



UFRJ

Mariana Fernandes de Carvalho

MÉTODO MAGNETOTELÚRICO APLICADO A BACIA DO SÃO FRANCISCO

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:

Jadir da Conceição da Silva (*in memoriam*)
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Paula Lucia Ferrucio da Rocha

Rio de Janeiro
Agosto de 2007

MGL
0331M

MARIANA, Fernandes de Carvalho

MÉTODO MAGNETOTELÚRICO APLICADO A BACIA BARINAS-APURE / Mariana Fernandes Carvalho -- Rio de Janeiro: UFRJ/ IGeo, 2007.

109 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: Jadir da Conceição da Silva (*in memoriam*), Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Paula Lucia Ferrucio da Rocha.

1. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental - Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo, Almeida; Paula, Ferrucio. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. *Geofísica do Petróleo*

Mariana Fernandes de Carvalho

MÉTODO MAGNETOTELÚRICO APLICADO A BACIA BARINAS-APURE

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:

Jadir da Conceição da Silva (*in memoriam*)
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Paula Lucia Ferruccio da Rocha

Aprovada em: 02.08.2007

Por:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Paula Lucia Ferruccio da Rocha (UFRJ)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Primeiramente, pela importância direta no desenvolvimento deste trabalho, agradeço à Petrobras a oportunidade de participar do curso de formação para Geofísicos Jr.

Aos colegas de grupo, André, Elita, João e Josi, agradeço ao companheirismo presente em todas as fases de execução deste trabalho.

Agradeço a amiga Adriana e ao amigo Leonardo pelo apoio dado durante todo o curso. Vocês me fizeram sentir menos sozinha no Rio de Janeiro! Agradeço a Dri também pela ajuda dada para a concretização deste trabalho.

Agradeço aos professores da Venezuela, Stephanie Klarica, Milagrosa Aldana, Vincenzo Constanzo, Jorge Mendoza, Aldo Cataldi, Carlos Izarra, Omar Pérez, e especialmente as professoras Maria Elisa Elberg e Zonia Palacios por todas as sugestões e por toda boa vontade com que receberam e responderam aos meus e-mails.

Agradeço ao colega de trabalho Paulo de Tarso Meneses por ter se mostrado sempre disposto a me ajudar e esclarecer as minhas dúvidas.

Agradeço a fiel amiga Marcela sempre preparada para ajudar, seja lá no que for.

A grande amiga Elis e a minha segunda família, os Passos Santana, agradeço por estarem sempre torcendo pela minha vitória.

Agradeço ao meu grande companheiro Marcos, pelo seu amor e apoio tão fundamentais em qualquer circunstância.

E finalmente, a minha família querida, agradeço o carinho, o amor e os cuidados destinados a mim em todos os momentos. Amo vocês!

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Resumo

CARVALHO, Mariana Fernandes de. **Método Magnetotelúrico Aplicado à Bacia Barinas-Apure**. 2007. 115 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Este trabalho apresenta aspectos do contexto geológico da bacia Barinas-Apure englobando suas características estruturais e estratigráficas e seu potencial petrolífero, bem como aspectos teóricos do método magnetotelúrico. Devido à ausência de dados publicados empregando o método magnetotelúrico na bacia Barinas-Apure, escolheu-se estudar sua aplicação na bacia brasileira do São Francisco devido a estas duas bacias terem a mesma tectônica de compressão. Para este estudo de caso foram utilizados dados adquiridos em dois levantamentos MT. Apresenta-se neste trabalho o resultado de duas seções geoeletricas obtidas através de inversões 1D e 2D.

Palavras-chave: Bacia Barinas-Apure; Método Magnetotelúrico; Bacia do São Francisco.

Abstract

CARVALHO, Mariana Fernandes de. **Método Magnetotelúrico Aplicado á Bacia do São Francisco. [*Magnetotelluric Method Applied to the São Francisco Basin*]**. 2007. 109 p. 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 the geological context of the Barinas-Apure Basin, which comprises the structural and stratigraphic characteristics, as well as the potential for petroleum generation. Theoretical aspects of the magnetotelluric method are presented, and an application to the São Francisco Basin, tectonically similar to the Barinas-Apure Basin, is discussed. The case study provides results from two geoelectric sections obtained through 1D and 2D inversion.

Key-Words: Barinas-Apure Basin; Magnetotelluric Method; São Francisco Basin.

Sumário

Agradecimentos	vi
Resumo	viii
Abstract	ix
Sumário	x
Lista de Figuras	xi
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVO	4
3 METODOLOGIA	5
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA BARINAS-APURE	7
4.1 Estratigrafia	10
4.1.2 Descrição litológica das principais formações da Bacia Barinas-Apure	13
4.1.3 Estratigrafia de seqüencia na Área da Bacia de Barinas-Apure	16
4.2 Geologia Estrutural e Evolução Tectônica	20
4.3 Geologia Histórica	23
4.1.3 modelo tectônico	24
4.4 Geologia do Petróleo	28
4.4.1 Sistema Petrolífero	28
5 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	33
5.1 Introdução	33
5.2 Aspectos Teóricos do Método Magnetotelúrico	36
5.3 Incidência de uma onda sobre a superfície de um meio homogêneo e isotrópico	43
5.4 Princípios Básicos do Processamento dos Dados	46
5.4.1 mínimos quadrados	46
5.4.2 referência remota	47
5.4.3 método robusto	48
5.5 Heterogeneidades	48
5.6 Decomposição do Tensor Impedância	49
5.7 Correção de Distorções	53
5.7.1 média estatística	54
5.7.2 filtragem espacial	55
5.7.3 deslocamento de curva	55
5.8 Inversão	56
5.8.1 inversão de occam	58
5.8.2 inversão 20	60
6 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO APLICADO À BACIA DO SÃO FRANCISCO	64
6.1 Introdução	64
6.2 Contexto geológico da Bacia do São Francisco	64
6.2.1 estratigrafia	66
6.2.2 geologia estrutural e histórica	69
6.2.3 geologia do petróleo	72
6.3 Aquisição e Processamento dos Dados na Bacia do São Francisco	74
6.4 Pseudo-seções	80
6.5 Correções Estáticas	82
6.6 Inversão dos Dados	86
6.7 Modelagem 20	89
7 CONCLUSÃO	104

Lista de Figuras

Figura 4.1 -	<i>A - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção PI-P2. B - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após Case et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão PI-P2.(Chacín et al., 2005)...</i>	8
figura 4.2 -	<i>Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et ai., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl!), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (Well Evaluation Conference, 1997)...</i>	9
Figura 4.3 -	<i>Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barinas-Apure.....</i>	14
Figura 4.4 -	<i>Coluna estratigráfica da bacia de Barinas.....</i>	15
Figura 4.5 -	<i>Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.....</i>	20
Figura 4.6 -	<i>Sistema de falhas da cordilheira.....</i>	24
Figura 4.7 -	<i>Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.....</i>	25
Figura 4.8 -	<i>Localização da área de estudos - Sub-bacia Barinas (López et ai., 1998).....</i>	28
Figura 4.9 -	<i>Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995 apud Well Evaluation Conference, 1997).....</i>	29
Figura 4.10 -	<i>Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burgüita ,durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (Well Evaluation Conference, 1997).....</i>	30
Figura 4.11 -	<i>Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador, no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (Well Evaluation Coeference, 1997).....</i>	31
Figura 5.1 -	<i>Espectro de amplitude dos campos magnéticos naturais (adaptado de Campbell 1966).....</i>	35
Figura 5.2 -	<i>Incidência segundo o modo TE. O termo saindo refere-se ao plano do papel.....</i>	

	43
Figura 5.3 - <i>Incidência segundo o modo TM O termo saindo refere-se ao plano do papel.....</i>	44
Figura 6.1 - <i>Mapa de localização da bacia do São Francisco.....</i>	64
Figura 6.2 - <i>Localização da Bacia do São Francisco em relação ao cráton do São Francisco.....</i>	64
Figura 6.3 - <i>Quadro estratigráfico da bacia do São Francisco.....</i>	67
Figura 6.4 - <i>Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do São Francisco.....</i>	70
Figura 6.5 - <i>Geologia regional da bacia do São Francisco.....</i>	70
Figura 6.6 - <i>Perfil geoquímica de rochas geradoras da Bacia do São Francisco.....</i>	72
Figura 6.7 - <i>Área do levantamento e localização das sondagens MT (levantamento 1).....</i>	74
Figura 6.8 - <i>Área do levantamento e localização das sondagens MT (levantamento 2).....</i>	75
Figura 6.9 - <i>Layout do campo usado para o sítio 11 no levantamento MT 2.....</i>	76
Figura 6.10 - <i>Resistividade aparente para o subsítio 1 do sítio 6 (levantamento MT 2).....</i>	77
Figura 6.11 - <i>Fase para o subsítio 1 do sítio 6 (levantamento MT 2).....</i>	77
Figura 6.12 - <i>Pseudo-seções da resistividade aparente e da fase para os modos TE e TM dos dados adquiridos no levantamento MT 2 no sítio 11.....</i>	80
Figura 6.13 - <i>Curvas MT empilhadas antes da correção de efeito de deslocamento estático.....</i>	82
Figura 6.14 - <i>Curvas MT empilhadas corrigidas de efeito do deslocamento estático.....</i>	83
Figura 6.15 - <i>Pseudo-seções da resistividade aparente e da fase para os modos TE e TM da resposta invertida obtida a partir dos dados adquiridos no levantamento MT 2 no sítio 11.....</i>	86
Figura 6.16 - <i>Seção composta por todos os modelos 2D invertidos juntos.....</i>	87
Figura 6.17 - <i>Modelo geoeletrico para o perfil MT. J é a falha de João Pinheiro.....</i>	89
Figura 6.18 - <i>Modelo geoeletrico para o perfil MT após incorporadas algumas feições.....</i>	91

- Figura 6.19 *_Pseudo-seções da resistividade aparente e da fase para os modos TE e TM dos dados adquiridos no levantamento MT 2 no sítio II após realizada a inversão 2D.* 93
- Figura 6.20 *_Pseudo-seções da resistividade aparente e da fase para os modos TE e TM dos dados adquiridos no levantamento MT 2 no sítio II após realizada a remodelagem 2D.*..... 93
- Figura 6.21 *_Comparação entre a modelagem # 1 e a modelagem direta do poço.*..... 95
- Figura 6.22 *_Seção geotécnica interpretativa segundo a linha MT-6. Os números no topo da seção referem-se as sondagens MT.*..... 97
- Figura 6.23 *_Interpretação geológica da Bacia do São Francisco. J é a Falha de João Pinheiro e D' é a Falha de São Domingos.*..... 102

1 INTRODUÇÃO

Grande parte das bacias andinas formou-se a partir do soerguimento da Cordilheira dos Andes, e por isso, o estudo dessas bacias é de grande importância para a geologia. Neste trabalho estudaremos uma dessas bacias, a bacia de Barinas-Apure, localizada a oeste da Venezuela.

A bacia Barinas-Apure é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo metamórfico pré-cretácico, onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5 000 m de espessura em sua parte central (Almarza, 1995 *apud* Intepev, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baú] e a sul por um alto gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (Barrios *et al.*, 2007 e Hurtado *et al.*, 2006).

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (A. Contreras e C. Torres), sendo que as acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais quanto por compressivas do Cretáceo Superior - Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo Figueroa *et al.* (1994), a seqüência cretácica encontra-se presente em toda área, diminuindo sua espessura a sul e nordeste. A seqüência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão ao sul e sudeste, a seqüência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a seqüência Mioceno Médio Pleistoceno apresenta erosão ao norte.

Na superfície de 95 mil km² da bacia Barinas-Apure existem 433 poços produtores, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano.

Devido à ausência de dados publicados empregando o método magnetotelúrico na bacia Barinas-Apure, escolheu-se estudar sua aplicação na bacia brasileira do São Francisco devido a estas duas bacias terem a mesma tectônica de compressão.

Neste trabalho apresentam-se as atividades desenvolvidas em dois levantamentos Magnetotelúricos (MT) realizados na Bacia do São Francisco, em áreas de Minas Gerais. O primeiro levantamento MT, que neste trabalho será referido como levantamento 1, foi realizado na região Norte de Minas Gerais. Já o segundo levantamento MT, que neste trabalho será referido como levantamento 2, foi realizado a 150 km ao sul da área do levantamento 1.

As sondagens MT fornecem informações sobre as variações da resistividade em subsuperfície, tanto lateralmente como em profundidade, através de medidas simultâneas na superfície da Terra das componentes ortogonais do campo eletromagnético. As razões entre estas componentes são calculadas em diferentes períodos e em vários locais. Além do período, a profundidade de investigação também depende diretamente da resistividade elétrica do meio, de tal forma que as maiores profundidades, para um certo período, são investigadas sob regiões com resistividades mais elevadas, como por exemplo, sob terrenos precambrianos em comparação às bacias sedimentares.

Os dados da Bacia do São Francisco adquiridos pelos dois levantamentos MT realizados apresentaram-se afetados pelo efeito estático. Esse efeito estático é provocado por mudanças bruscas de resistividades de camadas próximas à superfície (Larsen, 1977; Jones, 1988). Para corrigir os dados adquiridos no levantamento 1, utilizou-se uma técnica estatística modificada da literatura (Jones, 1988). Já os dados adquiridos no levantamento 2 foram corrigidos durante a inversão 2D.

Com o objetivo de obter a estrutura geo-elétrica na Bacia do São Francisco a partir dos dados adquiridos no levantamento 1, foi utilizada a transformação de Niblett- Bostick (Schmucker, 1987) e o algoritmo de inversão ID Occam (Constable *et ai.*, 1987), para inverter o invariante do tensor impedância obtido nas 43 estações magnetotelúricas. Já para obter a estrutura geo-elétrica a partir dos dados adquiridos no levantamento 2, foram realizadas inversões RR1 para cada um dos sete sítios usando a função resposta regional recuperada da decomposição GB.

2 OBJETIVO

O objetivo desse trabalho é o entendimento da geologia da bacia de Barinas-Apure, de forma simples, para compreendermos como esta se formou e identificarmos suas principais características para a aplicação do Método Geofísico.

Por tratar-se de uma bacia pouco prolífera, em relação às outras bacias da Venezuela, pouco foi encontrado na literatura sobre a sua geologia, a não ser *papers* específicos. Sendo assim, discutimos brevemente sua estratigrafia, geologia estrutural, evolução tectônica e geologia do petróleo, buscando priorizar os aspectos gerais que auxiliaram na aplicação do método magnetotelúrico e do estudo de caso.

Da mesma forma, discutimos o método magnetotelúrico, com o intuito de fundamentar e discutir os resultados obtidos nos estudos de caso encontrados na literatura.

O objetivo de se fazer um estudo de caso aplicado à bacia era não só promover o entendimento do Método Geofísico em si, mas também a sua importância na prospecção de hidrocarbonetos.

3 METODOLOGIA

Pouco foi encontrado sobre a bacia de Barinas-Apure nas bibliografias mais usuais sobre geologia andina, como o livro *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*. Neste o pouco que encontramos sobre as bacias venezuelanas, falavam apenas da bacia de Maracaibo. Sendo assim, basicamente todas as informações que obtivemos sobre a geologia da bacia de Barinas-Apure foi baseada em publicações em congressos (Well Evaluation Conference, 1997), no site da PDVSA, e em papers em geral.

Para entendermos a formação da bacia de Barinas-Apures, bem como sua evolução tectônica e geologia estrutural, o principal artigo utilizado foi "Flexural and Gravity Modeling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Westem Venezuela" - (Chacín *et al.*, 2005), pois por se tratar de um modelo flexural da placa, este contém informações sobre a evolução tectônica e o comportamento relacionado à dinâmica geoestrutural do local. Ainda em (Barrios *et al.*, 2007), encontramos uma descrição de cada uma das fases da evolução tectônica da bacia.

Entre as principais contribuições para descrição estratigráfica da bacia podemos citar (Barrios *et al.*, 2007), onde obtivemos a descrição não só da evolução estratigráfica da bacia como de cada uma de suas seqüências e sua carta estratigráfica; (Hurtado *et al.*, 2006), onde obtivemos a descrição de cada uma das formações da bacia; e o site da PDVSA, onde encontramos informações complementares à estratigrafia.

Entre as principais contribuições para a descrição de geologia do petróleo podemos citar (López, L., 1998), onde encontramos todas as informações sobre poços existentes na bacia e o sistema petrolífero em si, com informações sobre rocha geradora, reservatório e trapa.

Seguindo esta linha, podemos citar ainda (Telford, 1990) e (Nabighian, 1987) como principais referências para a realização do estudo teórico sobre o Método Geofísico aplicado, bem como algumas teses de doutorado que estão citadas nas referências bibliográficas.

Como não foram encontrados dados publicados empregando o método magnetotelúrico na bacia de Barinas-Apure, abordou-se neste trabalho a aplicação do método a bacia brasileira do São Francisco devido a estas duas bacias terem a mesma tectônica de compressão.

Os artigos utilizados para descrever o método magnetotelúrico aplicado a bacia do São Francisco foram: Travassos & Menezes, 1999 e Porsani & Fontes, 2001.

As outras referências citadas no texto serviram como base para complementar os temas discutidos neste trabalho.

Para pesquisa bibliográfica dos artigos empregados neste trabalho foram utilizadas ferramentas de busca na internet específicas para a área de geofísica, bem como o apoio de professores de universidades da Venezuela que nos ofereceram artigos a respeito da geologia da bacia de Barinas-Apure.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA BARINAS-APURE

A bacia sedimentar de Barinas-Apure é a terceira maior produtora de óleo da Venezuela. Sua área é de cerca de 95000 km² (Martínez, 1976 *apud* Chacín *et al.*, 2005) e sua profundidade máxima é de aproximadamente 5000 m (González de Juana *et al.*, 1980 *apud* Chacín *et al.*, 2005). Está localizada na porção Oeste da Venezuela, a sudeste da cordilheira andina de Méridas (figuras 4.1 e 4.2).

A cordilheira de Méridas, alinhada no sentido NW-SE, é constituída por um bloco soerguido com extensão de 420 km, alcançando cota máxima de 5000 m, formado por consequência da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul (Eoceno Superior). O soerguimento dos Andes de Méridas é apontado como causa da subsidência da bacia de Barinas-Apure (Chacín *et al.*, 2005).

A produção de hidrocarbonetos origina-se de reservatórios de depósitos siliciclásticos do Terciário e carbonatos do Cretáceo (A. Contreras e C. Torres).

A bacia Barinas-Apure está localizada a oeste da Venezuela e é definida como uma depressão estrutural do embasamento ígneo-metamórfico pré-cretácico, com uma área aproximada de 95.000 km², onde se depositaram sedimentos do Cretáceo e do Terciário, formando uma coluna sedimentar de aproximadamente 5.000 m de espessura em sua parte central (Almarza, 1995 *apud* Intevep, 1994). Limita-se a noroeste pela Cadeia dos Andes Venezuelanos, ao norte pela prolongação ocidental da Serra Interior Central, a leste e nordeste pelo Arco de El Baúl e a sul por um alto gravimétrico situado entre os rios Apure e Arauca, que a separa dos Campos Colombianos (Barrios *et al.*, e Hurtado *et al.*, 2006) (figura 4.2).

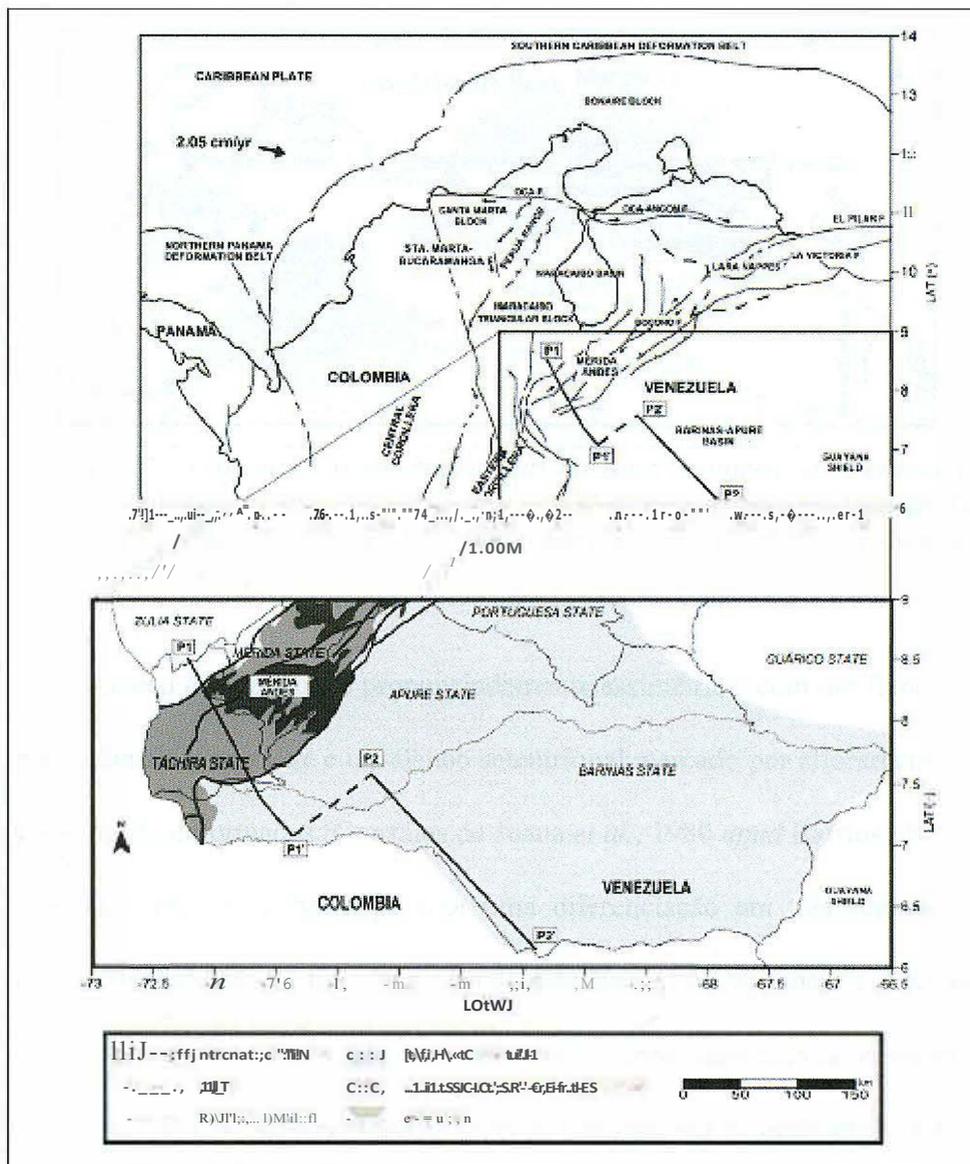


Figura 4.1 - A - Tectônica regional presente no NW da América do Sul. São mostradas a localização da Cordilheira Andina de Mérida, bacia Barinas-Apure e seção P1-P2. B - Mapa geológico simplificado de estudo de área (após Case et al., 1990), descrevendo uma semelhança regional entre a superfície geológica e unidades aflorantes na Sessão P1-P2. (Chacín et al., 2005)

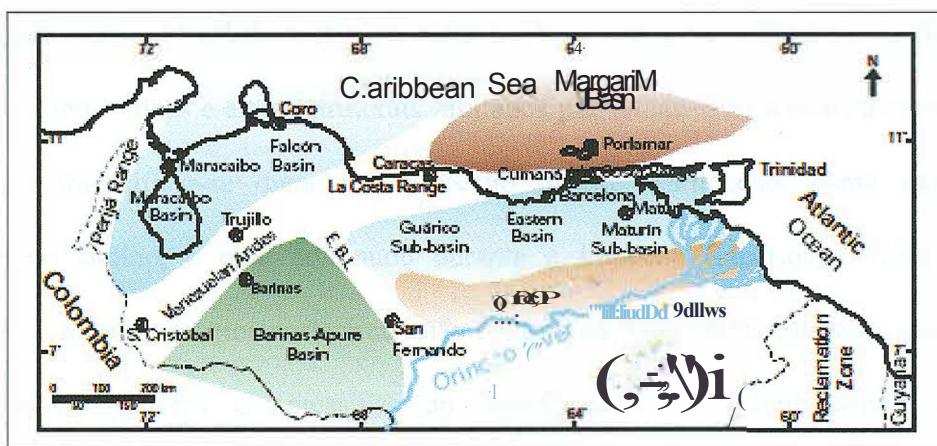


Figura 4.2 - Províncias sedimentares das bacias petrolíferas da Venezuela (Pérez de Mejía, et al., 1980). E. B. L. = El Baúl Lineament (Arco de El Baúl), e limites orientais da bacia Barinas-Apure (Well Evaluation Conference, 1997).

A bacia em seu estado atual é pronunciadamente assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré-cretácicas muito deformadas (González de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*, 2007).

A estrutura interna da bacia permite uma diferenciação em três setores claramente definidos, denominados Monoclinal Nororiental, Sub-Bacia de Capitanejo e Arco de Mérida. Este último constitui uma zona alta na bacia, com uma importância econômica muito particular, já que todas as acumulações petrolíferas encontram-se nesta área (Barrios *et al.*, 2007).

A bacia Barinas-Apure inclui, na realidade, duas sub-bacias menores, que Feo Codecido (1972), (*apud* Barrios *et ai.*, 2007), designou como sub-bacia de Barinas, que ocupa as maiores extensões nos estados de Barina e Apure; e a sub-bacia Uribante, situada na parte ocidental do Estado de Apure. Essas bacias são separadas por um alto regional de magnitude relevante, o Arco de Santa Bárbara, que na bacia constitui uma extensão do Maciço de Colorado (González de Juana *et ai.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*, 2007).

A configuração atual da bacia deve-se à evolução do Sistema Andino, cujo levantamento principal iniciou ao final do Mioceno e que constitui hoje a separação da bacia

de Maracaibo. Uma atividade tectônica entre o Neo-Cretáceo e o Eoceno médio afetou a bacia, originando falhas e altos estruturais limitados por falhas. Esta tectônica compressional começou a intensificar-se durante o Mioceno médio - Plioceno, como resultado do levantamento andino, o qual continuou durante o Plioceno Superior - Pleistoceno. As estruturas de hidrocarbonetos nesta área estão controladas tanto pelas estruturas extensionais, quanto pelas estruturas compressivas do Neo-Cretáceo - Eoceno Médio e Mio - Plio/Pleistoceno (Hurtado *et al.*, 2006).

41 Estratigrafia

As unidades basais que existem na bacia de Barinas-Apure correspondem a um embasamento pré-cretácico ígneo-metamórfico, que pode ser correlacionado com rochas aflorantes nos Andes e nos maciços de El Baúl e Guayanés. Os depósitos sedimentares desta bacia compreendem unidades cujas idades vão desde o Cretáceo até o Recente, observando-se a ausência do Paleoceno, Eoceno e parte do Eoceno médio (figura 4.3).

A partir do período Jurássico, depositaram-se em quase todo o ocidente da Venezuela, sedimentos vermelhos encontrados na Formação La Quinta. Porém, como o alto de Mérida manteve-se emerso durante esse período, não foi possível que estes sedimentos se depositassem na bacia e nem nas Formações Rio Negro e Apón. Somente durante o final do Albiano, quando os mares transbordaram o Alto de Mérida, houve deposição de sedimentos do Cretáceo, que em ordem ascendente estão representados pelas formações Aguardente, Escandalosa, Navay e Burguitta (Fuenmayor, 1991; Ramirez, 2004 *apud* Barrios *et al.*, 2007).

Em torno do início do Neocretáceo (Cenomaniano), a área ficou sujeita à sedimentação marinha rasa, representada pelas areias basais e carbonatos de ambientes rasos da Formação

Escandalosa, e folhelhos dos membros La Morita e Quevedo da Formação Navay, as quais estão sob a Formação Burgüita.

