



UFRJ

Analena Miléo Câmara de Oliveira

**A BACIA AUSTRAL E A VIABILIDADE DE EXPLORAÇÃO ATRAVÉS DO
MÉTODO MAGNETOTELÚRICO**

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:

Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Dr. Paulo de Tarso Luiz Menezes

Rio de Janeiro
Agosto de 2007

MGK
048 B

UFRJ Centro de Ciências Matemática e de Natureza Biblioteca Central	
N.º REGISTRO	DATA
6059/10	05/01/10
ORIGEM Doação / UFRJ Dep. de Geologia	

Inv. 2011

OLIVEIRA, Analena Miléo Câmara de

A Bacia Austral e a viabilidade de exploração através do método magnetotelúrico / Analena Miléo Câmara de Oliveira -

- Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.

xiii, 70 p. : il.; 30cm

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

Orientadores: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida , Paulo de Tarso Luiz Menezes

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Almeida, Leonardo Fonseca Borghi de. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. A Bacia Austral e a viabilidade de exploração através do método magnetotelúrico

Analena Miléo Câmara de Oliveira

A BACIA AUSTRAL E A VIABILIDADE DE EXPLORAÇÃO ATRAVÉS DO MÉTODO
MAGNETOTELÚRICO

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
Paulo de Tarso Luiz Menezes

Aprovada em: 01.08.2007

Por:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Paulo de Tarso Luiz Menezes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

À minha família e ao Leo.

Aos meus colegas.

Aos professores de geologia do curso, que me fizeram perceber que prefiro ouvir as conchas a observar o mar.

À Petrobras, que me deu a oportunidade de fazer esse curso e me descobrir profissionalmente.

Jogada num quintal
Enxuta, a concha guarda o mar
No seu estojo

Chico Buarque

Resumo

OLIVEIRA, Analena Miléo Câmara de. **A Bacia Austral e a viabilidade de exploração através do método magnetotelúrico**. 2007. xiii, 70p. 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.

Esse trabalho descreve de maneira sucinta algumas das principais características geológicas da Bacia Austral, localizada no Chile e Argentina, enfatizando a geologia histórica, geologia estrutural, estratigrafia e geologia do petróleo. Objetivando a exploração da bacia através de métodos eletromagnéticos, é feita uma descrição do método magnetotelúrico, explorando os aspectos teóricos e práticos. Um estudo de caso sobre um levantamento magnetotelúrico na Bacia Alberta, Canadá, é apresentada como sugestão do que poderia ser posto em prática na Bacia Austral.

Palavras-chave: Magnetotelúrico; Bacia Austral;

Abstract

OLIVEIRA, Analena Miléo Câmara de. **A Bacia Austral e a viabilidade de exploração através do método magnetotelúrico**. 2007. xiii, 70p. 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 describes in a nutshell some of the main geologic features which are relevant for the exploration of hydrocarbons of the Austral Basin; which is located in the south extremity of Chile and Argentina; highlighting the stratigraphy and the historical, structural and petroleum geology. In order to study the exploration of the basin through electromagnetic methods, we have made a description of the magnetotelluric method, exploring the theoretical and practical fundamental aspects. A study about a magnetotelluric survey carried out in the Alberta Basin, in Canada, is presented as a suggestion of what could be done in the case of the Austral Basin, taking into consideration the common features shared by both basins which have motivated the exploration through the magnetotelluric method.

Key-Words: Magnetotelluric; Austral Basin;

Lista de figuras

Figura 1: Mapa de localização da bacia Austral, observar isolinhas de espessura de cobertura sedimentar e as principais delimitações da bacia.....	3
Figura 2: Diagrama cronoestratigráfico da bacia Austral.....	6
Figura 3: Em roxo, distribuição dos afloramentos da Série Tobífera e equivalentes	7
Figura 4: Reconstrução paleoambiental da Formação Springhill contando com informações de poço (sônico, raios gama e análise de litofácies).....	8
Figura 5: Bacia Austral, 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).....	12
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)	13
Figura 7: Fase rifte da bacia Austral e abertura do Mar de Wedell.....	15
Figura 8: Evolução tectônica da bacia Austral (modificado de Galeazzi, 1994).....	16
Figura 9: Principais características do sistema petrolífero da bacia Austral e distribuição atual da janela de geração de hidrocarbonetos.....	23
Figura 10: Reservatório em fraturas cataclásticas em rochas riolíticas.....	24
Figura 11: Orientação do campo elétrico e magnético	35
Figura 12: Função resistividade aparente para o modelo de: (a) três camadas; (b) duas camadas. Modificado de VOZOFF (1972)	40
Figura 13: Esquema de aquisição dos dados magnetotelúricos. Modificado de VOZOFF (1972).....	45
Figura 14: Perfil de poço (XIAO & UNSWORTH, 2006)	54
Figura 15: Mapa geológico mostrando a localização das estações eletromagnéticas (XIAO & UNSWORTH, 2006).....	56
Figura 16: Pseudo seções. (a) dado magnetotelúrico medido após a correção de <i>static shift</i> . (b) Resposta calculada do modelo de inversão. Os blocos brancos representam ruído (XIAO & UNSWORTH, 2006)	58

Figura 17: (a) Seção sísmica perto da área do levantamento. (b) Modelo de inversão magnetotelúrico (XIAO & UNSWORTH, 2006)..... 61

Figura 18: Teste de inversão sintética para examinar a resolução dos dados (XIAO & UNSWORTH, 2006).....63

Lista de tabelas

Tabela 1: Características geoquímicas das principais rochas geradoras da bacia Austral.....21

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
<i>Abstract</i>	ix
Lista de figuras	x
Lista de tabelas	xi
INTRODUÇÃO	1
1 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA AUSTRAL	2
1.1 Estratigrafia	4
1.2 Geologia estrutural	10
1.3 Geologia histórica.....	14
1.3.1 Primeira etapa: etapa de rifte.....	14
1.3.2 Segunda etapa: Subsidência térmica.....	16
1.3.3 Terceira etapa: desenvolvimento da bacia de “foreland”	16
1.4 Geologia do petróleo.....	18
1.4.1 Rocha geradora e geração.....	19
1.4.2 Migração.....	22
1.4.3 Trapeamento.....	23
1.4.4 Reservatório.....	24
2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO.....	26
2.1 Teoria	27
2.1.1 Fundamentos da teoria e o tensor impedância.....	28
2.1.2 Equações básicas.....	32
2.1.2 Solução para um modelo de camada semi-infinita e uniforme.....	34
2.1.4 Solução para um modelo unidimensional com várias camadas (1D).....	37
2.1.5 Solução para modelo 2D.....	41
2.2 Aquisição.....	43
2.3 Processamento.....	46
2.3.1 Solução do tensor impedância.....	46
2.3.2 <i>Static Shift</i>	50

2.4 Interpretação.....	51
3 ESTUDO DE CASO (BACIA DE ALBERTA).....	52
3.1 Motivação.....	52
3.2 Geologia da bacia Alberta.....	53
3.3 Aquisição.....	55
3.4 Processamento.....	56
3.5 Interpretação.....	59
CONCLUSÕES.....	65
Referências bibliográficas	66

INTRODUÇÃO

Entre os métodos geofísicos eletromagnéticos de investigação da subsuperfície, o método magnetotelúrico é o que tem despertado maior interesse na indústria de petróleo recentemente. Diante da proposta inicial de estudar a aplicação de um método geofísico eletromagnético na Bacia Austral, o método magnetotelúrico se mostrou o mais atraente. Como não foi encontrado na literatura registro de levantamentos magnetotelúricos na região, a proposta da monografia passou a ser estudar a geologia da bacia, estudar o método geofísico e propor, através de analogia com um trabalho realizado sobre outra bacia, uma forma de estudo da Bacia Austral, procurando por características em comum nas duas bacias que favorecessem a utilização do método, buscando perceber as vantagens e desvantagens em utilizá-lo.

O levantamento realizado em 2002 na Bacia de Alberta, no Canadá, serviu de inspiração para estudar a aplicação do método magnetotelúrico. Em comum, entre outras coisas, as duas bacias possuem uma região de falhas e dobras de cavalgamento, formando uma estrutura interessante para a exploração através dos métodos eletromagnéticos, já que o contraste de resistividade na região pode ser facilmente mapeado.

A parte teórica trata dos fundamentos do método magnetotelúrico e das etapas de aplicação do método, abordando os temas principais usados no levantamento e tratamento dos dados presentes no estudo de caso. A geologia da Bacia Alberta aborda os aspectos importantes para a exploração de hidrocarbonetos em bacias sedimentares.

1 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA AUSTRAL

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 8000 m de sedimentos depositados, que ficam menos espessos para leste, com espessura entre 1000 m e 2000 m 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 Tobífera, Formação Springhill e Formação Magallanes.

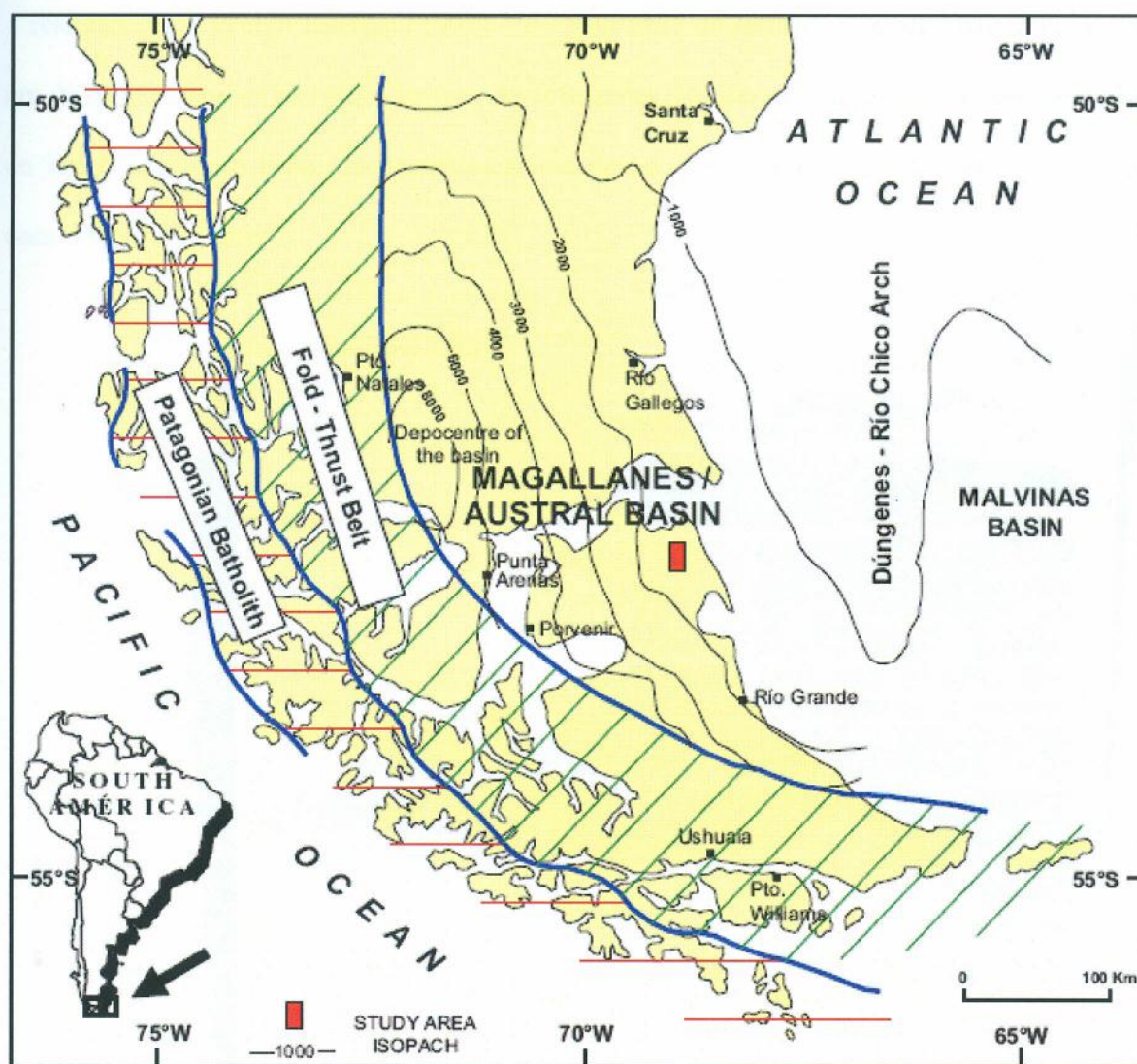


Figura 1 – Mapa de localização da bacia Austral, observar isolinhas de espessura de cobertura sedimentar e as principais delimitações da bacia (Quattrocchio, 2006).

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).

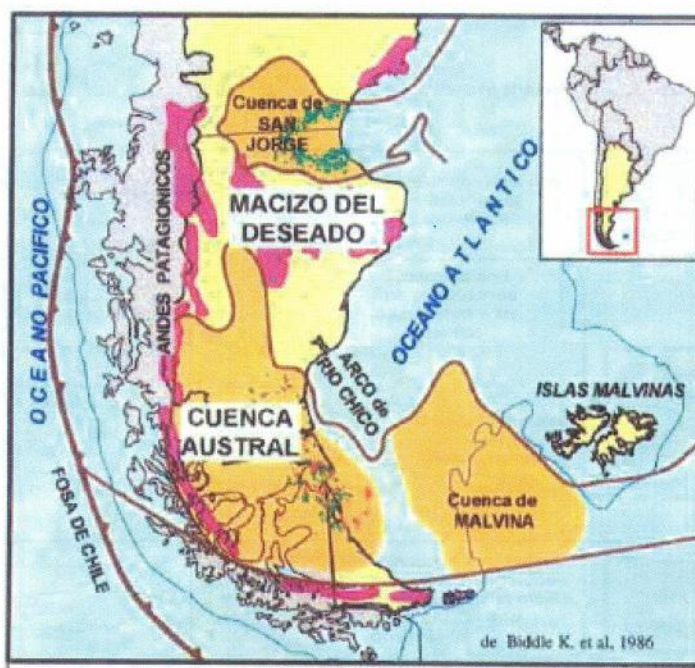


Figura 3 – Distribuição dos afloramentos da Série Tobífera (rosa) e equivalentes (Biddle et al, 1986).

Hechem & Homoc (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).

