, K.R., HARAMBOUR, S., ROJAS, L., SKARMETA, J., 1993. **Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuña Area), Tierra del Fuego**, southern Chile. AAPG Bull. 77 (11), 1904–1921.

BLAKELY, R. J., **Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications**. Cambridge University Press (1995) – USA

BIDDLE, K. T.; MITCHUM, R. M. JR.; FITZGERALD, M. G.; ULIANA, M. A WRIGHT, R. C. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. In: ALLEN, P. A.; HOMEWOOD, P. (eds.) **Foreland Basins, Intern. Ass. Sediment., Special Publ.** Blackwell Sci. Publ, n.8, p.41-61, 1986.

BRAVO, P.; HERRERA, C. Reservorios naturalmente fracturados em rocas volcánicas jurásicas, Cuenca de Magallanes, Chile. VI° Simpósio Bolivariano, Exploración Petrolera em las Cuencas Subandinas, 1997, Cartagena de Índias, Colômbia. Memórias, v.1 , p.66-84.

CAGNOLATTI, M. J.; MARTINS, R.; VILLAR, H. J. La Formación Lemaire como probable generadora de hidrocarburos en el área Angostura, Provincia de Tierra del Fuego, Argentina. In: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de exploración de hidrocarburos. Actas I. AGA, IAPG, p.123-139, 1996.

CAGNOLATTI, M. J., MILLER, M., 2002. Formación Magallanes. In: Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. **V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos**, Mar del Plata, 2002. p

DE WIT, M.J., STERN, C.R., 1981, *Variations in the degree of crustal extension during formation of back-arc basin*: **Tectonophysics**, v. 72, p. 229-260.

DECASTELLI, O. O. Posibilidades de generación de hidrocarburos en Cuenca Austral. **Boletín de Informaciones Petroleras**, Buenos Aires, v.1, p.17-32, 1984.

DECASTELLI, O.; ARIAS, W. Niveles carbonosos de la Formación Springhill como generadores de hidrocarburos. In: I Congr. Nac. Explor. Hidroc. Actas I. Buenos Aires: IAP, 1989. p.279-302.

DOBRIN, M. B. AND SAVIT, C. H., **Introduction to Geophysical Prospecting**. McGraw Hill International Editions (1988) –USA.

ESPITALE, J. et al. Méthode rapide de caracterisation des roches-meres, de leur potential petrolier et de leur degré d' evolution. **Rev. ints. fr. pet.**, v.32, p.23-42, 1977.

FILDANI, A.; COPE, T.; GRAHAM, S. A.; WOODEN, J. L.; Initiation of the Magallanes foreland basin: timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. **Geology**, v.31, n.12, p.1081-1084, 2003.

GALEAZZI, J.S., 1994. **Stratigraphic and structural evolution of the western Malvinas**

and southeastern Magallanes basins. Unpublished MS thesis, Rice University, Houston, p. 149.

GONZALEZ, L.; HERRERO, C.; KELM, U. Springhill Formation, Magellan Basin, Chile: formation water characteristics and mineralogy. **Marine and Petroleum Geology**, v.15, n.7, p.651-666, 1998.

HARAMBOUR, S.M., 1998. **Structural evolution of the Magallanes Block, Magallanes (Austral) Basin, offshore Argentina, South Atlantic.** Unpublished MSc thesis, Royal Holloway, University of London, p. 136.

HARAMBOUR, S.M., SOFFIA, J.M., 1988. Transición desde margen pasivo a cuenca de antepaís: modelo de evolución para el extremo norte de Última Esperanza, Magallanes. **V Congreso Geológico Chileno**, Acta I, p. 385-402.

HERVÉ, F., DAVISON, J., GODOY, E., MPODOZIS, C.M., COVACEVICH, V., 1981. The Late Paleozoic in Chile: stratigraphic, structure, and possible tectonic framework. **Academia Brasileira de Ciências**, Anais 53, p. 361-373.

HECHEM, J.; E HOMOVC, J. Fácies e paleoambientes volcánoclasticos em el Nesocratón Del Deseado. **Boletín de Informaciones Petroleras**, Tercera Época, año V, n.16, 1988.

HINTERWIMER, G., 2002. "Serie Tobifera". In: Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. **V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos**, Mar del Plata, 2002. p. 27-48.

LAST, B. J. AND KUBIK, K., Compact Gravity Inversion. **Geophysics**, 48 (1983),713-721

LOLOLO, E. et al., Morphostructure of the South America Scotia Transform Margin in the Tierra del Fuego Region. **Terra Antartica Publ. "Antartic Neotectonic" Workshop**, Siena p.65

MARINELLI, R. V. Distribución de campos productores de hidrocarburos en el área de plataforma cuenca Austral: su relación con antiguas líneas de costa. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas. v.Exploración, p.209-216, 1982.

MILLER, M.L., CAGNOLATTI, M.J. Sistema Petrolero de la Cuenca Austral. In: IV Congreso de Exploración de Hidrocarburos, **Simpósio de Sistemas Petroleros de las Cuencas Argentinas**, 1998, Mar del Plata. p. 239-262.