A Formação Aguardente (Albiano - Cenomaniano) compõe-se de arenitos marinhos costeiros, com uma maior influência de elásticos originados no Escudo de Guyana ao sul. Entretanto, a Formação Escandalosa, do Cenomaniano-Turoniano, compõe-se de arenitos maciços, glauconíticos, quartzosos, com quantidades menores de folhelhos. A Formação Escandalosa é subdividida em várias unidades informais, denominadas unidades "O", "P", "R" e "S, além disso, também são reconhecidas três unidades adicionais "J", "K" e "L". As espessuras variam de 150 a 427m através de todas as seções conhecidas da Formação Escandalosa, e seus arenitos (Membro P) são considerados entre os de maior importância petrolíferas na bacia Barinas-Apure (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1997 *apud* Barrios *et ai.*, 2007).

O Membro "O" é um horizonte tido como marco estratigráfico regional da bacia, estendendo-se desde o oeste até o Lineamento Uribante, onde é conhecido como Membro Guayacán da Formação Capacho, e a leste da sub-bacia de Guárico, onde é conhecido como o Membro Infante da Formação Tigre. (Zilberberg y Asociados, 1993 *apud* Barrios *et ai.*, 2007).

Durante o Campaniano - Maastrichtiano seguiu-se o período de máxima transgressão (Formação Navay). A regressão subsequente não se produziu de modo imediato; porém, durante o Campaniano, depositaram-se camadas glauconíticas e fosfáticas, indicativas de um período de sedimentação reduzida. Passado este intervalo de tempo, depositaram-se folhelhos marinhos da Formação Colón sobre a maior parte da Venezuela Ocidental. Somente na região meridional (Bacia de Barinas), pode se diferenciar uma província sedimentar com maior influxo de areias derivadas do Cratón de Guyana, a qual corresponde a Formação Burgüita, na subprovíncia de Uribante.

Entre o Cretáceo e os sedimentos suprajacentes do Eoceno existe um hiato, o qual representa um levantamento e erosão, ou não sedimentação, das rochas do Paleoceno ao Eoceno inferior. Diretamente sobre essa discordância encontra-se a Formação Gobernador, que consiste de arenitos quartzosos com estratificação cruzada, conglomerados e folhelhos carbonosos, em camadas de espessura variável. Esta formação pertence ao Eoceno Médio e é considerada uma seqüência transgressiva que vai desde paleo ambientes flúvio-deltáicos, em sua base, a paleo ambientes marinhos costeiros, no topo. Sobre a Formação Gobernador encontra-se a Formação Masparrito, a qual em algumas localidades é constituída 80% por calcáreos biogênicos, indicativos de um antigo ambiente de sedimentação em uma plataforma costeira superficial (Léxico Estratigráfico da Venezuela, 1970; em González de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*, 2007).

Uma sucessão de folhelhos e arenitos bem cimentados, conhecidos como Formação Paguey, quando não estão depositados sobre o calcáreo da Formação Masparrito (quando presente), estão em contato com a Formação Gobernador.

O paleo ambiente de sedimentação da Formação Paguey pode ser considerado misto, com antigos depósitos continentais e marinhos presentes. A idade destas camadas é atribuída ao Eoceno Superior, enquanto que o topo da formação está limitado por uma discordância do Eoceno Mioceno, com as camadas do Eoceno Superior e as do Oligoceno erosionadas ou não depositadas (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970; González de Juana *et al.*, 1980 *apud* Barrios *et al.*, 2007).

Os depósitos continentais da Formação Parángula, a qual é considerada de idade Eoceno-Oligoceno/Mioceno (MINPRO, 1997 *apud* Barrios *et al.*, 2007), encontram-se sobre a discordância do Oligoceno-Mioceno médio.

A Formação Rio Yuca ocorre sobre a Formação Parángula e, na maioria das localidades, o contato é considerado como uma discordância angular. Ambas as formações são de origem

continental e Pernaud *et al.*, (Márquez & Martinez, 2005 *apud* Barrios *et al.*, 2007), os considera como antigos depósitos molássicos. Os depósitos continentais da Formação Guanapa do Pleistoceno estão presentes como o topo da seqüência sedimentar, onde os sedimentos do recente não os cobriram (figuras 4.4 e 4.5).

4.1.2 DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DAS PRINCIPAIS FORMAÇÕES DA BACIA BARINAS-APURE

Formação Escandalosa: É composta por arenitos maciços, quartzíticos e com glauconita, e quantidades menores de folhelhos negros com carbonato.

Formação Aguardente: É formada basicamente por arenitos calcáreos duros, de granulometria variável e estratificação cruzada, com ocorrência local de glauconitas e intercalações de folhelhos micáceos e carbonáticos.

Formação Navay: É composta por folhelhos silicosos, de friáveis a não friáveis, moles, duros, quebradiços; folhelhos tripolíticos muito porosos, algumas ftnitas não porosas, lenticulares e folhelhos calcáreos. Como constituintes menores da formação, se apresentam arenitos lenticulares de granulometria angular, calcáreos a silícios.

Formação Guafita: É composta por uma alternância de arenitos: grauvacas quartzíticas e arcosianas, folhelhos, argilitos, siltitos e algumas camadas delgadas de lignito.

Formação Parángula: Na superfície desta formação predominam os conglomerados lenticulares de granulometria grossa; arenitos de granulometria em camadas mássicas ou com estratificação cruzada, localmente glauconíticos; limonitas e lodolitas. Em subsolo, a litologia é similar, porém com a ausência de conglomerados.

Formação Rio Yuca: É composta principalmente por conglomerados de granulometria grossa (25%), em camadas maciças; arenitos de granulometria média a grossa, maciços, com estratificação cruzada, localmente caolíníticos, moles a duros, micáceos, argilosos.

Formação Carbonera: É composta principalmente de argilitos e folhelhos, irregularmente estratificados, com arenitos argilosos de 5 a 10 metros de espessura. A formação contém camadas de lignito e algumas unidades com Hannatoma (González de Juana, *et ai.*, 1980 *apud* Hurtado *et ai.*, 2006).

Formação Burguita: Esta formação é composta por arenitos micáceos, siltíticos, parcialmente glauconíticos e freqüentemente calcáreos, friáveis, de granulometria fina e interlaminações de folhelhos e argilitos.

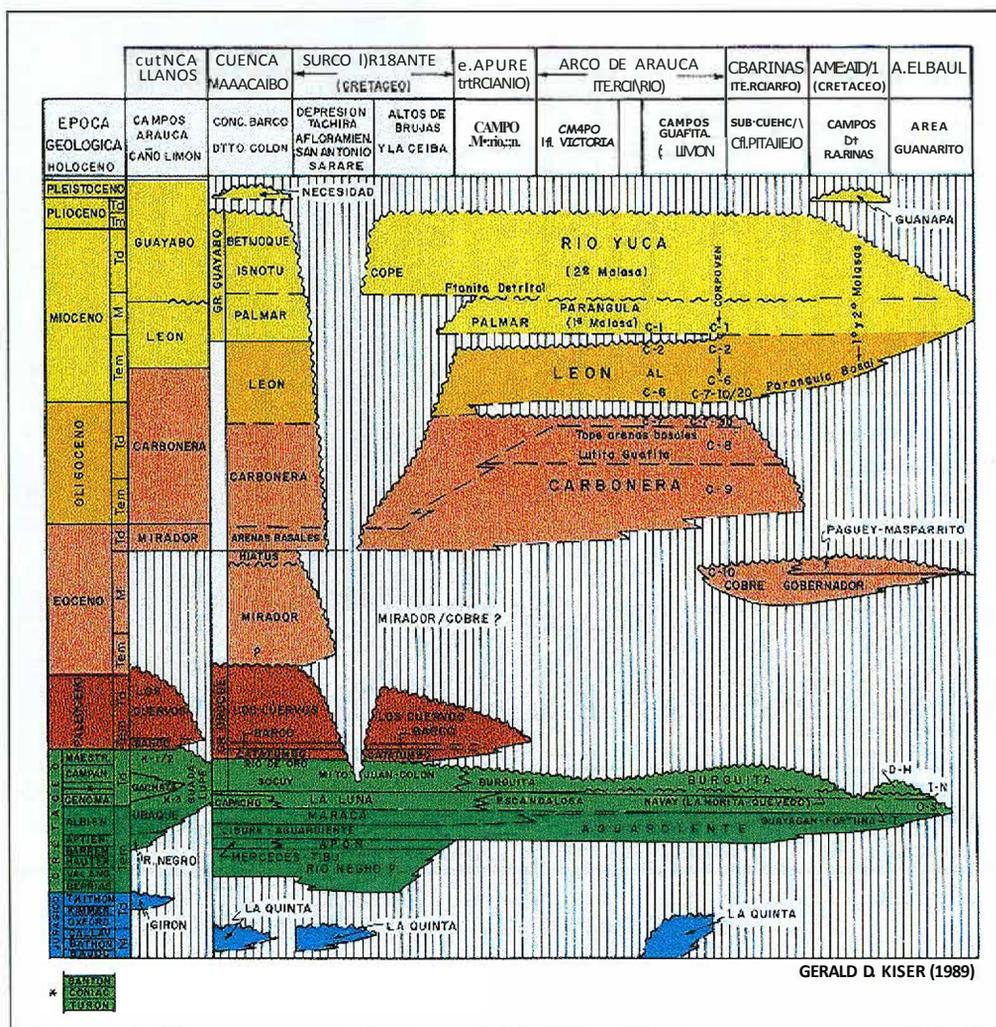


Figura 4.3: Quadro de correlação bioestratigráfica da Bacia de Barinas-Apure.

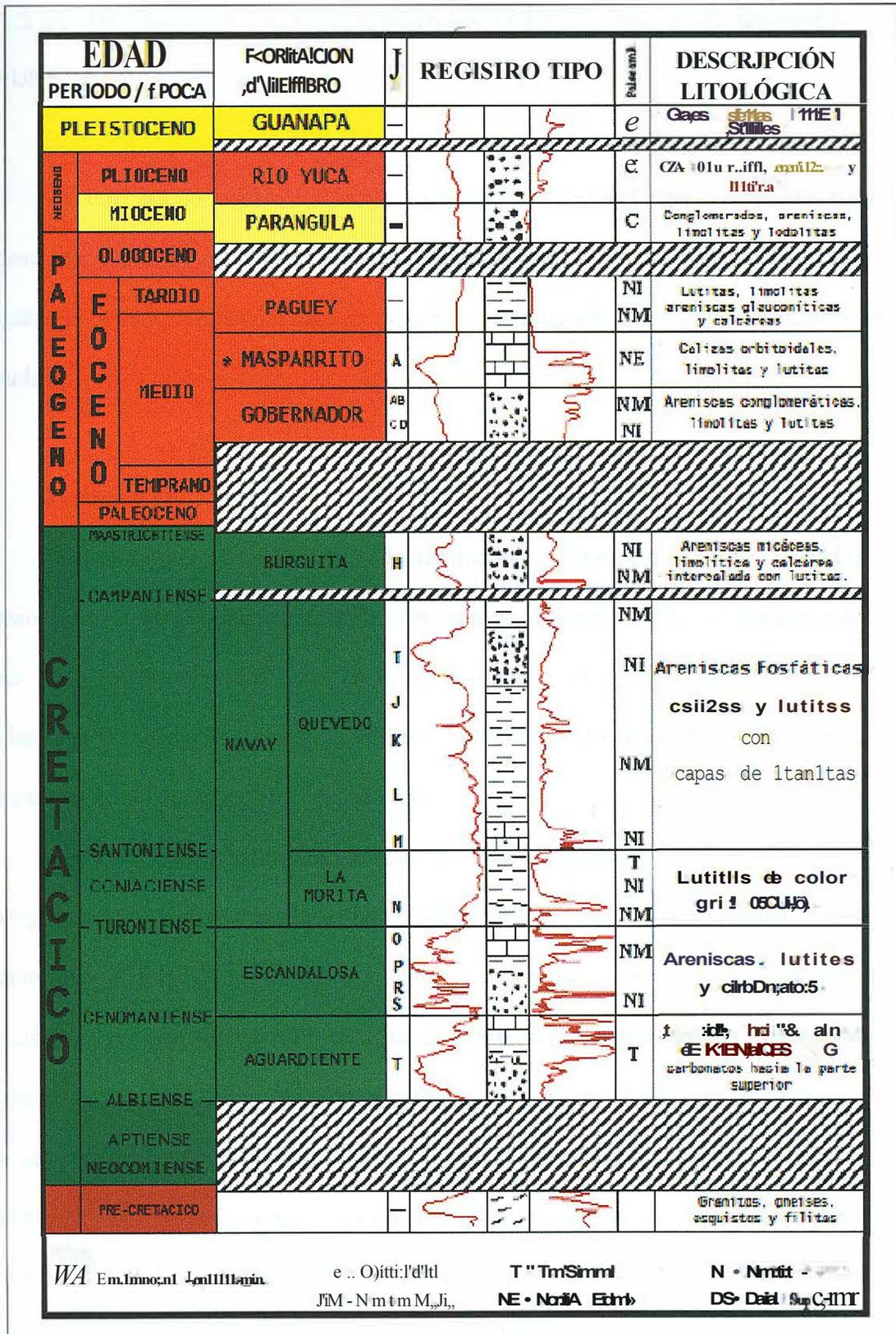


Figura 4.4: Coluna estratigráfica da bacia de Barinas.

4.1.3 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜENCIA NA ÁREA DA BACIA DE BARINAS- APURE

Em um estudo sobre a "Análise Geológica Integrada das Bacias de Barinas e Maracaibo" realizado por INTEVEP (1984) (*apud* Barrios *et al.*, 2007), foram definidas cinco seqüências estratigráficas com base nas seções litoestratigráficas e sísmicas realizadas na área estudada:

Seqüência A:

Compõe-se pela Formação Aguardente (membro "T") e pelo folhelho "S" da Formação Escandalosa, e sua sedimentação ocorre em uma plataforma marinha de margem passiva. A base desta seqüência define a primeira ocorrência de rochas sedimentares sobre o embasamento. O intervalo acima do embasamento, composto de arenitos e carbonatos, marca uma transgressão durante o final do Albiano.

As areias e carbonatos, da seqüência "A", são interpretadas como um trato de sistemas transgressivo. Os carbonatos depositados sobre as areias da base representam depósitos de plataforma que foram acumulando-se à medida que a subida do nível do mar deslocou a fonte de elásticos terrígenos para o sul, e reduziu o fluxo dos mesmos para a plataforma. Com o aumento do nível do mar, a plataforma carbonática da Formação Aguardente ficou submersa em sua totalidade. Quando o mar alcançou seu nível máximo, a taxa de sedimentação da plataforma marinha reduziu-se a seu nível mínimo, resultando na deposição de uma seção condensada de folhelhos fosfáticos e glauconíticos de cores escuras. Desta maneira depositou-se o membro "S" da Formação Escandalosa. O folhelho "S" é uma unidade lateralmente contínua que mantém uma espessura constante na área tradicional de Barinas e sendo interpretado como a superfície condensada que define a superfície de máxima inundação no

topo do Trato de Sistemas Transgressivos da Formação Aguardente. Os dados bioestratigráficos conferem ao folhelho "S" uma idade do início do Cenomaniano.

Imediatamente, por cima do folhelho "S", em contato abrupto, encontra-se a série dos arenitos "R", passando de uma granulometria muito fina no folhelho "S", a uma mais grossa na parte basal das areias "R". Esta mudança se interpreta como produto de uma migração abrupta de fácies perto do continente, marcando um limite de seqüência na base destas areias. Este limite de seqüência representa o topo da seqüência "A".

Seqüência B:

Os arenitos "R", na base da seqüência "B", são de granulometria fina sobre o limite inferior da seqüência, passando a uma granulometria mais fina acima. Devido a este caráter granodecrescente, os arenitos "R" interpretam-se como grupos de paraseqüências retrogradacionais depositadas no topo do limite da seqüência durante uma transgressão marinha. As mesmas estão representadas, de baixo para cima, pelos arenitos "R3", "R2" e "R1" da série das areias "R", separadas entre si por camadas de folhelhos. O arenito "R3" é lateralmente contínuo na área tradicional de Barinas, contudo, sem se encontrar saturado de água em quase toda esta zona.

A tendência de decrescimento da granulometria e adelgçamento na série das areias "R" inverte-se a partir de R 1, convertendo-se a seção mais espessa e de granulometria mais grossa para cima, sendo este o critério para separar as areias "R" das "P", sobrejacentes. Interpreta-se esta mudança para arenitos mais grossos e em camadas espessas, como uma mudança de uma sedimentação transgressiva durante a deposição das areias "R" para uma sedimentação de nível alto durante a deposição das areias "P".

A camada de folhelho relativamente espessa que separa as paraseqüências dos arenitos "R" dos "P", se interpreta como a Superfície de Máxima Inundação que marca a máxima

transgressão da linha de costa para o sul, sobre o Escudo de Guyana. Ao finalizar este evento, a linha de costa começou a progradar para o norte. A progradação de clastos marinhos marginais sobre a plataforma resultou em "downlap" de fácies arenosas sobre a Superfície de Máxima Inundação que cobre os arenitos "R".

Seqüência C:

O limite inferior desta seqüência corresponde a uma discordância do tipo 2 (superfície onde não há nem deposição e nem erosão), que se produziu ao cair o nível eustático no final do Cenomaniano, logo que se depositou o topo dos arenitos "P", aos quais se atribuem a uma sedimentação de Mar Alto. Posteriormente, o nível do mar começou a subir de novo, produzindo uma transgressão e a deposição de sedimentos marinhos em "onlap" sobre o limite de seqüência. Os primeiros sedimentos sobre este limite de seqüências são areias e folhelhos. À medida que o nível do mar subiu, a costa elástica foi deslocada para o sul, e o influxo de sedimentos elásticos em direção a plataforma foi enormemente reduzido. O resultado foi uma mudança para uma sedimentação carbonática marinha na plataforma, correspondente a unidade "O". A unidade "O" é formada por várias litologias que incluem areias, folhelhos, calcáreos, dolomita e traços de anidritas. Os sedimentos transgressivos da unidade "O" depositaram-se em uma série de paraseqüências carbonáticas separadas por camadas de folhelhos arenosos, glauconíticos e fosfáticos. As camadas de folhelho se interpretam como produto de pulsos de quarta ordem no nível relativo do mar, o que levou a uma acumulação relativa de sedimentos siliciclásticos e à não deposição de carbonatos. Após essas pulsações, a produção de carbonatos se inicia de novo na plataforma e, desta maneira, outra camada de carbonatos depositou-se. O seguinte pulso elevou rapidamente o nível do mar, formando uma superfície basal transgressiva menor, no topo das capas carbonáticas, depositando folhelhos arenosos e glauconíticos. Este processo repetiu-se ritmicamente em

toda a área da Bacia Barinas, depositando uma série alternada bem definida de capas carbonáticas e lutíticas dentro da unidade "O".

Uma rápida subida do nível do mar ao final do Cenomaniano e início do Turoniano Inferior, inundou a plataforma e interrompeu a produção de carbonatos de maneira permanente. Criou-se, assim, uma superfície de não deposição, forçando as fontes elásticas para o sul. Estabeleceram-se condições de sedimentação muito escassas no topo da plataforma carbonática, desenvolvendo-se uma sessão condensada, formada pelos folhelhos fosfáticos, ricos em matéria orgânica, do Membro La Morita da Formação Navay. A base do membro La Morita se interpreta como uma superfície de Máxima Inundação, correlacionável com a superfície de 91,5 Ma. Os dados bioestratigráficos indicam, na base de La Morita, uma idade Turoniano Inferior, consistente com a deste evento de máxima inundação. O topo da seqüência "C" corresponde à discordância erosional que está no topo do Membro Quevedo da Formação Navay e sobre a qual se depositou a Formação Burguita.

Seqüência D:

Esta seqüência é composta pela Formação Burguita. O limite superior da seqüência é uma discordância de origem tectônica. A idade deste evento localiza-se entre o Maastrichtiano e o Eoceno Médio, e sua origem poderia estar relacionada a um evento contemporâneo, ocorrido ao sul da Colômbia, produto da colisão ocorrida entre as placas da América do Sul e Nazca no Maastrichtiano, ao lado das costas colombianas.

Seqüência E:

Esta seqüência, que se deposita sobre a discordância que limita as seqüências D e E, começa com a Formação Gobernador de idade Eoceno médio, continua com a sedimentação da Formação Masparrito, e por último com a Formação Paguey, a qual constitui

a seção condensada desta seqüência de tipo transgressiva. O evento que ocasionou a transgressão de Gobernador sobre a superfície erosional do Eoceno Médio, interpreta-se como a primeira etapa da subsidência da bacia antepaís.

Seqüência F:

Está composta pela parte superior da Formação Paguey e toda a Formação Parángula, que está constituída por sedimentos molássicos¹ que se depositaram em uma bacia antepaís.

4.2 Geologia Estrutural e Evolução Tectônica

A Bacia de Barinas-Apure constitui-se por uma depressão de forma alargada e assimétrica, que se estende desde a antefossa andina, ao norte, até as planícies situadas entre os rios Apure e Arauca a sudeste, com orientação aproximada de N40° E, paralela à cordilheira andina venezuelana. A dobra na borda sul da bacia é suave com mergulhos não maiores que 5° (Chacín *et al.*, 2005), como pode ser visto na Figura 4.5.

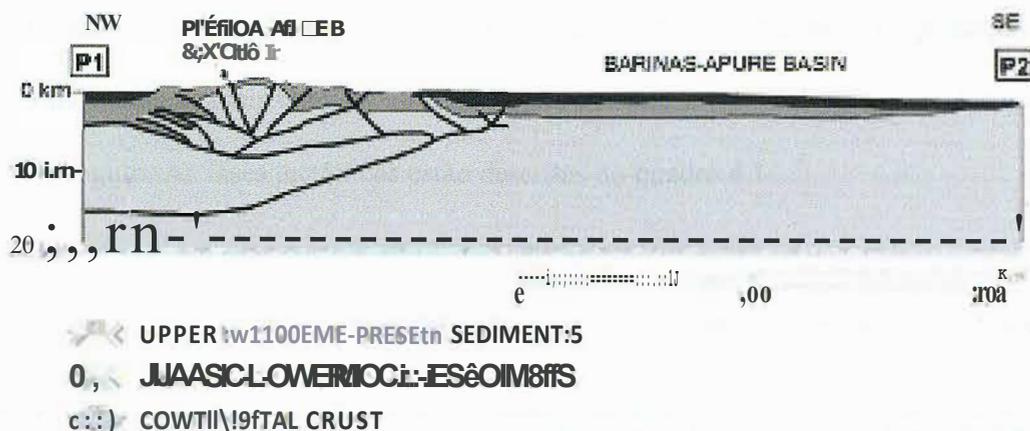


Figura 4.5: Perfil esquemático NW-SE da região da Bacia de Barinas-Apure, destacando a Cordilheira Andina de Méridas.

Em seu estado atual, a bacia é assimétrica, com um flanco meridional suavemente inclinado a noroeste e um flanco setentrional marcado por afloramentos de rochas pré cretácicas muito deformadas (González de Juana, *et al.*, 1980).

A configuração atual da bacia deve-se principalmente à evolução do Sistema Andino, cujo soerguimento principal começou por volta do final do Mioceno e constitui hoje a separação da bacia de Maracaibo. Sua estrutura é resultado de forças tectônicas que atuaram durante o Mio-Plioceno, sobre falhas estruturais mais antigas (Cretáceo Superior), contemporâneas à orogênese Laramidiana. As fraturas mais antigas têm papel muito importante e decisivo na geologia do petróleo da bacia.

As acumulações de hidrocarbonetos na área são controladas tanto por estruturas extensionais como por compressivas do Cretáceo Superior - Eoceno Médio e Mio-Plio-Pleistoceno. Segundo Figueroa *et al.* (1994), a seqüência cretácica encontra-se presente em toda a área, diminuindo sua espessura a sul e nordeste. A seqüência Eoceno Médio e Eoceno Médio a Superior alcança máxima espessura ao norte e afina por erosão no sul e sudeste, a seqüência Oligo-Mioceno inferior se acunha a nordeste e a seqüência Mioceno Médio Peistoceno apresenta erosão ao norte.

Também se reconhecem diferentes fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais, sendo as mais comuns falhas normais e inversas com dobras associadas, a maioria de baixo ângulo. As fases tectônicas estão descritas no quadro 4.1.

Quadro 4.1 - Fases tectônicas que definem as principais falhas estruturais relacionadas à bacia de Barinas-Apure.

Fase Distensiva	Jurássico - Neo-Cretácico	associada à etapa de margem passiva que afetou o norte da Venezuela neste período, o estilo estrutural é predominantemente normal com uma orientação NO-SE.
------------------------	---------------------------	---

Fase Compressiva	Neo-Cretácico - Paleoceno - Eoceno Inferior	relacionada à orogênese dos Andes Centrais Colombianos, origina falhas inversas de orientação NO-SE, assim mesmo ocorre a reativação de muitas falhas normais geradas na fase anterior.
Fase Distensiva	Eoceno Inferior a Médio	afetou as unidades cretácias e a parte inferior do Eoceno Médio, o falhamento é normal com direção NE-SO.
Fase Compressiva	Eoceno Médio	associado provavelmente à chegada dos nappes ao norte da Venezuela, origina predominantemente falhas inversas de orientação NO-SE.
Fase Distensiva	Eoceno Médio a Superior	o falhamento originado durante esta fase, tem orientação preferencial NE-SO e afeta as seqüências cretácicas e Eocenas.
Fase Compressiva	Eoceno Superior	associada provavelmente ao último empurrão dos nappes e ao início do levantamento dos Andes Orientais Colombianos. Origina falhamento inverso com orientação preferencial E-O, NE-SO.
Fase Compressiva	Mioceno médio a Recente	associada ao soerguimento dos Andes e vigente até hoje em dia, gera falhas inversas de direção NE-SO, que cortam toda a seção estratigráfica. Durante essa fase orogênica se reativaram e inverteram estruturas preexistentes e a bacia adquiriu a configuração atual.

Do ponto de vista tectônico, o regime extensional que se desenvolveu no neocretáceo e Eoceno médio a final repercutiu na formação e evolução de falhas normais em toda a bacia. Eventos compressivos manifestados na formação de dobras, falhas inversas e, em consequência, de altos estruturais, mostram maior intensificação nas deformações presentes ao longo da seqüência cretácica.

Em geral, pode-se observar na área sistemas de falhas em duas direções principais Sudeste e no sentido Nordeste que marcam o desenvolvimento das principais falhas em subsolo. Nesse sistema, a maioria das falhas orientadas no sentido Nordeste forma um padrão de falhas normais que revelam o caráter distensivo na área, manifestado provavelmente durante o Eoceno médio a final, e o comportamento das falhas orientadas no sentido Sudeste refletem um período compressional associado a orogênese andina que da origem a formação

de estruturas dobradas e sistemas de falhas inversas observadas ao longo da seqüência Figueroa L., (1994), *apud* Márquez y Martínez, (2005)).

Ramirez A., (2004), determinou que as falhas estruturais mais ressaltantes nos campos Hato Viejo y Sinco são: O alto onde se encontra o poço SIN-77, o qual pode ser descrito como um anticlinal assimétrico, e se encontra delimitado a leste pela falha inversa do SIN-27 e a oeste pela falha do SIN-4. Em uma seção realizada ao longo do campo de Sinco, com direção preferencial SE/NW, observa-se a presença de um conjunto de falhas principais, em sua maioria normais, seu salto vertical tem papel importante na delimitação dos diferentes depósitos. A falha de SIN-1 constitui um sistema de falhas paralelas cuja componente transcorrente torna difícil a definição de sua componente vertical. Esta falha passa de normal a inversa ao longo de seu traço. A falha de SIN-61 é uma falha inversa que mergulha para norte que finaliza até o sul mudando seu sentido normal.

Ao sul do campo de Sinco encontra-se um gráben ou fossa tectônica de pouca extensão, o qual possivelmente foi originado durante uma das fases distensivas do Eoceno, que está representado por um falhamento normal com direção preferencial NE-SO, afetando as seqüências cretácicas e terciárias (Figueroa *et ai.*, (1994) *apude* Ramirez (2004)). Sua formação poderia estar ligada a uma compensação dos esforços que originaram o alto do SIN-77. Na área onde se situa o poço SIN-59 encontra-se umas das estruturas mais importantes desses campos, conhecida como o alto de SIN-59.