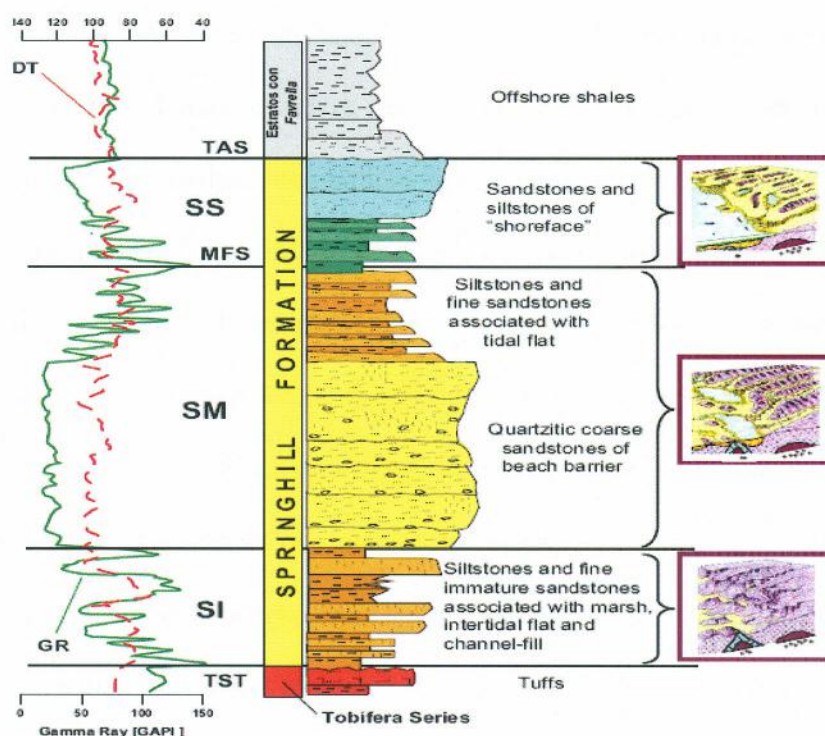


Figura 4 – Coluna estratigráfica da Formação Springhill contando com informações geofísicas de sondagem (sônico em laranja, raios gama em verde e análise de litofácies) (Quattrocchio et al., 2006).

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) é 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 Formação Springhill, que são interpretadas como um produto de intervenções climáticas que provocaram o deslocamento e deposição 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 baía e de estuário desenvolvidos durante período de subida de mar. Sobre os níveis de condensação desenvolvem-se pelitos de plataforma de trato de mar alto.

De idade Barremiana, a unidade Carina, assim como a unidade Paloma, é 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 Formação Springhill. Eles consistem em um folhelho fossilífero 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 foraminífero mais comum é o Cristellaria, Polymorpha e o Ammobaculites.

A Formação Pampa Rincon ou Inoceramus Inferior e equivalentes (folhelhos com chert) de idade Barremiano-Aptiano (Natland *et al.*, 1974) foram depositados sobre a Formação 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 Aptiano; 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.

1.2 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.

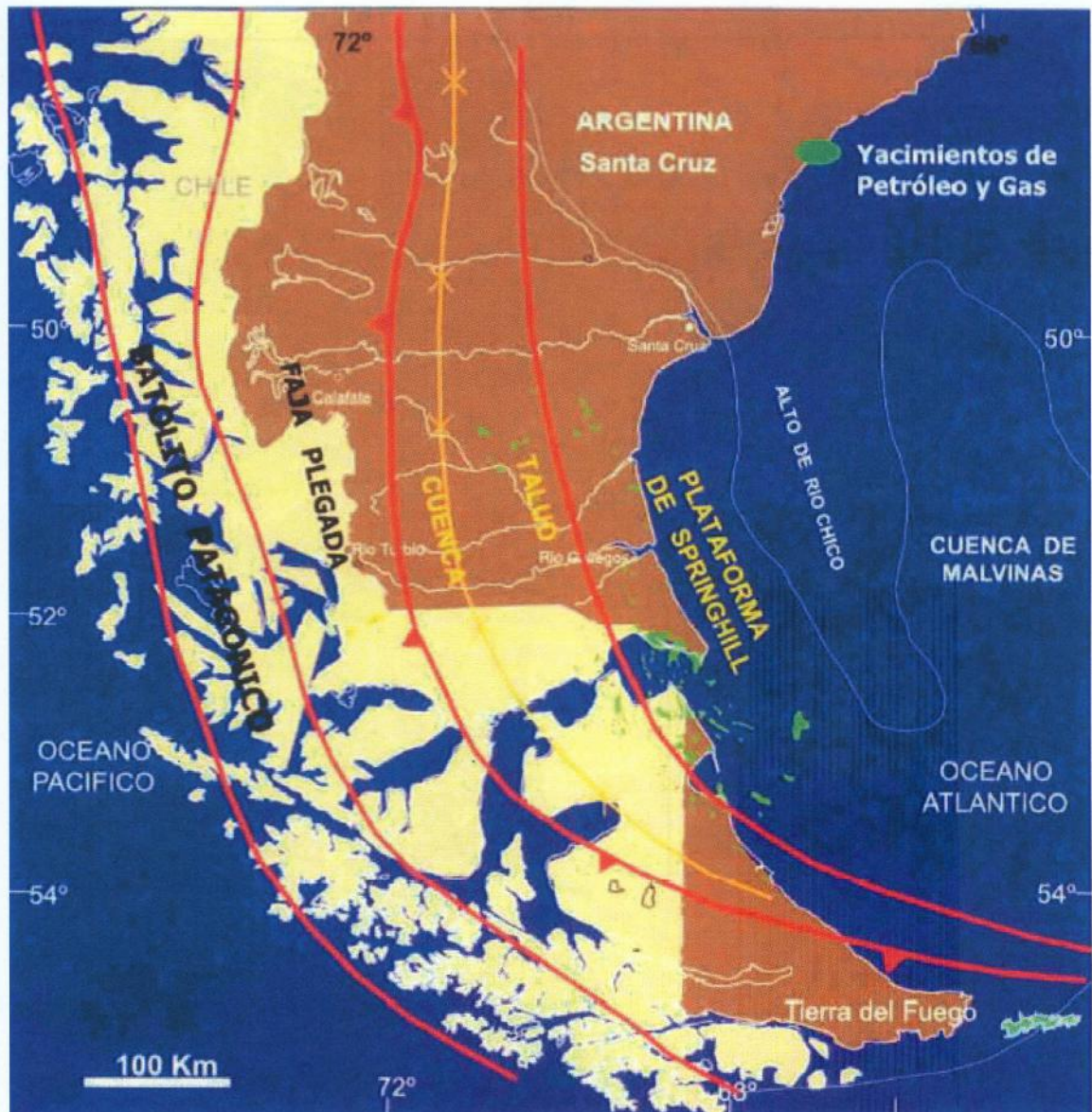


Figura 5 - Bacia Austral, contexto geotectônico, localização e geometria geral. As quatro zonas morfo-estruturais são representadas por zona de plataforma (Plataforma de Springhill), zona de flexura ou talude (Talud), zona de bacia profunda (cuenca) e zona dobrada (Faja Plegada). (Schiuma, 2002).

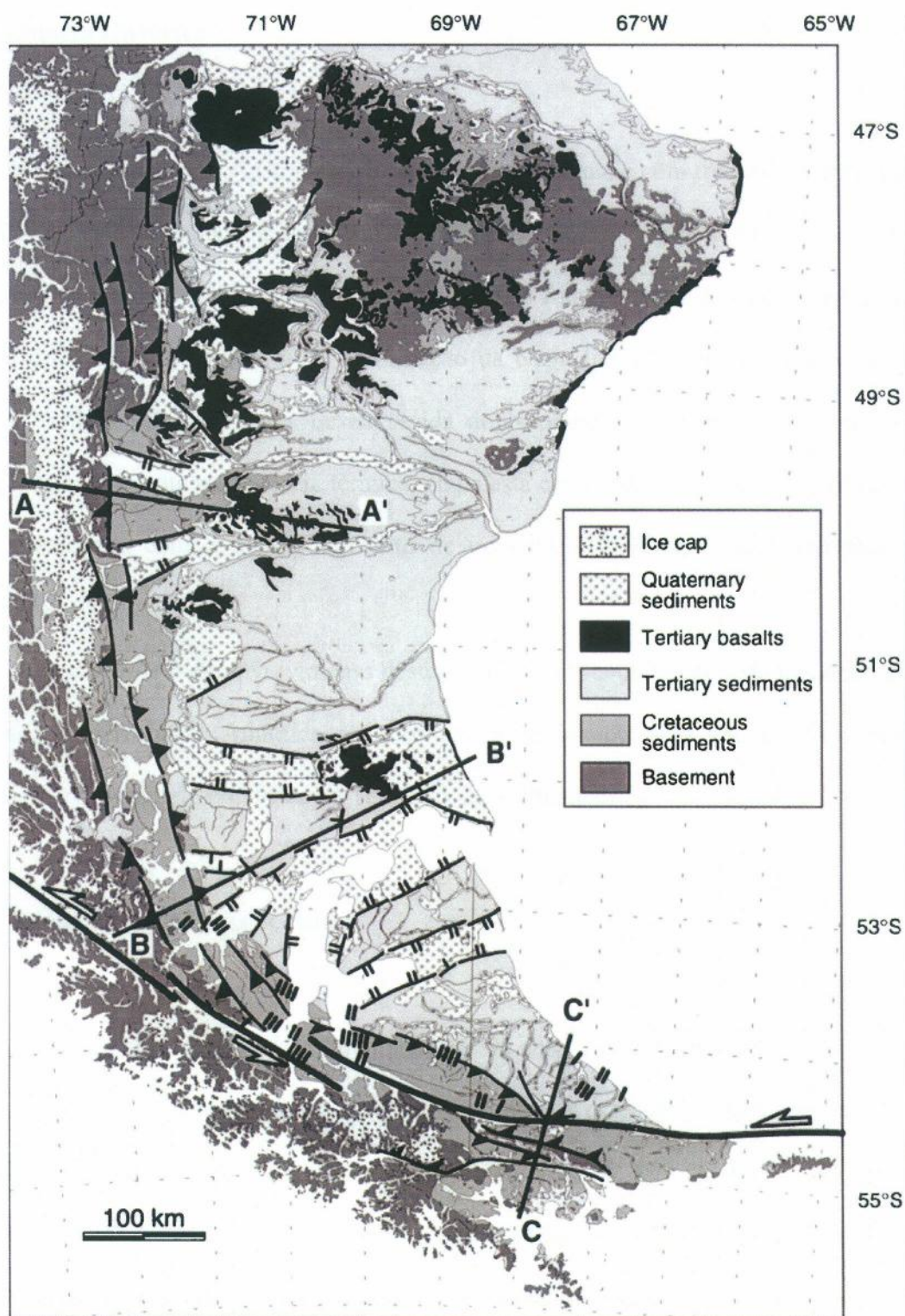


Figura 6 – Mapa geológico e estrutural da porção sul dos Andes e bacia Austral. O embasamento consiste em rochas meta-sedimentares do paleozóico, intrusões, ofiolitos e rochas vulcanoclásticas do Jurássico. As estruturas são empurrões, falhamentos transcorrentes (representados por meias setas brancas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

1.3 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.

1.3.1 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.

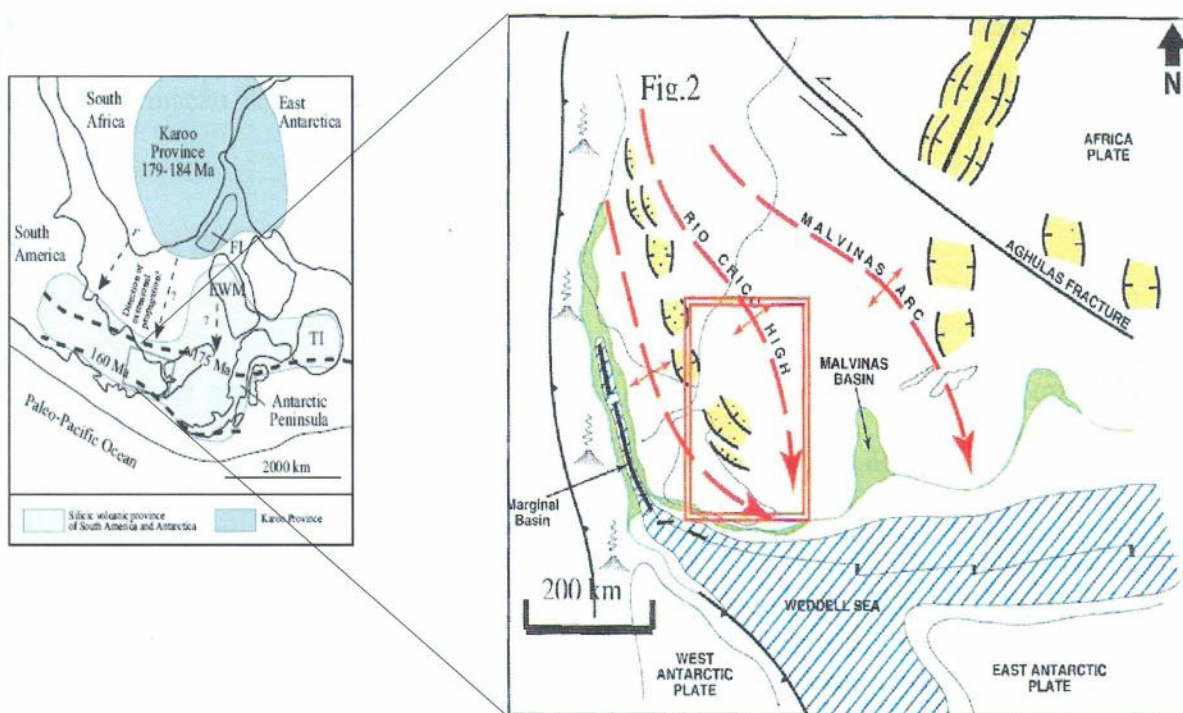


Figura 7 - Fase rifte da bacia Austral e abertura do Mar de Wedell (Fildani & Hessler, 2005)

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).

1.3.2 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.

1.3.2 Terceira Etapa: Desenvolvimento da Bacia antepaís

Uma vez abortada, por inversão, a bacia retro-arco, ocorreram dobramentos e erosão parcial de seus depósitos, como consequência 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 consequência 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.

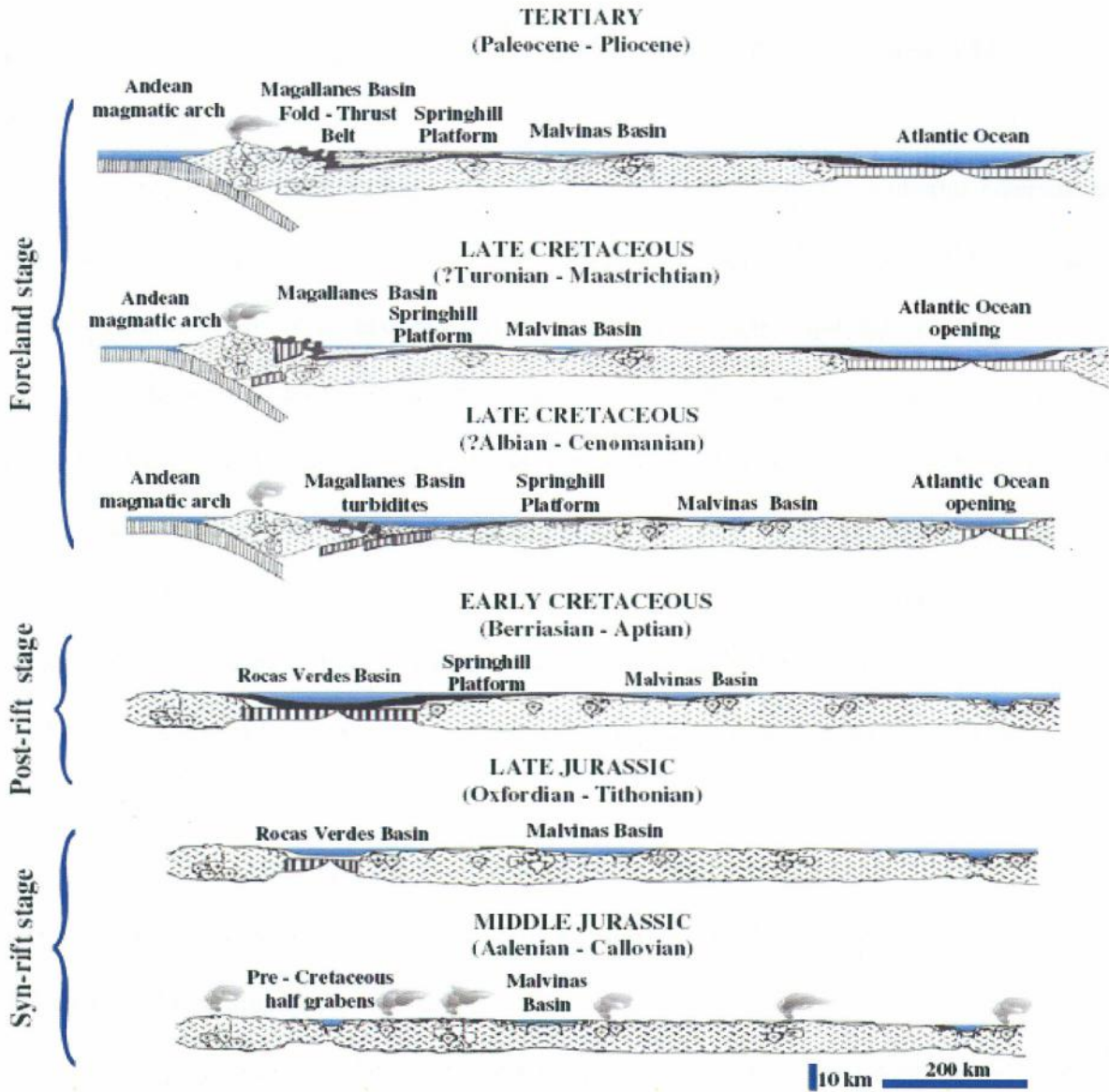


Figura 8 - Evolução tectônica da bacia Austral (modificado de Galeazzi, 1994).