NATLAND, M.L., GONZALEZ, E., CANON, A., ERNST, M., 1974. A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments, **Memoir Geological Society of America**, v.139. p. 126.

NETTLETON, L. L., **Gravity and Magnetics in Oil Prospecting.** McGraw Hill Book Company(1976)-USA.

PALMA, M. A. **Evolución geológica del Macizo del Deseado.** 1987. 225p. Tese de doutorado, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina.

PERDOMO, R., HORMAECHEA, J.L., DEL COGLIANO, D., 2002. Tectonic studies with GPS in Tierra del Fuego, **Simposio International Asociation of Geodesy**, 'Deformación reciente de la corteza terrestre en Sudamerica y regiones adyacentes,' Santiago, Chile

(October 21–25).

PERONI, G., CAGNLATTI, M., PEDRAZZINI M., 2002. Cuenca Austral: Marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera. In: Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. **V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos**, Mar del Plata, 2002. p. 11-20.

PEDRAZZINI, M., CAGNLATTI, M., 2002. Formación Springhill en el territorio continental. In: Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. **V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos**, Mar del Plata, 2002. p. 49-74.

PITTION, J.L.; ARBE, H.A. Sistema petrolero de la Cuenca Austral. In: Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina. *Actas*, n.4, v.1, p.506, 1999

QUATTROCCHIO, M.; MARTINEZ, M.A.; CARPINELLI PAVISICH, A.; VOLKHEIMER, W. Early Cretaceous palynostratigraphy, palynofacies and paleoenvironments of well sections in northeastern Tierra del Fuego, Argentina. **Cretaceous research**, v.27, p.584-602, 2006.

RAMOS, V. A. Andean Foothills Structures in the Northern Magallanes Basin, Argentina. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.73, n.7, p.887-903, 1989.

RAMOS, V. A. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. In: II Congreso Nacional Geología Económica. *Actas*. v.1, p.108-124, 1983.

RAMOS, V. A. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. **Asociación Geológica Argentina Revista**, v.37, p.23-49, 1982.

RAMOS, V. A. Paleontología y edad de la Formación Springhill. In: **I Congreso Geológico Chileno**. *Actas*. v.1C, p.41-56, 1976.

RAMOS, V. A. Tectónica de la región Del Rio e Lago Belgrano, Cordillera Patagónica – Argentina. In: **II Congreso Geológico Chileno**. *Actas*. v.1B, p.1-32, 1979.

RAMOS, V. A.; NEMEYER, H.; SKARMETA, J.; E MUÑOZ, J. The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. **Earth Science Reviews**, v.18, p.411-443, 1982.

ROBBIANO, J.A.; ARBE, H.A.; GANGUI, A. Cuenca Austral marina. In: RAMOS, V. A.; TURIC, M. A. (eds.). **Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina**. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Plataforma Continental Argentina, Buenos Aires: Asociación Geológica Argentina, Instituto Argentino del Petróleo, 1996, p.323-342.

SANCHEZ, J., 1999. **Sedimentación y paleogeografía de la Formación Springhill en la Boca Oriental del Estrecho de Magallanes, Argentina**. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, p. 94.

SCHIUMA, M., HINTERWIMMER, G.; VERGANI, G. Y. G. Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. **V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos**, Mar del Plata, 2002.

SILVA, J. B. C., MEDEIROS, W. E. AND BARBOSA, V. C. F., Potential –field Inversion: Choosing the Appropriate Technique to Solve a Geologic Problem. **Geophysics**, 66(2001),

SILVA, J. B. C., MEDEIROS, W. E. AND BARBOSA, V. C. F., Practical Applications of Uniqueness Theorems in Gravimetry: Part I – Constructing Sound Interpretation Methods. **Geophysics**, 67(2002), 788-794

TALWANI, M., AND EWING, M., Rapid Computation of Gravitational Attraction of Three-dimensional Bodies of Arbitrary Shape. **Geophysics**, 25(1960), 203-252

TELFORD, W.D.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.. **Applied Geophysics**. 2ed. New York: Cambridge University Press, 2004. ISBN 0-521-33938-3.

THOMAS, C. Geology and petroleum exploration in Magallanes province, Chile. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.33, p.1553-1578, 1949.

ULIANA, M.; BIDDLE, K.; PHELPS, D.; GUST, D. Significado del volcanismo y extensión mesojurásico en el extremo meridional de Sudamérica. **Asociación Geológica Argentina**, v.40, n.3-4, p.231-253, 1986.

URIEN, C.M., ZAMBRANO, J.J., AND YRIGOYEN, M.R., 1995, Petroleum basins of southern South America: an overview, *in* Tankard, A.J., Suarez S., R., and Welsink, H.J., eds., Petroleum basins of South America: **American Association of Petroleum Geologists Memoir**, v. 62, p. 63-77

VILLAR, H. J. & ARBE H. A. Oil generation in the Esperanza Area, Austral Basin, Argentina. In: III Latinoam. Congr. Org. Geochem., 1992, Manaus. Extended Abstracts.

MELLO M. R.; TRINDADE L. A. F., 1993. p.150-153