4.3 Geologia Histórica

A bacia sedimentar Barinas-Apure fica a oeste da Venezuela e a sudeste da Cordilheira Andina de Mérida (CAM), cadeia esta que se formou da convergência do Arco do Panamá com o oeste da América do Sul no final do Mioceno, o soerguimento de CAM constitui a mais

provável causa da subsidência da bacia. É um exemplo clássico de uma complexa bacia formada num ambiente de atividade tectônica intensa e diversificada. Ainda não há estudos quantitativos estabelecendo a relação entre a rigidez flexural da placa Sul Americana durante a existência da bacia e a morfologia da cadeia de montanhas.

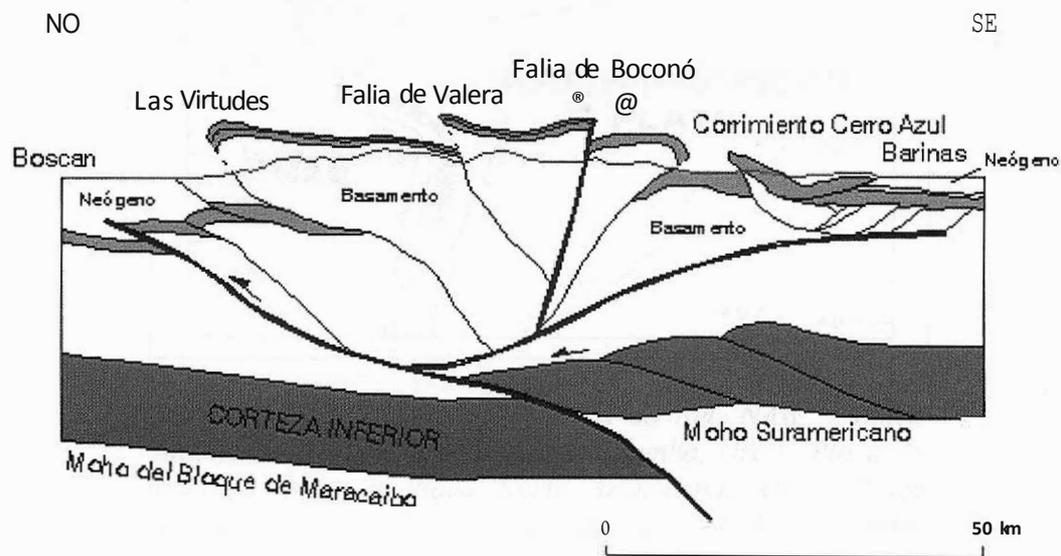


Figura 4.6: Sistema de falhas da cordilheira.

4.1.3 MODELO TECTÔNICO

Atualmente, o mosaico tectônico do noroeste da América do Sul é composto por três placas litosféricas principais: as placas do Pacífico (Nazca) e Caribenha e a da América do Sul margeada nessa região pelo Arco Continental da Guiana incluindo o Bloco Andeano do Norte, como mostra a figura 4.7.

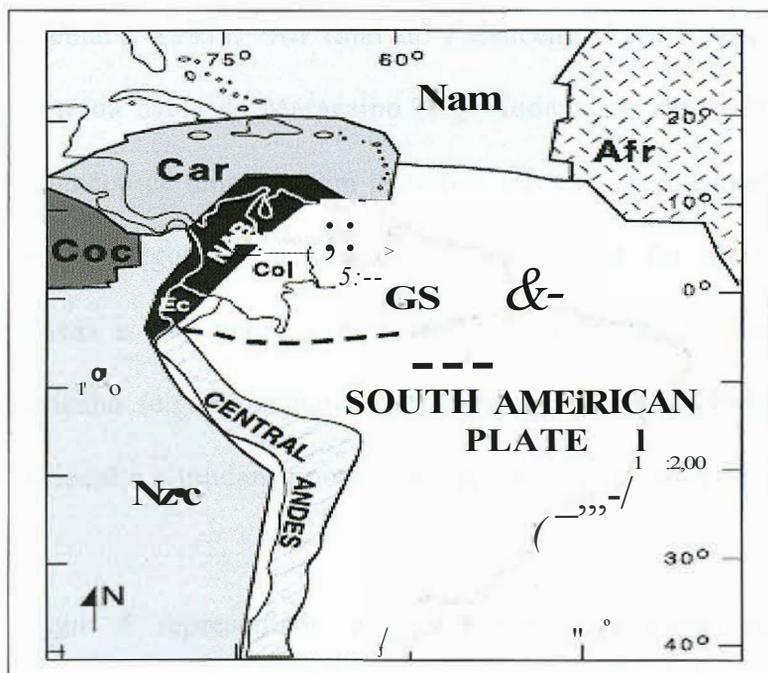


Figura 4.7: Tectônica da América do Sul, NAB = Bloco Andino do Norte, Car = Placa Caribenha, Nzc = Placa do Pacífico, Nam = Placa Norte Americana, Afr = Placa Africana, Gs = Arco da Guiana, Ec, Col, Ve = limites geográficos do Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.

A evolução tectônica da bacia Barinas-Apure pode ser reduzida a três estágios principais. O primeiro estágio foi a fase extensional da bacia, ocorrida no Jurássico devido ao rifteamento da Pangea. Foram então gerados meio grábens orientados a sudeste, os quais se tornaram horsts na fase compressional durante o soergimento da Cordilheira Andina de Méridas (e.g Audemard, 1991; Audemard and Audemard, 2002).

O segundo estágio durou até o início do Mioceno, correspondeu a uma fase de pré-deformação andina, dominada por sedimentação pós-rifte e séries de ciclos eustáticos afetados por alguns eventos tectônicos. No início do Cenomaniano, o soergimento da Cordilheira Central da Colômbia e o começo da subducção (subducção continental-continental) no flanco oeste, criaram a bacia original de anti-país no oeste da Venezuela (WVFB), compreendendo hoje as bacias de Maracaibo e

Barinas Apure (Audemard, 1991). No final do Paleoceno, Lara Nappes começou a cavalgar sobre o norte da bacia de Maracaibo (e.g. Audemard, 1991; Parnaud *et al.*, 1995), definindo o começo de uma margem tectônica ativa na área. Durante o final do Eoceno e o início do Oligoceno, a subsidência da WVFB foi afetada por uma reorganização de placas e uma maior compressão lateral oblíqua na borda da placa Caribenha-Sul Americana (e.g. Audemard, 1991; Parnaud *et al.*, 1995), juntamente com o soerguimento local e a mudança no regime de variação do nível do mar (Young *et al.*, 1956).

O último estágio é representado pela deformação e soerguimento andino relacionado com a convergência oblíqua do arco do Panamá com o noroeste da América do Sul, que começou no final do Mioceno e dura até hoje (e.g. Mann and Burke, 1984; Eva *et al.*, 1989; Mann *et al.*, 1990; Audemard and Audemard, 2002). Depois de um pulso orogênico no início do Mioceno, a compressão causou um breve soerguimento na CAM no Plioceno-Quaternário (e.g. Mann *et al.*, 1990; Audemard and Audemard, 2002) resultando na divisão da WVFB em duas bacias: Maracaibo, a noroeste, e Barinas-Apure a sudoeste (e.g. Mann *et al.*, 1990; Audemard, 1991; Audemard and Audemard, 2002).

A neotectônica presente no oeste da Venezuela é complexa devido ao grande número de interações entre blocos adjacentes e crosta, além do fato de a localização exata da borda da placa Caribenha-Sul Americana ser controversa devido a essa complexidade tectônica. Por hora, existem dois modelos vertentes para sua localização. De acordo com Audemard e Audemard (2002), a borda tem 600 Km e está localizada entre a falha NE-SW de Boconó e a falha E-W de Oca-Ancón e é composta de um número de blocos independentes da placa contígua. Já a interpretação de Van der Hilst

e Mann (1994), baseada em tomografia sísmica, prevê que a borda está localizada no Cinturão de Deformação Sul Caribenho (SCDB).

Estudos recentes com o uso de GPS indicam que um drift na direção leste da Placa Caribenha que se afasta da Placa Sul Americana a uma taxa de $2,05 \pm 0,2$ cm/ano (Pérez *et al.*, 2001). Apesar de muitos autores concordarem que a principal borda entre as duas placas é uma falha right-lateral strike-slip (RLSS) (e.g. Bell, 1972; Pindell and Dewey, 1982; Sykes *et al.*, 1982; Freymueller *et al.*, 1993; Kellog and Veja, 1995), o movimento relativo das placas se torna mais complexo próximo ao oeste da Venezuela, devido a processos de subducção (Van der Hilst and Mann, 1994; Malavé and Suárez, 1995; Pérez *et al.*, 1997; Taboada *et al.*, 2000; Audemard and Audemard, 2002). De fato, estudos sismológicos descrevem um soerguimento de strike NE de uma porção da litosfera caribenha, sofrendo subducção ao norte da Colômbia e NW da Venezuela, a uma profundidade de aproximadamente 150 Km (Malavé and Suárez, 1995; Pérez *et al.*, 1997). Adicionalmente outra elevação de strike E-W está sofrendo subducção abaixo dos blocos de Maracaibo e Bonaire na região do SCDB (e.g. Taboada *et al.*, 2000; Audemard and Audemard, 2002).

Neste modelo tectônico regional, o acomodamento de CAM devido ao esforço compressional dominante dado pelo encurtamento NW-SE e pelo movimento RLSS ao longo da falha de Boconó (e.g. Giegengack, 1984; Pérez *et al.*, 2001; Audemard and Audemard, 2002), que se distribui sobre 500 Km ao longo do eixo longitudinal de CAM para se juntar ao strike E-W da falha de San Sebastian-El Pilar. (figura 4.6)

4.4 Geologia do Petróleo

4.4.1 SISTEMA PETROLÍFERO

Na superfície de 95 mil km² da bacia de Barinas-Apure existem 433 poços ativos, com uma capacidade de produção de 145 milhões de barris de óleo por dia. Em 2000 a produção foi de 40,6 milhões de barris por dia, isso representa 3,5% do total venezuelano. No campo de Guafita, o primeiro poço descoberto foi perfurado em fevereiro e março de 1984, pela Corpoven S.A (Chigne *et al.*, 1999).

As duas áreas petrolíferas da bacia encontram-se na sub-bacia Barinas, localizada no sudoeste da Venezuela. No Estado de Barinas, ao sul da cidade de Barinas, a produção de óleo é concentrada numa área de aproximadamente 314 km², que incluem os campos de Caipe, Estero, Hato, Maporal, Palmita, Silvan, Mingo, Paez, Silvestre e Sinco. Na área de Apure, na divisa com a Colômbia temos os campos de La Victoria e Guafita (López *et al.*, 1998).

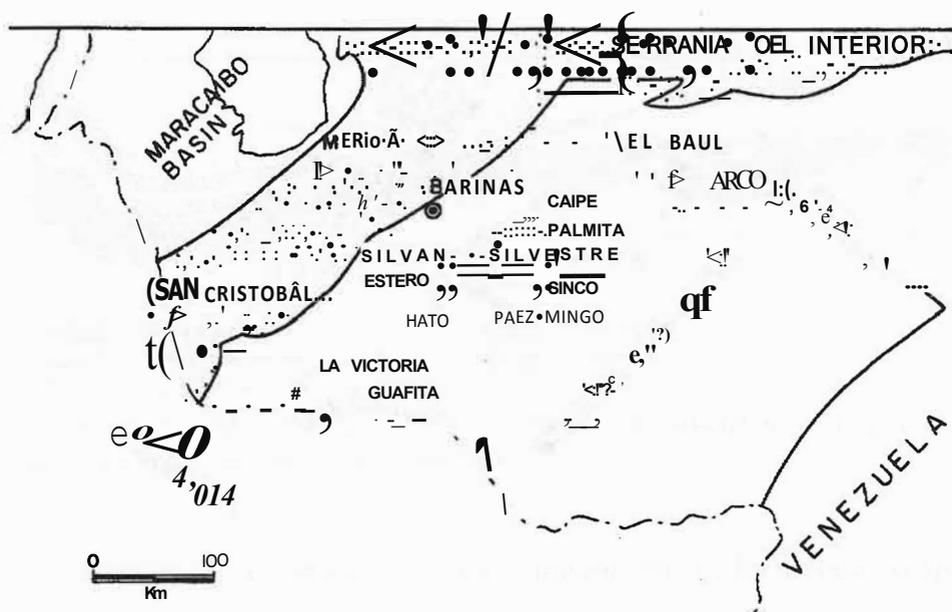


Figura 4.8: Localização da área de estudos - Sub-bacia Barinas (López et al., 1998)

A rocha geradora por excelência é a Formação Navay, de idade Neo Cretácea, cujas fácies são equivalentes, lateralmente, às da Formação La Luna. Há ainda rochas geradoras de importância secundária no Grupo Orocué (Formação Los Cuervos), que está sozinha em depósitos mais profundos, associado com acumulações de grandes espessuras devido ao soergimento andino.

Os principais reservatórios elásticos (terrígenos) são compostos pelas formações Escandalosa e Burgüita (Cretáceo), Grupo Orocué (Paleoceno), Mirador e Membro Arauc da Formação Guafita (Eoceno-Oligoceno). Os reservatórios carbonáticos mais relevantes são calcários, com porosidades secundárias do Membro Guaicán da Formação Escandalosa. As rochas selantes de escala regional são os intervalos de folhelhos das formações Burgüita (Cretáceo Superior), Pagüei (Eoceno), e o Membro Guardulio da Formação Guafita (figura 4.8).

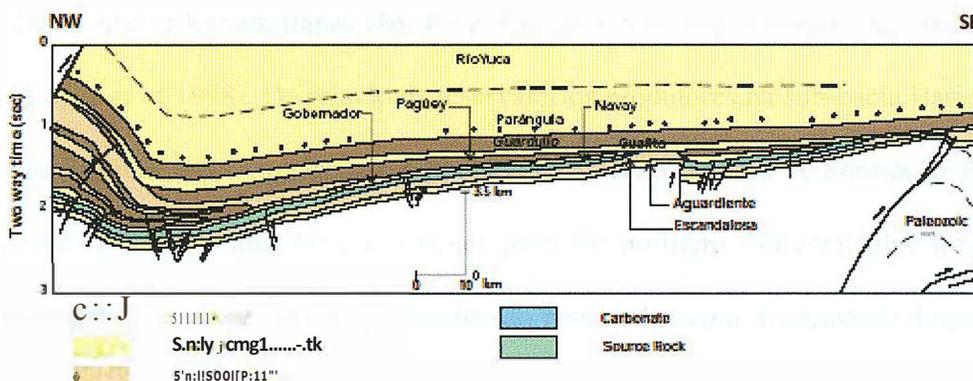


Figura 4.9: Seção transversal de NW-SE da bacia Barinas-Apure (Parnaud et al., 1995 apud Well Evaluation Conference, 1997).

Existem dois modelos para geração, migração e trapeamento na bacia Barinas-Apure:

O primeiro relaciona-se com o sistema La Luna - Burguitta. Devido à geração de petróleo na Bacia de Maracaibo e a sua migração sul-sudeste. Os selos para este caso constituem de unidades cretáceas: o superior por folhelho basal da Formação Burguitta, o inferior por folhelho do Membro La Morita (Formação Navay). Os reservatórios são constituídos também por unidades cretácicas, como as formações Aguardientes e Escandalosa e as areias basais da Formação Burguitta.

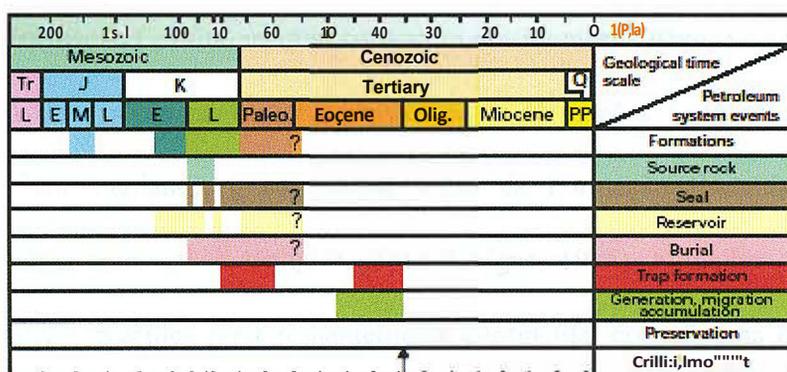


Figura 4.1 O: Mapa de eventos do sistema petrolífero La Luna-Burguitta, durante o término do posicionamento da Cordilheira de Mérida (Well Evaluation Conference, 1997).

Já o segundo modelo se relaciona com a deposição do flanco sul andino. No estado de Barinas as falhas são estruturais (anticlinais e homoclinais) limitadas pela falha normal. As

principais falhas que se tornam trapas são: Paez, Paguey e Silvestre (González de Juana *et al.* 1980 *apud* López *et al.* 1998). Os principais reservatórios produtores na sub-bacia Barinas são as formações Fortuna (Cretáceo) e Gobernador (Eoceno médio). A Formação Fortuna consiste de dois principais arenitos e é o maior produtor prolífero. Na área Silvestre-Sinco, norte da falha Paez, os intervalos de produção são associados com a Formação Fortuna. Já considerando o sul da falha, os intervalos de produção são comumente associados com a Formação Gobernador (Villamil, T., 2003).

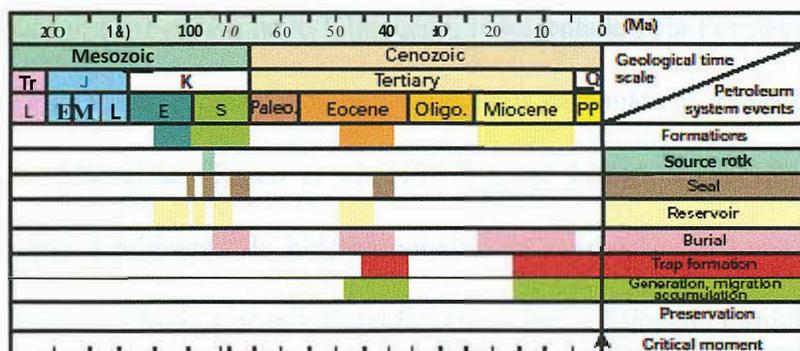


Figura 4.11: Mapa de eventos do sistema petrolífero Navay-Gobernador, no norte do Arco Mérida, durante o soerguimento Andino (Well Evaluation Conference, 1997).

Na área de Apure, os intervalos de produção nos campos de La Victoria e Guafita estão associados com a Formação Guafita, na qual consistem dos membros Arauca e Guardulio.

Estudos de vários poços na bacia indicam que as formações La Morita e Quevedo (Cenomaniano e Santomaniano), e certamente áreas da Formação Escandalosa contém intervalos de folhelhos com tipo II de querogênio (Chigne, 1985). Folhelhos na Formação Guafita contém matéria orgânica predominantemente continental com alguma quantidade de material amorfo marinho (Ortega *et al.* 1987 *apud* Chigne *et al.*, 2001). O Membro Arauca da Formação Guafita tem relativamente baixo o valor de Carbono Orgânico Total (COT=0,1%), enquanto que o intervalo superior do Membro Guardulio contém COT no intervalo de 0,1 até

5,5% (Ortega *et al.* 1987 *apud* Chigne *et al.*, 2001). Essa zona superior também tem alta abundância de matéria orgânica marinha.

Os óleos do campo de Guafita são caracterizados como sendo uma mistura de origens marinha e terrestre, com uma predominância de matéria orgânica marinha em litofácies siliciclásticas (Labrador *et al.*, 1995 *apud* López *et al.*, 1998). Tocco *et al.* (1996) *apud* López *et al.* (1998) usaram modelagem geoquímica para identificar três rochas geradoras, classificadas por importância: (1) Seqüência do Cretáceo, representada pelas Formações La Luna, Capacho e Navay; (2) Seqüência do Oligoceno, representada pela Formação Carbonera e (3) Seqüência do Paleoceno, representada pelos folhelhos carbonáticos e carvões do Grupo Orocué e Formação Marcelina. Tocco *et al.* (1997) *apud* López *et al.* (1998) definiram períodos de maturação e migração de hidrocarbonetos da Formação La Luna na Bacia de Maracaibo (Início Eoceno - Meio Eoceno; Final Eoceno - Início Mioceno e Início Mioceno - Holoceno), e um período principal do Grupo Orocué e Formação Carbonera (Mioceno médio até Plio-Pleistoceno) (Callejón *et al.*, 2003).

Os óleos da sub-bacia Barinas podem ser classificados como parafínicos-naftênicos (campos de La Victoria e Guafita) até aromáticos-naftênicos (campos de Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita). A variação do grau API de 12° para óleos no qual passam por alterações no reservatório (e.g. Silvestre e Sinco) até 32° para crus sem alterações. A quantidade de enxofre no óleo varia de 0,4 até 2,2% e é inversamente proporcional ao grau do óleo. Os óleos de La Victoria e Guafita têm as menores concentrações de enxofre (0,4 até 0,6%), nos campos restantes tem concentração entre 0,6 e 2,2%. Essa variação pode ser relacionada pela alteração de processos como biodegradação (Sinco) e *water-washing* (Silvestre). Além das variações na concentração de enxofre, de diferentes campos, podem ser relacionadas com variações sistemáticas e geográficas nas litofácies da rocha geradora.

O óleo da sub-bacia Barinas é típico de derivados da mistura de matéria orgânica marinha e terrestre. Mas, baseado nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, temos que o óleo da sub-bacia tem predominância de fonte marinha.

O estudo da litologia foi baseado em dois tipos de concentração. A primeira é a concentração de enxofre, onde campos como Caipe, Silvestre, Sinco, Silvan e Palmita que apresentam concentrações $> 0,6\%$ apresentam litofácies ricas em carbonatos. Já o segundo tipo de concentração é a taxa saturado/aromático, que nos campos de La Victoria e Guafita apresenta valores $> 1,5$, indicando assim uma formação siliciclástica.

5 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

5.1 Introdução

O método magnetotelúrico (MT), descrito primeiramente pelo soviético Tikhonov (1950) e pelo francês Cagniard (1953), tem como objetivo mapear a distribuição da resistividade elétrica das rochas de subsuperfície, através da medida das variações temporais das componentes horizontais mutuamente ortogonais dos campos elétrico e magnético naturais sobre a superfície da Terra (Wannamaker & Hohmann, 1991). A distribuição da resistividade elétrica das rochas na subsuperfície está relacionada com vários parâmetros físicos e estruturais, tais como: porosidade, permeabilidade, salinidade, pressão e temperatura (Keller & Frischknecht, 1970; Kaufman & Keller, 1981).

O processo físico envolvido nesse método vincula-se a que os campos gerados por fenômenos externos (especialmente atividade solar e tempestades elétricas) penetram no interior da Terra e induzem campos eletromagnéticos secundários e, conseqüentemente, correntes elétricas, chamadas de correntes telúricas. À medida que o campo eletromagnético

primário se difunde para o interior da Terra, ele atravessa regiões que apresentam mudanças de condutividade, as quais se correlacionam com variações litológicas, mineralógicas, conteúdo de fluido, propriedades dielétricas, permeabilidade, porosidade, salinidade, etc. Quando o sinal eletromagnético encontra limites com diferentes condutividades, campos secundários são gerados e parte deles se propaga de volta para cima trazendo informação sobre a mudança relativa de condutividade em subsuperfície. Deste modo, o campo medido será o campo resultante do acoplamento dos campos indutor e induzido, respeitando o princípio da causalidade.

A premissa básica na teoria do método MT é de que a sua fonte é uma onda eletromagnética plana e uniforme, isto é, os campos elétrico e magnético são constantes nos planos perpendiculares à direção de propagação. Essa premissa, contestada no início da aplicação do método, foi demonstrada ser aceitável do ponto de vista prático para frequências superiores a 10^{-3} Hz (Madden & Nelson 1964).

Os campos elétricos e magnéticos naturais originam-se de vários fenômenos. Os campos associados com frequências superiores a 1 Hz têm sua origem nas atividades meteorológicas e nas atividades humanas. Quanto às atividades meteorológicas, o sinal origina-se de descargas elétricas, provenientes de tempestades elétricas. Já os campos de frequências inferiores a 1 Hz são relacionados principalmente à micropulsões no campo magnético terrestre causadas por interações complexas de partículas ionizadas emitidas pelo sol (plasma ou vento solar) com o campo magnético da Terra e a ionosfera.

A figura 5.1 mostra o espectro de amplitude para os campos magnéticos naturais. Na figura observa-se que a amplitude dos campos aumenta com o decréscimo da frequência, o que implica aumento de sinal nas medidas dos campos naturais à medida que a frequência diminui e aumento de ruído nas medidas dos campos artificiais empregados nos métodos eletromagnéticos de fonte controlada.

O largo espectro do campo natural usado nas sondagens MT, entre 10^{-4} e 10^4 Hz, possibilita a sondagem de poucos metros até centenas de quilômetros onde as fontes artificiais seriam invariáveis.

Em virtude de o método magnetotélúrico fazer uso do campo eletromagnético natural, ele oferece uma simplicidade, particularmente eficaz em áreas de difícil acesso onde é penoso o transporte de equipamentos de fontes pesados.

Uma das limitações dos levantamentos magnetotélúricos (MT) reside em obter registros magnéticos confiáveis devido às pequenas amplitudes das componentes do campo magnético. Outra limitação dos levantamentos MT é a dificuldade em definir camadas com pequenas espessuras, sendo mais utilizados para estimar a espessura total dos sedimentos de uma bacia. Em função de tais limitações, estes levantamentos são utilizados preferencialmente em estudos preliminares de reconhecimento exploratório.

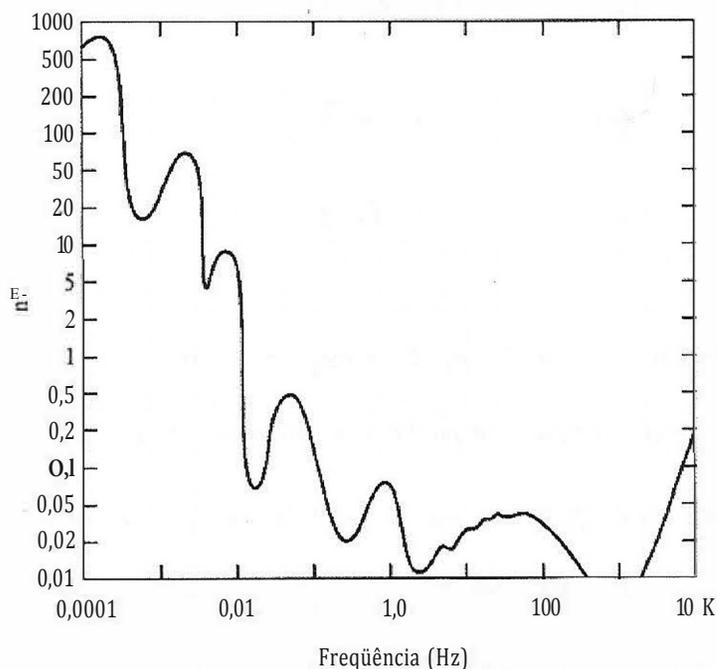


Figura 5.1: Espectro de amplitude dos campos magnéticos naturais (adaptado de Campbell 1966).

5.2 Aspectos Teóricos do Método Magnetotelúrico

A teoria eletromagnética elementar pode ser usada como um ponto de partida para se compreender como o método MT investiga a estrutura interna da Terra.

Na presença de um campo magnético variável no tempo, correntes elétricas são induzidas em subsuperfície de acordo com a lei de Faraday. Estas correntes, por sua vez, geram um campo magnético secundário, que novamente serve como campo indutor.

Em termos gerais, a teoria de indução EM (Jackson, 1967; Lahiri & Price, 1939) pode ser derivada das equações de Maxwell, que foram estabelecidas com base nos trabalhos de Coulomb, Ampere e Faraday:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{d\vec{H}}{dt} \quad (1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{d\vec{D}}{dt} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = \rho \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = P_v \quad (4)$$

Em um meio onde as propriedades elétricas e magnéticas não dependem das intensidades dos campos e da sua variação temporal (meios lineares), há relação de linearidade entre \vec{D} e \vec{E} , entre \vec{H} e \vec{H} e entre \vec{J} e \vec{E} . A condição de linearidade do meio é aproximadamente satisfeita quando os campos não são muito intensos e as variações temporais são muito pequenas, que é o que normalmente ocorre com os campos empregados na Geofísica.