1.4 Geologia do Petróleo.

O progressivo soterramento de seções com condições oleogenéticas 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.

1.4.1 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.

Formação	TOC (%)	HI (mg/g)	S₂ (Kg/t)	Tipo dominante	Potencia I	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

1.4.2 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.

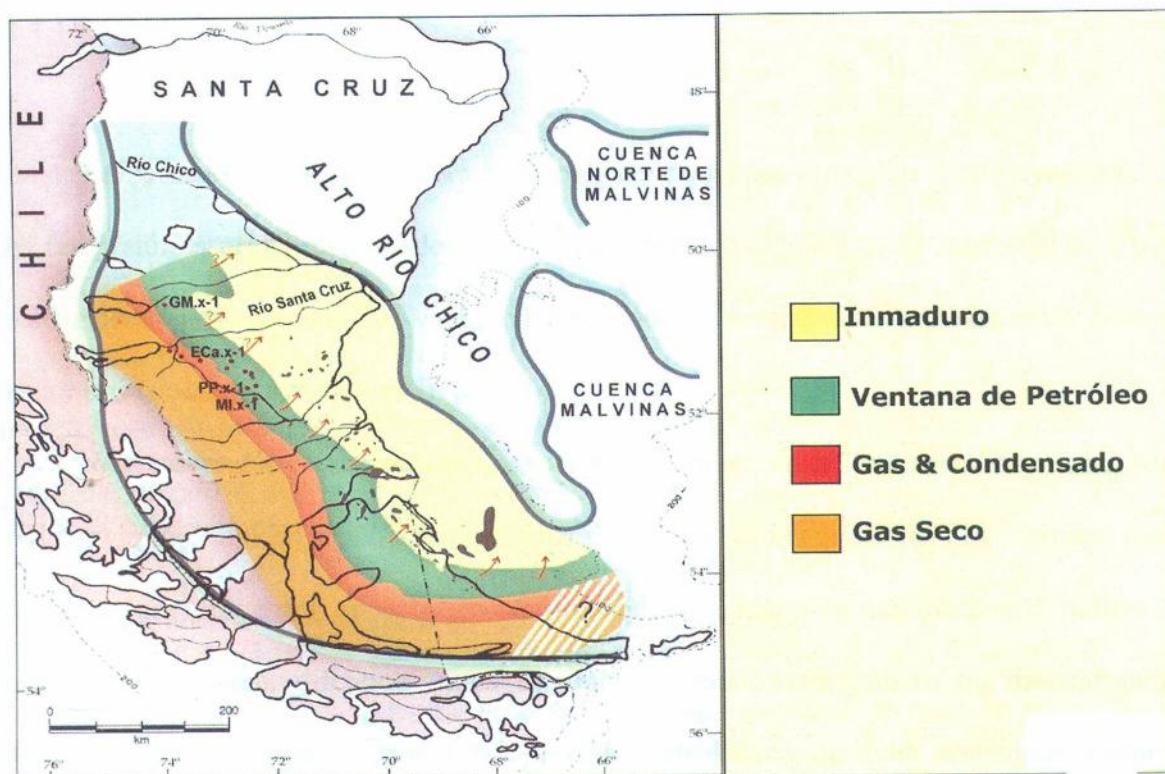


Figura 9 – Principais características do sistema petrolífero Inoceramus Inferior (Springhill e Magallanes Inferior) da bacia Austral e distribuição atual da janela de geração de hidrocarbonetos (Peroni et al., 2002).

1.4.3 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).

1.4.4 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.

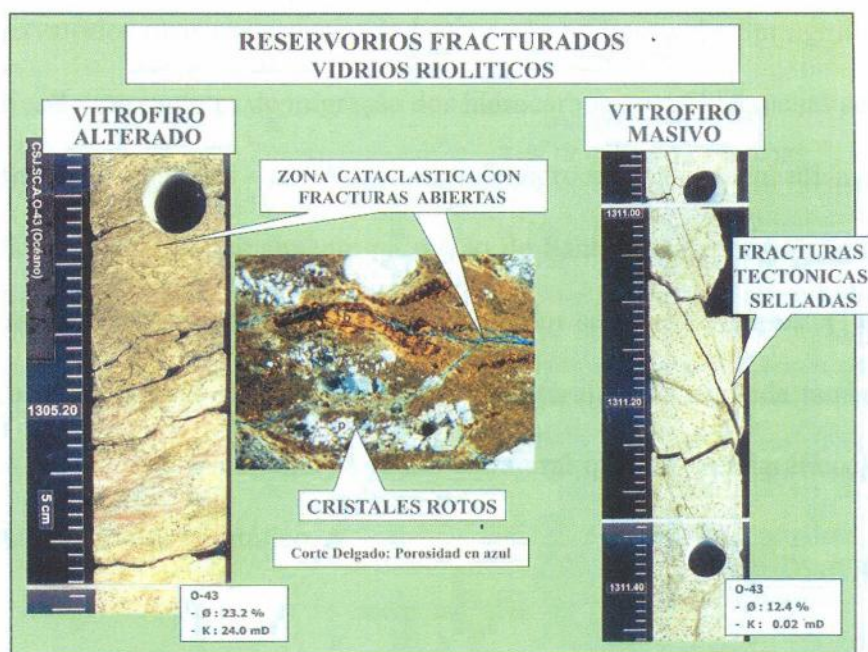


Figura 10 – Reservatório em fraturas cataclásticas em rochas riolíticas (Hinterwimmer, 2002).

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.

2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

Métodos geofísicos de investigação da subsuperfície, em geral, têm como objetivo *imagear* estruturas do interior da Terra baseados no mapeamento de uma das propriedades das rochas. O método magnetotelúrico procura determinar a distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Na superfície são medidos simultaneamente os campos elétricos e magnéticos transientes naturais da Terra e a relação entre suas componentes revela informações sobre a resistividade aparente do seu interior. O campo eletromagnético medido na superfície está associado a correntes telúricas induzidas por fenômenos externos e se difunde no interior da Terra. Ao encontrar limites com diferentes valores de condutividade, campos secundários são gerados e a propagação desses de volta para cima traz consigo informação sobre os contrastes de condutividade encontrados. Rochas e sedimentos exibem uma ampla faixa de condutividade elétrica o que faz dos métodos eletromagnéticos muito atraentes para o mapeamento das estruturas. Em sondagens de bacias sedimentares, a resposta obtida sobre condutividade pode ser relacionada à porosidade e à salinidade, já que a condutividade tem dependência primária nesses dois fatores em rochas sedimentares comuns (VOZOFF, 1972).

Os campos eletromagnéticos usados na teoria do método magnetotelúrico têm origem em fenômenos naturais, principalmente pela interação entre a atividade solar e a ionosfera da Terra e pelas tempestades elétricas que ocorrem em todo o mundo. O efeito das tempestades é responsável pelos sinais obtidos com frequência entre 1 Hz e 10 Hz, enquanto os sinais abaixo de 1 Hz são resultado da atividade solar.

A teoria do método magnetotelúrico foi introduzida pelo geofísico francês Louis Cagniard (CAGNIARD, 1953) e o geofísico russo Tikhonov sendo bastante desenvolvido

posteriormente por KEEVA VOZOFF (VOZOFF, 1972). A aplicação do método inicialmente foi voltada para mapeamento de reservatórios geotermiais e passou a ser usado também para exploração mineral, exploração e monitoramento de água subterrânea e exploração de hidrocarbonetos.

A grande aplicabilidade do método magnetotelúrico na exploração de petróleo está nas regiões onde o método sísmico encontra dificuldades de *imageamento*. A sondagem magnetotelúrica, então, é uma alternativa para a exploração de regiões com carbonatos ou rochas vulcânicas de alta velocidade sísmica, regiões com cinturão de cavalgamento, onde camadas com velocidade alta estão posicionadas logo acima de camadas com velocidade baixa, e na exploração sub-sal. Essas regiões podem também ser exploradas pelos métodos magnéticos e gravimétricos, porém esses métodos trabalham com anomalias enquanto que o método magnetotelúrico obtém valores absolutos dando como resultado da interpretação valores reais de resistividade e profundidade.

2.1 Teoria

A teoria do método magnetotelúrico assume que as ondas eletromagnéticas medidas são planas e a superfície onde são medidas é plana também. Essa aproximação está quase sempre em acordo com a observação (VOZOFF, 1991). Mesmo em casos onde a aproximação não se aplica, um campo eletromagnético arbitrário pode ser representado por uma superposição de ondas planas.

Quando a energia eletromagnética atinge a superfície da Terra, é refratada verticalmente na Terra por causa do grande contraste de condutividade entre o ar e as rochas. Então, na ausência de espalhamento causado por não homogeneidades laterais lidamos com a propagação de ondas planas verticais (STERNBERG et al., 1982).

A abordagem teórica comum do método magnetotelúrico utiliza algumas simplificações e aproximações, além da condição de onda planas, que simplificam e tornam viável o desenvolvimento da teoria: A Terra é considerada um meio continuamente isotrópico com permeabilidade magnética e permissividade elétrica constantes e independentes da frequência. A permeabilidade magnética em todo o espaço é considerada igual à do vácuo. Os campos elétrico e magnético variam harmonicamente com o tempo. As correntes de deslocamento são desprezadas quando comparadas com as correntes de condução. Não há cargas livres no meio.

2.1.1 Fundamentos da teoria e o tensor impedância

A propagação de uma onda eletromagnética é descrita pelos vetores do campo elétrico e campo magnético. A relação entre os dois campos fornece as informações sobre o meio onde a onda se propaga e a informação sobre essa relação, no método magnetotelúrico, está contida no tensor impedância. Para a propagação de uma onda plana a razão entre a amplitude do campo elétrico e a amplitude do campo magnético depende apenas das propriedades elétricas do meio e da frequência do sinal e é definida como a impedância do meio:

$$\vec{E} = Z\vec{H} \quad (2.1)$$

onde \vec{E} é o vetor campo elétrico, \vec{H} o vetor campo magnético e Z o tensor impedância. A resistividade aparente está relacionada aos valores de impedância.

A abordagem do problema pode ser feita após diversas considerações e depende muito do modelo que é proposto para o objetivo geológico desejado. Pode-se considerar ou não anisotropia no modelo, heterogeneidades podem ser de vários tipos variando a dimensão.

Consideraremos os casos mais simples em que não há anisotropia presente. Nesta condição há quatro casos específicos a serem abordados, que correspondem aos modelos geológicos de uma só camada uniforme e semi-infinita, várias camadas com variação unidimensional da resistividade, camadas com variação bidimensional da resistividade e o caso geral de variação tridimensional. VOZOFF (1972) define essas duas últimas possibilidades de estrutura elétrica: no caso bidimensional a condutividade varia ao longo da coordenada horizontal e com a profundidade. A outra direção horizontal é chamada *strike*. Quando a estrutura varia em ambas as direções horizontais e com a profundidade a estrutura é denominada tridimensional e não possui *strike*.

A característica que varia nesses casos é a homogeneidade do meio. No caso de variação unidimensional consideramos que a variação se dá na vertical, perpendicular à superfície. Nesse caso, e no caso de completa homogeneidade, o campo elétrico e magnético são sempre perpendiculares entre si, de modo que o campo elétrico numa dada direção x é devido ao campo magnético na direção y , perpendicular. Quando existem regiões com variação lateral na condutividade aparece uma distribuição de cargas na região que gera um campo elétrico secundário, modificando o campo elétrico total na região. Mesmo neste caso, diante da consideração de que a onda plana se propaga perpendicularmente à superfície, no que podemos denominar eixo z (figura 11), estamos interessados principalmente nas componentes horizontais dos campos elétrico e magnético. O que se verifica é que, diferente do caso homogêneo, o campo elétrico na direção y , por exemplo, é devido em parte ao campo magnético no eixo x e também ao campo magnético no eixo y , que é defletido pela estrutura. Nesse contexto escrevemos que:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{aligned} \quad (2.2)$$

presumindo que o sistema é linear e considerando que os campos elétricos são devidos apenas a campos magnéticos e que não há influência de ruídos. Escrevendo em forma matricial:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

Agora é possível representar em termos do tensor impedância a geometria do problema. Para o caso unidimensional temos que os termos Z_{xx} e Z_{yy} são nulos e $Z_{xy} = -Z_{yx}$. O caso bidimensional se divide em dois tipos. Quando um dos eixos horizontais do sistema de coordenadas retangular está orientado paralelamente ao *strike*, temos também Z_{xx} e Z_{yy} nulos mas com Z_{xy} e Z_{yx} diferentes entre si. Quando os eixos estão orientados em uma direção qualquer $Z_{xx} = -Z_{yy}$, são não nulos. No caso tridimensional as componentes do tensor são independentes. Esse seria o modelo mais realista da subsuperfície, sendo que algumas situações geológicas exigem a modelagem tridimensional para o bom resultado do *imageamento*. Nos casos mais gerais, devido ao grande aumento de complexidade nesse tipo de tratamento, a modelagem 2D fornece resultados aceitáveis.

Nos casos uni e bidimensionais pode-se orientar os eixos, na abordagem matemática, para que a solução fique o mais simples possível.

Quando, em um levantamento 2D os dados são adquiridos sem seguir a direção do *strike* é possível determinar um ângulo de rotação que posicione as componentes dos campos nessa direção. Para uma rotação com ângulo θ no sentido horário o vetor campo elétrico girado, \vec{E}' , é dado por:

$$\vec{E}' = R\vec{E} \quad \text{ou} \quad \begin{pmatrix} E'_x \\ E'_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

onde R é o tensor que opera a rotação. O mesmo procedimento pode ser feito para o campo magnético e para o tensor impedância:

$$\vec{H}' = R\vec{H} \quad \text{e} \quad \vec{Z}' = R\vec{Z}R^T \quad (2.5)$$

sendo R^T o transposto de R .

Este procedimento ainda deixa uma ambigüidade de 90° em relação à direção da estrutura resistiva, que pode ser eliminada usando conhecimentos geológicos da região ou por métodos específicos. Na etapa de processamento dos dados, diversos métodos podem ser usados para determinar o valor do ângulo de rotação e o tensor correspondente.

Apenas no caso homogêneo e 2D orientado de acordo com o *strike* geológico, cada componente do tensor impedância pode ser relacionado a um valor de resistividade aparente. Para a componente Z_{xy} temos:

$$\rho_{xy} = \frac{Z'_{xy} Z'^*_{xy}}{\mu\omega} \quad (2.6)$$

que, para o caso geral, como será mostrado adiante, também pode ser escrita como:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (2.7)$$

Como, no caso geral, os campos elétrico e magnético não estão em fase, a impedância é um número complexo. A fase da impedância também é obtida dos elementos do tensor:

$$\phi_{xy} = \arctan \left(\frac{\text{Im } Z'_{xy}}{\text{Re } Z'_{xy}} \right) \quad (2.8)$$

A resistividade obtida através dessas equações é chamada resistividade aparente, pois, a não ser no caso de um modelo homogêneo, não representa a resistividade real do meio. Enquanto a resistividade é uma propriedade do meio, a resistividade aparente depende, entre

outros fatores, da geometria de aquisição e representa a resistividade que uma suposta Terra uniforme deveria ter para produzir os valores medidos.

2.1.2 Equações básicas

Na presença de um campo magnético variável no tempo, correntes elétricas são induzidas em subsuperfície. Essas correntes, por sua vez, geram um campo magnético secundário que novamente serve como campo indutor. Essa cadeia fechada é descrita matematicamente pelas equações de Maxwell (BOLOGNA, 2002.). Em princípio será considerado um campo elétrico e um campo magnético dependentes da posição e tempo, $\vec{E} = \vec{E}(\vec{r}, t)$ e $\vec{H} = \vec{H}(\vec{r}, t)$, e a condutividade do meio constante em relação ao tempo, $\sigma = \sigma(\vec{r})$. Quando se trabalha com campos eletromagnéticos em materiais as equações de Maxwell são mais convenientemente escritas em função também do deslocamento elétrico, \vec{D} e da indução magnética, \vec{B} :

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad \nabla \cdot \vec{D} = \rho_{liv} \quad (2.9)$$

Pela hipótese feita de que não há cargas livres meio, temos $\rho_{liv} = 0$ resultando em:

$$\nabla \cdot \vec{D} = 0 \quad (2.10)$$

Para inserir nas equações as informações referentes ao meio de propagação usamos as relações constitutivas, que são dadas em função da permissividade dielétrica, ϵ , da permeabilidade magnética, μ , e da condutividade:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad \vec{B} = \mu \vec{H} \quad \vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (2.11)$$

Substituindo nas equações (2.9), obtém-se:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial(\mu\vec{H})}{\partial t} \quad (2.12)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma\vec{E} + \frac{\partial(\epsilon\vec{E})}{\partial t} \quad (2.13)$$

$$\nabla \cdot (\mu\vec{H}) = 0 \quad (2.14)$$

$$\nabla \cdot (\epsilon\vec{E}) = 0 \quad (2.15)$$

Neste ponto serão levadas em consideração as aproximações feitas no início da seção 2.1, além da suposição feita anteriormente da susceptibilidade não variar com o tempo. Desta forma, algumas derivadas são simplificadas nas equações (2.12-15).

Para desacoplar as equações e obter expressões independentes para o campo elétrico e para o campo magnético aplicamos o operador rotacional nos dois lados da equação (2.12) e derivamos a equação (2.13) em relação ao tempo, além de multiplicá-la por μ em ambos os lados. Dessa forma ficamos com:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -\mu\nabla \times \frac{\partial\vec{H}}{\partial t} \quad \text{e} \quad \mu\sigma\frac{\partial\vec{E}}{\partial t} + \mu\epsilon\frac{\partial^2\vec{E}}{\partial t^2} = \mu\nabla \times \frac{\partial\vec{H}}{\partial t} \quad (2.16)$$

Igualando as duas equações e usando a identidade vetorial:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{\phi} = \nabla(\nabla \cdot \vec{\phi}) - \nabla^2 \vec{\phi}, \quad (2.17)$$

lembrando que o divergente do campo elétrico é nulo (equação 2.15) obtemos a equação desacoplada, apenas em função de \vec{E} .

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu\sigma\frac{\partial\vec{E}}{\partial t} + \epsilon\mu\frac{\partial^2\vec{E}}{\partial t^2} \quad (2.18)$$

Se aplicarmos um procedimento semelhante, ou seja, derivar a primeira equação com respeito ao tempo, multiplicando por ε e aplicar o rotacional à segunda equação, juntar as duas usando novamente a primeira, obtemos uma equação idêntica à equação (2.18) para o campo magnético:

$$\nabla^2 \vec{H} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \varepsilon\mu \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2} \quad (2.19)$$

E essas são as duas equações que descrevem a propagação das ondas em subsuperfície. Resolvendo as equações e obtendo os valores para \vec{E} e \vec{H} podemos chegar aos valores de impedância através da equação (2.3).

2.1.3 Solução para um modelo de camada semi-infinita e uniforme

O modelo de Terra uniforme requer que o valor da condutividade seja constante, $\sigma(\vec{r}, t) = \sigma$, e a magnitude dos campos dependa só da profundidade, o que simplifica bastante a solução das equações 2.18 e 1.19. Por questão de simplificação de cálculo, os eixos utilizados na modelagem são aqueles que coincidem com a direção dos campos de forma que $\vec{E} = \vec{E}_x(z, t)$ e $\vec{B} = \vec{B}_y(z, t)$, e a direção de propagação segue o eixo z , como mostra a figura 11. No caso uniforme os campos magnético e elétrico são sempre perpendiculares entre si de forma que não há componentes em outra direção.

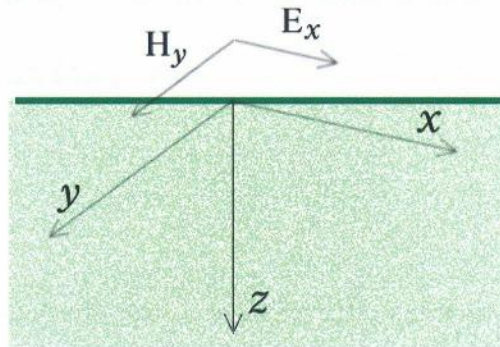


Figura 11: Orientação do campo elétrico e magnético

Considerando a condição estabelecida na seção 2.1, de variação harmônica dos campos em função do tempo, tomamos uma solução para o campo elétrico na forma:

$$E_x = e^{i\omega t} \bar{E}(z) \quad (2.20)$$

onde $\bar{E}(z)$ é a parte do campo que depende apenas da posição e ω é a frequência angular.

Substituindo a solução na equação (2.18) e simplificando os termos ficamos com:

$$\frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial z^2} = (\mu\sigma\omega i - \epsilon\mu\omega^2) \bar{E} \quad (2.21)$$

Como o valor de σ é constante a equação (2.21) é a equação da difusão para a dependência espacial do campo elétrico. A solução geral para essa equação é:

$$\bar{E} = c_k e^{ikz} \quad \text{com} \quad \bar{k} = \pm \sqrt{\mu\sigma\omega i - \epsilon\mu\omega^2} \quad (2.22)$$

De acordo com KELLER & KAUFMAN (1981) é válido considerarmos apenas o primeiro termo da equação para \bar{k} em (2.22) em relação ao segundo. A solução completa, com esse argumento, torna-se:

$$E_x = e^{i\omega t} (a e^{ikz} + b e^{-ikz}) \quad \text{com} \quad k = \sqrt{\mu\sigma\omega i} \quad (2.23)$$

A expressão para k pode ser reescrita como soma de uma parte imaginária e outra real fazendo $\sqrt{i} = (1+i)/\sqrt{2}$ (KELLER, 1970).

$$k = \sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} + i\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} \quad (2.24)$$

Como condição de contorno para a equação diferencial de E_x , pensamos no valor do campo quando $z \rightarrow \infty$. O módulo do campo deve diminuir conforme a profundidade aumenta devido à transformação da energia eletromagnética em calor. Como consequência a constante b torna-se nula. Com $a = E_0$, o valor do campo na superfície, temos:

$$E_x = E_0 e^{i\omega t} e^{ikz} \quad (2.25)$$

A solução para o campo magnético pode ser obtida a partir da equação para o campo elétrico. Consideramos que o campo magnético também varia harmonicamente e com mesma frequência. Usando essa consideração e a lei de Faraday (eq.) simplificada para o caso unidimensional, a solução para o campo magnético é:

$$H_y = E_0 \frac{k}{\omega\mu} e^{i\omega t} e^{-ikz} \quad (2.26)$$

O valor da impedância para uma camada uniforme pode agora ser calculado:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} = (1+i)\sqrt{\frac{\omega\mu}{2\sigma}} \quad (2.27)$$

A partir da impedância obtemos a resistividade:

$$\rho_{xy} = \frac{Z'_{xy} Z'^*_{xy}}{\mu\omega} = \frac{1}{\sigma} \quad (2.28)$$

o que mostra que, para uma camada uniforme a resistividade aparente de fato é igual à resistividade da camada, já que a igualdade $\rho = 1/\sigma$ é sempre válida. A parte imaginária e real da impedância nesse caso são iguais, o que mostra que a fase é constante:

$$\phi_{xy} = \arctan\left(\frac{\text{Im } Z_{xy}}{\text{Re } Z_{xy}}\right) = \arctan(1) = 45^\circ \quad (2.29)$$

As duas últimas equações, para o caso geral, são das mais importantes da teoria magnetotelúrica. Cabe agora definir uma outra equação fundamental. A equação (2.24) pode ser reescrita como

$$k = \frac{1}{\delta} + i \frac{1}{\delta} \quad (2.30)$$

onde o *skin depth*, δ , dado por

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}} \quad (2.31)$$

é a profundidade para qual os campos caem para $(e)^{-1}$ do seu valor. Essa equação demonstra que a profundidade medida no método magnetotelúrico está relacionada à frequência, já que $\omega = 2\pi f$.

2.1.4 Solução para modelo unidimensional com várias camadas (solução 1D)

No modelo unidimensional geral ainda temos $\sigma = \sigma(z)$ e os campos elétrico e magnético também são $\vec{E} = \vec{E}_x(z, t)$ e $\vec{B} = \vec{B}_y(z, t)$. Embora agora a condutividade dependa da profundidade, consideramos que em cada camada ela é uniforme com condutividade σ_n de modo que a solução geral obtida para camada uniforme vale para cada camada, com

condições de contorno diferentes. A dependência de σ_n com a profundidade vai ser expressa apenas nas condições de contorno. Agora, temos:

$$E_{x(n)} = e^{i\omega t} (a_n e^{ik_n z} + b_n e^{-ik_n z}), \quad (2.32)$$

e conseqüentemente:

$$H_{y(n)} = \frac{k_n}{\omega\mu} e^{i\omega t} (a_n e^{ik_n z} - b_n e^{-ik_n z}) \quad (2.33)$$

Nesse caso há condições de contorno a serem atendidas em cada interface (condições válidas não só para incidência normal), que valem para as situações onde não há carga livre:

$$\begin{aligned} \hat{n} \times \vec{E}_n - \hat{n} \times \vec{E}_{n-1} &= 0 & \hat{n} \times \vec{H}_n - \hat{n} \times \vec{H}_{n-1} &= 0 \\ \sigma_n \hat{n} \cdot \vec{E}_n - \sigma_{n-1} \hat{n} \cdot \vec{E}_{n-1} &= 0 & \mu_n \hat{n} \cdot \vec{H}_n - \mu_{n-1} \hat{n} \cdot \vec{H}_{n-1} &= 0 \end{aligned} \quad (2.34)$$

O valor da impedância não é mais constante em todo o meio, é função da profundidade $Z = Z(z)$ e, como no caso anterior, é calculado pela razão entre campo elétrico e magnético, para cada camada:

$$Z_n(z) = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k_n} \frac{a_n e^{ik_n z} + b_n e^{-ik_n z}}{a_n e^{ik_n z} - b_n e^{-ik_n z}} \quad (2.35)$$

$$Z_n(z) = \frac{\omega\mu}{k_n} \coth \left[ik_n z - \frac{1}{2} \ln \left(\frac{b_n}{a_n} \right) \right] \quad (2.36)$$

Para aplicar as condições de contorno, podemos tomar os valores da impedância nas interfaces, ou seja, no topo e na base de cada camada. O topo da n -ésima camada está na posição $z = z_n$ e a base está em $z = z_{n-1}$ e a espessura da camada é h_n . Os valores da impedância nesses dois casos são dados por:

$$Z_n(z_n) = \frac{\omega\mu}{k_n} \coth \left[ik_n z_n - \frac{1}{2} \ln \left(\frac{b_n}{a_n} \right) \right] \quad (2.37)$$

$$Z_n(z_{n+1}) = \frac{\omega\mu}{\bar{k}_n} \coth \left[i\bar{k}_n z_{n+1} - \frac{1}{2} \ln \left(\frac{b_n}{a_n} \right) \right] \quad (2.38)$$

As duas expressões podem ser “unidas” para retornar uma expressão para a impedância na base da camada em função da impedância no topo:

$$Z_n(z_{n+1}) = \frac{\omega\mu}{\bar{k}_n} \coth \left\{ i\bar{k}_n (z_{n+1} - z_n) - \coth^{-1} \left[\frac{\bar{k}_n}{\omega\mu} Z(z_n) \right] \right\} \quad (2.39)$$

O mesmo processo pode ser feito para a camada debaixo, de função impedância $Z_{n+1}(z)$ mas agora fazendo a impedância do topo em função da impedância da base:

$$Z_{n+1}(z_{n+1}) = \frac{\omega\mu}{\bar{k}_{n+1}} \coth \left\{ i\bar{k}_{n+1} (z_{n+1} - z_{n+2}) - \coth^{-1} \left[\frac{\bar{k}_{n+1}}{\omega\mu} Z(z_{n+2}) \right] \right\} \quad (2.40)$$

De acordo com as condições de contorno as duas equações podem ser igualadas para que o valor da impedância seja constante. Daí resulta, após alguma manipulação, resulta:

$$Z_{xy}(z_n) = \frac{\omega\mu}{\bar{k}_n} \coth \left\{ i\bar{k}_n h_n - \coth^{-1} \left[Z_{xy}(z_{n+1}) \frac{\bar{k}_n}{\omega\mu} \right] \right\} \quad (2.41)$$

onde $h_n = z_{n+1} - z_n$ é a espessura da n-ésima camada. A notação para a impedância foi mudada porque não faz mais sentido diferenciar as camadas já que a variável z faz esse papel. Essa é a fórmula recursiva da impedância.