A relação de linearidade citada acima é obtida através das chamadas relações constitutivas. Elas vinculam o comportamento do campo eletromagnético às características

físicas do meio, dadas pela sua condutividade elétrica (σ), pela sua permeabilidade magnética (μ) e pela sua permissividade elétrica (ϵ). Estas relações estão expressas em seguida:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (5)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (6)$$

$$B = \mu H \quad (7)$$

Neste trabalho, as unidades serão expressas no sistema internacional (SI). As quantidades nas relações de (1 - 7) são expressas nas unidades de:

[J] = indução magnética em weber / metro quadrado (wb/m^2).

[H] = intensidade do campo magnético em ampere/ metro (A/m).

[E] = intensidade do campo elétrico em volts/ metro (V/m).

[q] = deslocamento elétrico em Coulomb / metro quadrado (C/m^2).

[J] = densidade de corrente em ampere/ metro quadrado (A/m^2).

[ρ_v] = densidade volumétrica de carga em Coulomb / metro cúbico (C/m^3).

[ϵ] = permissividade elétrica em faraday/ metro (F/m).

[μ] = permeabilidade magnética em Henry/ metro (H/m).

[σ] = condutividade elétrica do meio em siemens / metro (S/m).

[μ_0] = permeabilidade magnética do vácuo; seu valor é $4\pi \times 10^{-7}$ H/m

[ϵ_0] = permissividade elétrica do vácuo; seu valor é $8,854 \times 10^{-12}$ F/m

Na maioria das rochas verifica-se experimentalmente que $\mu = \mu_0$. Do mesmo modo, a permissividade elétrica das rochas praticamente não varia com relação ao valor ϵ_0 . Por outro lado, a condutividade elétrica das rochas apresenta uma variação ampla, na faixa de 10^0 a 10^8 S/m (Parkhomenko, 1967; Keller & Frischknecht, 1970; Orellana, 1974). Neste trabalho far-

se-á uso extensivo do inverso da condutividade, ou seja, a resistividade elétrica, $[p]$, expressa em Ohm.metro (O.m).

Em algumas situações as formações geológicas complexas são anisotrópicas. Neste caso, os parâmetros constitutivos ϵ e μ devem ser expressas como tensores. Entretanto, para estudos de indução de corrente elétrica e magnética na Terra, é suposto que:

- i) A Terra é um meio continuamente isotrópico, horizontalmente estratificado, com extensão lateral infinita, em que ϵ e μ são constantes e independentes do tempo, sendo $\mu = \mu_0$ para a maioria das rochas.
- ii) Os campos elétrico e magnético variam harmonicamente com o tempo e sua dependência temporal pode ser expressa como $e^{i\omega t}$.
- iii) A corrente de deslocamento $\hat{\sigma} \cdot \mathbf{j}$ pode ser negligenciada.

As equações de Maxwell aplicam-se aos pontos em volta dos quais as propriedades eletromagnéticas variam suavemente, resultando em variações contínuas dos campos. Na superfície que separa descontinuidades abruptas nas propriedades dos meios, entretanto, é esperado algum tipo de descontinuidade também nos campos. A aplicação das equações de Maxwell na vizinhança dessa superfície leva às seguintes expressões, válidas na interface (Stratton 1941):

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{E}_2 - \mathbf{E}_1) = 0 \quad (8)$$

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{H}_2 - \mathbf{H}_1) = 0 \quad (9)$$

$$\mathbf{n} \cdot (\mathbf{B}_2 - \mathbf{B}_1) = 0 \quad (10)$$

$$\mathbf{n} \cdot (\mathbf{D}_2 - \mathbf{D}_1) = \mathbf{j}_s \quad (11)$$

As equações (8) e (9) demonstram que as componentes tangenciais dos campos E e \vec{H} são contínuas através da interface de separação dos meios. A equação (10) evidencia que a componente normal de \vec{j} é contínua através da interface de dois meios de condutividades finitas, enquanto a equação (11) mostra a descontinuidade da componente normal de \vec{j} , com acúmulo de carga elétrica na superfície de separação dos meios.

Após alguns algebrismos com as equações de Maxwell, o campo elétrico (\vec{E}) e o campo magnético (\vec{H}), que por generalidade representaremos por \vec{L} , satisfazem a equação de onda. Assim, fazendo uso das suposições feitas acima (i a iii), será obtida a equação:

$$\nabla^2 \vec{L} = i\omega \mu \sigma \vec{L} - \omega^2 \epsilon \mu \vec{L} \quad (12)$$

O primeiro termo do lado direito da equação (12) representa as correntes de indução das equações de Maxwell, enquanto que o segundo termo associa-se com as correntes de deslocamento. Como visto anteriormente, no caso da Terra, a permissividade elétrica é aproximadamente igual à do ar e a condutividade elétrica normalmente maior do que 10^{-4} S/m, de modo que a condutividade elétrica é muito maior do que o produto da frequência angular pela permissividade elétrica ($\sigma \gg \omega \epsilon_0$), para as frequências empregadas no Método Magnetotelúrico. Nesse caso, a expressão (12) pode ser simplificada para:

$$\nabla^2 \vec{L} + k^2 \vec{L} = 0 \quad (13)$$

onde, $k = (-i \mu \sigma + \omega^2 \epsilon \mu)^{1/2}$ é um termo complexo chamado número de onda.

Analisando a equação (13), pode-se notar que o campo MT propaga-se de acordo com a difusão de um campo quase estático através da Terra.

A solução da equação (13) é facilitada quando a premissa de onda plana é utilizada, uma condição que geralmente é válida para o método MT. Além disso, quando a onda incide na

superfície, devido ao grande contraste de condutividade em relação ao ar, ela é transmitida praticamente na direção vertical independentemente do seu ângulo de incidência. Nessas condições, e considerando a Terra como sendo um meio espaço uniforme de condutividade elétrica (σ), a solução é do tipo:

$$E_x = A e^{-iCr - wt} \quad (14)$$

onde A é uma constante relacionada com a amplitude do campo. O número de onda k , sendo uma grandeza complexa, pode ser escrito na forma:

$$k = (1 - i) / \delta \quad (15)$$

onde,

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \quad (16)$$

é conhecido como "skin depth". δ (m) é a profundidade para o qual a amplitude do campo é atenuado de $1/e$ do seu valor inicial (Telford *et al.*, 1976). O "skin depth" é expresso em metros. Uma vez que o δ depende da frequência da onda e da condutividade do meio, quanto menor a frequência e/ou menor a condutividade do meio, maior será a profundidade de penetração dos campos eletromagnéticos.

Substituindo (15) em (14) é possível expressar E_x na forma,

$$E_x = A e^{-z/\delta} e^{-i(\omega t - z/\delta)} \quad (17)$$

De acordo com a lei de Ampere, tem se que,

$$\vec{E}_x = -\mu_0 \omega \vec{H}_y \quad (18)$$

Aplicando a relação (17) em (18) obtém-se,

$$\vec{H}_y = \frac{A e^{-\gamma y}}{i \mu_0 \omega} \quad (19)$$

Os campos E_x (17) e H_y (19) são a soma dos campos primário e secundário causados pelas correntes induzidas. A razão entre eles define a impedância do meio:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\mu_0 \omega}{i} = (1+i) \sqrt{\frac{\mu_0 \omega \rho}{2}} \quad (20)$$

onde, ρ é a resistividade elétrica em ($\Omega \cdot m$), que como mencionado anteriormente, corresponde ao inverso da condutividade. A impedância tem unidade de Ohm.

Resolvendo a expressão (20) para a resistividade (ρ), tem-se que:

$$\rho = \frac{1}{\mu_0 \omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (21)$$

ou, convertendo E_x e H_y para unidades usuais (mV/km e nT, respectivamente):

$$\rho = 0.2 T \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (22)$$

sendo, $T = 2\pi c/\omega$, o período em segundos.

As equações (16) e (20) formam a base do método magnetotelúrico. Elas indicam que a medida simultânea das componentes horizontais dos campos elétrico e magnético na

superfície em vários períodos permite o acesso à distribuição de resistividade elétrica em subsuperfície.

Outro parâmetro usual, além da resistividade aparente, que pode ser entendida como a média da resistividade no interior da Terra em algumas espessuras peculiares, utilizado em sondagens magnetotélúricas é a fase. A mesma também pode ser extraída da relação (20), e é definida como:

$$\phi = \text{Arg}(Z) \quad (23)$$

Para uma Terra com múltiplas camadas, onde a resistividade varia apenas com a profundidade (caso 1D), ambos parâmetros resistividade aparente e fase variam com o período e a estrutura em subsuperfície pode ser revelada através de técnicas numéricas de inversão. Em situações mais complexas, a resistividade e a fase podem variar também em uma das direções horizontais (2D) ou em ambas (3D), caracterizando a impedância como uma grandeza complexa tensorial.

5.3 Incidência de uma onda sobre a superfície de um meio homogêneo e isotrópico

Uma onda eletromagnética plana incidindo sobre a superfície de separação de dois meios de diferentes propriedades elétricas e magnéticas pode ter os campos elétrico e magnético decompostos nas suas componentes cartesianas x , y e z , formando um total de 6 componentes (3 do campo elétrico e 3 do campo magnético). Com a escolha de potenciais vetoriais apropriados é possível, entretanto, decompor os campos de maneira que, para um desses potenciais, a componente z do campo magnético seja nula, enquanto, para outro, a componente z do campo elétrico anula-se (Harrington 1961, p.131). A situação em que a componente z do campo magnético é nula recebe a

denominação de modo TM ou modo de campo magnético transverso à direção Z. No caso em que a componente z do campo elétrico é a componente nula, a denominação passa a ser modo TE ou modo de campo elétrico transverso à direção Z.

O modo TE descreve os campos quando as correntes induzidas fluem paralelamente à direção da estrutura (azimute geoeletrico). Este modo é caracterizado por $\hat{E} = (0, E_y, 0)$ e $\hat{H} = (H_x, 0, H_z)$. A incidência segundo o modo TE está ilustrada na figura 5.2.

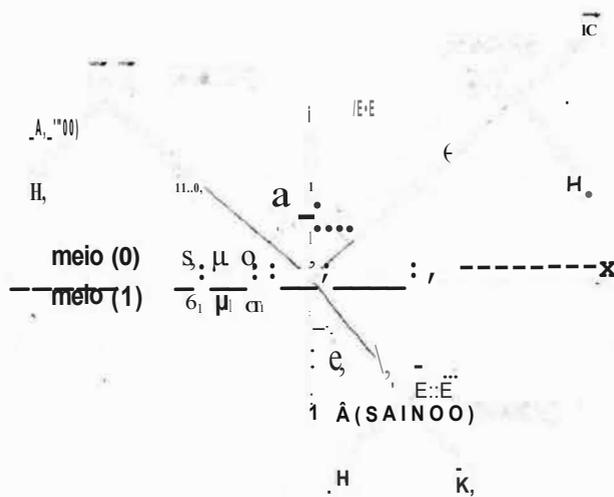


Figura 5.2: Incidência segundo o modo TE. O termo saindo refere-se ao plano do papel.

As equações de Maxwell para o modo TE se reduzem a:

$$\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} = -j\omega \epsilon_0 E_y \quad (24)$$

$$j\omega \epsilon_0 E_y = -\frac{\partial H_x}{\partial z} \quad (25)$$

$$-\frac{\partial E_y}{\partial x} = -j\omega \mu_0 H_z \quad (26)$$

No modo TM, as correntes induzidas são ortogonais a estrutura. Neste caso, $\vec{J} = (0, H_x, 0)$ e $\vec{E} = (E_x, 0, E_z)$. A incidência segundo o modo TM está ilustrada na figura 5.3.

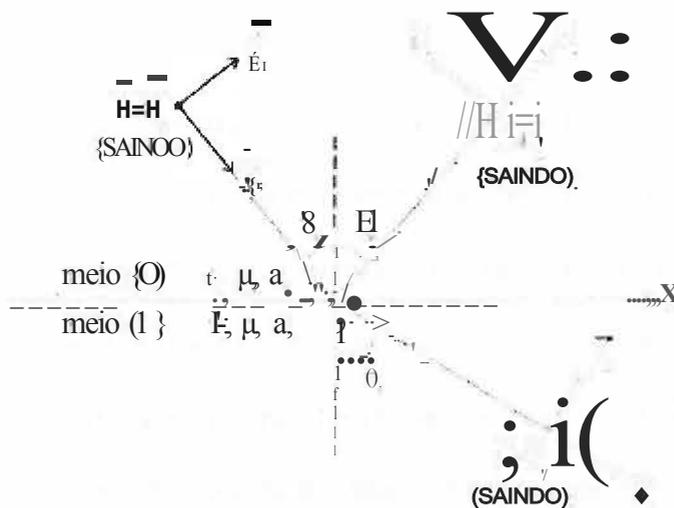


Figura 5.3: Incidência segundo o modo TM. O termo saindo refere-se ao plano do papel.

As equações de Maxwell para o modo TM tomam a forma:

$$\frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} = -\hat{z}H_y \quad (27)$$

$$-\frac{\partial H_y}{\partial z} = \hat{y}E_x \quad (28)$$

$$\frac{aH_y}{dX} = \hat{y}E_z \quad (29)$$

Os campos incidentes originais podem ser expressos pela soma dos campos dos modos TM e TE (Harrington 1961, p.130). A decomposição dos campos segundo os modos TM e TE

simplifica, portanto, a solução dos problemas de propagação, uma vez que um menor número de componentes precisa ser manipulado.

5.4 Princípios Básicos do Processamento dos Dados

A obtenção de informações geológicas através dos dados MT depende muito da estimativa dos elementos do tensor de impedância com a maior precisão e acurácia possíveis. Para isto desenvolveram-se várias técnicas de análise espectral baseadas no método dos mínimos quadrados, métodos robustos e de referência remota (RR).

Na maioria das técnicas existentes de análise espectral, o primeiro estágio é passar as séries temporais para o domínio da frequência. Inicialmente, faz-se uma inspeção visual das séries temporais dos campos elétricos e magnéticos para remoção de tendências e erros grosseiros dos dados. As séries temporais são então divididas em subgrupos, cujo número depende do compromisso entre o maior período que se pretende obter e com quantos graus de liberdade pretende-se trabalhar. Aplica-se uma janela a cada subgrupo e realiza-se em seguida a transformada de Fourier, ou utiliza-se o *cascade decimation* (Wight e Bostick, 1980), uma técnica alternativa ao consagrado FFT. A janela serve para atenuar as distorções que surgem ao passar para o domínio da frequência por se trabalhar com séries temporais infinitas. O espectro de frequência obtido é suavizado fazendo-se uma média das frequências calculadas em torno de valores alvos.

5.4.1 MÍNIMOS QUADRADOS

O método dos mínimos quadrados é o procedimento clássico para obterem-se os elementos de uma função de transferência, que neste caso particular é o tensor de impedância.

Ele consiste na minimização de uma função erro. Assim, este método estima um limite máximo e mínimo para a resistividade aparente e, esperançosamente, a resistividade aparente "verdadeira" estará entre estes dois limites.

Os métodos baseados em mínimos quadrados normalmente reagem abruptamente a algumas inadequações ao modelo, obtendo valores de baixa qualidade para a resistividade aparente. Este resultado aparece em diversos trabalhos sobre estimativa da função de transferência, sendo revisado por Jones *et al.*, (1989).

5.4.2 REFERÊNCIA REMOTA

A referência remota, além de minimizar os erros tendenciosos nas estimativas dos elementos do tensor impedância, permite estimar as discontinuidades nas curvas de resistividade aparente que possam vir a existir nas faixas de frequência onde ocorrem as superposições de bandas.

O método de RR para sondagens MT foi proposto por Gamble *et al.* (1979) e segue, em linhas gerais, o mesmo procedimento do método de mínimos quadrados. A diferença básica está em que ele usa o sinal magnético coletado em uma estação remota para o cálculo dos espectros cruzados do espectro de densidade. A preferência do uso do sinal magnético ao sinal elétrico deve-se principalmente a dois fatores. Primeiro, o sinal magnético normalmente é menos ruidoso que o sinal elétrico. Segundo, ele é pouco afetado pela geologia da região.

Sondagens MT com medidas simultâneas só devem ser consideradas com referência remota, se os ruídos não forem correlacionados - condição básica para aplicação da técnica, conforme Gamble *et al.* (1979).

O método de RR, como o dos mínimos quadrados, não é robusto, podendo produzir também dados de baixa qualidade quando os ruídos ou a fonte do sinal não seguem as premissas do método MT por Jones *et al.*, (1989).

5.4.3 MÉTODO ROBUSTO

Por métodos robustos entende-se aqueles procedimentos estatísticos que são relativamente insensíveis à presença moderada de dados ruins ou a inadequação ao modelo, e que reagem gradualmente ao invés de abruptamente a estas perturbações. Nas sondagens de indução eletromagnética, estes métodos foram introduzidos como um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados (Egbert e Booker, 1986; Chave *et al.*, 1987).

5.5 Heterogeneidades

Os dados MT são utilizados para estimar a estrutura geoeétrica de uma determinada região. No entanto, um dos problemas mais comuns são as distorções nos valores medidos devido a heterogeneidades laterais. Berdichevskiy & Dmitriev (1976) classificam os efeitos causados por heterogeneidades em dois grupos, que são descritos a seguir como em Jiracek (1990):

- 1- O efeito galvânico é provocado pelo campo elétrico primário que produz cargas elétricas onde ocorrem variações na condutividade; isto é, em limites distintos ou em transições contínuas. Esse excesso de cargas resulta em um campo elétrico galvânico secundário adicionado vetorialmente ao campo elétrico primário. Assim, o efeito das cargas na interface é uma redução ou aumento do campo elétrico em

diferentes locais. Portanto, as curvas de sondagem MT são deslocadas para cima quando medidas diretamente sobre corpos resistivos e são reduzidas sobre corpos condutivos. O efeito é assintoticamente um deslocamento constante (ou deslocamento estático) entre as resistividades aparentes, independente da frequência isto ocorrendo quando o campo elétrico primário é uniforme em toda a heterogeneidade. As curvas de fase da impedância não são distorcidas devido ao "static shift", pois o campo elétrico secundário está em fase com o campo elétrico primário.

- 2- O efeito indutivo é descrito pela lei de Faraday, na qual a derivada temporal do campo magnético primário induz correntes excessivas. Essas correntes fluem em circuitos fechados e produzem campos magnéticos secundários, que são adicionados vetorialmente ao campo primário. O efeito indutivo é diminuído pela redução do número de indução. Assim, para baixas frequências, ou pequenos corpos, tem como consequência a dissipação deste efeito. Portanto, os efeitos indutivos EM superficiais não são um problema em sondagens MT profundas, desde que desapareçam com o decréscimo da frequência, como o são os efeitos devido às distorções galvânicas.

Tanto o efeito galvânico quanto o efeito indutivo também podem ser provocados pela topografia.

5.6 Decomposição do Tensor Impedância

Parte-se da hipótese de que as estruturas geoeletricas regionais de interesse podem ser aproximadas por uma estrutura bidimensional (2D), com as resistividades

variando com a profundidade e em uma das direções horizontais. No sistema de coordenadas natural, ou seja, em que um dos eixos é paralelo (por exemplo, o eixo x) e o outro perpendicular às estruturas geoeletricas, as equações de Maxwell se desacoplam em dois modos: o transversal elétrico (TE) e o transversal magnético (TM). Com isto o tensor de impedância toma a seguinte forma simplificada:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (30)$$

No entanto, ao realizar-se uma sondagem MT, não se sabe qual é a direção das estruturas geoeletricas. Portanto, o tensor de impedância medido Z_{med} será provavelmente o tensor Z_m rotacionado por um ângulo θ , ou seja:

$$Z_{med} = R(\theta) Z_m R^T(\theta) \quad (31)$$

onde,

$$R(\theta) = \begin{bmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (32)$$

Logo, para achar a direção das estruturas geoeletricas basta rotacionar Z_{med} até zerar as componentes da diagonal principal. Como as medidas não são isentas de erro, adota-se um critério que é achar o ângulo de rotação que minimize a soma quadrática da diagonal principal.

É conveniente introduzir as seguintes impedâncias modificadas:

$$a_0 = Z_{zz} + Z_{yy} \quad (33)$$

$$a_1 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (34)$$

$$a_2 = Z_{zz} - Z_{yy} \quad (35)$$

$$a_3 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad (36)$$

sendo que α_0 e α_2 são invariantes rotacionais.

Se o modelo for adequado, o módulo da soma da diagonal principal será uma pequena fração do módulo da subtração da diagonal secundária, ou seja:

$$\kappa = \frac{|\alpha_0|}{|\alpha_2|} \ll 1 \quad (37)$$

κ é conhecido como *skew* local ou simplesmente *skew* tendo sido introduzido por Swift (1967) e é freqüentemente utilizado como um parâmetro para verificar se os dados se adequam a um modelo 2D. Como κ é um invariável rotacional, pois α_0 e α_2 também o são, este teste pode ser aplicado antes mesmo de se achar a direção das estruturas geométricas.

No entanto, é comum que estruturas regionais 2D possuam na superfície pequenas heterogeneidades locais com características 3D, cujo efeito de indução é desprezível, mas o estático não. Estas estruturas locais acabam dominando a análise anterior, podendo-se obter um valor de κ elevado, apesar da estrutura regional ser 2D. Este efeito de distorção pode ser representado por uma matriz D no sistema natural de coordenadas, cujas componentes são números reais. O tensor de impedância distorcido toma a seguinte forma:

$$\begin{aligned} Z_{dist} &= DZ_{2D} \\ &= \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ -Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} -d_{12}Z_{TM} & d_{11}Z_{TE} \\ -d_{22}Z_{TM} & d_{21}Z_{TE} \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (38)$$

A equação (38) mostra que, mesmo no sistema natural de coordenadas, a diagonal principal do tensor de impedância não tende a se anular, como no caso do modelo 2D puro (equação 30). No entanto, vê-se que a primeira coluna do tensor possui apenas o modo TM e a segunda, o modo TE. Suas amplitudes sofrem uma distorção que independe da frequência

conhecido como deslocamento estático (*static shift*), mas as fases ficam inalteradas. Logo, o novo critério para se achar a direção das estruturas geoeletricas regionais é o ângulo de rotação que faz com que os elementos de cada coluna do tensor de impedância tenham a mesma fase. Este processo foi proposto por Bahr (1988).

Um método alternativo para resolver o problema da distorção causada por D foi proposto por Groom e Bailey (1989). Neste caso, a matriz D é fatorada da seguinte forma:

$$D = gTSA \quad (39)$$

onde, g é um fator de ganho (*site gain*), T é um tensor de distorção denominado *twist*, S é outro tensor de distorção chamado *shear* e A, um tensor de anisotropia.

O tensor de cisalhamento S, ou tensor *shear*, provoca uma anisotropia sobre um eixo que bissecciona o eixo de coordenadas do campo regional. Portanto, um vetor no eixo x é defletido por um ângulo $\text{tg}^{-1}e$, enquanto que um vetor ao longo do eixo y é defletido no sentido anti-horário pelo mesmo ângulo.

O efeito do tensor de torção T, ou tensor *twist*, sobre o campo elétrico regional é simplesmente rotacioná-lo por um ângulo $\text{tg}^{-1}t$.

Devido a relação com rotações, os parâmetros t e e são apresentados pelos seus valores de arco tangente em graus, outro ponto importante é que estes dois parâmetros podem ser determinados e separados do tensor Zio.

Os cálculos do *twist* e *shear* não exigem o conhecimento da direção do *strike* geoeletrico regional, pois eles não são parâmetros intrínsecos da estrutura e sim descrevem como a estrutura faz a corrente elétrica fluir em uma direção particular.

O tensor A ou tensor *splitting*, relacionado à anisotropia, causa uma separação entre os modos TE e TM.

O site gain (g) efetua apenas o escalonamento do campo elétrico, necessário para compensar as normalizações aplicadas nos fatores T , S e A .

A anisotropia não pode ser separada da anisotropia causada pelas estruturas 2D regionais. Igualmente o ganho g não pode ser definido sem o auxílio de dados extras. Por esta razão, A e g são incorporados à Z_{io} resultando em um tensor de impedância regional $Z_{,egioaat}$ definido por:

$$z_{,egional} = gAZ_w \quad (40)$$

Com isto a equação (31) toma a forma:

$$z_{med} = R(0)TSZ_{regional}/R^T(0) \quad (41)$$

Tem-se então 8 parâmetros medidos (amplitude e fase de cada um dos quatro componentes de Z_{med}) e 7 parâmetros da decomposição (amplitude e fase dos dois componentes de $Z_{,egioaal}$, t , e e θ). Este sistema pode ser resolvido através de um ajuste de mínimos quadrados.

A vantagem desta decomposição é que os parâmetros t e e são em geral mais estáveis com a variação das frequências do que θ . A obtenção destes parâmetros facilita a determinação da direção das estruturas regionais, cuja correta determinação é essencial para realizar uma inversão 2D adequada.

5.7 Correção de Distorções

Jiracek (1990) afirma na introdução do seu trabalho que: "Os princípios físicos que governam distorções eletromagnéticas devido a heterogeneidades superficiais e topografia já são bem entendidos, há algumas décadas; porém, nenhum método que corrija completamente

essas distorções apareceu". Realmente o que ainda hoje se observa é que não existe um método único que seja eficaz para todos os tipos de dados e situações, sugerindo que se tente e/ou utilize mais de um método para corrigir os efeitos de heterogeneidades em dados MT.

Várias técnicas foram propostas para correção do efeito galvânico e indutivo. Jiracek (1990) classificou-as nas seguintes categorias: parâmetros invariantes, deslocamento de curva, média estatística e filtro espacial. A existência de todas estas técnicas tem como objetivo a correção do *static shift*, a determinação do *strike* e um indicativo da dimensionalidade da estrutura em estudo, que são parâmetros fundamentais para a estimativa da resistividade aparente e conseqüentemente das estruturas geoeletricas de subsuperfície.

Abaixo serão apresentados alguns modos utilizados para atenuar os efeitos das distorções.

5.7.1 MÉDIA ESTATÍSTICA

Esta técnica foi utilizada para fazer a correção da distorção estática nos dados adquiridos no levantamento MT 1. Na mesma se considera a heterogeneidade como sendo um ruído geológico que contamina o sinal de interesse. A média estatística é simplesmente a aplicação da teoria do filtro para remover os efeitos não desejados.

As sondagens MT são agrupadas de acordo com sua proximidade e conformidade. Assim, uma média geométrica da resistividade aparente e uma média aritmética da fase fornecem valores únicos para cada grupo. A modelagem ID das curvas médias permite uma interpretação regional (Berdichevskiy *et al.*, 1989).

A desvantagem do método se apresenta no grande número de sondagens que devem ser feitas para que as médias tenham significado estatístico.

5.7.2 FILTRAGEM ESPACIAL

O método de filtragem espacial mais recente, conhecido como EMAP (EletroMagnetic Array Profiling), foi desenvolvido por Torres-Verdin & Bostick (1992).

No EMAP, os sensores que medem o campo elétrico são dispostos em um arranjo contínuo de dipolos. Porém, as medidas não necessariamente, devem ser simultâneas, mas, ao invés disso são referenciadas aos mesmos sensores simples ou múltiplos que medem o campo magnético horizontal. Os dipolos adjacentes são combinados para formar um filtro passa-baixa, cuja resposta efetiva depende do comprimento do dipolo e do número de sensores usados. Desde que a filtragem feita pelo EMAP possa remover as distorções galvânicas, os dados resultantes podem ser invertidos diretamente para estruturas profundas.

5.7.3 DESLOCAMENTO DE CURVA

De certa forma, muitas técnicas de correção de distorção podem ser descritas como um procedimento de deslocamento de curva, cujo conceito, bastante simples, é de deslocar a curva distorcida de resistividade aparente até coincidir com a curva verdadeira, não distorcida. Se a heterogeneidade for quase 2D (longa comparada ao *skin depth* envolvido) somente a curva TM deve ser deslocada. Entretanto, como a heterogeneidade em geral é pequena, o problema é 3D e o deslocamento da curva TM torna-se incorreto.

Os valores característicos da resistividade de uma camada superior podem ser obtidos a partir de várias observações (Glover & Vine, 1995). Assim, a resistividade pode ser escrita em uma forma paramétrica e uma curva distorcida pode ser deslocada para ela (Jones, 1988).

Se as medidas do campo EM são afetadas por heterogeneidades de pequena escala, a correção de *static shift* pode ser feita pela medida de resistividade da camada superior por

métodos eletromagnéticos especificamente por sondagens EM transientes ou no domínio do tempo (TEM).

5.8 Inversão

Em termos gerais, o principal objetivo na Geofísica é a extração de informações sobre as propriedades físicas da Terra, a partir dos dados obtidos no campo. Em particular, o estudo de indução eletromagnética, visa mapear a distribuição espacial de parâmetros elétricos que descrevam a estrutura de condutividade da Terra. Isto é realizado com o objetivo do entendimento dos processos geológicos e tectônicos aos quais estas estruturas estão associadas. Neste caso, via de regra, é necessário realizar o modelamento matemático das estruturas estudadas. Para o caso de uma Terra 1D ou 2D o modelo geoeletrico pode ser obtido por meio de um processo de inversão.

A inversão de dados MT consiste na obtenção de um modelo de distribuição de condutividades sob o perfil de medidas que ajuste, dentro de certos limites pré-estabelecidos (erros), os diferentes parâmetros obtidos nos levantamentos de campo.

Na busca da solução do problema inverso, o procedimento usual requer como primeiro passo o estabelecimento do modelo representativo da subsuperfície, que normalmente é uma função matemática relacionando os parâmetros do modelo e as coordenadas dos pontos de amostragem aos valores medidos. Quando essa função é linear com respeito aos parâmetros, o problema inverso é classificado como linear; uma função não linear com respeito aos parâmetros produz um problema dito não linear.

Os métodos de inversão por meio de inversões aproximadas são conhecidos como aproximações heurísticas (Rokityansk, 1982). Podemos citar as transformadas de Schmucker, Bostick e Niblett. Estas aproximações se constituem numa ferramenta simples e eficaz para

interpretar as estruturas ID. Este método foi utilizado na inversão dos dados adquiridos no levantamento MT 1 a fim de fornecer um modelo inicial para o programa de inversão que utiliza o algoritmo de inversão ID de Occam.

Há vários algoritmos numéricos de inversão ID relatados na literatura. Os modelos derivados destes vários esquemas podem ser divididos em soluções descontínuas (poucas camadas) ou soluções contínuas (muitas camadas ou suave).

Exemplos de soluções descontínuas têm sido descritos por Wu (1968) e Jupp & Vozoff (1975). Estes trabalhos usam a parametrização da Terra em termos de uma série finita de camadas discretas. Este esquema procura iterativamente por um modelo simples, compreendendo um pequeno número de camadas homogêneas. O critério do "misfit" consiste em minimizar as diferenças entre a resposta do modelo e os dados, através do sistema de mínimos quadrados, é utilizado como critério de aceitação dos modelos.

Os esquemas de inversão classificados como soluções contínuas (suaves), são caracterizados por um perfil de resistividade contínuo para a Terra, descrito geralmente por um número elevado de camadas discretas (Oldenburg, 1979; Constable *et al.*, 1987). O esquema proposto por Constable *et al.* (1987), a inversão de Occam, foi utilizado para realizar a inversão dos dados adquiridos no levantamento MT 1, estando brevemente descrito mais adiante.

No caso de estruturas 2D e 3D, a modelagem somente é realizada por meio de modelos analógicos ou pela solução numérica das equações diferenciais que governam o problema. Os experimentos analógicos são executados em laboratórios com um modelo reduzido da estrutura real estudada. Há soluções analíticas para formas geométricas simples com algum tipo de simetria onde exista uma perfeita separação de corpos com propriedades elétricas diferentes. Os métodos numéricos mais frequentes utilizados para problemas 2D e 3D são: método das diferenças finitas, método dos elementos finitos, método das equações integrais e

métodos híbridos, que são uma combinação de elementos finitos e equações integrais (Rijo, 1989).

Para realizar a inversão dos dados adquiridos no levantamento MT 2, utilizou-se o método de inversão 2D proposto por Smith e Booker (1991) denominado RRI ("Rapid Relaxation Inversion"). Este método está descrito brevemente mais adiante.

5.8.1 INVERSÃO DE OCCAM

A inversão pelo algoritmo ID de Occam, proposta e descrita por Constable *et al.* (1987), é caracterizada por um perfil de condutividade contínua para a Terra, $\alpha = \alpha(z)$, e consiste em procurar um modelo mais suave possível no qual o ajuste dos dados dentro de uma certa tolerância de erro, ou "misfit", será considerado aceitável. Este procedimento corresponde a minimizar o grau de irregularidade do modelo ("roughness"). O grau de irregularidade é o oposto da suavidade, definido para perfis contínuos de condutividade como uma integral do quadrado da primeira ou segunda derivada da resposta do modelo em relação à profundidade

$$R_{\text{ar}}(\alpha; \mathbf{d}; \epsilon) = \int_0^{\infty} \left(\frac{d\alpha}{dz} \right)^2 dz \quad (42)$$

ou,

$$R_{\text{ar}}(\mathbf{d}; \epsilon) = \int_0^{\infty} m^2 dz \quad (43)$$

onde $m(z)$ é a resposta do modelo, ou seja, resistividade (ρ) ou fase (Φ). O esquema minimiza simultaneamente a irregularidade do modelo e o "misfit" entre a resposta do modelo e os dados.

Supondo M valores de dados observados representados pelo vetor $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_M)$, englobando a resistividade e a fase. A Terra é parametrizada pelo modelo $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_N)$,

métodos híbridos, que são uma combinação de elementos finitos e equações integrais (Rijo, 1989).

Para realizar a inversão dos dados adquiridos no levantamento MT 2, utilizou-se o método de inversão 2D proposto por Smith e Booker (1991) denominado RRI ("Rapid Relaxation Inversion"). Este método está descrito brevemente mais adiante.

5.8.1 INVERSÃO DE OCCAM

A inversão pelo algoritmo 1D de Occam, proposta e descrita por Constable *et al.* (1987), é caracterizada por um perfil de condutividade contínua para a Terra, $\sigma = \sigma(z)$, e consiste em procurar um modelo mais suave possível no qual o ajuste dos dados dentro de uma certa tolerância de erro, ou "misfit", será considerado aceitável. Este procedimento corresponde a minimizar o grau de irregularidade do modelo ("roughness"). O grau de irregularidade é o oposto da suavidade, definido para perfis contínuos de condutividade como uma integral do quadrado da primeira ou segunda derivada da resposta do modelo em relação à profundidade

$$R, \sigma' (d; z) \int dz \quad (42)$$

ou,

$$R, \sigma'' (d; z) \int dz \quad (43)$$

onde $m(z)$ é a resposta do modelo, ou seja, resistividade (ρ) ou fase (ϕ). O esquema minimiza simultaneamente a irregularidade do modelo e o "misfit" entre a resposta do modelo e os dados.

Supondo M valores de dados observados representados pelo vetor $\mathbf{J} = (d_1, d_2, \dots, d_M)$, englobando a resistividade e a fase. A Terra é parametrizada pelo modelo $\mathbf{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)$,

sendo N um número finito de camadas. O modelamento direto do modelo discreto, m , permite estimar os valores de resistividade aparente e fase referentes aos dados via o funcional

$$F[m] = \{F_1[m], F_2[m], \dots, F_N[m]\} \quad (44)$$

Logo, o funcional $F[m]$ exprime a resposta do modelo.

O ajuste entre o modelo obtido pela inversão de Occam e os dados é usualmente fornecido utilizando-se mínimos quadrados ponderados com os erros dos dados

$$X^2 = \sum_{j=1}^m \left(\frac{d_j - F_j[m]}{\eta_j} \right)^2 \quad (45)$$

onde η_j é a estimativa da incerteza (ou erro) associado a cada valor da resistividade aparente para uma determinada frequência considerada.

O problema matemático a ser resolvido na inversão 1D consiste em encontrar um modelo m , para um conjunto de dados d e associado às suas incertezas η_i , que minimize R_1 ou R_2 , relações (42) e (43). Isto é feito mantendo X^2 mínimo (relação (45)). Este é um problema de otimização não-linear. Devido a não linearidade, não há garantia alguma de que m irá tornar X^2 suficientemente pequeno. Supondo que os erros ou incertezas são devido a um processo Gaussiano independente para cada ponto de observação, os erros η_i estarão associados ao desvio padrão. Neste caso X^2 estará distribuído como chi-quadrado. No caso de aproximações unidimensionais, é suposto que seja sempre possível um bom ajuste para os dados (Constable *et al.*, 1987).

Os modelos correspondentes ao menor x^2 possível, são representados por camadas infinitamente finas, porém com condutividade finita. Tais modelos são compostos por funções delta, de difícil interpretação geofísica (Parker, 1980).

O método aplicado por Constable *et al.* (1987) para resolver o problema não-linear consiste em minimizar as relações (42) e (43) supondo uma linearização local de $F[m]$ em torno de um modelo inicial m . Este mesmo caminho já foi usado por Jupp & Vozoff (1975). Deste modo retemos apenas os termos lineares da expansão de Taylor de $F[m]$, negligenciando os termos derivativos de ordem 2 em diante.

A resposta final será independente do modelo inicial. Como citado anteriormente, para o caso dos dados adquiridos no levantamento MT 1, o modelo inicial foi baseado na transformada de Niblett-Bostick.

5.8.2 INVERSÃO 2D

O RRI é um método eficiente de inversão iterativa que objetiva a obtenção de modelos com mínima estrutura. Parte-se de um modelo inicial (α) no qual os campos elétrico e magnético para cada modo de propagação (TE e TM) são calculados e usados para estimar os resíduos entre as respostas do modelo e aquelas medidas. Com isto, pode-se obter a perturbação do modelo sob cada sítio através de uma pseudo-inversão ID e, em seguida, após uma interpolação polinomial, obtém-se o modelo 2D completo. As perturbações são incorporadas ao modelo inicial, repetindo-se todo ciclo novamente até que se consiga um ajuste satisfatório.

Os campos do modelo devem satisfazer às equações de Maxwell que, no caso TE para um modelo isotrópico de condutividade (σ), podem ser escritas como:

$$\nabla^2 E = -i\omega \mu_0 \sigma(y, z)E \quad (46)$$

$$\frac{\partial E}{\partial z} = i\omega \mu_0 H \quad (47)$$

sendo as direções paralela e ortogonal à direção geodésica subentendidas nas componentes E e H , respectivamente. A equação (46) pode ser escrita convenientemente para incluir o termo do gradiente lateral dos campos, representado entre chaves na seguinte equação:

$$\frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} + \left(\frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} \right) + i\omega \mu_0 \sigma = 0 \quad (48)$$

Como comentam Smith e Booker (1991), o passo crucial do RRI é a aproximação dos gradientes laterais dos campos elétrico e magnético do modelo pelos gradientes gerados na iteração prévia. Então,

$$\frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} = \frac{1}{E_0} \frac{\partial^2 E_0}{\partial y^2} \quad (49)$$

Com essa aproximação, o termo referente ao gradiente dos campos na equação (48) passa a ser conhecido para uma certa iteração e sua solução é obtida de forma similar ao caso 1D, exceto que os campos avaliados são 2D ao invés de 1D. Devido a isso, Smith e Booker (1991) denominam essas inversões de pseudo-1D, com a contribuição 2D sendo dada pelos gradientes laterais dos campos. Isso representa um ganho computacional considerável em relação aos métodos tradicionais.

Usando-se a aproximação (49), a influência de uma perturbação $\delta\sigma$ nos dados pode ser avaliada de acordo com:

$$\frac{\partial}{\partial z} \delta V + 2V_0 \delta V - i\omega \mu_0 \delta \sigma = 0 \quad (50)$$

onde $V = V(y,z)$ é uma variável relacionada à impedância do meio.

A solução de (50) pode ser escrita como:

$$\delta V(y,0) = \frac{i\omega \mu_0}{E_0^2(y,0)} \int E_0^2(y,z) \delta \sigma(z) dz \quad (51)$$

é onde pode-se concluir que as variações dos dados na superfície dependem apenas das variações de condutividade do modelo. Implícita nessa solução há uma condição de suavidade imposta pela aproximação (49).

Sendo a equação (51) relacionada à diferença entre o dado medido e o calculado, sua inversão produzirá a perturbação sob cada sítio. O vínculo de unicidade do modelo é introduzido no momento da pseudo-inversão, que segue a filosofia da estrutura mínima, minimizando a função W em cada i -ésimo sítio conforme:

$$W_i = Q_i + \beta_i e_i^2 \quad (52)$$

onde,

$$Q_i = \int_0^{\infty} \frac{1}{(z+z_0)^a} \frac{1}{\sigma^2} + a \left(\frac{1}{z+z_0} \right)^a \int_{y_0}^y \ln(J) dz \quad (53)$$

é uma norma escalonada do Laplaciano do modelo $\ln(\sigma)$. O termo e^2 é o tradicional erro estatístico x^2 ; β_i é um valor que garante uma minimização concomitante das funções W e Q para um dado erro x^2 . Também, a representação do modelo na forma logarítmica, geralmente, é mais conveniente que a representação linear (σ) .

O valor da constante Z_0 na expressão (53) não é crítico ao processo de inversão (Wu *et al.*, 1993), mas é, geralmente, assumido como sendo a profundidade peculiar do período mais curto. O parâmetro a controla a importância relativa da variação horizontal em relação à variação vertical do modelo. Nota-se que para $a = 0$ o vínculo 2D é perdido, visto que o termo associado ao gradiente é anulado e as variações passam a depender somente da profundidade

(z). Seu valor nominal no código RRI é 4. O expoente n está ligado à dependência com a profundidade das variações laterais de condutividade. Reduzindo-se seu valor, a inversão tenderá a concentrar-se nas estruturas mais rasas. Na configuração padrão do RRI essa variável é mantida fixa nas diferentes iterações, com valor nominal de 1,5. Esse valor, no entanto, segundo Smith e Booker (1991), é mais adequado para um espaçamento entre as estações (L) da ordem de quilômetros; para espaçamentos L , de ordens superiores e inferiores a n , esse valor pode ser, eventualmente, alterado como forma de compensação.

6. O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO APLICADO À BACIA DO SÃO FRANCISCO

6.1 Introdução

Devido à ausência de dados publicados empregando o método magnetotelúrico na bacia Barinas-Apure, escolheu-se estudar sua aplicação na bacia brasileira do São Francisco. Será realizada uma breve descrição do contexto geológico desta bacia e, na seqüência, será apresentado um estudo de caso de aplicação do método.

6.2 Contexto geológico da Bacia do São Francisco

A bacia Proterozóica do São Francisco ocupa uma área de aproximadamente 350.000 km², englobando partes dos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia, como pode ser verificado na figura 6.1. Geologicamente, a bacia é caracterizada principalmente por sedimentos pelito-carbonáticos do Grupo Bambuí (Braun *et ai.*, 1990).

O conhecimento presente sobre a bacia, indica que a deposição do Grupo Bambuí ocorreu sobre uma bacia de ante-país, com origem na constituição tectônica que resultou durante o regime de tensão compressiva representado pelo Cinturão Móvel de Brasília (Proterozóico) sobre o cráton do São Francisco (figura 6.2).

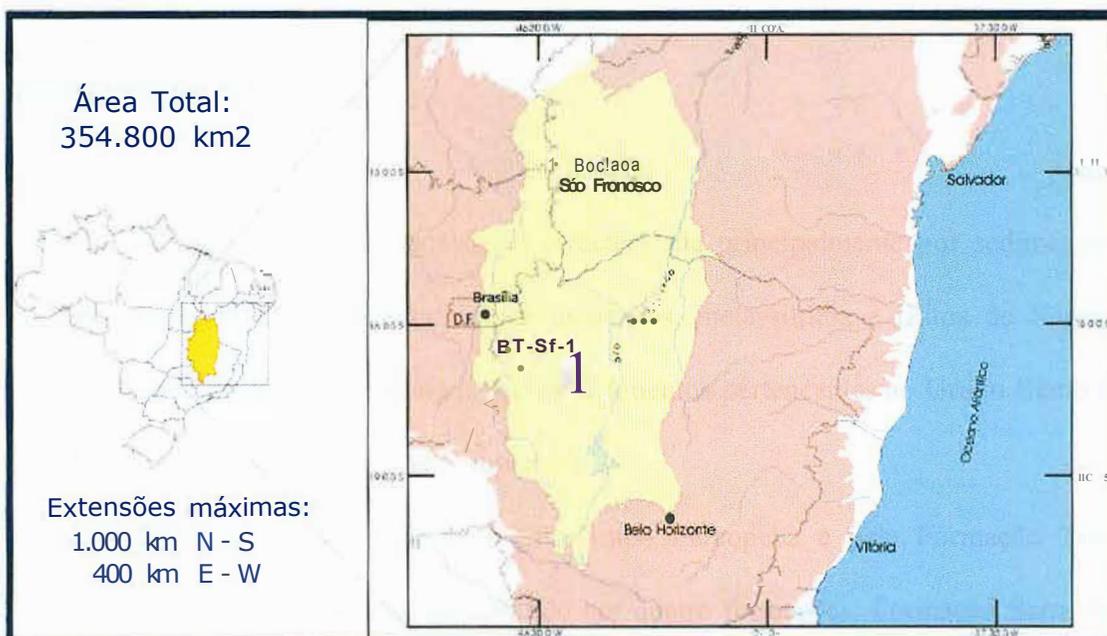


Figura 6.1: Mapa de localização da bacia do São Francisco

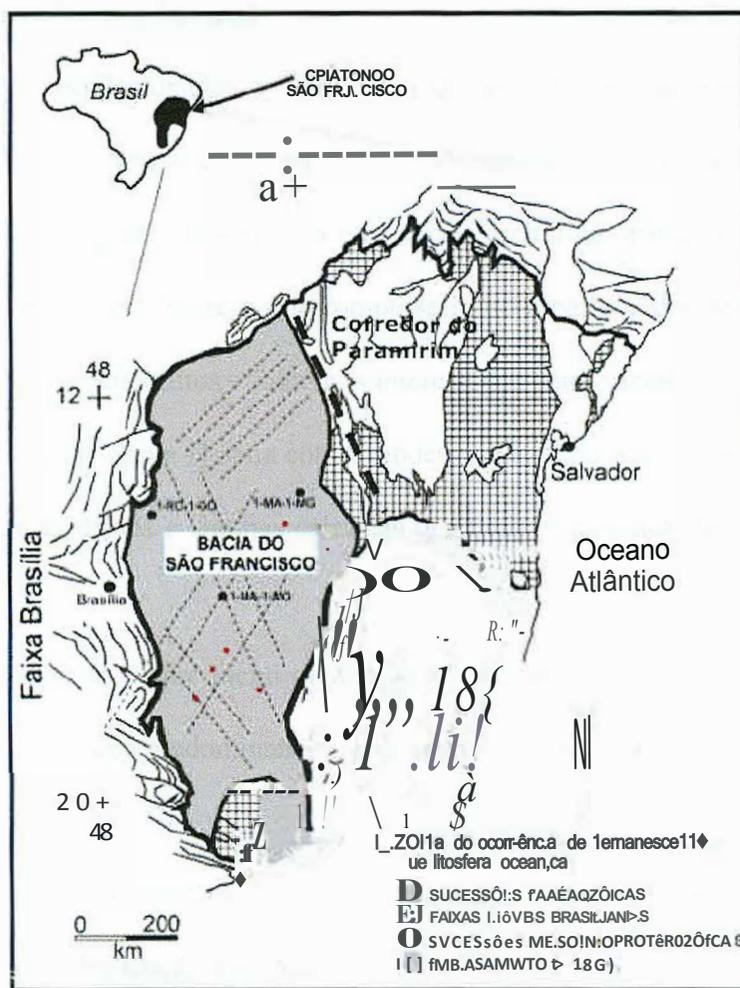


Figura 6.2: Localização da Bacia do São Francisco em relação ao cráton do São Francisco.

6.2.1 ESTRATIGRAFIA

A bacia sedimentar do São Francisco é caracterizada principalmente por sedimentos pelítico-carbonáticos do Grupo Bambuí e por quartzitos, metassiltitos e filitos do Super-Grupo Arai. Estudos geológicos indicaram que os sedimentos pertencentes ao Grupo Bambuí são atribuídos ao Vendiano (Proterozóico Superior).

O Grupo Bambuí é constituído pelo Sub-Grupo Paraopeba e pela Formação Três Marias. O Sub-Grupo Paraopeba está subdividido em quatro formações: Formação Serra da Saudade, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra de Santa Helena e Formação Sete Lagoas. Na base ocorrem conglomerados descontínuos, denominados localmente Carrancas, Samburá e Lagamar, correlacionados à Formação Jequitaiá. A extrema variação litológica lateral, todavia, torna pouco consistente a subdivisão do Subgrupo Paraopeba.

A Formação Sete Lagoas restringe-se a uma fácies recifal na frente da transgressão do Sub-Grupo Paraopeba, mas adelga-se e interrompe-se rumo à parte sudoeste da bacia. Ela é caracterizada basicamente por siltitos e folhelhos intercalados com calcários.

A Formação Serra de Santa Helena compreende siltitos cinza a esverdeados, argilitos e folhelhos pretos, margas, lentes e lâminas calcárias que passam a predominar na área norte e nordeste.

A Formação Lagoa do Jacaré inclui calcarenitos, calcilutitos, calcários microcristalinos negros e calcários sílticos, que predominam na área central da bacia, principalmente no estado de Goiás.

A Formação Serra da Saudade grada de calcilutitos aos siltitos e arenitos líticos e arcósios cinza escuros da Formação Três Marias.

Com raríssimas exceções, em todos os contatos basais do Sub-Grupo Paraopeba ocorrem conglomerados. Estes, por sua vez, são sempre de pequena espessura, variando de centimétrico a decimétrico, com seixos de variadas naturezas, às vezes com aspecto diamictítico (paraconglomerático). No Sub-Grupo Paraopeba não se conhecem arenitos a não ser raras lâminas e línguas no bordo sudoeste e nas proximidades de Paracatu.

A Formação Três Marias é caracterizada por intercalações de arcósios e siltitos (Braun *et al.*, 1990).

A figura 6.3 apresenta um quadro estratigráfico da bacia.

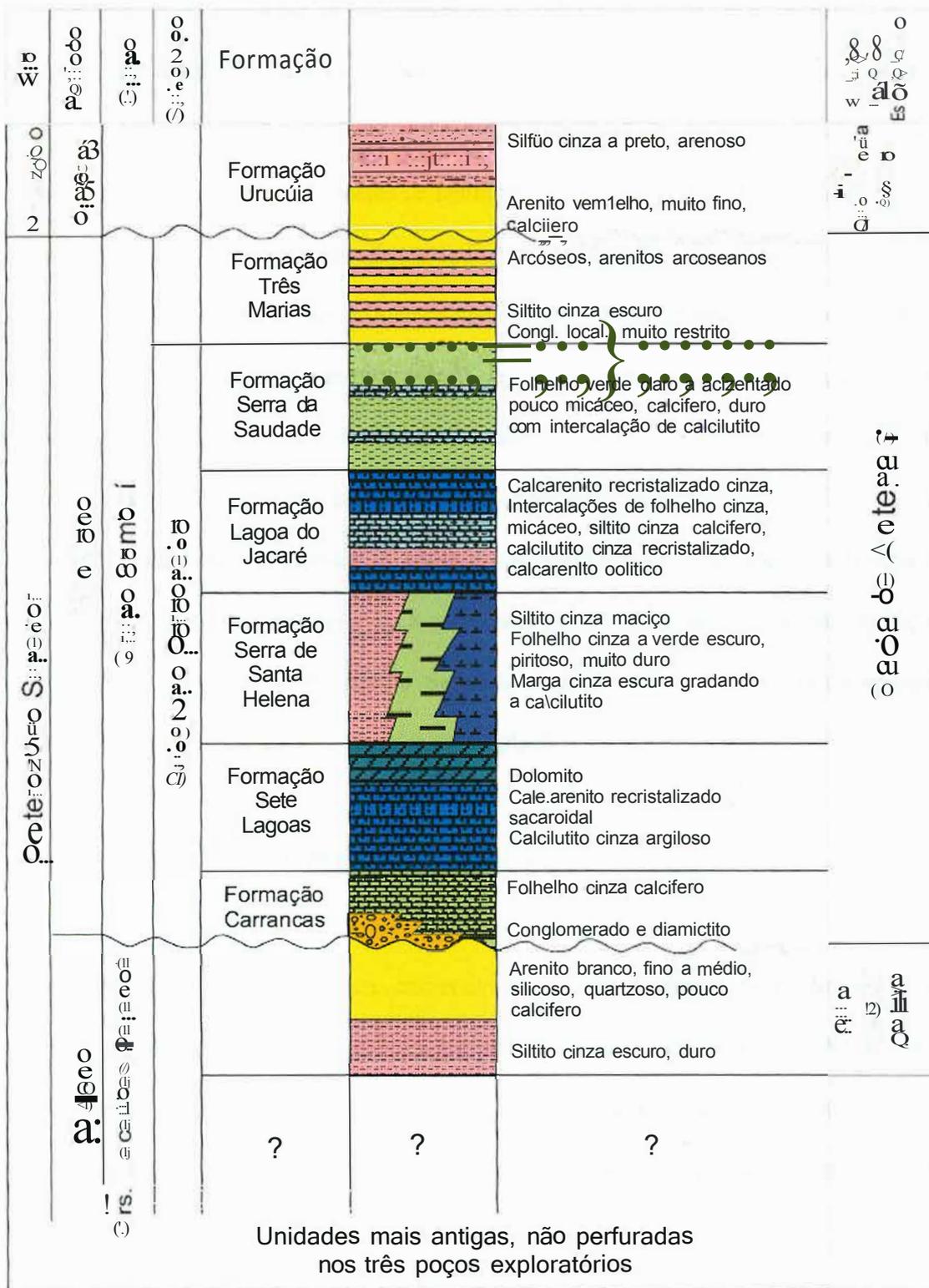


Figura 6.3: Quadro estratigráfico da bacia do São Francisco

Com relação ao ambiente de sedimentação, o Sub-Grupo Paraopeba representa extensa plataforma carbonática, aparentemente devida à rápida transgressão sobre toda a extensão da bacia hoje preservada. A Formação Sete Lagoas originou-se em ambiente litorâneo com a ocorrência de depósitos recifais e fácies de águas rasas associados (*fore reefe back reef*) com abundância de matéria orgânica. Os siltitos da Formação Serra de Santa Helena, já denunciam águas mais profundas, abaixo da influência das ondas e das correntes de maré, da mesma forma que os calcários escuros microcristalinos, finamente laminados. Na Formação Lagoa do Jacaré alternam-se as fácies de oosparitos e calcarenitos, com estratificação cruzada do tipo *hummocky*, e fácies de calcários argilosos escuro bem laminados. São alternâncias de águas rasas e águas pouco mais profundas. A presença de delgados leitos de aragonita fibrosa, um provável pseudomorfo de gipsita, indica a ocorrência ocasional de fácies evaporíticas. Após a deposição dos sedimentos da Formação Serra da Saudade, ocorre maior afluxo terrígeno, representado por leitos micáceos e arcossianos em planície deltaica a fluvial.

6.2.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL E HISTÓRICA

As figuras 6.4 e 6.5 mostram, respectivamente, um esquema da evolução tectono-estratigráfica, e uma seção com a geologia regional da bacia do São Francisco. No seu bordo ocidental, a bacia mostra uma faixa intensamente deformada, limitada a leste pela falha inversa de alto ângulo da Serra de São Domingos. A partir daí, as camadas são em geral sub-horizontais com pequenas ondulações confinadas.