Os modelos mais simples de duas ou três camadas são muito interessantes para se analisar qualitativamente o comportamento da resistividade aparente em relação à frequência. A figura 12.b mostra dois esquemas de duas camadas. A diferença entre eles é apenas a espessura da camada. O gráfico ao lado mostra o comportamento ideal da função resistividade com a frequência. Fica clara a característica importante do método magnetotélúrico de que as altas frequências respondem melhor às menores profundidades enquanto que as baixas

enxergam as grandes profundidades. Para uma frequência muito alta praticamente nenhuma energia penetra no embasamento, ou seja, o *skin depth* é muito pequeno. Observa-se no gráfico que a resistividade aparente é assintótica para o valor da resistividade da segunda camada. Quando a frequência é muito baixa a camada superior tem pouco efeito e a curva se aproxima do valor da resistividade da primeira camada. Quando a espessura da camada aumenta percebe-se que é necessário diminuir a frequência para se obter informações sobre o embasamento. Diferente da sísmica, a transição entre os valores característicos das camadas é gradual e o resultado é uma curva suave.

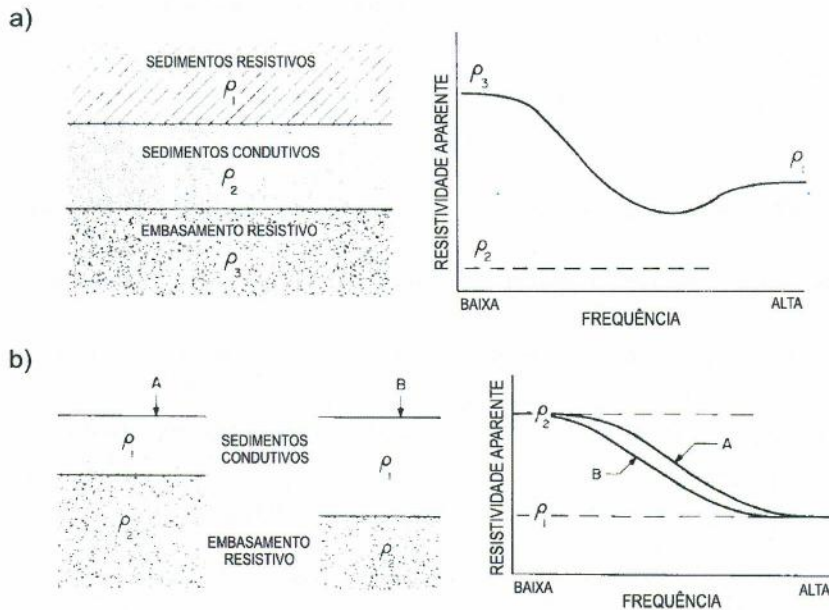


Figura 12: Função resistividade aparente para os modelos de: (a) três camadas; (b) duas camadas. Modificado de VOZOFF (1972).

O caso com três camadas, mostrado na figura 12.a, deixa clara a suavidade da curva. Embora a função não adquira o valor da resistividade da camada do meio, a presença dessa é indicada pela inclinação ao valor. Os procedimentos realizados no processamento tentam obter as informações de espessura e resistividade a partir dessas curvas.

2.1.5 Solução para modelo 2D

O problema para várias camadas com variação bidimensional da função resistividade pode ser abordado considerando um sistema de coordenadas retangular tal que $\sigma = \sigma(y, z)$. A condutividade ao longo da direção x permanece constante e deve coincidir com o *strike* do objetivo. Mesmo quando se trabalha com um sistema de eixos não alinhado de acordo com o *strike* da estrutura geológica é possível girar o tensor impedância, usando a equação (2.5) para que se coincida com o *strike*. O tensor impedância, diante dessas considerações, fica bastante simplificado, uma vez que a diagonal se anula:

$$Z_{(strike)} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (2.42)$$

Aqui usaremos a condição do início da seção 2.1 de que o termo da corrente de deslocamento (primeiro termo) é desprezado em comparação ao termo das correntes de condução (segundo termo) na lei de Ampère (234). A variação dos campos elétrico e magnético agora existe em duas dimensões, $\vec{E} = \vec{E}(y, z, t)$ e $\vec{H} = \vec{H}(y, z, t)$. As equações (2.12) e (2.13) para o caso bidimensional, ficam:

$$\left(\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right) \hat{x} + \frac{\partial E_x}{\partial y} \hat{z} - \frac{\partial E_x}{\partial z} \hat{y} = -\mu \omega i (H_x \hat{x} + H_y \hat{y} + H_z \hat{z}) \quad (2.43)$$

$$\left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right) \hat{x} + \frac{\partial H_x}{\partial z} \hat{y} - \frac{\partial H_x}{\partial y} \hat{z} = \sigma (E_x \hat{x} + E_y \hat{y} + E_z \hat{z}) \quad (2.44)$$

Separando as equações em componentes obtemos seis equações, duas equações para cada direção no espaço. Essas equações podem ser agrupadas em dois conjuntos:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial E_x}{\partial y} = -\mu\omega i H_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = -\mu\omega i H_y \\ \frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x \end{array} \right. \quad \text{e} \quad \left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial H_x}{\partial y} = \sigma E_z \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma E_y \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = \sigma E_x \end{array} \right. \quad (2.45)$$

Os primeiro conjunto de equações envolve somente as componentes E_x , H_y e H_z , definindo o modo transversal elétrico (modo TE). O segundo conjunto envolve as outras três componentes, E_y , E_z e H_x , e define o modo transversal magnético (modo TM).

Após algumas manipulações nas equações (2.45) é possível obter uma equação apenas para a variável E_x e outra para H_x .

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} - \mu\sigma\omega i E_x = 0 \quad (2.46)$$

$$\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} + \frac{1}{\sigma} \left(\frac{\partial H_x}{\partial y} \frac{\partial \sigma}{\partial y} + \frac{\partial H_x}{\partial z} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \right) - \mu\sigma\omega i H_x = 0 \quad (2.47)$$

Resolvendo as equações para essas duas componentes todas as outras são obtidas através das equações (2.45). A segunda equação pode ser simplificada pela utilização da condição de que acima da superfície a condutividade da camada de ar é nula.

A resistividade pode ser obtida das componentes para o modo TE e TM. Os campos do modo TE estão relacionados a correntes elétricas que fluem na mesma direção do *strike*, E_x e H_y . O modo TM inclui os campos E_y e H_x , relacionados ao fluxo de corrente ortogonal ao *strike* da estrutura. Ao resolver o sistema (2.3) usando o tensor impedância (2.42) para esse problema obtém-se que o campo E_x depende apenas do campo H_y e o campo E_y depende apenas de H_x . Apenas duas componentes do tensor são não nulas e cada uma está relacionada a um dos modos:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad \text{e} \quad Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \quad (2.48)$$

A resistividade e fase para o modo TE são dados por:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 \quad \text{e} \quad \phi_{xy} = \arctan\left(\frac{\text{Im } Z_{xy}}{\text{Re } Z_{xy}}\right) \quad (2.49)$$

e para o modo TM:

$$\rho_{yx} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{yx}|^2 \quad \text{e} \quad \phi_{yx} = \arctan\left(\frac{\text{Im } Z_{yx}}{\text{Re } Z_{yx}}\right) \quad (2.50)$$

2.2 Aquisição

A coleta de dados deve ser planejada e realizada com muito cuidado, pois a magnitude do sinal eletromagnético é muito baixa.

A escolha do posicionamento dos sítios onde ficam os detectores leva em consideração a presença de ruído na região. Por ser um sinal de baixa amplitude, o ruído danifica bastante o registro. As fontes de ruído cultural são mais fáceis de serem evitadas. Linhas de força, dutos, cercas de metal e estradas de ferro devem ser mantidas a uma distância de pelo menos 1 km. Estradas com tráfego de veículos devem estar distantes por 100m. Deve-se afastar pequenos objetos que possam interferir na medida. Fontes naturais de ruído também devem ser evitadas.

O número de sítios de sondagem deve ser determinado em função do tamanho da área a ser explorada e da qualidade desejada para o levantamento. Quanto mais sítios por área, maior a resolução.

Os principais instrumentos de campo são os aparelhos de registro dos campos magnético e elétrico e o aparelho de registro. O campo elétrico é medido indiretamente

através do registro da variação da voltagem ente dois eletrodos afastados de uma distância determinada, ligados por um fio e alinhados na direção da componente do campo que deve ser registrada. Dessa forma, para obter E_x e E_y , é necessário utilizar quatro eletrodos arranjados em pares que determinam duas retas, perpendiculares entre si. O campo em cada direção é considerado constante no espaço entre os eletrodos de forma que sua amplitude E_i esteja relacionada com a voltagem V_i por

$$E_i = V_i / l \quad (2.51)$$

onde l é o espaçamento entre os eletrodos e i é uma das direções. O tamanho desse espaçamento deve ser grande o suficiente para que a relação sinal/ruído na medida da voltagem seja aceitável desde que ainda seja válida a aproximação de campo elétrico constante.

O par de eletrodos deve ser enterrado em um terreno saturado d'água de forma que a evaporação e a mudança de temperatura sejam retardadas. Para permitir que o sistema entre em equilíbrio é recomendável instalar os eletrodos um dia antes das atividades de registro.

O campo magnético é medido com magnetômetros de dois tipos, um para medir campos horizontais e outro para campos verticais. Os magnetômetros são bobinas de indução e as variações do campo magnético são medidas através do registro da voltagem gerada nos fios das bobinas. De acordo com a lei da indução a variação do fluxo do campo magnético no interior das bobinas induz uma diferença de potencial que pode ser medida. O fluxo magnético é função da área da bobina, do material que a permeia, da quantidade de voltas do fio e da variação do campo. Quanto maior a área normal ao campo, o número de espiras e a variação do campo, maior é a voltagem medida, de forma que, para um sinal sinusoidal, o aumento da frequência faz com que o sinal aumente. A figura 13 ilustra o esquema de aquisição.

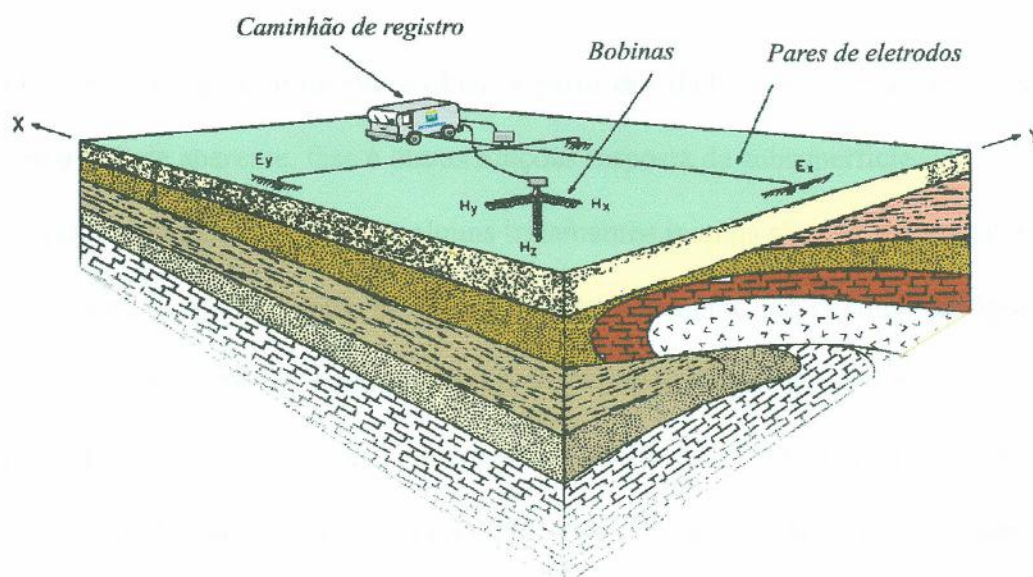


Figura 13: *Esquema de aquisição dos dados magnetotéluricos. Modificado de VOZOFF (1972)*

Os campos magnéticos medidos têm magnitude muito pequena. Para que se obtenha um sinal com amplitude aceitável a área das bobinas deve ser maximizada e posicionada perpendicularmente ao campo e número de espiras deve ser o maior possível. O uso de um material com permeabilidade magnética alta no interior da bobina contribui bastante para o aumento do sinal.

Em campo são usadas três bobinas para medir as três componentes do campo magnético, cada uma com o eixo alinhado na direção do campo que se deseja medir. Em casos onde se deseja usar a técnica de referência remota o campo magnético é medido em dois pontos diferentes.

O registro dos dados, em geral, é feito por um caminhão equipado com os instrumentos necessários para armazenagem das informações. A fixação dos instrumentos deve ser muito bem feita já que a movimentação desses pode induzir o aparecimento de sinais adicionais.

2.3 Processamento

O objetivo do processamento é obter, a partir dos dados medidos, as informações sobre resistividade aparente, fase e outras funções resposta da subsuperfície.

Durante a aquisição dos dados alguns tratamentos iniciais são feitos ao sinal ainda em campo para prepará-lo para as etapas do processamento. O circuito da figura () mostra que o sinal fornecido pelas bobinas e eletrodos passa por um amplificador que é necessário, pois a resposta obtida tem amplitude muito baixa. Os aparelhos usados na aquisição devem trabalhar com uma faixa de frequências adequada para a boa operação de todos os instrumentos em todas as etapas e que seja eficaz em relação ao objetivo geológico na região. Além da limitação instrumental o sinal passa por um filtro de frequências que pode ser passa-baixas ou passa-banda. O primeiro tem função de limitar a amostragem a frequências abaixo da frequência de Nyquist, minimizando a contribuição acima desse limite. O filtro passa-banda, além de limitar da mesma forma superiormente, também tem a função de minimizar a presença das baixas frequências que podem ser resultado de ruído instrumental. O dado filtrado passa por um conversor analógico-digital.

2.3.1 Solução do tensor impedância

Os dados chegam à etapa de processamento filtrados e convertidos para sinal digital. No processamento é necessário resolver o sistema (2.3) para obter as componentes do tensor impedância e desses as resistividades aparentes nos modos TE e TM. Como as variáveis do sistema são dadas em função da frequência e os dados são medidos em função do tempo, uma mudança de domínio deve ser feita para que a

manipulação dos dados seja possível. A transformada de Fourier recoloca os dados amostrados do domínio do tempo para o domínio da frequência. Na prática do processamento é muito usada a FFT (Fast Fourier transform). Antes de aplicar a transformada o registro no domínio do tempo é dividido em partes que no processamento atuam como medidas independentes. A divisão é feita em tantas partes quanto for necessário de acordo com o número de amostras que se espera, cuidando para que cada uma possua o tempo de registro adequado ao maior período que se deseja obter. Agora cada componente dos campos possui N amostras. A n -ésima amostra do campo elétrico na direção x é $E_x^{(n)}$. Existem técnicas que utilizam o dado no domínio do tempo, mas o mais comum, por existirem técnicas melhor desenvolvidas, é o uso de dados do domínio da frequência.

Após a aplicação da transformada cada amostra de cada componente de campo é representada pelo seu espectro de frequências, limitado entre uma frequência inicial e a frequência de Nyquist. A transformada produz muitos pontos em frequência, principalmente para as altas frequências. É comum tomar a média sobre grupos adjacentes de frequências ou janelas, para obter resultado mais suaves e lidar com um número menor de dados já que, fisicamente, a impedância deve ser representada por uma curva suave que não precisa de uma densidade muito grande de pontos para ser definida.

No domínio da frequência o sistema (2.3) pode ser resolvido. O sistema é composto por duas equações e quatro incógnitas e aqui fica claro uma das vantagens de se dividir o registro em partes, fazendo com que haja mais dados do que incógnitas. A solução pode ser obtida usando apenas duas amostras independentes para cada equação do sistema, resultando em quatro equações, mas, para obter um resultado mais confiável estatisticamente, existem vários procedimentos que utilizam todas as amostras disponíveis.