Dois sistemas de fraturas, NE e NW, nas áreas mais horizontalizadas, denunciam uma trama de falhas normais de pequenos rejeitos, influenciando a formação da bacia. Essas fraturas mostram-se entortadas, servindo de superfícies de implantação de falhas inversas. No lado oeste, mais intensamente falhado e com faixas de dobramento do tipo apalachiano, as

falhas também mostram altos ângulos de mergulho, raramente ocorrendo mergulhos menores que 50 graus. Tanto as camadas Arai-Canastra do lado oeste, como as camadas Espinhaço e Macaúbas do lado leste, evidenciam deformação pré- Bambuí, com notáveis discordâncias angulares e nítida diferença metamórfica entre aquelas camadas e as rochas Bambuí. As zonas de maior espessura da bacia parecem corresponder àquelas onde há maior ocorrência da Formação Três Marias, com toda a coluna provavelmente excedendo os 2.000m nas partes mais profundas.

No extremo norte, nas proximidades de Barreiras, falhas inversas de direção ENE com cavalgamento para sul, limitam a bacia. O Grupo Una na região de Irecê, na Chapada Diamantina, encontra-se dobrado com eixos também ENE. As falhas inversas meridianas de faixa ocidental apresentam sempre um componente de rejeito horizontal, como na falha oblíqua da Serra do Catuni (Braun, 1988). Independente das direções meridianas herdadas da orogenia Uruçuana são freqüentes por toda a bacia eixos de dobra e falhas ENE, devidos ao tectonismo Brasileiro.

Pode-se supor que ao final da orogenia Uruçuana, movimentos tafrogênicos bruscos criaram condições de rápida transgressão sobre uma bacia continental que, em seguida, manteve-se estável por longo período, propiciando lenta sedimentação pelito-carbonática. Prevaleceu calma tectônica durante a sedimentação do Sub-Grupo Paraopeba, pois nele não se observam grandes variações litológicas. Com a deposição do Arcósio Três Marias é que parece ter havido o início das perturbações tectônicas responsáveis pelo encerramento da bacia.

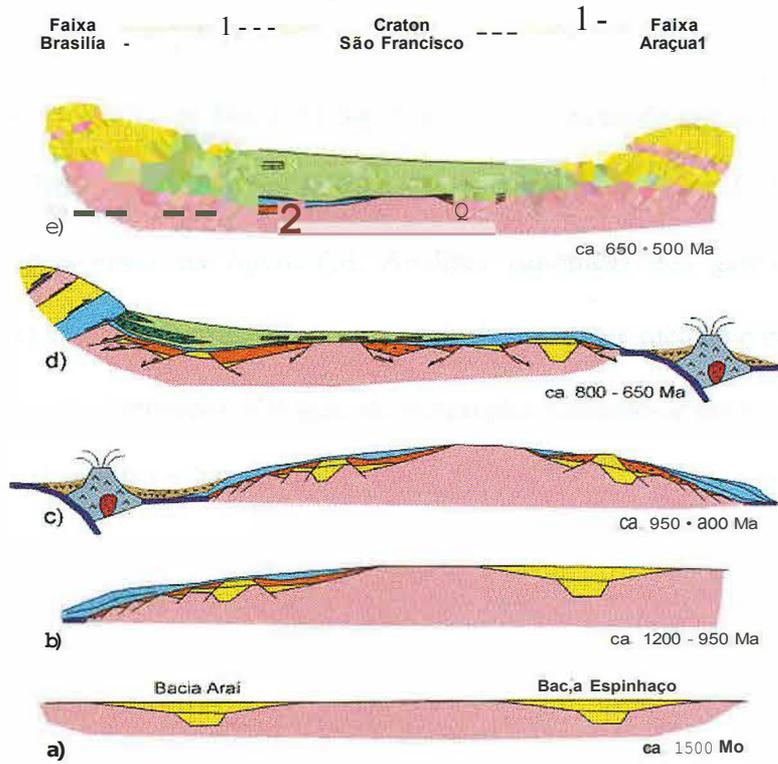


Figura 6.4: Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do São Francisco

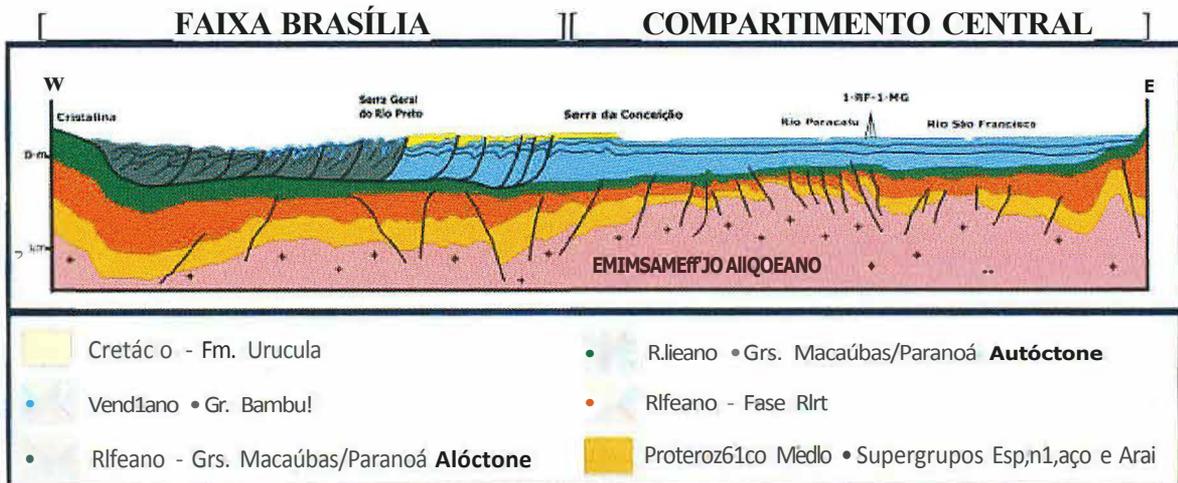


Figura 6.5: Geologia regional da bacia do São Francisco

6.2.3 GEOLOGIA DO PETRÓLEO

O sistema petrolífero da Bacia do São Francisco é composto por rochas geradoras dos Grupos Paranoá, Macaúbas e Bambuí (Formações Sete Lagoas e Lagoa do Jacaré), cujo perfil geoquímico é apresentado na figura 6.6. Análises isotópicas dos gases recuperados em Montalvânia e Alvorada do Norte, compostos exclusivamente de metano e etano, indicam que o gás tem origem termoquímica e alto grau de maturação, situando-se dentro da zona senil, em estágio compatível com $R_o = 2,0 \%$.

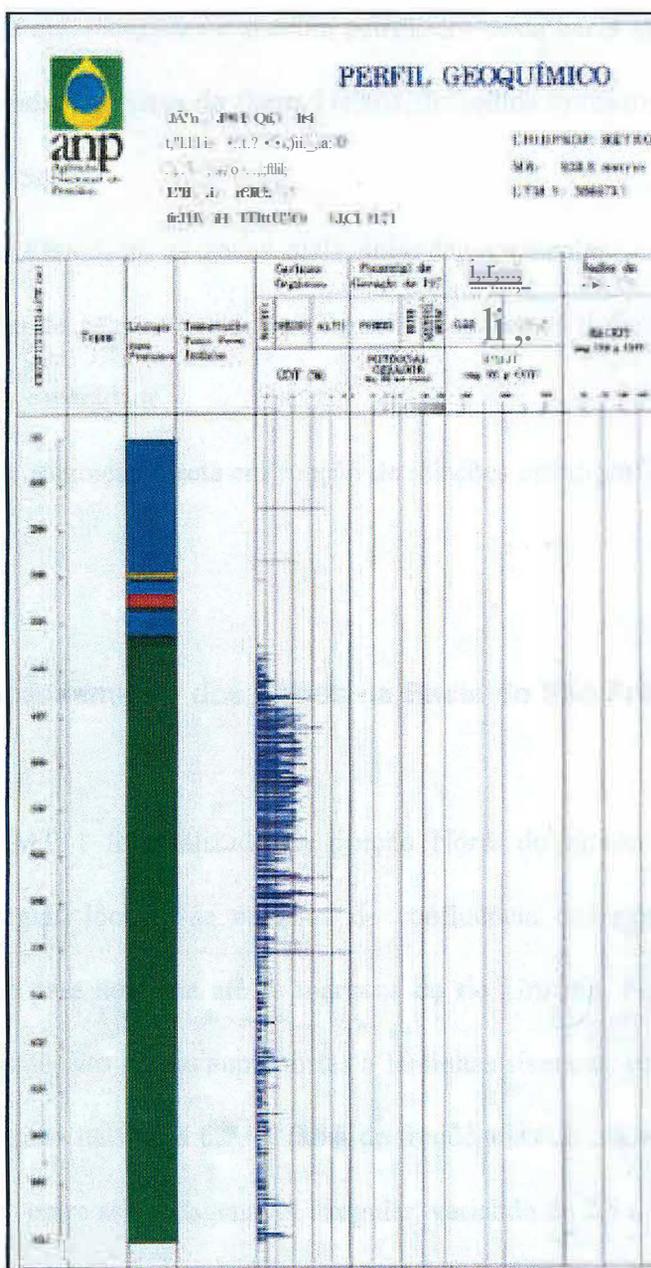


Figura 6.6: Perfil geoquímica de rochas geradoras da Bacia do São Francisco

As rochas reservatório que caracterizam o sistema petrolífero da Bacia do São Francisco são os carbonatos do Grupo Bambuí, siliciclásticos grosseiros do grupo Paranoá e Macaúbas, conglomerados Samburá, reservatórios arenosos da megasequência Espinhaço e arenitos cretáceos. Os calcários fraturados e dolomitizados, com porosidade secundária, apresentam-se também como possíveis reservatórios. Os quartzitos Paranoá, fraturados, podem propiciar a existência de reservatórios areníticos com alguma permoporosidade.

As rochas selantes que compõem o sistema petrolífero desta bacia são os folhelhos das Formações Serra da Saudade e Serra de Santa Helena, folhelhos intraformacionais e pelitos distais das unidades Cretáceas.

Na Bacia do São Francisco, as zonas mais dobradas apresentam estreitos anticlinais. Porém, são as estruturas de suave arqueamento, nos blocos menos deformados, que podem fornecer trapas de maior capacidade.

Nesta bacia ocorre migração direta em função de relações estratigráficas e migração por meios permoporosos.

6.3 Aquisição e Processamento dos Dados na Bacia do São Francisco

O levantamento MT 1 foi realizado na porção Norte do estado de Minas Gerais. Fisiograficamente, a região localiza-se na zona de confluência dos rios São Francisco e Paracatu, estendendo-se para noroeste até as margens do rio Urucuia. Foram adquiridas 43 sondagens MT, totalizando oito seções superpostas a 10 linhas sísmicas, cobrindo 11.000 km² de área, conforme mostrado na figura 6.7. A faixa de frequências utilizada variou de 0,001 a 400 Hz e o espaçamento entre as sondagens foi irregular, variando de 2,5 a 20 km.

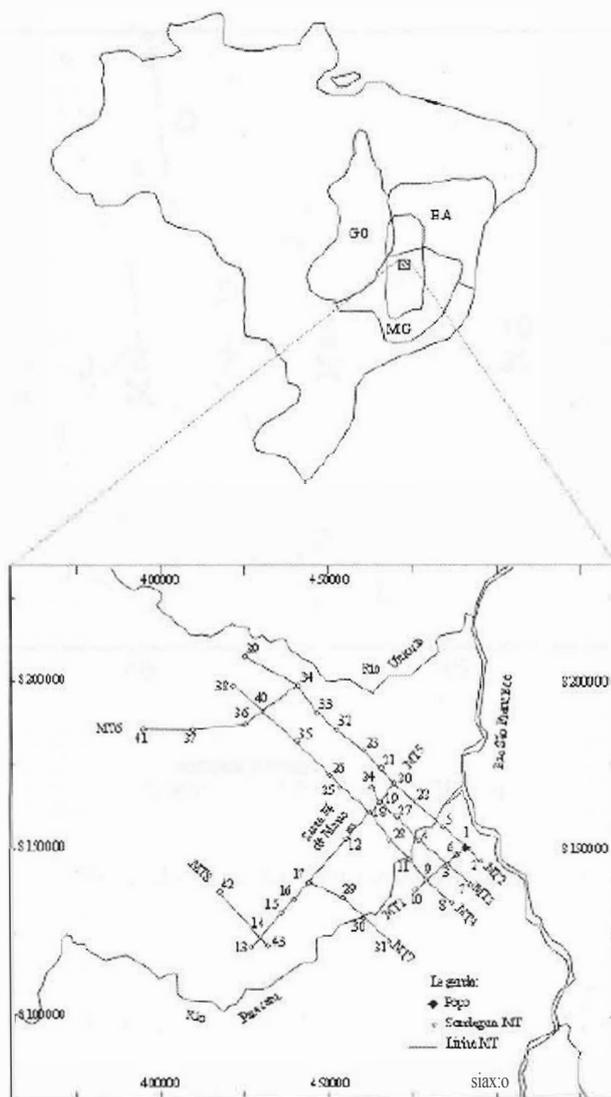


Figura 6.7: Área do levantamento e localização das sondagens MT (levantamento 1)

O processamento dos dados do levantamento MT 1 foi realizado no domínio da frequência, seguindo o procedimento usual, facilmente encontrado na literatura (Gamble et al., 1979; Kaufman & Keller, 1981; Wannamaker & Hohmann, 1991, entre outros).

A decomposição do tensor de impedâncias (Groom e Bailey, 1989) não foi utilizada para os dados do levantamento MT 1 pelo fato das séries temporais não estarem disponíveis.

A figura 6.8 mostra o mapa geológico da região do levantamento 2 sobre uma escala de 1:2,500,000 (CPRM, 1995), onde se pode verificar a localização dos sete sítios de sondagem MT, distribuídos ao longo de uma extensão de aproximadamente 207 km.

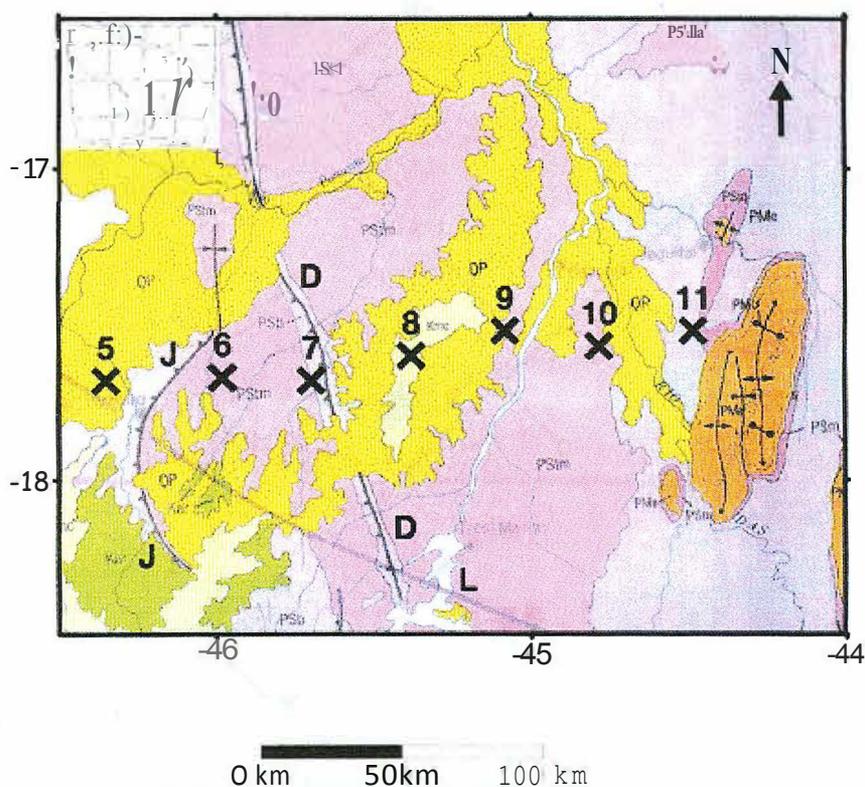


Figura 6.8: Área do levantamento e localização das sondagens MI' (levantamento 2)

O conjunto de dados do levantamento MT 2 foi coletado ao longo de um perfil EW de 207 km como visto na figura 6.8. O perfil foi projetado para ser perpendicular ao *strike* geológico conhecido. Todos os sítios foram gravados cobrindo uma larga banda da faixa de 1000 a 0.001Hz. A distância utilizada para espaçar cada sítio foi de 30 km em média. Cada sítio foi planejado como um lança estilo EMAP com cinco dipolos vizinhos ao longo da direção do perfil, isto é, ao longo da direção x e um dipolo perpendicular ao longo da direção y. Cada dipolo ao longo da direção x é numerado seqüencialmente de oeste para leste como 1, ..., 5. Todos os dipolos têm comprimento de 100m, o que acarreta que cada lança EMAP terá comprimento de 500m. A figura 6.9 mostra o layout do campo usado para o sítio 11.

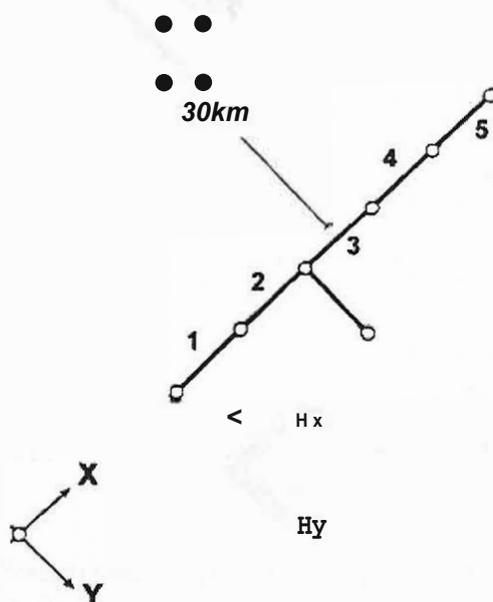


Figura 6.9: Layout do campo usado para o sítio II no levantamento MT 2

Presumindo que o campo elétrico ao longo da direção y não varia muito, cada arranjo utilizado no levantamento 2 é equivalente a cinco sítios de referência remota vizinhos. Cada um dos cinco subsítios é obtido combinando um dipolo x particular, de 1 a 5, com um dipolo y . Assim, o perfil inteiro é então equivalente a 35 sítios de referências remotas com espaçamento irregular.

O cálculo das funções resposta da Terra para os dados do levantamento MT 2 foi realizado no domínio da frequência usando um código computacional robusto (Egbert and Booker, 1986).

As figuras 6.10 e 6.11 abaixo mostram, respectivamente, a resistividade aparente e os valores de fase dos dados adquiridos no levantamento MT 2 para o subsítio 1 do sítio 6.

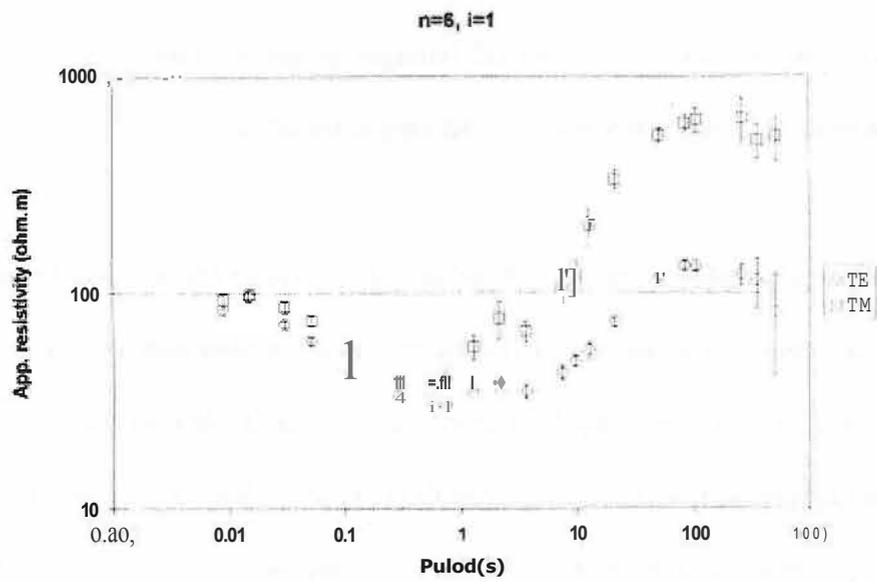


Figura 6.10: Resistividade aparente para o subsítio 1 do sítio 6 (levantamento il.1'2)

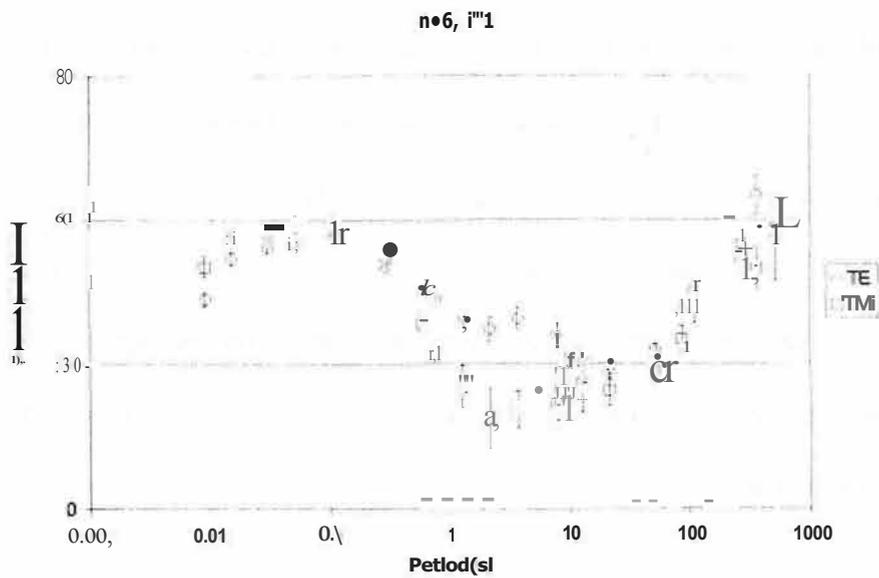


Figura 6.11: Fase para o subsítio 1 do sítio 6 (levantamento MF 2)

Este subsítio do sítio 6 mostra um comportamento 2D devido a sua proximidade a uma região mais resistiva a oeste limitada pela falha de João Pinheiro (figura 6.8).

A decomposição do tensor impedância foi feita para determinar a direção das estruturas geológicas regionais e obter um tensor regional 2D utilizando o método de Groom-Bailey (GB) para os dados adquiridos no levantamento MT 2. Esse método está descrito no capítulo anterior.

O primeiro passo tomado na análise dos dados de todas as estações consistiu em utilizar o ângulo de rotação fixo deixando todos os demais parâmetros variando livremente e de modo independente para cada período. Essa operação foi repetida para outros ângulos até varrer 90° de rotação, o que equivale a verificar todas as direções possíveis, dada a ambigüidade de 90° do método MT. Os parâmetros de decomposição obtidos (*shear*, *twist* e *channeling*) e o log do erro de ajuste do modelo foram então representados em função do ângulo de rotação e dos períodos.

Na prática, porém, a situação ideal de um *strike* em que haja um erro mínimo e parâmetros *shear* e *twist* variando pouco em uma grande faixa de períodos é muito difícil de ser encontrada devido aos ruídos antropogênicos e geológicos.

A direção geológica regional obtida foi selecionada como a que produziu um erro mínimo em relação ao modelo de distorção. Esta análise mostrou uma distorção desprezível para todos os sítios ao longo do perfil com uma direção regional inédua ao longo da direção NS. Em média a direção regional GB foi menor que três graus na direção NS, em completo acordo com o conhecimento geológico da área. Elegeu-se então orientar os tensores ao longo da direção NS.

No processo de decomposição do tensor de impedâncias para remover as distorções galvânicas e achar o *strike* geológico mais consistente dentro de uma determinada faixa de períodos, procuram-se os valores de *shear* e *twist* mais estáveis, ou seja, valores que variem pouco com o período. Fixados esses valores, escolhe-se então um *strike* médio. A escolha do

strike somente pode ser considerada consistente se, ao fixá-lo, os valores de *shear* e *twist* forem recuperados.

Assim, depois de fixado o azimute geoeletrico, os parâmetros de distorção, *twist* e *shear*, foram permitidos variar em função do período para cada subsítio. A variação de ambos, *twist* e *shear*, foram pequenas para todos os sítios, sendo de, respectivamente, -3.4 e -0.7 na média. Então, eles foram fixados a um valor constante para o qual mostravam um comportamento mais estável em cada subsítio. Os valores fixados dos parâmetros *strike*, *shear* e *twist* foram utilizados para recuperar as impedâncias regionais.

6.4 Pseudo-seções

O resultado do processamento descrito no item anterior para os dados adquiridos no levantamento MT 2 foi a obtenção das diferentes funções de transferência MT (resistividades aparentes e fases) ao longo das direções paralelas e ortogonais do *strike* geoeletrico (modos TE e TM de propagação do sinal eletromagnético) para todas as estações de medida.

Uma forma conveniente de apresentação dos dados MT coletados ao longo de perfis são as pseudo-seções. Consistem de gráficos nos quais a localização das estações é disposta ao longo do eixo horizontal, os períodos (frequências) em que as medidas foram realizadas constituem o eixo vertical (escala logarítmica) e os valores medidos são representados na intersecção entre a localização das estações e cada um dos períodos amostrados. Os dados são então interpolados fornecendo gráficos da variação de diferentes parâmetros MT. Como as frequências têm uma relação próxima com a profundidade das medidas (*skin effect*), esses gráficos fornecem uma visualização aproximada da variação dos parâmetros tanto lateralmente como em profundidade.

Os dados foram interpolados de modo a gerar curvas de contorno. Depois, foi utilizado um código de cores para representar os valores da resistividade correspondentes a estas curvas. Os valores das resistividades nas pseudo-seções são mostrados através de um código de cores em escala logarítmica.

A figura 6.12 mostra as resistividades aparentes e fases para ambas polarizações, modo TE e modo TM, no sítio 11, onde a variação espacial local é a mais drástica (ver figura 6.8). O sítio 11 repousa sobre quartzitos de um afloramento basal e seus dados têm características distintas de todos os outros sítios.

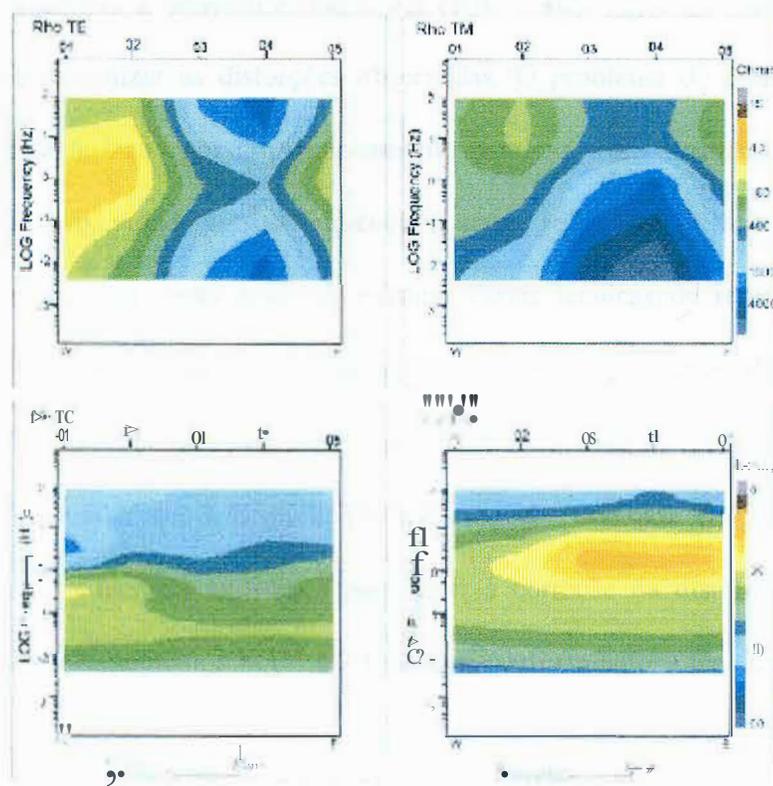


Figura 6.12: Pseudo-seções da resistividade aparente e da fase para os modos TE e TM dos dados adquiridos no levantamento MT 2 no sítio 11

A figura 6.12 mostra respostas indutivas que pode ser causadas por efeitos galvânicos ao longo do lanço no sítio J1. Para corrigir estes efeitos, foi presumido que qualquer distorção estática seria causada por pequenas, em relação ao comprimento total do sítio, heterogeneidades aleatoriamente distribuídas e orientadas na área do levantamento, como será relatado no item seguinte.