O método dos mínimos quadrados é o mais comum e se baseia na minimização da função erro que compara o valor do campo elétrico medido com o valor do campo elétrico sintético que se obteria usando os valores de impedância calculados para calcular as equações (2.2). Sendo o valor do erro razoável então os valores de impedância são aceitáveis. Para a componente x do campo elétrico a função erro total, ε_x , que é a soma linear dos erros individuais de cada amostra, é dada por:

$$\varepsilon_x = \sum_{n=1}^N \left[E_x^{(n)} - Z_{xx} H_x^{(n)} - Z_{xy} H_y^{(n)} \right]^2 \quad (2.52)$$

O método busca a minimização dessa função com relação aos componentes do tensor impedância. A derivada da função erro total é tomada em relação a cada componente e igualada a zero. Como resultado, para as componentes Z_{xx} e Z_{xy} , por exemplo, seria obtido o sistema:

$$\begin{aligned} \sum_{n=1}^N E_x^{(n)} H_x^{(n)*} &= Z_{xx} \sum_{n=1}^N H_x^{(n)} H_x^{(n)*} + Z_{xy} \sum_{n=1}^N H_y^{(n)} H_x^{(n)*} \\ \sum_{n=1}^N E_x^{(n)} H_y^{(n)*} &= Z_{xx} \sum_{n=1}^N H_x^{(n)} H_y^{(n)*} + Z_{xy} \sum_{n=1}^N H_y^{(n)} H_y^{(n)*} \end{aligned} \quad (2.53)$$

onde $H_x^{(n)*}$ e $H_y^{(n)*}$ são os complexos conjugados de $H_x^{(n)}$ e $H_y^{(n)}$ respectivamente. Os valores da impedância são facilmente obtidos, sendo que os outros dois são encontrados através do mesmo procedimento para a equação da componente y do campo.

O caso mais geral de solução do sistema consiste em multiplicar as equações do sistema pelo complexo conjugado de duas componentes de campos medidos quaisquer, P^* e Q^* , dividindo o espectro de frequências em janelas, e tomar a média sobre cada janela. Para isso o valor da impedância é considerado constante na janela, levando em consideração a lenta variação da impedância em relação a frequência. Esse procedimento resulta em quatro equações:

$$\begin{aligned} \langle E_x P^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x P^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y P^* \rangle \\ \langle E_y P^* \rangle &= Z_{yx} \langle H_x P^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y P^* \rangle \\ \langle E_x Q^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x Q^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y Q^* \rangle \\ \langle E_y Q^* \rangle &= Z_{yx} \langle H_x Q^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y Q^* \rangle \end{aligned} \quad (2.54)$$

onde aparecem auto espectros e espectros cruzados, definidos como:

$$\langle AB^* \rangle(\omega_0) = \frac{1}{\Delta\omega} \int_{\omega_0 - \Delta\omega/2}^{\omega_0 + \Delta\omega/2} AB^* d\omega \quad (2.55)$$

para a largura da janela de $\Delta\omega$ com frequência central ω_0 e componentes A e B , representado a média sobre uma janela. Os valores das componentes do tensor impedância são obtidos da solução do sistema.

O procedimento mais comum é utilizar H_x^* e H_y^* para multiplicar as equações. Esta é uma outra abordagem do método dos mínimos quadrados e, para a componente Z_{xx} , a solução é dada por:

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle E_y H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle E_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle E_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle E_y H_x^* \rangle} \quad (2.56)$$

e todas as outras são obtidas facilmente de (2.54).

O método de referência remota também pode ser usado para a solução do sistema. Esse método é muito eficaz na atenuação dos ruídos. Por mais que se cuide para que os dados sejam da melhor qualidade sempre há uma contribuição de ruído presente no registro. A técnica de referência remota é baseada na idéia de que a média, ou soma, do espectro cruzado de dois registros diferentes de sinais aleatórios em um intervalo qualquer será nula. Então, se não há correlação entre o ruído de duas estações, multiplicar as equações relacionando as componentes de Fourier dos campos elétrico e magnético por uma componente de um campo magnético de uma estação remota, pode-se obter estimativas livres de ruído do tensor impedância (GAMBLE et al., 1979). O sistema para essa técnica continua sendo o (2.54) e a média nas janelas agora é tomada multiplicando a equação pelo complexo conjugado das componentes H_{xR} e H_{yR} do campo magnético adquirido em uma estação remota. A escolha se justifica por ser o sinal magnético menos ruidoso (o que também justifica a escolha anterior) e por sofrer menos modificações por conta da geologia local.

O tensor impedância obtido por qualquer dos métodos está orientado conforme as coordenadas dos eixos de medida. Para obter os valores de resistividade nos modos TM e TE o tensor deve ser girado de um ângulo θ_0 que alinhe o eixo x ao *strike* geoeletrico. A rotação do tensor é feita através do tensor de rotação R na forma da equação (2.4). No caso de uma Terra perfeitamente bidimensional existiria um ângulo para o qual as componentes Z'_{xx} e Z'_{yy} seriam nulas e no caso real espera-se que os valores sejam bem pequenos. Para este ângulo, $Z'_{xy} + Z'_{yx}$ terá seu valor máximo.

As resistividades aparentes e fases dos dois modos são obtidas em função da frequência dos valores do tensor impedância correspondentes à posição correta do *strike* e perpendicular a ele.

2.3.2 Static Shift

O deslocamento estático (*static shift*) é um efeito de distorção galvânica que desloca a curva de resistividade aparente localmente por um mesmo fator multiplicativo para todas as frequências de forma que a forma da curva não se altera. O acúmulo de cargas nas interfaces de condutividades heterogêneas rasas perturba o campo elétrico regional localmente sendo responsável pelo efeito de distorção galvânica. O deslocamento da curva é vertical e, se não corrigido, provoca erros no resultado final já que as resistividades e profundidades estarão deslocadas por um fator. A curva da fase não é alterada pelo efeito.

As técnicas de correção da distorção buscam deslocar a curva para a posição correta, buscando um fator multiplicativo indeterminado a priori sendo necessário um vínculo. O uso de outras informações geofísicas ou geológicas disponíveis sobre a área de interesse, como perfis de poços, pode auxiliar na correção. Nos casos em que as heterogeneidades que afetam

os campos são de pequena escala a correção pode ser feita usando medidas de resistividade da camada superior por outros métodos eletromagnéticos.

2.4 Interpretação

A interpretação tem por objetivo obter a melhor estimativa possível da condutividade da estrutura da área *imageada*. Não é possível obter uma única distribuição de resistividade através dos dados medidos sem usar informações adicionais e é sempre útil ter um modelo geológico, perfis de poço, seções sísmicas.

Uma primeira etapa da interpretação consiste em observar diretamente os dados medidos observando a qualidade da aquisição e processamento. Algumas primeiras informações sobre a geologia também podem ser obtidas.

O grande instrumento da interpretação é a inversão, que será abordada no próximo capítulo.

3 ESTUDO DE CASO

O objetivo inicial do estudo de caso era abordar um trabalho sobre o método magnetotelúrico aplicado à Bacia Austral. Ocorre que até o presente momento não há trabalhos publicados sobre essa bacia abordando o uso do método em questão. O objetivo do atual estudo de caso é descrever o uso do método em uma outra bacia como exemplo de aplicação, como uma forma de sugestão da viabilidade do uso do método magnetotelúrico para aquisição de dados para indústria do petróleo na Bacia Austral.

O estudo escolhido para comparação e exemplo do uso do método magnetotelúrico foi realizado na Bacia de Alberta, no Canadá, está descrito no artigo de XIAO & UNSWORTH (2004). A sondagem magnetotelúrica feita nessa bacia, também produtora de petróleo, teve o objetivo de *imagear* estruturas de cavalgamento na região de Rock Mountain. Esse tipo de estrutura também está presente na Bacia Austral e é um obstáculo para a aquisição sísmica de boa qualidade. O mesmo tipo de levantamento seria recomendável para obter uma imagem estrutural melhor da bacia Austral com o objetivo de entender as rotas de migração e as armadilhas do sistema petrolífero local.

3.1 Motivação

A região de Alberta, a leste no Canadá, é uma região que tem o subsolo bastante explorado. A região de Rock Mountain Foothills é um importante eixo de produção de hidrocarbonetos. O método magnetotelúrico é um dos métodos de exploração que já foi usado em algumas regiões da bacia. A exploração sísmica foi bastante atuante no Rock Mountain Foothills e permitiu o desenvolvimento do potencial exploratório local, porém algumas características impedem o bom *imageamento* da subsuperfície em alguns pontos através da

sísmica. Locais com rochas carbonáticas paleozóicas expostas na superfície podem resultar em dados sísmicos com baixa qualidade uma vez que carbonatos com alta velocidade sísmica atenuam o *imageamento* em profundidade. A exploração auxiliar pelo método magnetotelúrico nesse caso é indicada, pois essa geometria, um carbonato de alta resistividade dobrado sobre uma lapa de baixa resistividade, é mapeável pelo método Magnetotelúrico. O contraste de resistividade é muito forte, pois uma falha de cavalgamento, a falha de cavalgamento Brazeau, colocou rochas Paleozóicas sobre rochas sedimentares clásticas Mesozóicas.

3.2 Geologia da Bacia Alberta

O Rock Mountain Foothills em Alberta está localizado entre a bacia sedimentar de Canadá Leste e as Rock Mountains. A seção Paleozóica é composta principalmente de sedimentos carbonáticos marinhos. A seção Mesozóica possui em maioria rochas sedimentares clásticas como folhelhos, siltito e arenito. Essa região da América do Norte sofreu esforços extensionais do Proterozóico ao Triássico e posteriormente deformação compressional do Jurássico Médio ao Eoceno, o que causou acresção de terra. A tectônica compressiva resultou em um encurtamento da margem ocidental da bacia sedimentar de Canadá Leste e formou a Rocky Mountains Foothills. Estruturas nos Foothills são geralmente complexas e diferentes estilos estruturais se desenvolveram por causa da variação da litologia. Uma mudança no estilo estrutural de cavalgamento dominante no sul para falha dominante no norte é geralmente observada. Isso está associado com um incremento a noroeste no conteúdo de folhelho da seção do Devoniano e Mississipiano. Isso resulta em um decréscimo a noroeste na competência da sequência sedimentar Phanerozóica inteira no Rocky Mountain Foothills e talvez

um decréscimo na resistividade elétrica. Uma zona triangular ocorre no limite oriental da deformação ao longo da maior parte ao sul do Rocky Mountain Foothills.

O perfil de poço da figura 14 mostra as formações e como são individualizadas pelo registro da resistividade. A posição da falha está mostrada na figura. É nítido o contraste de resistividade entre as rochas da parte superior e inferior à falha.

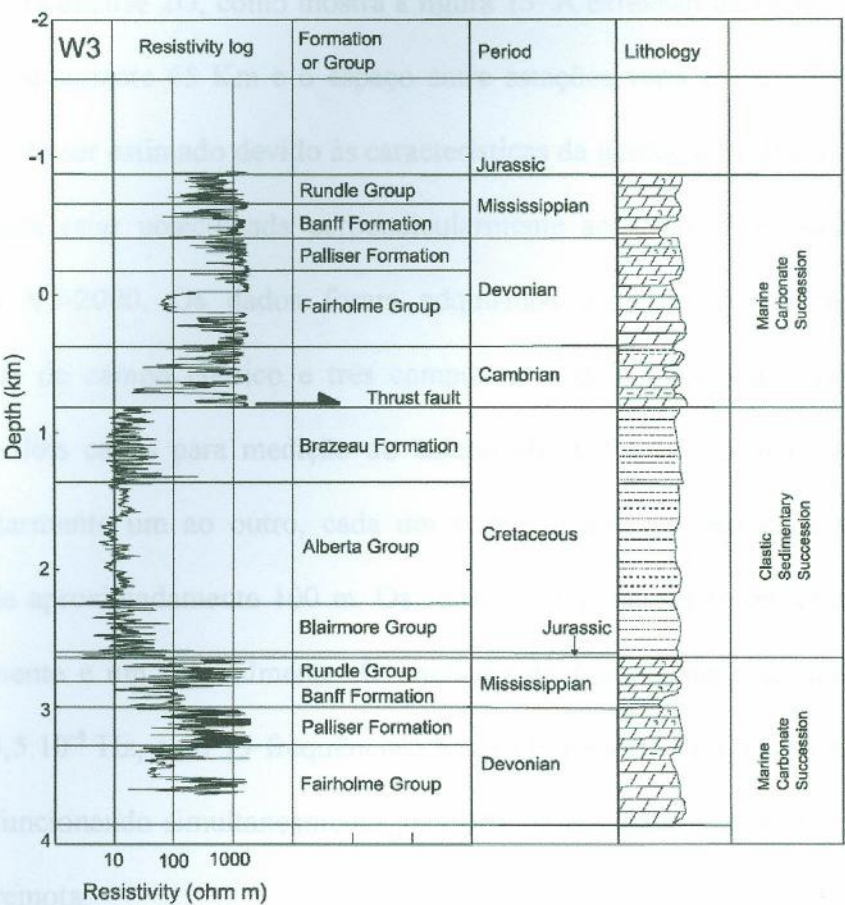


figura 14: Perfil de poço (XIAO & UNSWORTH, 2006).

Na área de estudo, Brazeau é a falha de empurrão que carregou rochas Cambrianas por sobre as rochas Mesozóicas com um deslocamento de pelo menos 20 km no nível Paleozóico. A capa da falha de Brazeau contém uma seção Paleozóica quase completa de aproximadamente 1800 m de espessura e a seção Mesozóica subcavalgada é interpretada como estendida mais que 10 km para o oeste na lapa.

3.3 Aquisição

A aquisição de dados 2D na bacia Alberta foi feita para avaliar a aplicabilidade do método magnetotelúrico na região. Foram usadas 26 locações para coleta de dados, dispostas ao longo de uma região ao redor de uma linha para a qual as estações foram projetadas para análise 2D, como mostra a figura 15. A extensão da região de aquisição é de aproximadamente 65 Km e o espaço entre estações varia entre 1,7 e 6,1 Km. O *strike* é fácil de ser estimado devido às características da geologia local e a aquisição foi projetada para estar posicionada perpendicularmente ao *strike*. Foi usado o sistema Geophysics V5-2000. Os dados foram adquiridos à noite. Foram medidas duas componentes de campo elétrico e três componentes do campo magnético. Em cada estação, os dois cabos para medição do campo elétrico foram posicionados no solo perpendicularmente um ao outro, cada um com um eletrodo em cada extremidade, afastados de aproximadamente 100 m. Os sensores magnéticos foram enterrados, dois horizontalmente e um verticalmente. O intervalo de frequências registrado variou de 384 Hz a $5,5 \cdot 10^{-4}$ Hz, com 13 frequências. Em cada período de registro duas estações estiveram funcionando simultaneamente para prover os dados necessários à técnica de referência remota.

A escolha da localização das estações de medida levou em conta a busca pela qualidade dos dados, evitando regiões com ruído muito intenso. Por se tratar de uma bacia já em produção intensa de hidrocarbonetos e próxima a estradas, as principais fontes de ruído local no Foothills são os movimentos do solo, as linhas de força e a proteção catódica de dutos ou poços de gás. Dessa forma, algumas estações foram deslocadas do que seria a forma ideal de aquisição.