6.5 Correções Estáticas

Conforme foi discutido anteriormente, tanto os dados do levantamento MT 1 quanto os dados do levantamento MT 2 estavam afetados por efeito estático e, por conseguinte, devem ser corrigidos, para minimizar as distorções observadas. O problema do efeito estático em sondagens MT é caracterizado por um deslocamento paralelo arbitrário, para cima ou para baixo, nas curvas de resistividade versus frequência (Larsen, 1977; Park, 1985).

Como mencionado na seção anterior, existem várias técnicas de remoção do efeito estático em dados MT. As técnicas mais usadas são: utilização de fonte controlada (Gamble *et al.*, 1979), arranjo de muitos pares de eletrodos simultâneos, isto é, Eletromagnetic Array Profiling, EMAP (Torres-Verdin & Bostick, 1992; Porsani & Travasses, 1995) e aplicação de técnicas estatísticas. As técnicas utilizadas para fazer a correção da distorção estática nos dados adquiridos nos levantamentos MT 1 e 2 foram, respectivamente, a técnica estatística e a inversão 2D.

Para os dados adquiridos no levantamento MT 1, utilizou-se uma média invariante com a rotação do tensor impedância para obtenção das curvas de resistividade aparente e fase em função da frequência (Kaufman & Keller, 1981; Rokityansky, 1982). Este fato é justificado pelas características 1D das curvas de resistividade aparente e fase, particularmente entre as frequências de 0.1 e 400 Hz. Além disso, o uso dos parâmetros invariantes tem sido sugerido

por vários autores (Berdichevski *et al.*, 1980; Ranganayaki, 1984; Park & Livelybrooks, 1989).

De modo a oferecer maior clareza da ocorrência do efeito estático nos dados adquiridos no levantamento MT 1, foram empilhadas as curvas de resistividade aparente e fase versus frequência, para todas as 43 sondagens invariantes. As sondagens empilhadas correspondem à justaposição das curvas de resistividade aparente e fase, sobre um mesmo gráfico. A figura 6.13 mostra as curvas empilhadas de resistividade aparente e fase para as 43 sondagens.

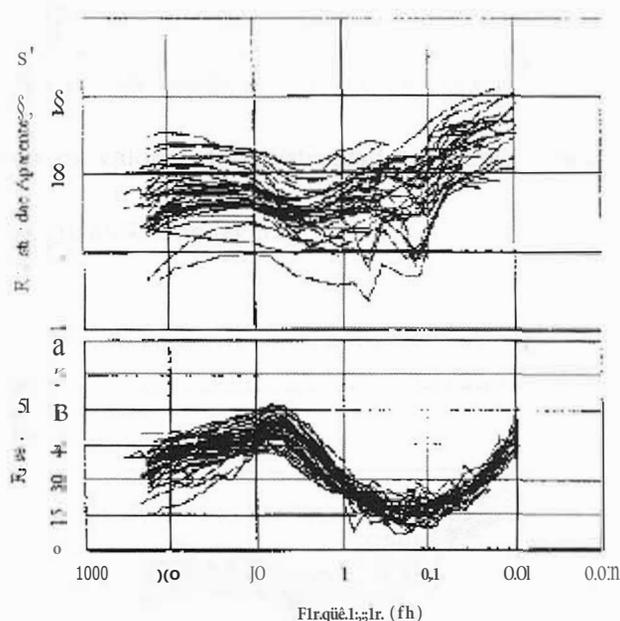


Figura 6.13: Curvas MT empilhadas antes da correção de efeito de deslocamento estático

Como podem ser observadas na figura acima (6.13), as resistividades aparentes empilhadas mostram-se claramente paralelas entre si, apresentando-se espalhadas, enquanto as curvas de fase apresentam valores mais aproximados entre si. Sabe-se que a fase não é afetada significativamente pelos efeitos estáticos (Larsen, 1977; Jones, 1988). Assim, a visualização desta figura permite a verificação de que os dados adquiridos no levantamento MT 1 para a

bacia do São Francisco estão afetados pelo efeito de distorção estática e, por conseguinte, devem ser corrigidos.

A técnica estatística de correção da distorção estática utilizada nos dados adquiridos no levantamento MT 1 foi modificada da literatura (Jones, 1988). A premissa básica desta técnica é que exista uma camada dentro do pacote sedimentar cuja resistividade elétrica varie suficientemente pouco, lateralmente, de maneira que sua resistividade elétrica possa ser parametrizada. Para tal, utilizou-se a mediana da resistividade do primeiro condutor identificado nas 43 sondagens invertidas pelo algoritmo 1D de Occam, descrito na seção anterior. A escolha da mediana foi devido a seu valor ser menos sensível a desvios grandes de uma condutividade representativa do condutor regional observado.

A figura 6.14 mostra os valores de resistividade aparente e fase empilhados, após a correção do efeito estático para as 43 sondagens.

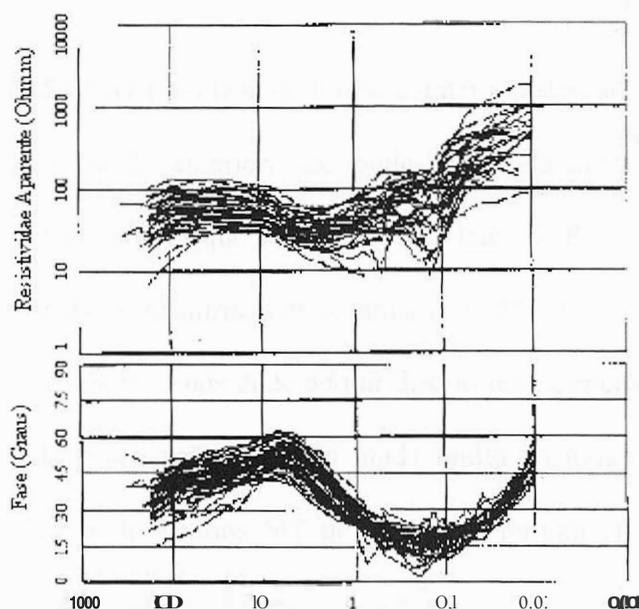


Figura 6.14: Curvas MT empilhadas corrigidas de efeito do deslocamento estático

Como se pode visualizar na figura 6.14, o espalhamento das curvas de resistividade aparente descrito anteriormente foi diminuído significativamente para toda faixa de frequências utilizada.

A análise dos dados adquiridos no levantamento MT 2 foi feita sobre as impedâncias regionais GB 2D recuperadas obtidas como descrito na última seção. Para este ponto as fases expressam um modelo regional, mas ambos, heterogeneidade e anisotropia, ainda podem afetar os valores de resistividade. Como já foi dito anteriormente, existe um número grande de maneiras de se corrigir o fenômeno de distorção estática, ao passo que a anisotropia pode ser resolvida por modelagem.

Para os dados adquiridos no levantamento MT 2, 5 dos 7 sítios mostraram indicações de serem afetados pela distorção estática no mínimo para alguma extensão da faixa de frequência. A variação espacial da escala local para um dado sítio e efeitos de distorção estática podem afetar a maioria das curvas de sondagem para um sítio particular mascarando o modelo regional.

Apesar da técnica EMAP ser projetada de forma a tratar a distorção estática, a filtragem espacial EMAP, descrita na seção anterior, não pode ser usada dentro dos lanços onde profundidades de interesse são maiores que suas dimensões laterais. Por isso, esta técnica não será aplicada ao conjunto de dados adquiridos no levantamento MT 2.

Para realizar a correção estática nos dados adquiridos no levantamento MT 2, presumiu-se que o campo elétrico de polarização (E_y) não muda muito ao longo de um lanço para permitir o uso da equivalência de 5 sítios MT de referência remota vizinhos. Além disso, considerando que a decomposição do tensor impedância foi realizada corretamente, os subsítios serão relacionados a cada outro ao longo da direção x. Assim, existirão 5 subsítios com uma amostragem espacial adequada que torna possível a correção da distorção estática.

6.6 Inversão dos Dados

Com o objetivo de obter a distribuição da resistividade elétrica das rochas de subsuperfície com a profundidade para os dados adquiridos nos levantamentos MT 1 e 2, utilizou-se, respectivamente, o algoritmo de inversão ID de Occam (Constable *et al.*, 1987) e o algoritmo de Smith e Booker (1991) que utiliza o método RRI. Os dois métodos de inversão utilizados estão brevemente descritos no capítulo anterior.

Como verificado anteriormente, o método aplicado por Constable *et al.* (1987) consiste em minimizar o grau de irregularidades do modelo, isto é, introduzir suavidade no modelo, através da técnica dos mínimos quadrados, enquanto que o método RRI é um método eficiente de inversão iterativa que objetiva a obtenção de modelos com mínima estrutura.

Para os dados adquiridos no levantamento MT 1, o modelo inicial foi baseado na transformada de Niblett-Bostick (Schmucker, 1987). Todas as 43 sondagens foram invertidas pelo algoritmo de Occam. Os resultados são mostrados na forma de seções geoeletricas, que serão amostradas e discutidas posteriormente.

Para os dados adquiridos do levantamento MT 2, a inversão RRI foi realizada para cada um dos 7 sítios usando a função resposta regional recuperada da decomposição GB. O programa tem várias opções, que não serão descritas aqui, porém é importante que se destaque algumas que foram utilizadas, como: a inversão robusta, o uso de um residual suave e a aplicação de correção de distorção estática.

Os dados das resistividades aparentes e fases para ambas as polarizações (modo TE e modo TM), para as cinco combinações de dipolos foram invertidos juntos. A convergência foi alcançada depois de 8 a 30 iterações da inversão robusta para todos os sítios ao longo do perfil. Utilizou-se os parâmetros $a = 4$ e $ll = 5$ na função penalidade (eq. 53) para todas as inversões (Smith e Booker, 1991). Este procedimento produziu 7 modelos invertidos 2D

suaves. Cada modelo invertido é uma representação suave da estrutura regional abaixo de um sítio particular.

A figura 6.15 mostra a resposta da inversão RRI para o sítio 11 para ambos os modos TE e TM.

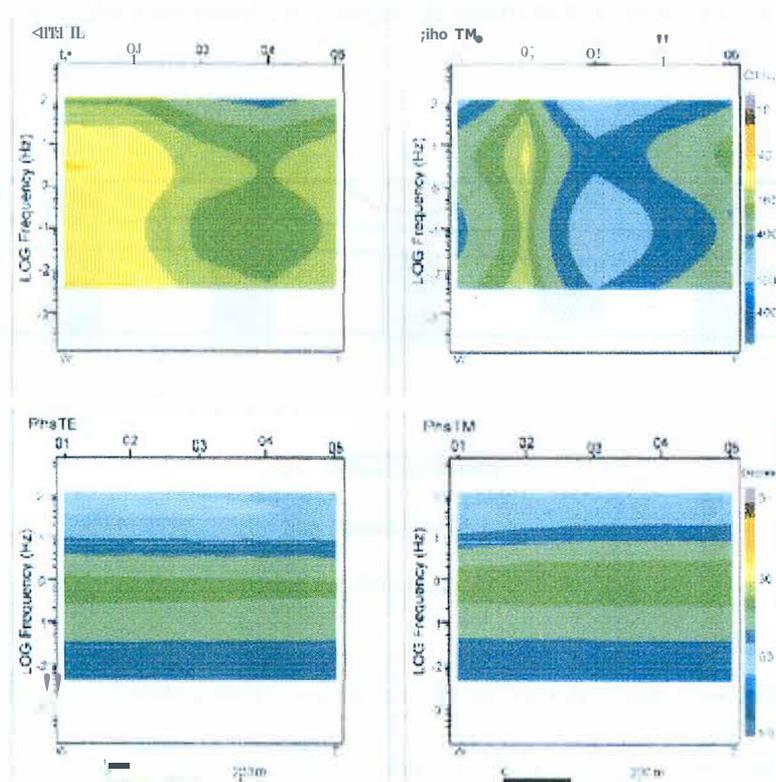


Figura 6.15: Pseudo-seções da resistividade aparente e da fase para os modos TE e TM da resposta invertida obtida a partir dos dados adquiridos no levantamento MT 2 no sítio 11

A partir da figura 6.15 pode-se verificar que a inversão do sítio 11 produziu uma versão mais suave da subsuperfície em relação ao que foi visto pelos dados na figura 6.12. As respostas do modelo invertido mantêm a transição da resistividade lateral do condutor para resistor ao longo do comprimento do sítio.

Presumindo que cada sítio retém as características principais abaixo dele, deveria ser possível produzir uma interpretação regional sobre a informação combinada de todas as

inversões. Isto tem que ser *feito* cuidadosamente, já que algumas das variações espaciais observadas para escala local são importantes para alguns sítios.

Na tentativa de usar os modelos invertidos para produzir um modelo regional, amostrou-se todas as pseudo-seções dos dados invertidos lado a lado ao longo do perfil. Tal procedimento permitiu inferir qualquer continuidade lateral que possa existir entre os modelos invertidos 2D. Este procedimento produziu a seção de continuidade mostrada na figura 6.16.

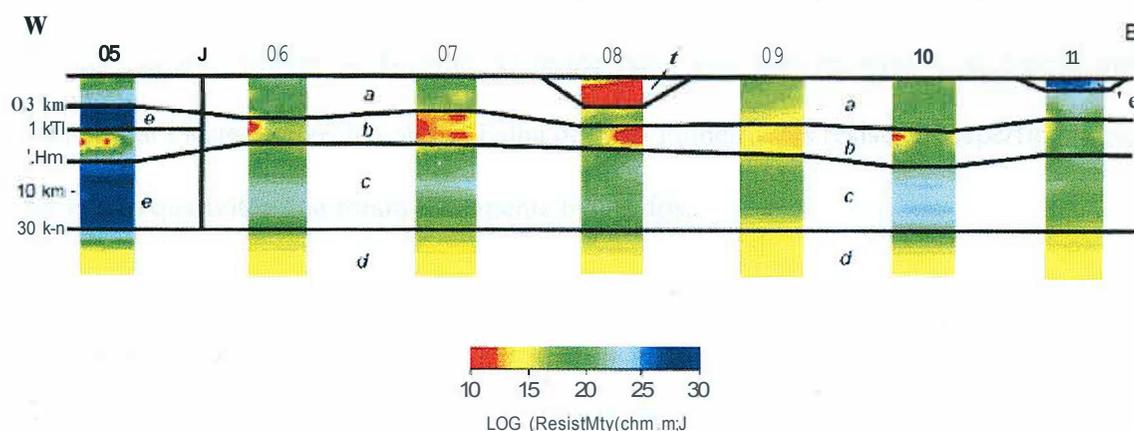


Figura 6.16: Seção composta por todos os modelos 2D invertidos juntos

A fim de estimar os limites sobre a distribuição de resistividade, foi feita uma análise sobre os regimes de resistividade que persistiram de sítio a sítio. Inferiram-se então os contornos iniciais entre regimes de resistividade, como visto na figura 6.16. Informações geológicas disponíveis e os dados de resistividade de poços mais próximos, alguns 100 km ao norte do perfil foram usados para auxiliar nesta tarefa.

Presume-se que a seção de continuidade pode reproduzir, aproximadamente, feições com comprimentos de onda longos ao longo do perfil. Regiões com feições de comprimentos de onda mais curtos não podem ser adequadamente reproduzidas devido ao espaçamento entre sítios.

Baseado no modelo mostrado na figura 6.16, interpretou-se a estrutura de camadas da bacia como sendo composta por 4 unidades geológicas principais. Uma unidade resistora de 100 n.m acima de um condutor de 20 n.m. Uma zona resistiva de 1000 a 200 n.m segue estas unidades. Esta zona resistiva estende-se para baixo cerca de 30 km onde existe uma transição para um condutor de 30 n.m. Esta transição é particularmente clara para os sítios 5 e 10. Três sítios mostraram uma estrutura mais complicada: 5, 8, e 11.

O sítio 5 está sobre uma região mais resistiva de 100 n.m provavelmente associada a rochas do Cinturão Móvel de Brasília. O limite entre este alto resistivo e as rochas mais condutivas para leste é inferido como a Falha de João Pinheiro. Os resistores superficiais para o sítio 11 são quartzitos que foram localmente mapeados.

6.7 Modelagem 2D

O modelo inferido com a seção de continuidade para os dados adquiridos no levantamento MT 2 mostrado na Fig. 6.16 pode ser considerado como uma primeira aproximação para a obtenção da estrutura regional baseada nas inversões 2D e nos dados geológicos e geofísicos disponíveis. Utilizou-se este modelo como modelo inicial em um exercício de remodelagem 2D.

O exercício de modelagem foi realizado apenas para os dados adquiridos no levantamento MT 2 utilizando-se elementos finitos (Wannamaker et al., 1987). A validade e a sensibilidade do nosso modelo pode ser obtida comparando-se a resposta por ele oferecida com os dados observados.

O objetivo do exercício de modelagem foi testar e refinar o primeiro modelo, além de produzir uma estrutura mínima ainda capaz de explicar as impedâncias regionais.

A modelagem irá incorporar, necessariamente, ambos os tipos de feições - regionais (comprimentos de onda longos) e mais localizadas - as quais sejam necessárias para melhorar localmente o ajuste das respostas do modelo aos dados. Particularmente, as feições com comprimentos de onda mais curtos como os condutores mais rasos no sítio 8 e o resistor abaixo do sítio 11 foram incluídos como uma tentativa inicial no processo de modelagem.

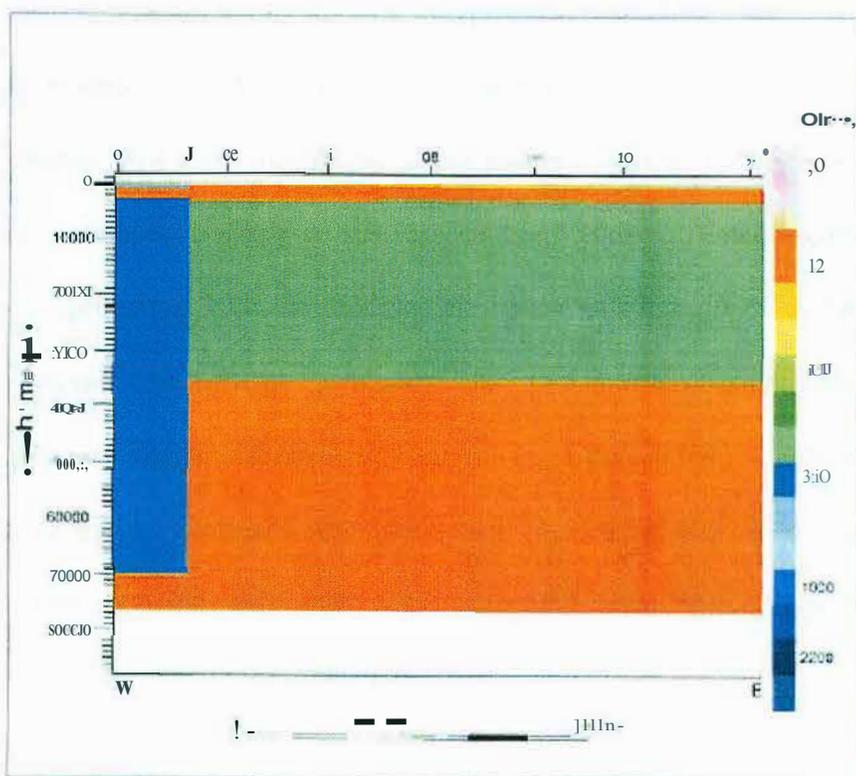


Figura 6.17: Modelo geoeletrico para o perfil MI. J é a falha de João Pinheiro

A Figura 6.17 mostra o modelo 20 final para o perfil regional. As feições principais reveladas pelo modelo são a delimitação do embasamento da bacia de São Francisco a 3 km de profundidade e o limite do cinturão móvel Brasília na falha João Pinheiro.

Várias outras importantes feições geoeletricas revelam importantes dados geológicos. As rochas resistivas do embasamento sobrepõem-se a uma camada condutiva localizada a 35 km de profundidade. A espessura do condutor não pode ser resolvida, de forma que o modelo termina nesta unidade. Seu limite inferior é indicado na Fig. 6.17 como sendo um *skin-depth* do maior período. Pode-se especular que o condutor pode atingir maiores profundidades, como por exemplo, abaixo das rochas resistivas do cinturão móvel Brasília, isto é, cerca de 70 km, como mostrado na Fig. 6.17. Embora esta interpretação esteja longe de ser conclusiva, é compatível com o modelo invertido no sítio 5 (veja Fig. 6.16).

Algumas feições mais rasas localizadas acima do embasamento foram incorporadas no modelo de forma a melhorar o ajuste de sua resposta com os dados. Estas feições aparecem nos resultados dos primeiros 3 km do modelo, mostrados na Figura 6.18. A bacia de São Francisco na região está confinada nos primeiros 3 km. O contraste de resistividade entre os sedimentos condutivos abaixo da primeira camada resistiva permite o delineamento de algumas feições na bacia. A camada resistiva é mais espessa em direção ao Leste e seus contornos são melhor resolvidos em relação ao primeiro modelo da Fig. 6.16. Não foi possível modelar o condutor raso abaixo do sítio 08 da Fig. 6.16.

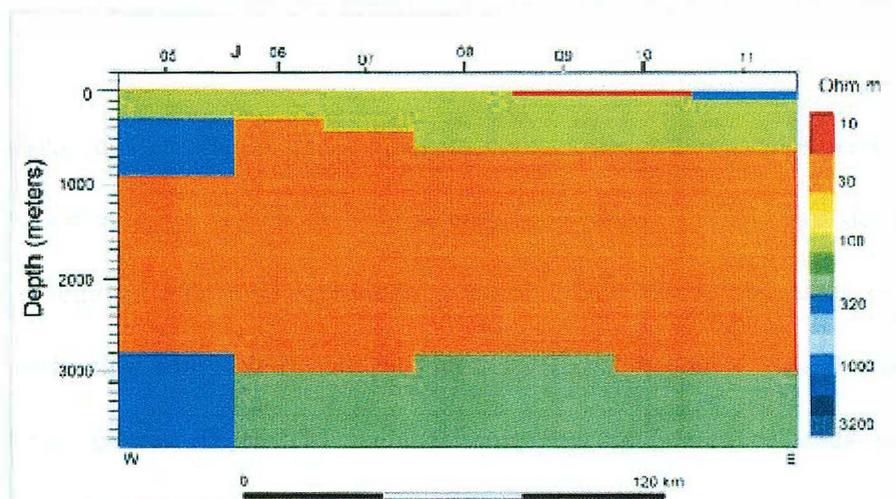


Figura 6.18: Modelo geoeétrico para o perfil MT após incorporadas algumas feiões mais rasas localizadas acima do embasamento. J é a falha de João Pinheiro

Uma das feiões mais difíceis de serem modeladas foi uma separação nas curvas de resistividade aparentes observada na maioria dos sítios (ver os painéis superiores da Fig. 6.12 para o sítio 11). Esta separação pode estar associada a um embasamento fortemente estruturado e a um intenso falhamento na região. Este falhamento é claramente mapeado nas escalas de 1:250.000 e 1:500.000.

Baseados em um exercício prévio de modelamento em outra bacia sedimentar no Brasil (Beamish e Travassos, 1993), Travassos & Menezes, 1999, postularam a existência de estruturas resistivas verticais com espessura de 1 km e resistividade de 100 n.m próximo a cada sítio e estendendo-se até o topo do embasamento. As respostas do modelo não são muito sensíveis a mudanças nem de espessura nem de resistividade destas estruturas, sendo apenas requerido que sejam resistivas em relação aos sedimentos da bacia. As estruturas foram necessárias para melhorar o ajuste das respostas TM aos dados. Não incluímos estas estruturas na Fig. 6.18 nem as empregamos em nossa interpretação. Como o perfil é muito esparsa, não

foram realizados esforços no sentido de ajustar nenhuma assinatura de dado de maneira mais detalhada.

A comparação dos resultados da modelagem com os dados observados deve ser feita utilizando-se um subconjunto dos dados. Não se empregou todos os 5 subsítios de cada sítio pois um modelo regional não pode reproduzir a variabilidade lateral observada dentro dos limites de um dado sítio como observado na Fig. 6.16. Existem poucas escolhas possíveis. Uma seria estimar curvas TE e TM médias como representativas de cada sítio. Isto introduziria uma quantidade desconhecida de distorção nas curvas médias devido à contribuição do sinal e do ruído geológicos a cada curva. Outra possibilidade é escolher um particular subsítio de cada sítio. Escolhemos um dos dois dipolos na direção x que estão mais próximos ao dipolo na direção y e localizados em cada um dos 7 sítios (vide Fig. 6.9). Preferimos o par que apresentou o menor nível de ruído nas *sounding curves*. Isto faz com que o perfil mostrado na Fig. 6.8 apareça como se fosse composto de um único sítio MT com referência remota em cada uma das 7 locações. A escolha de um subsítio representativo de cada locação mantém o ruído no nível do que foi observado. A tentativa e erro do ajuste dos resultados do modelo aos dados foram repetidos até que um ajuste razoável fosse atingido. Esta estrutura mínima constitui nossa melhor suposição para a estrutura regional baseada na quantidade limitada de dados geofísicos disponíveis. Esperamos que os contornos e regimes de resistividade sejam representativos de uma ampla média espacial da verdadeira estrutura geométrica.

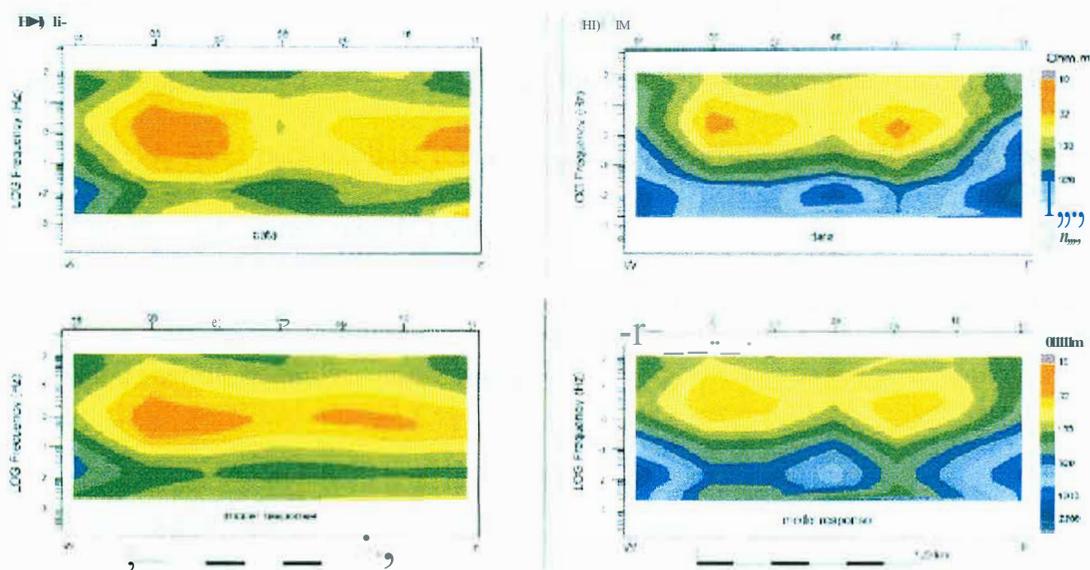


Figura 6.19: Pseudo-seções da resistividade aparente e defase para os modos TE e TM dos dados adquiridos no levantamento MI 2 no sítio II após realizada a inversão 2D

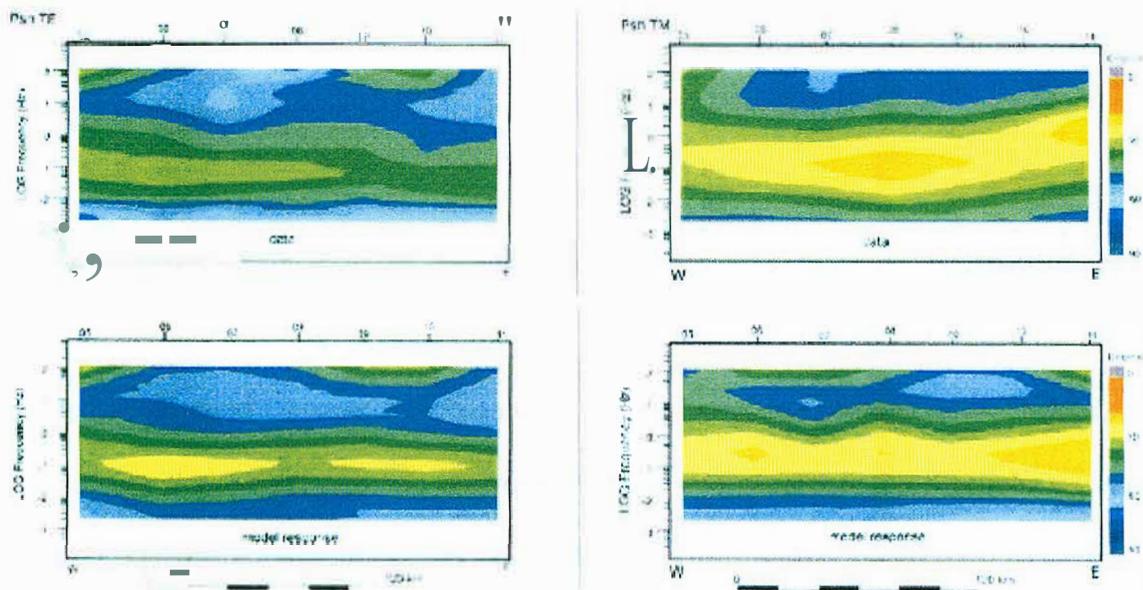


Figura 6.20: Pseudo-seções da resistividade aparente e defase para os modos TE e TM dos dados adquiridos no levantamento MT 2 no sítio II após realizada a remodelagem 2D

As Figuras 6.19 e 6.20 mostram uma comparação entre a resposta do modelo e os dados para os modos TE e TM. Os dados foram submetidos à correção estática usando os fatores

estimados no estágio de inversão. As respostas para o modo TM mostram um melhor ajuste que para a componente TE, mas a qualidade dos resultados indica que o modelo simples da Fig. 6.17 é suficiente para explicar a maioria das características dos dados. O ajuste menos preciso foi observado para a fase do modo TE.