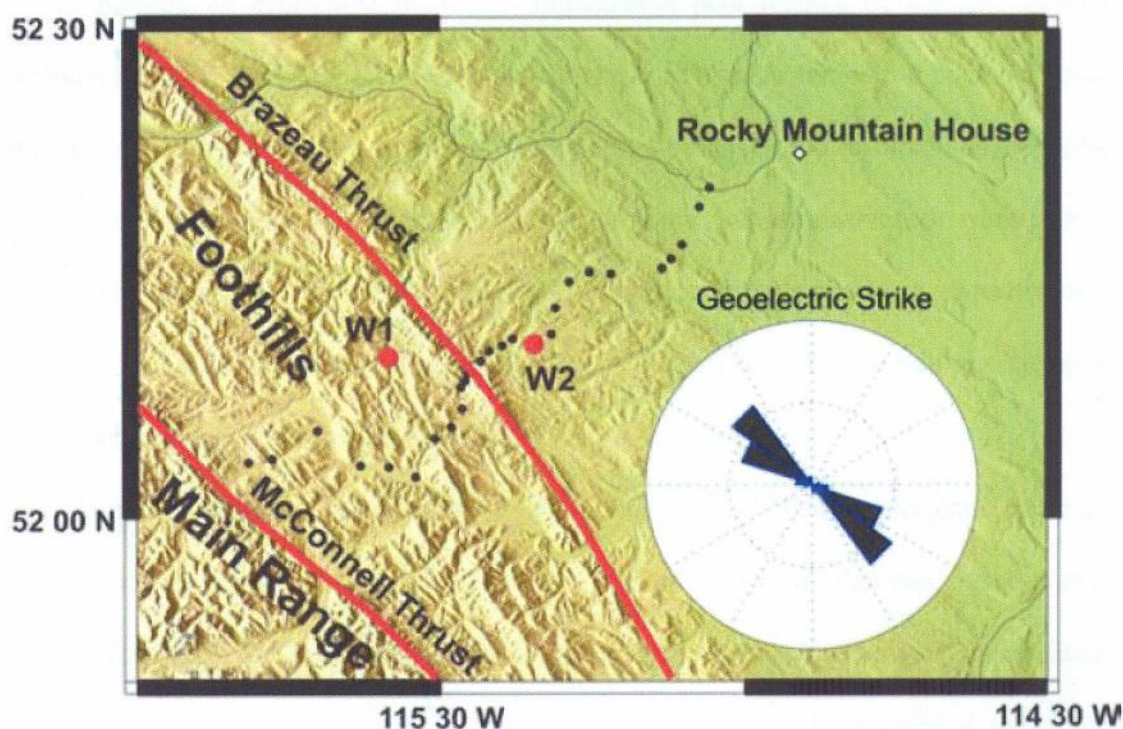


figura 15: Mapa geológico mostrando a localização das estações eletromagnéticas (XIAO & UNSWORTH, 2006).

3.4 Processamento

A série foi processada para obter estimativas da resistividade aparente e fase na banda de 100 a 0.001 Hz. A solução para o tensor impedância foi obtida usando os métodos de referência remota, baseado no trabalho de GAMBLE et. al. (1979) e no método de JONES & JÖDICKE (1984). A aplicação do método de referência remota contou com os sinais medidos em duas estações, sendo que uma delas forneceu apenas os valores de campo magnético H_{xR} e H_{yR} discutidos na seção 2.3.1. A utilização dessa técnica para tratar os dados dessa região é muito importante porque os ruídos locais são considerados coerentes, já que são sinais repetitivos como de radar e de linhas de força.

O método de estimativa do tensor impedância pela técnica de rejeição baseada na coerência (JONES & JÖDICKE, 1984) procura reduzir o ruído também e pode ser usada em conjunto com outros métodos, como o de referência remota. Como resultado de sua aplicação os erros sistemáticos são reduzidos, a coerência aumenta e as estimativas são mais estáveis. O método se baseia em determinar como construir o auto-espectro e espectro-cruzado, sugerindo uma forma de determinar qual parte dos dados processados pode ser rejeitada para se obter uma relação sinal-ruído mais alta.

Usando os dois métodos citados foi possível obter a curva da resistividade aparente e da fase em cada locação. Foi observado o efeito de *static shift* em algumas estações perto da falha de Brazeau. O alto contraste de resistividade entre a camada cavalgada carbonática e os sedimentos clásticos Mesozóicos podem ser os causadores de fortes efeitos galvânicos ao redor do afloramento da falha de Brazeau, assim como a presença de um vale na região de algumas estações.

A correção do efeito de *static shift* em Alberta foi baseado nos conhecimentos prévios sobre a geologia do local e nos resultados do levantamento. Observando a parte de alta frequência do dado (que privilegia as pequenas profundidades) e informações geológicas regionais, a resistividade do pacote a leste do Cretáceo da falha de Brazeau foi estimada em 20 ohm m. A capa composta por carbonato possui uma resistividade de 100 a 200 ohm m. Com essas informações as curvas de resistividade aparente das estações com *static shift* foram ajustadas para a mesma ordem das estações vizinhas na frequência mais alta. O algoritmo de inversão também foi usado para calcular as correções. O *Static shift* foi ajustado como parâmetro livre na inversão.

Tendo já calculado o tensor impedância é muito importante determinar a direção do *strike* e a dimensionalidade do dado magnetotelúrico através da técnica de decomposição do tensor. Esta técnica remove os efeitos de primeira ordem da distorção galvânica produzida

pelas heterogeneidades de pequena escala, próximas à superfície. Vários algoritmos são usados nessa técnica. Nesse estudo foi usado o algoritmo de McNEICE e JONES (2001) que propõe uma extensão da decomposição de Groom-Bailey (GROOM & BAILEY, 1991) na qual as condições de contorno físicas implícitas ao modelo de decomposição são impostas simultaneamente ao conjunto de dados e uma solução de mínimo global é procurada. Esse procedimento deduz uma estimativa do *strike* regional que é mais consistente com o arquivo de dados de forma estatística e fornece ao intérprete informação sobre o quanto os dados se encaixam no modelo 2D com distorções galvânicas 3D (McNEICE & JONES, 2001).

A técnica de decomposição do tensor aplicada aos dados determinou um *strike* geolétrico bem definido de N30°W, consistente com a geologia local, e mostrou que os dados são relativamente bidimensionais.

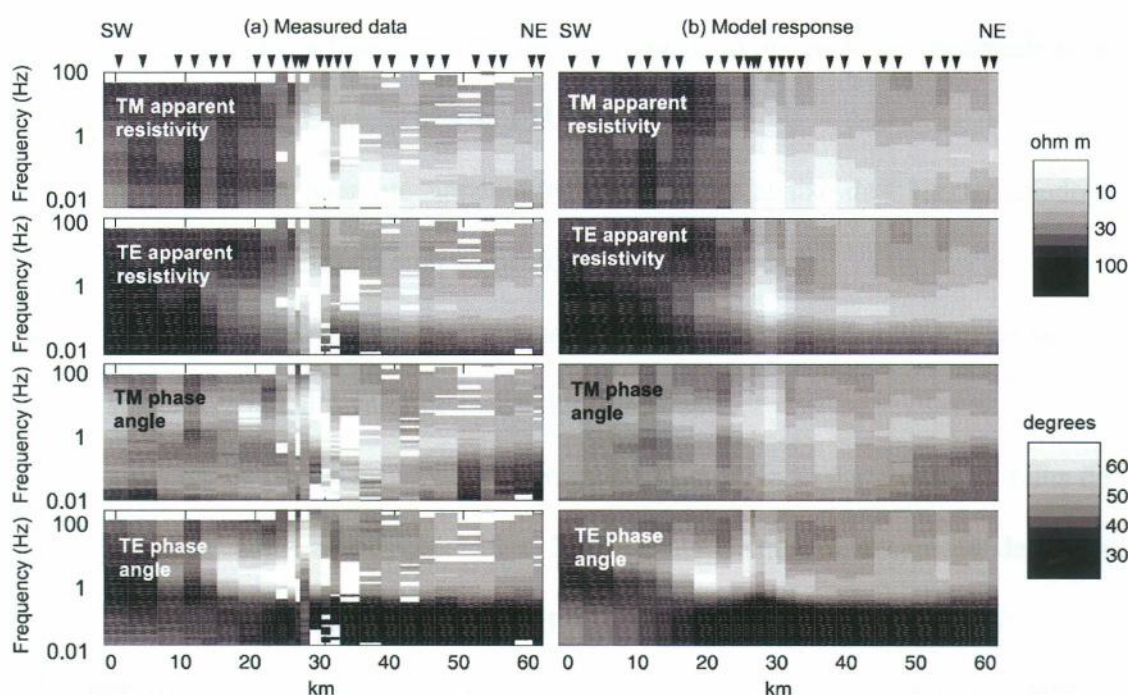


Figura 16: Pseudo seções. (a) dado magnetotelúrico medido após a correção de static shift. (b) Resposta calculada do modelo de inversão. Os blocos brancos representam ruído (XIAO & UNSWORTH, 2006).

Todas as informações obtidas até esse ponto permitem que os dados sejam visualizados. A função resistividade foi obtida, a correção de static shift levou os dados à posição correta e a decomposição determinou o *strike*, que permitiu que os dados fossem rotacionados para a posição correta de acordo com o procedimento visto na seção 2.3.1. Dessa forma, a função resistividade nos modos TM e TE, foram obtidas e pseudoseções foram construídas (, figura 16).

3.5 Interpretação

Observando as pseudoseções da figura 16 é possível obter várias informações sobre a geologia de Rock Mountain Foothills. Os aspectos observados por XIAO & UNSWORTH (2006) são:

- A estrutura rasa da Bacia Alberta, entre as posições 30 e 60 Km na figura, é caracterizada por baixos valores de resistividade, o que pode ser observado pela resistividade aparente acima de 1 Hz.
- A resistividade aparente aumenta para frequências abaixo de 1 Hz, indicando a presença de rochas do embasamento de alta resistividade.
- Na porção oeste da falha de Brazeau, extensão que vai de 0 a 30 Km na figura, se observa um alto valor de resistividade aparente.
- Um pico de baixas resistividades no modo TE a 1 Hz na parte oeste da falha de Brazeau, entre as posições 10 e 25 Km, indica que uma camada de baixa resistividade está presente em uma profundidade rasa.

As pseudoseções da figura 16 representam a resistividade em função da frequência. Para a obtenção da distribuição das resistividades em função da profundidade foi usado um algoritmo automatizado de inversão 2D que procura o modelo de resistividade mais suave que ajusta os dados magnetotelúricos. A interpretação do modelo resistivo foi respaldada

em informações obtidas dos dados sísmicos e do perfil de poço. O modelo de inversão obtido está representado na figura 17.b, mostrando o resultado da inversão dos modos transversal elétrico e transversal magnético, na banda de frequência de 100 a 0,01 Hz.

A região A do modelo de inversão mostra que o interior da Bacia Alberta é dominado por uma camada de baixa resistividade que é localizada acima da camada de resistividade alta nas distâncias maiores que 40 Km e mergulha suavemente para a esquerda na figura. Os perfis de poço presentes na metade direita da figura do modelo (W4 a W10) indicam uma mudança de resistividade aproximadamente à profundidade de 2 Km. Essa diferença pode ser constatada no modelo de inversão. Até a profundidade de 2 Km a resistividade varia por volta dos 20 a 50 ohm.m e de 2 a 4 Km está em torno do 10 ohm.m. Esses baixos valores de resistividade das rochas do Cretáceo garantem um importante contraste de propriedade que permite que o *imageamento* pelo método magnetotelúrico seja eficiente. O motivo para os baixos valores de resistividade é a presença de porosidade e salinidade do fluido intersticial. A salmora com valor de sólido dissolvido de 300g/L tem valor de resistividade de 0.2 ohm.m. A porosidade bruta da rocha pode ser estimada conhecendo o valor da resistividade através da lei de Archie. Para a seção do Cretáceo, usando a salinidade em 300g/L e a resistividade média em 10 ohm.m com fator de cimentação entre 1 e 2 a porosidade é estimada em 22 a 28%.

A “zona triangular” é uma estrutura complexa, antiformal e associada a uma armadilha de hidrocarbonetos. Na seção sísmica pode-se observar a zona triangular de Alberta entre as distâncias de 20 a 40 Km com o deslocamento basal provavelmente localizado na base da formação Brazeau. O encurtamento sobre o deslocamento formou duas anticlinais indicadas na seção sísmica por A1 e A2, e uma sinclinal, indicada por S, a direita da falha de Brazeau.

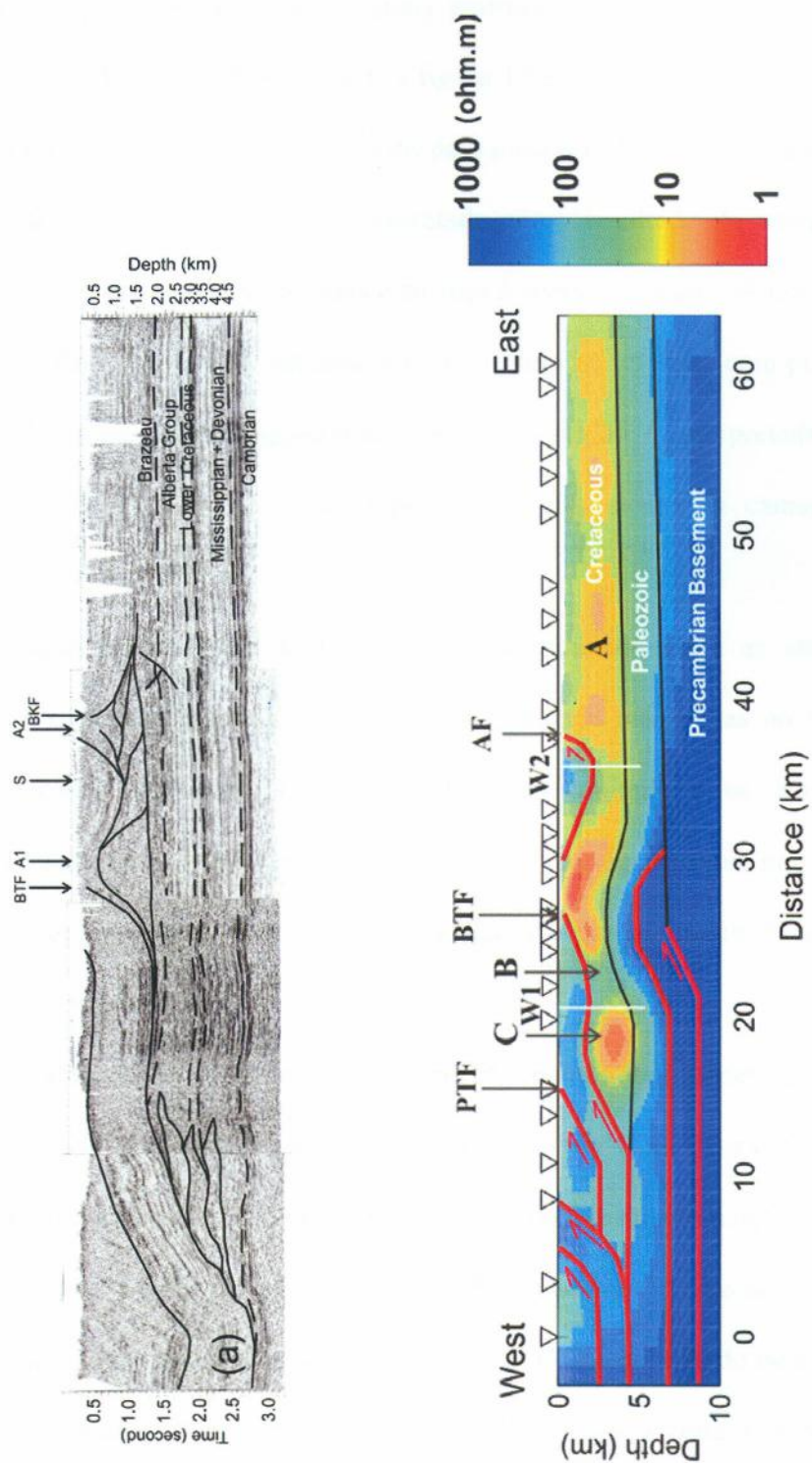


figura 17: (a) Seção sísmica perto da área do levantamento. (b) Modelo de inversão magnetotelúrico (XIAO & UNSWORTH, 2006).