Uma análise das Figuras. 6.19 e 6.20 mostra que podemos confiar no modelo geoeétrico de estrutura mínima para a região.

6.8 Interpretação

Neste tópico será abordada primeiramente a interpretação dos modelos obtidos a partir dos dados adquiridos no levantamento MT 1 e posteriormente a interpretação dos modelos obtidos a partir dos dados adquiridos no levantamento MT 2.

(a) Levantamento MT 1

A presença de um poço na área de trabalho em que os dados do levantamento MT 1 foram adquiridos (ver Fig. 6.7) permitiu que as seqüências condutivas e resistivas obtidas através do método MT fossem correlacionadas com os horizontes geológicos conhecidos.

O lado direito da Figura 6.21 mostra o resultado da inversão de Occam (linha tracejada) para a sondagem# 1, comparada com o perfil de eletrorresistividade do poço (linha cheia). No lado esquerdo da figura estão representados os dados MT medidos, com suas respectivas barras de erro. As curvas de resistividade e fase, resultantes da inversão de Occam (linha tracejada), aparecem superpostas aos dados. Também na parte esquerda da figura está representada a curva obtida da modelagem direta do perfil de eletrorresistividade do poço (linha cheia).

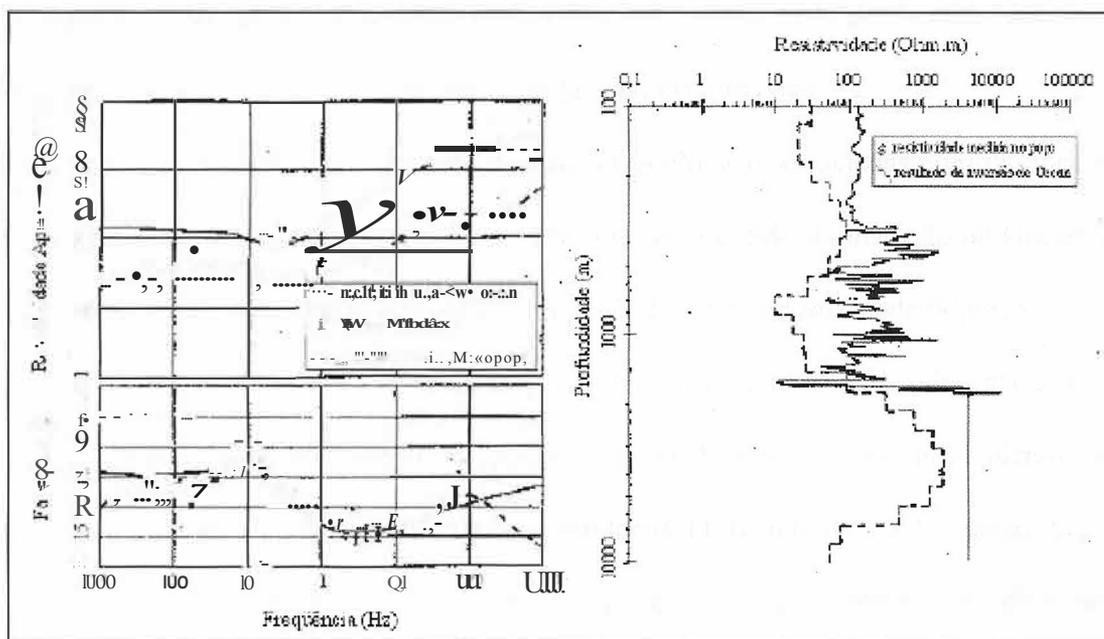


Figura 6.21: Comparação entre a modelagem # 1 e a modelagem direta do poço

Como pode ser visto à direita da Figura 6.21, a resposta MT obtida da inversão de Occam para a sondagem # 1 (linha tracejada), apresenta uma concordância sofrível com o perfil de eletrorresistividade do poço (linha cheia). Este fato se deve a vários fatores: a perfilagem elétrica do poço mede a resistividade da rocha pontualmente, enquanto que o método magnetotelúrico mede uma resistividade volumétrica das rochas abaixo do ponto de medida. Isto faz com que a resistividade MT seja quase sempre menor que a resistividade encontrada pela perfilagem neste poço.

De fato, a perfilagem elétrica de poço e o método MT são duas técnicas diferentes, ou seja, a perfilagem de poço mede a resistividade diretamente (técnica direta) e o método MT mede a resistividade indiretamente (técnica indireta); além do método MT medir uma resistividade que corresponde essencialmente a uma Terra 3D e o algoritmo de inversão utilizado supõe uma Terra 1D e introduz o vínculo de suavidade nos valores de resistividade.

Apesar disso, esta comparação mostra que a inversão 1D de Occam apresenta-se coerente com as características gerais encontradas no perfil de poço.

Visando estabelecer os nomes das formações geológicas associadas com os horizontes geoeletricos, realizou-se uma comparação entre o modelo obtido da inversão de Occam para os dados adquiridos no levantamento MT 1 e o perfil de eletrorresistividade do poço.

O processo comparativo é apenas qualitativo, e o critério utilizado relaciona-se à tendência da curva MT em relação ao perfil do poço. Esse estudo permitiu identificar os seguintes horizontes geoeletricos: primeiro condutor (C1), relacionado à Formação Serra da Saudade; primeiro resistor (R1), relacionado à Formação Lagoa do Jacaré; segundo condutor (C2), Formação Serra de Santa Helena; terceiro condutor (C3), Formação Sete Lagoas; e o segundo resistor (R2), Formação Jequitai, que é interpretado como sendo o topo do embasamento geoeletrico. A Fm. Jequitai corresponde à base da Fm. Sete Lagoas (Braun et al., 1990).

Note que, todos esses horizontes identificados pelo MT ocorrem a profundidades semelhantes às do poço. Em particular, a inversão da sondagem #1 fornece uma profundidade de 700 m para a base do primeiro resistor, que corresponde à Formação Lagoa do Jacaré, exatamente o valor fornecido pelo poço. Entretanto, é necessário ressaltar que em geral as profundidades encontradas pelo MT para os horizontes geoeletricos não correspondem necessariamente às mesmas profundidades dos horizontes geológicos. Esta comparação mostrou que, com a sondagem # 1, foi possível calibrar o modelo interpretativo com as informações geoeletricas do poço. A análise do conjunto de todos os resultados permitiu a construção de uma coluna estratigráfica associada aos parâmetros elétricos do meio.

Em virtude das características 1D dos dados, as camadas geoeletricas observadas nas oito seções MT são similares e sub-horizontais. Por isso, serão mostrados neste trabalho apenas os resultados da linha MT-6, cuja seção geoeletrica 1D é apresentada na Figura 6.22,

com a profundidade em escala logarítmica. Nessa seção, o limite da profundidade máxima é de 60 km.

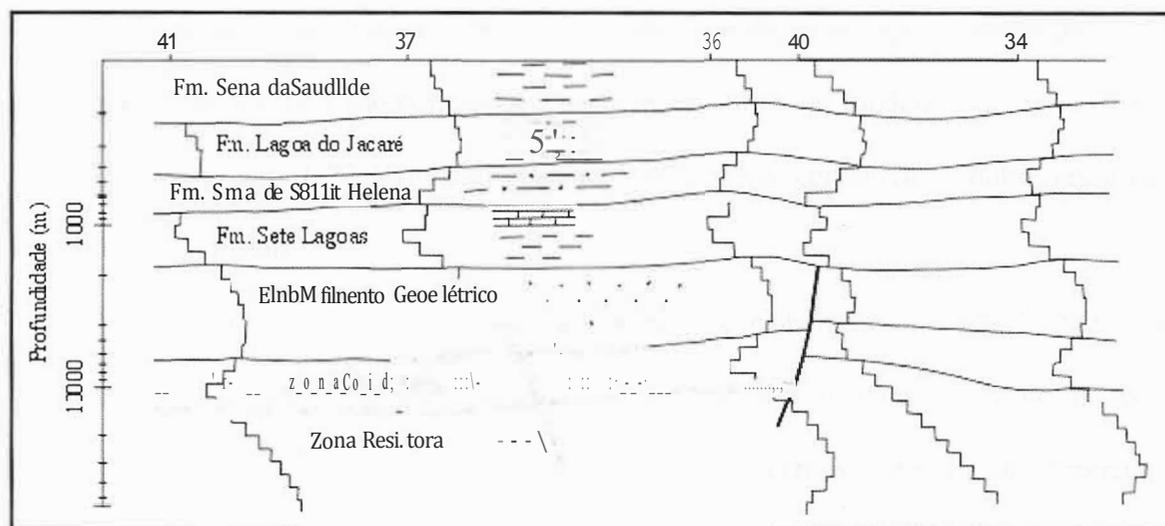


Figura 6.22 - Seção geolétrica interpretativa segundo a linha MT-6. Os números no topo da seção referem-se às sondagens MT.

Os resultados das inversões dos dados adquiridos no levantamento MT 1 foram correlacionados com base nas mudanças características das curvas de condutor para resistor, ou de resistor para condutor. Os horizontes geolétricos estão marcados nas inversões, conforme representado na Figura 6.22. A repetibilidade dos resultados das inversões ao longo da seção MT, fornece maior confiabilidade na interpretação das correlações dos horizontes geolétricos. A seção geolétrica foi interpretada com ajuda do perfil litológico e de eletrorresistividade do poço. Os horizontes geolétricos, condutivos e resistivos, referentes ao pacote sedimentar apresentam-se contínuos, porém com variações em suas espessuras.

O embasamento geolétrico apresenta-se estruturado, mostrando regiões mais altas, e foi identificado ocorrer entre 1,5 e 2,0 quilômetros de profundidade, com resistividade da ordem de 400 W.m. Este valor de resistividade associado ao embasamento geolétrico corresponde a

valores médios aproximados, e foi obtido através das sondagens MT individuais, conforme pode ser visto, por exemplo, na Figura 6.21. Note a estrutura de um alto do embasamento sob as sondagens 36 e 40. Essa estrutura é identificada nas sondagens MT invertidas, através do aumento acentuado nos valores de resistividade. Lembramos que a profundidade do embasamento geoeletrico não corresponde necessariamente à profundidade do embasamento geológico. A Figura 6.22, também evidencia uma zona condutiva e outra resistiva a profundidades crustais.

Os dados sísmicos e gravimétricos serviram para corroborar a interpretação MT. Estas comparações mostraram que algumas seções MT reproduziram com fidelidade as seções sísmicas (Teixeira et al., 1993). Os horizontes geológicos correspondem a uma interpretação qualitativa dos horizontes geoeletricos, e foram realizados com base nas informações provenientes do perfil de eletrorresistividade do poço e na correlação entre os horizontes vizinhos com as características geoeletricas semelhantes.

Os resultados do estudo integrado das inversões ID para as 43 sondagens MT, juntamente com as seções geoeletricas, o perfil litológico e de eletrorresistividade do poço, permitiram estimar que o embasamento geoeletrico da bacia varia de 1,5 a 2,0 km de profundidade, estando mais profundo para Noroeste e Sul da área estudada.

(b) Levantamento MT 2

O modelo geoeletrico mostrado nas Figuras 6.17 e 6.18 obtido para os dados adquiridos no levantamento MT 2 nos permite traçar algumas conclusões esclarecedoras a respeito da geologia da região estudada. Espera-se que os resultados do modelo abranjam algumas das estruturas geoeletricas, visto que não se podem registrar comprimentos de onda espaciais que não são compatíveis com o espaçamento entre sítios.

Travassos & Menezes, 1999 restringiram à interpretação de feições com comprimentos de onda longos, desprezando os corpos localizados. Por exemplo, contornos como o topo do embasamento que se espera ser fortemente estruturado (Alkimin et al., 1993; Braun et al., 1990), aparecem mais planos do que deveriam ser. Entretanto, qualquer investigação MT de larga escala sofre algum grau de falseamento. Portanto, consideramos os contornos entre regimes de resistividade como médias amplas. Deve-se notar que as inversões ao longo de 500 m em cada sítio foram capazes de recuperar estruturas dentro de seus alcances sem falseamento, muito embora elas sejam de interesse muito limitado.

A cobertura calcárea presente em toda a bacia do São Francisco (100 O.m) é claramente delineada, espessando-se a partir do Oeste (300 m) em direção a Leste (800 m). Abaixo dos sítios 09 e 10 existe uma camada condutiva fina superficial de 10 n.m associada aos sedimentos Paleozóicos. Existe uma inversão estratigráfica abaixo do sítio 11, provavelmente devido a uma das numerosas falhas da região. O fino resistor de 1000 n.m no sítio 11 pode estar associado a quartzitos do Grupo Espinhaço. Não foi possível modelar um condutor superficial (10 n.m) visto na inversão do sítio 8 no exercício de remodelagem. Este condutor está provavelmente associado aos arenitos do Mesozóico, indicados como Kmc na Fig. 6.9. O valor de sua resistividade é compatível com arenitos da mesma era (20 n.m na média) encontrados em outras bacias do Brasil, como a bacia do Paraná (Beamish e Travassos, 1992; Stanley et al., 1985 *apud* Travassos & Menezes, 1999) e do Solimões (Porsani, 1991 *apud* Travassos & Menezes, 1999).

O condutor de 20-30 O.m abaixo da cobertura de calcáreo pode ser interpretado como as unidades pelíticas da bacia. Esta conclusão está baseada nos dados de um poço estratigráfico 100 km ao Norte do perfil. O poço corta uma seção de argilas e siltitos de mais de 1 km de espessura sob 300 m de rochas calcáreas (Braun et al., 1990). Antes deste trabalho, a espessura do Grupo Bambuí foi estimada em 2 km nas porções mais profundas (Braun et al.,

1990). Neste trabalho encontramos o embasamento elétrico a 2,8 - 3,0 km, uma profundidade 1 km maior que as estimativas prévias baseadas em dados geológicos.

Um alto no embasamento foi modelado abaixo dos sítios 8 e 9. Possivelmente, ele possui a mesma origem que outro alto 70 km ao sul, identificado através de dados gravimétricos (Lesquerer et al. 1981). Aquela estrutura foi posteriormente identificada como o alto de Sete Lagoas (SLH) (D'Arrigo et al., 1995). Um modelo flexural para o cráton Sul do São Francisco (Ortu, 1990) mostrou que o SLH é resultado de uma estrutura geoeletrica originada durante a instalação do cinturão móvel de Brasília no limite Leste do cráton. O alto encontrado abaixo dos sítios 8 e 9 provavelmente resulta do mesmo mecanismo. Sob este mecanismo, as rochas do embasamento seriam empurradas para cima devido ao regime de *stress* compressivo. O falhamento intenso nesta região resulta deste mesmo mecanismo.

O embasamento elétrico não é uniforme, sendo mais resistivo (1000 n.m) em sua parte Leste do que nas outras regiões, as quais possuem resistividade de 200 n.m. Na área mais resistiva à Leste as rochas resistivas se estendem até uma profundidade de 70 km, terminando na região condutiva de 30 n.m. Respostas do modelo nestas profundidades na parte Leste estão no limite de nossa faixa de períodos. Mas há algumas indicações de que o condutor pode mergulhar abaixo das rochas resistivas, muito abaixo do Moho. Isto é compatível com a inversão do sítio 5, que mostra o condutor sob as rochas resistivas.

Outro resultado deste trabalho é a localização do contato entre dois blocos crustais: o cinturão móvel de Brasília e o cráton de São Francisco. Aquele contato está enterrado sob meta-sedimentos do Grupo Bambuí na falha João Pinheiro, indicada com um J na Fig. 6.8. O cinturão móvel Brasília aflora 60 km a Oeste do sítio 5 (Alkimin et al., 1993). Anteriormente a este estudo, pensou-se que aquela zona de sutura se encontra ao longo da falha de São Domingos (Thomaz Filho, comunicação pessoal, 1998), indicada com um D na Fig. 6.8, uma

vez que é um limite entre as partes dobradas e não dobradas (menos afetadas pela orogenia) do Grupo Bambuí.

Afora o contraste lateral de resistividade, a crosta superior modelada é eletricamente homogênea, sem evidência de condutores crustais ao longo dela. O contato entre a crosta superior resistiva e a crosta inferior/manto superior condutiva de 30 n.m localizam-se no limite do "range" de períodos; suas espessuras não podem ser resolvidas dentro do "range" de frequências. Não obstante esta ausência de resolução, os dados requerem a presença de um forte condutor a profundidades crustais maiores.

Condutores crustais são muito comuns ao longo da crosta terrestre (Haaj e Hutton, 1986. Schwarz, 1990; Brwon, 1994; Haak et ai., 1996). Sua presença foi modelada em outras regiões brasileiras como sob a bacia do Paraná (Stanley et ai., 1985; Beamish e Travassos, 1992) e a bacia do Solimões (Porsani, 1991). Por outro lado, resistividades crustais de 100-1000 ohm.m são compatíveis com as figuras encontradas em outras regiões cratônicas (Haak e Hutton, 1986; Hyndman e Shearer, 1989; Brown, 1994). Além do mais, condutores situados abaixo de uma crosta superior média resistiva e homogênea com resistividades compatíveis com as nossas foram reportadas extensivamente na literatura (Simpson, 1998) e são usualmente explicadas como sendo um resultado da presença de fluidos salinos, sulfeto e grafite.

A Figura 6.22 resume a interpretação geológica baseada no modelo 2D das Figuras 6.16, 6.17, e 6.18, assim como em um modelo geológico recente (Thomaz et ai., 1998). A falha de João Pinheiro é o contato entre as rochas Paleozóicas mais inferiores do cinturão móvel Brasília e as rochas Arqueanas do Cratón de São Francisco.

A Figura 6.23 inclui a posição da Moho tal como inferida pela sísmica de refração (Knize et al., 1984; Berrocal et ai., 1989) e o movimento relativo das falhas (Thomaz et ai., 1998)

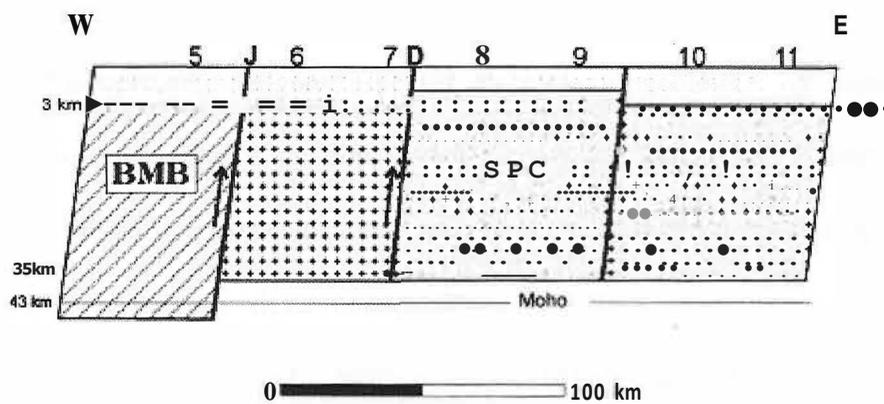


Figura 6.23: Interpretação geológica da Bacia do São Francisco. J é a Falha de João Pinheiro e D é a Falha de São Domingos.

7 CONCLUSÃO

Este trabalho apresentou alguns aspectos do contexto geológico da Bacia Barinas-Apure, bem como os resultados de dois levantamentos MT de reconhecimento da bacia sedimentar do São Francisco. Aspectos que envolvem a utilização do método magnetotelúrico também são abordados no corpo desta monografia.

Com relação ao levantamento bibliográfico realizado, poucos artigos referentes à geologia da bacia Barinas-Apure foram encontrados. O estudo de caso que envolvia o método magnetotelúrico aplicado a esta bacia não pôde ser realizado devido à ausência de informações disponíveis que abordassem este tema. Por este motivo, o presente trabalho apresenta os resultados de dois levantamentos MT realizados na Bacia do São Francisco que possui a mesma tectônica de compressão da Bacia Barinas-Apure.

Os resultados obtidos com os dados adquiridos no levantamento MT 1 permitiram estimar que o embasamento geolétrico está localizado entre 1,5 e 2,0 km de profundidade, e está mais profundo para NW e S da área em estudo. Além disso, verificou-se que o embasamento está estruturado, apresentando regiões mais altas. Já os resultados obtidos com os dados adquiridos no levantamento MT 2 estimaram que o embasamento geolétrico está localizado entre 2,8 e 3 km de profundidade e delineou-se um alto sob os sítios 8 e 9.

A inversão 1D de Occam realizada para os dados adquiridos no levantamento MT 1 revelou a estrutura geolétrica da Bacia do São Francisco, desde 100 m até 60 km de profundidade. A comparação entre os resultados obtidos desta inversão e do perfil de eletrorresistividade permitiu definir alguns horizontes geolétricos associados às suas respectivas formações geológicas.

Já o resultado da inversão 2D realizada para os dados adquiridos no levantamento MT 2 mostrou o contorno de grandes unidades sedimentares e o embasamento elétrico da bacia. O limite inferior para o cobrimento calcáreo da bacia (100 n.m) foi claramente delineada, espessando-se de Oeste (300 m) para Leste (800 m). Uma camada condutiva fina de 10n.m no sítio 8 foi associada a arenitos do Mesozóico. O condutor de 20-30 n.m sob o cobrimento calcáreo foi interpretado como unidades pelíticas da bacia.

A excelente qualidade dos resultados obtidos coloca o método magnetotelúrico como uma ferramenta auxiliar e complementar aos outros métodos geofísicos. De fato, fica comprovado pelos resultados obtidos que o método MT pode ser utilizado sistematicamente na etapa preliminar de exploração de petróleo, ou seja, antes da utilização do método sísmico.

O método MT tem se mostrado eficaz no estudo de reconhecimentos regionais de bacias sedimentares, em particular, no mapeamento das seqüências condutivas e resistivas do pacote sedimentar, na modelagem da seção estrutural e na identificação e localização do seu embasamento geoeletrico. Também é recomendável a aplicação do método MT em áreas de difícil acesso e em áreas-problema para a sísmica, ou seja, onde ocorre um elevado contraste de impedância acústica próxima à superfície. Particularmente, nas áreas onde na aplicação da sísmica há problema de penetração da onda acústica, a situação é normalmente ideal para a maior penetração da onda eletromagnética. Além disso, o método MT é comparativamente de baixo custo operacional e produz resultados que podem ser correlacionáveis a perfisagem elétrica de poço.

É recomendada a utilização do método magnetotelúrico na Bacia Barinas-Apure devido a este ser um método econômico que funciona como ferramenta auxiliar e complementar aos outros métodos geofísicos para a exploração e na avaliação de zonas de prospectivas.

Referências bibliográficas

BARRIOS, S.; GUTIÉRREZ, M.; GONZÁLES, L.; MÁRQUEZ, G.; GONZÁLEZ, E. Modelo Estático Integrado de los campos Sinco y Hato Viejo para los miembros R3, P y O de la Formación Escandalosa (Cretáceo inferior) de la Cuenca de Barinas - Universidad de Los Andes; Petróleos de Venezuela S.A.

BOLOGNA, M. Investigaç o Magnetotel rica da Litosfera na Prov ncia  nea do Alto Parana ba, 2001. 225 f. Disserta o - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

CHAC N, L.; J COME, M. I.; IZARRA, C. Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. **Tectonophysics** v.405, p. 155-167. 2005.

CONTRERAS A.; TORRES-VERDIN, C. AVA sensitivity analysis and inversion of 3D pre-stack seismic data to delineate a mixed carbonate-siliciclastic reservoir in the Barinas-Apure Basin, Venezuela. The University of Texas at Austin.

DUARTE, O.O. Dicionário Enciclopédico Inglés-Portugués de Geofísica e Geologia, 3  Ed. 2007.

FIGUEROA, L.; GIL, E.; DAAL, A.; PERAZA, H. Análisis estructural-estratigráfico dei área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploración de hidrocarburos, Mem. V Simposio Bolivariano, pp. 164-166. Editor: Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas (1994).

Flexural and Gravity Modeling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela- L. Chac n *et al.* -**Tectonophysics** v. 405, pp. 155-167 (2005).

GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J.M., PICARD, X. Geologia de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas, 1980. 624p.

GOUV EA LUIZ, J. Informa o a priori na Inversão de Dados Magnetotelúricos, 1999. 100 f. Disserta o - Centro de Geoci ncias, Universidade Federal do Pará, Belém, 1999.

HURTADO, M.; DELGADO, M.; PALACIOS, Z.; ESCALANTE, J. Modelo Sedimentológico de los Yacimientos G9 y G10 del campo Guaf ta Norte,  rea Apure. 2006.

http://www.uru.org/papers/2005_varios/PDVSA_PROCESOS_DE_PRODUCION_2005_DGC.ppt

LÓPEZ, L., LO MÓNACO, S E RICHARDSON, M. - Use of molecular parameters and trace elements in oil-oil correlation studies, Barinas sub-basin, Venezuela. In **Org. Geochem.** Vol. 29, NO. 1-3, pp. 613 -629 (1998).

PDVSA-INTEVEP, 1997. III Léxico Estratigráfico de Venezuela. Disponible no s tion: www.pdvsa.com/léxico/barinas.htm

PORSANI, J.; FONTES, S. O Método Magnetotelúrico Aplicado a Bacia do São Francisco, Minas Gerais, Brazilian Journal of Geophysics, Vol 19 (2), 2001.

PORSANI, J. Estudo da Estrutura Geo-elétrica da Região do Juruá, AM, pelo Método Magnetotelúrico, 1991. 104 f Dissertação - Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1911.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E., **Applied Geophysics**. 2nd ed. New York: Cambridge University Press, 1990. 770pp. ISBN 0-521-33938-3.

T^R VASSOS, J; MENESES, P. Geoelectric structure beneath limestones of the São Francisco Basin Brazil, Earth Planets Space, 51, 1047- 1058, 1999.

Well Evaluation Conference - Caracas, December]997 - Chapter 1: Petroleum geology of Venezuela 29-30.

wW\v.urreu.org/papers/2005_varios/PDVSA_PROCESOS_DE_PRODUCCION/2005_DGC.p
pt