Comparando a seção sísmica com o modelo de inversão vemos que as anticlinais e a sinclinal coincidem, aparecendo nas duas imagens, permitindo uma interpretação mais segura da evolução tectônica da região. Observando a figura 17.a, a camada A pode ser traçada a leste na lapa da falha de Brazeau. A capa engloba pelo menos 1700 m do conjunto Paleozóico de alta resistividade. A anticlinal A1 é interpretada como resultado do soerguimento da camada de baixa resistividade a leste da falha e alcança a superfície a uma distância entre 28 e 29 Km. O pico de alta resistividade indicado por D é obtido na inversão com pouca margem de erro, é forçado pelos dados magnetotélúricos e essa região é interpretada como uma sinclinal. A anticlinal A2 é vista como o pequeno soerguimento da camada de baixa resistividade a leste de S.

A interpretação do contraste de resistividade pronunciado entre as anticlinais e a sinclinal pode ser explicada por mudanças de permeabilidade nas rochas do Cretáceo. Os movimentos de tensão aumentam a permeabilidade do conjunto e os movimentos de compressão diminuem. Se o fluido que preenche as rochas for água salina, que possui baixa resistividade, distribuída uniformemente, a resistividade elétrica na anticlinal irá diminuir e nas sinclinais irá aumentar.

A região de alta resistividade na parte inferior do modelo de inversão corresponde ao embasamento. Na posição abaixo da anticlinal A1, indicada por U na figura 17.b, observa-se um soerguimento do embasamento. Comparando novamente o resultado magnetotélúrico com os dados sísmicos, percebe-se que as informações não coincidem. Na seção sísmica não se observa o soerguimento percebido no modelo da inversão. Como no método de inversão não é garantida uma solução única para a distribuição de resistividades, a falha pode ser devida ao processo de inversão. Para determinar se esse foi o motivo da discordância um modelo de resistividade baseado na seção sísmica, corrigindo a resposta do embasamento para uma estrutura horizontal, foi simulado e feita uma inversão sintética. O mesmo foi feito para um

modelo equivalente ao modelo interpretado do modelo de inversão. O resultado previsto pelo método magnetotelúrico foi computado e posteriormente invertido pelo mesmo processo que o dado original também foi (figura 18). Os dois modelos apresentaram resultados praticamente iguais.

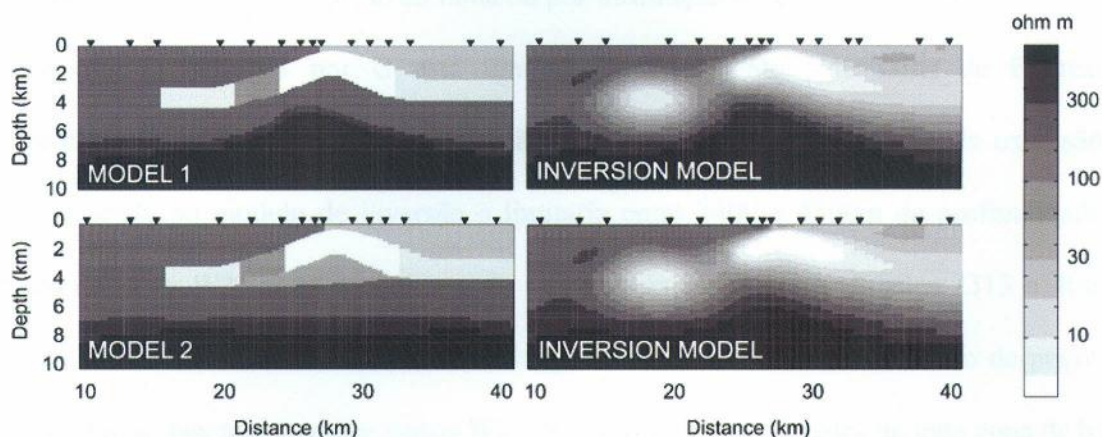


figura 18: *Teste de inversão sintética para examinar a resolução dos dados (XIAO & UNSWORTH, 2006).*

A análise de modelos sintéticos mostrou que o modelo obtido pela inversão do dado real não é o único que ajusta os dados. Foi necessária a utilização de informação extra para se obter o que seria a imagem “correta” de subsuperfície nessa região da bacia. O motivo da ambiguidade de soluções é a baixa resolução do modelo na região abaixo do anticlinal A1.

Observando agora a metade esquerda do modelo de inversão, pode-se observar a capa e a lapa da Falha Brazeau muito bem marcadas, a primeira por uma região de alta resistividade e a segunda por uma região de baixa resistividade que mergulha com um ângulo de aproximadamente 30° . Nessa região a resistividade não é uniforme. Há um intervalo de alta resistividade entre as distâncias de 21 e 24 Km (indicado por B na figura 17.b) voltando a diminuir entre 14 e 21 Km. Mais adiante à esquerda a resistividade aumenta novamente alcançando valores de 100 ohm.m.

Ao intervalo marcado por B pode ser causado por um decréscimo na porosidade e permeabilidade da rocha, o que pode ser resultado de mudanças litológicas ou no aumento da compactação com a profundidade. Outra explicação para o aumento da resistividade seria o decréscimo da salinidade do fluido da formação, que pode ocorrer por escape de fluido altamente salino durante a criação da falha ou por infiltração de água meteórica.

A região indicada por C está limitada superiormente pela falha de Brazeau e inferiormente coincide com a base da seção do Cretáceo. Uma estimativa da extensão da região baseada no modelo de inversão a limitaria entre 2400 e 4500m de profundidade. O registro do poço W3 limita o conjunto do Cretáceo entre as profundidades 2313 a 4065m, havendo um desvio no resultado do dado magnetotelúrico em relação ao dado de poço. De qualquer forma nos registros dos poços W3 e W2 é marcante a presença de uma zona de baixa resistividade. A causa pode ser associada a uma porosidade associada a uma transição de na falha de Brazeau de inclinado para plano.

Com o objetivo de se verificar se o mergulho da falha foi bem *imageado* pelo método, foram feitas modelagens sintéticas com modelos representando diferentes ângulos de mergulho. A simulação mostrou que o dado magnetotelúrico é sensível ao ângulo de mergulho.

CONCLUSÃO

O método magnetotelúrico se mostrou um método auxiliar excelente quando se tem um objetivo específico para *imagear* em uma região já previamente explorada por um outro método geofísico de melhor definição. A facilidade da aquisição, os baixos custos, o nível muito baixo de impacto ambiental aumentam o interesse de se usar o método. O desenvolvimento instrumental, principalmente para o processamento, tem aumentado a qualidade dos estudos, principalmente com relação à inversão, cada vez mais utilizando modelagens tridimensionais.

A Bacia Austral, por possuir parte de seus reservatórios na região marítima, poderia ser explorada também pelo método Sea Bed Logging. Em terra o método magnetotelúrico pode ser útil nas áreas com falhas ou dobras de empurrão, que promovem um contraste muito elevado de condutividade.

O estudo realizado na Bacia de Alberta é uma excelente fonte de comparação por ser um trabalho bem completo e ao mesmo tempo simples, com objetivos que podem ser comuns a outros estudos em outras bacias. Os resultados obtidos mostram a eficiência do método e confirma sua utilidade na exploração de hidrocarbonetos.

Referências bibliográficas

ARBE, H. A. Estratigrafia, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral. In: CHEBLI, G. A.; SPALLETTI, L. A. (eds.). **Cuencas Sedimentarias Argentinas**. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 1989. n.6, p.419-442.

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

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. VIº Simpósio Bolivariano, Exploración Petrolera em lãs Cuencas Subandinas, 1997, Cartagena de Índias, Colômbia. Memórias, v.1 , p.66-84.

BRUHN, R.; STERN, C.; WITT DE, M. Field and geochemical data bearing on the development of the Mesozoic volcano-tectonic rift zone and the back-arc basin in southernmost South America. **Earth Planetary Science Letters**, v.41, p.32-46, 1978.

CAGNIARD, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. **Geophysics**, v.18, p.605-635, 1953.

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 Congresso Geológico Argentino y III Congreso de exploración de hidrocarburos. Actas I. AGA, IAPG, p.123-139, 1996.

COBBOLD, P. R.; DIRAISON, M.; GAPAIS, D.; LE CORRE, C.; ROSSELLO, E. A. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. **Tectonophysics**, v.316, p.91-119, 2000.

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.

DEMAISON, G. J.; HUIZINGA, B. J. Genetic classification of petroleum systems. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.75, n.10, p.1626-1643, 1991.

DUARTE, O. O. **Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia**. Rio de Janeiro: SBGf, ed. 3, 2007. 379 p.

EGBERT, G. D. Robust multiple-station magnetotelluric data processing. **Geophysical Journal International**, v.130, p.475-496, 1997.

ESPITALE, J. et al. Méthode rapide de caractérisation des roches-mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d' évolution. **Rev. ints. fr. pet.**, v.32, p.23-42, 1977.

FIGUEIREDO, I. **Investigação magnetotélúrica nas serras do sudeste brasileiro (RJ/MG): Uma proposta de modelo crustal.** Tese (Doutorado em Geofísica), Observatório Nacional/CNPq, Rio de Janeiro, 163 p., 1997.

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.

FORSYTHE, R. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South América: a plate tectonic interpretation. **Journal of the Geological Society of London**, v.139, p.671-682, 1982.

FUENZALIDA, P. R. The Magallanes fault zone. In: FERRÁN O. G. (ed.). **Symposium on Andean and Antarctic volcanology problems.** International Association of Volcanology and Chemical Earth's Interior Special Series, p.373-391, 1976.

GAMBLE, T. D.; GOUBAU, W. M.; CLARK, J. Magnetotelluric with a remote magnetic reference. **Geophysics**, v.44, p.53-68, 1979.

GALEAZZI, J. S. Cuenca de Malvinas. XIII congreso geológico argentino y III congreso de exploración de hidrocarburos Relatorio. Buenos Aires: AGA, IAPG, 1996, p.273-309.

GALEAZZI, J. S. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas Basin, Argentina. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.82, n.4, p.594-636, 1998

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.

GRIFFITHS, D. J. **Introduction to Electrodynamics**, Upper Saddle River: Prentice Hall, 1999. 576 p.

GUST, D. A.; BIDDLE, K. T.; PHELPS, D. W.; E ULIANA, M. A. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. **Tectonophysics**, v.116, p.223-253, 1985.

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

HEROUX, Y.; CHAGNON, A.; BERTRAND, R. Compilation and correlation of the major thermal maturation indicators. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.63, n.12, p.2128-2144, 1979.

HINTERWIMER, G. A.; MESSINGER, V. E.; E SOAVE, L. A. Análisis de fácies, porosidad y diagénesis de una secuencia de playa – Formación Springhill en el sondeo Puesto Barros, provincia de Santa Cruz. In: IXº Congreso Geológico Argentino. Actas. v.5, p.136-145, 1984.

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.

JONES, A. G.; JÖDICKE, H. Magnetotelluric transfer function estimation improvement by a coherence-based rejection technique. In: 54th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Atlanta, Georgia, U.S.A.. p.51-55, 1984.

KAUFMAN, A. A.; KELLER, G. V. **The magnetotelluric sounding method**. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1981. 595 p.

KAY, S.; RAMOS, V.; MPODOZIS, C.; E SRUOGA, P. Late Paleozoic to jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North América?. **Geology**, v.17, p.324-328, 1989.

KELLER, G.V.; FRISCHKNECHT, F. C. **Electrical methods in geophysical prospecting**. Oxford: Pergamon Press, 1970. 517p.

KRAEMER, P. E. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). **Journal of South American Sciences**, v.15, p.731-748, 2003.

LAFFITTE, G. A., ARIAS W.; MARINELLI R. V. Caracterización térmica de la Formación Springhill, Cuenca Austral: relación con el entrapamiento de los hidrocarburos. In: LX RANE ARPEL, Exploración, 1986, Lima, Perú. 1986.

LEANZA, A. F. Andes Patagónicos Australes. In: LEANZA, A. F. (ed.). **Geología regional Argentina**. Academia Nacional de Ciências, 1972, p.689-706.

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 Gás. v.Exploración, p.209-216, 1982.

MCNEICE, G. W.; JONES, A. G. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. **Geophysics**, v.66, p.158-173, 2001.

NULLO, F. E.; PROSERPIO, C. A.; E RAMOS, V. A. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este Del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. VIIº Congreso Geológico Argentino. Actas, v.1, p.455-470, 1978.

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

PHIL, R. P. **Fossil fuel biomarkers applications and spectra**. Amsterdam: Elsevier, 1985.

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

PITTION J.L.; GOUADAIN J. Source rocks and oil generation in the Austral Basin. In: XIII World Petroleum Congress, 1991, Buenos Aires. Proceedings. Exploration and Production, v.2, p.113-120, 1992.

PORSTENDORFER, G. **Principles of Magnetotelluric Prospecting**. Berlin-West: Stuttgart, Gebr uder Borntraeger, 1975

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.

RICCARDI, A. C. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martin, Santa Cruz, Argentina. **Museo de La Plata Revista (Geología)**, v.7, p.245-318, 1971.

RANGANAYAKI, R. P. An interpretative analysis of magnetotelluric data. **Geophysics**, v.49, p.1730-1748, 1984.

ROBBIANO, J.A. Cuenca Austral Sector Costa Afuera. In: CHEBLI, G. A.; SPALLETTI, L. A. (eds.). **Cuencas Sedimentarias Argentinas**. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 1989. n.6, p.493-512.

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: Asociacion Geologica Argentina, Instituto Argentino del Petroleo, 1996, p.323-342.

ROBLES, D.; E WELLER, T. Exploring fold-thrust belts for hydrocarbons. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos lecture course, 216 p., 1982.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, ed.2, v.1, 1990. 770p.

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

TISSOT, B. et al. Paleoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.64, n.11, p.2051-2063, 1980.

TISSOT, B. & ESPITALIE, J. Evolution de la matiere organique des sediments: application d'une simulation mathematique. **Rev. Inst. Fr. Pet.**, Paris, v.30, p.743-777, 1975.

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.

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

VOZOFF, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. **Geophysics**, v.37, p.98-141, 1972.

VOZOFF, K. The magnetotelluric method. In: NABIGHIAN, M. N. (ed), **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics**. Applications part B. Tulsa: SEG, 1991, p.641-711