



UFRJ

Erika Medeiros de Siqueira

MÉTODO MAGNETOTELÚRICO APLICADO À BACIA DO PARANÁ

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 (UFRJ) (*in memoriam*)

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

Rio de Janeiro

Março de 2007

MGL
5618 M

Erika Medeiros de Siqueira

Método Magnetotelúrico aplicado à Bacia do Paraná /
Erika Medeiros de Siqueira - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2007.
49p. : 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, Paula Lúcia Ferruccio da Rocha, Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes.

I. Geofísica. 2. Geologia de Engenharia e Ambiental – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Jadir da Conceição da Silva. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Método Magnetotelúrico Aplicado à Bacia do Paraná.

Erika Medeiros de Siqueira

MÉTODO MAGNETOTELÚRICO APLICADO À BACIA DO PARANÁ

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 (UFRJ) (*in memoriam*)

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

Aprovada em: 28 de março de 2007

Por:

Paula Lúcia Ferrucio da Rocha (UFRJ)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Para Helder, por ter me ajudado a fazer a escolha certa.
Para minha mãe Kátia, pelo apoio quando precisei.
Para Nzinga, pela alegria e beleza.

Agradecimentos

À PETROBRAS, agradeço a oportunidade de ampliar meus conhecimentos em Geofísica e de cursar esta especialização.

Aos professores Leonardo Borghi e Jadir da Conceição da Silva, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, agradeço a orientação deste trabalho.

Ao geofísico da PETROBRAS Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes, agradeço a dedicação à coordenação do curso de formação de novos geofísicos.

Por fim, agradeço aos geofísicos Helder Silvério Borba, Rommel Melhor Mendes e Bruno Werner Penkuhn a redação de seções do capítulo 1 deste trabalho.

Resumo

Medeiros de Siqueira, Erika. **Método Magnetotelúrico Aplicado à Bacia do Paraná**. 2007. 49p. 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.

Esta monografia apresenta um estudo da aplicação do método magnetotelúrico de prospecção e sua aplicação à bacia do Paraná. Inicia-se com um estudo do contexto geológico da bacia do Paraná, com uma descrição básica da estratigrafia, do arcabouço estrutural, da geologia histórica e abordagem dos seus sistemas petrolíferos. Em seguida, explica-se o método magnetotelúrico, seus princípios físicos e também como se dá o tratamento dos dados adquiridos em campo. Por fim, estuda-se o artigo *Imaging the central portion of Parana Basin with 3-D MT modeling* de Machado *et al* 2003, onde os autores utilizam dados magnetotelúricos para modelagem tridimensional da porção central da bacia do Paraná.

Palavras-chave: Geofísica do petróleo; Método magnetotelúrico; Bacia do Paraná.

Abstract

Medeiros de Siqueira, Erika. **Método Magnetotelúrico Aplicado à Bacia do Paraná [Magnetotelluric Method Applied to Paraná Basin]**. 2007. 49p. 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 text presents a study about the magnetotellurics method and its application to the Parana basin. It begins with the presentation of the basin's geological context, with a basic description about the basin's stratigraphy, its structural framework and the basin's geological history, as well as an approach to its oil-bearing systems. After that, the magnetotellurics method is explained, as are the physical principles and also the interpretation of magnetotellurics data. Finally, the article *Imaging the central portion of Parana Basin with 3-D MT modeling* by Machado *et al* is studied. In this article the authors use magnetotellurics data to build a 3D model for the central part of the basin.

Key-Words: Petroleum geophysics; Magnetotellurics method; Parana basin.

Lista de Figuras

1 Mapa que demonstra a extensão da bacia do Paraná	2
2 Arcabouço estrutural básico da bacia do Paraná	4
3 Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná	5
4 Carta estratigráfica da Bacia do Paraná	9
5 Aspecto geotectônico do embasamento da Bacia do Paraná	12
6 Arco de Ponta Grossa	14
7 Distribuição espacial das três fases deposicionais da bacia do Paraná	16
8 Distribuição no tempo das diversas unidades do registro estratigráfico da bacia do Paraná	18
9 Existência de um campo de produção no centro do Estado do Paraná	20
10 Ciclos deposicionais do Grupo Itararé	24
11 Exemplos de campos magnetotelúricos	27
12 Dependência do comprimento de penetração δ com a frequência do sinal magnetotelúrico	32
13 Campo magnético H_0 no plano xy e suas componentes H_{0x} e H_{0y}	33
14 Representação esquemática de duas camadas de resistividade ρ_1 e ρ_2 e profundidades z e ∞	36
15 Mapa estrutural com os principais alinhamentos e com estações de medidas magnetotelúricas	41
16 Pseudo-seções de resistividade dos dados reais e do modelo proposto	42
17 Seções do modelo 3D com estações de medida magnetotelúricas sobrepostas	43
18 Vetores de indução para três frequências (100, 200 e 300 Hz).....	44

Lista de Tabelas

1 Resistividade de rochas e sedimentos	26
--	----

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
<i>Abstract</i>	vii
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas	ix
1 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ	1
1.1 Introdução	1
1.2 Estratigrafia da Bacia do Paraná	5
1.3 Geologia Estrutural	10
1.4 Geologia Histórica	12
1.5 Geologia do Petróleo	19
2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	25
2.1 Características do Método Magnetotelúrico	25
2.2 Teoria Elementar do Eletromagnetismo	28
2.3 Atenuação de Campos Eletromagnéticos	30
2.4 Campos Magnetotelúricos	32
2.5 Equipamento	35
2.6 Interpretação de Dados Magnetotelúricos	35
2.6.1 Estruturas unidimensionais	36
2.6.2 Estruturas bidimensionais	37
3 ESTUDO DE CASO	40
3.1 Introdução	40
3.2 Modelagem 3D	41
3.3 Modelo 3D da crosta	43
3.4 Conclusões	44
4 CONCLUSÃO	47
Referências Bibliográficas	48

1 ASPECTOS GEOLÓGICOS DA BACIA DO PARANÁ

1.1 Introdução

Antes de tratar especificamente da bacia sedimentar do Paraná, é conveniente fazer uma descrição sucinta dos domínios tectono-sedimentares encontrados na Placa Sul-Americana. Segundo MILANI & THOMAZ FILHO (2000), podem ser reconhecidos quatro domínios principais na placa em questão, a saber, o **interior continental**, onde foram depositadas camadas sedimentares paleozóico-mesozóicas; a **borda oeste**, caracterizada pela convergência entre as placas Sul-Americana e Pacífica; a **borda leste**, cuja natureza é essencialmente divergente, estando associada à expansão do assoalho do Oceano Atlântico; e as **margens norte e sul**, tipicamente transcorrentes.

É no interior da Placa Sul-Americana que se encontram as quatro bacias intracratônicas brasileiras: Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná, cada uma delas batizada segundo o nome de uma bacia hidrográfica de mesmo nome localizada na região. Estas bacias têm em comum um arcabouço sedimentar relativamente simples e a presença de grandes volumes de rochas magmáticas mesozóicas. (Q.v., MILANI & THOMAZ FILHO, 2000.)

A bacia do Paraná localiza-se no centro-sul da América do Sul, estendendo-se por cerca de 1.100.000 km² em território brasileiro e mais 300.000 km² sobre os territórios de Paraguai, Uruguai e Argentina. No Brasil, distribui-se por todos os

estados das regiões Sul e Centro-Oeste e ainda pelos estados de São Paulo e Minas Gerais, na região Sudeste. (Ver figura 1.)

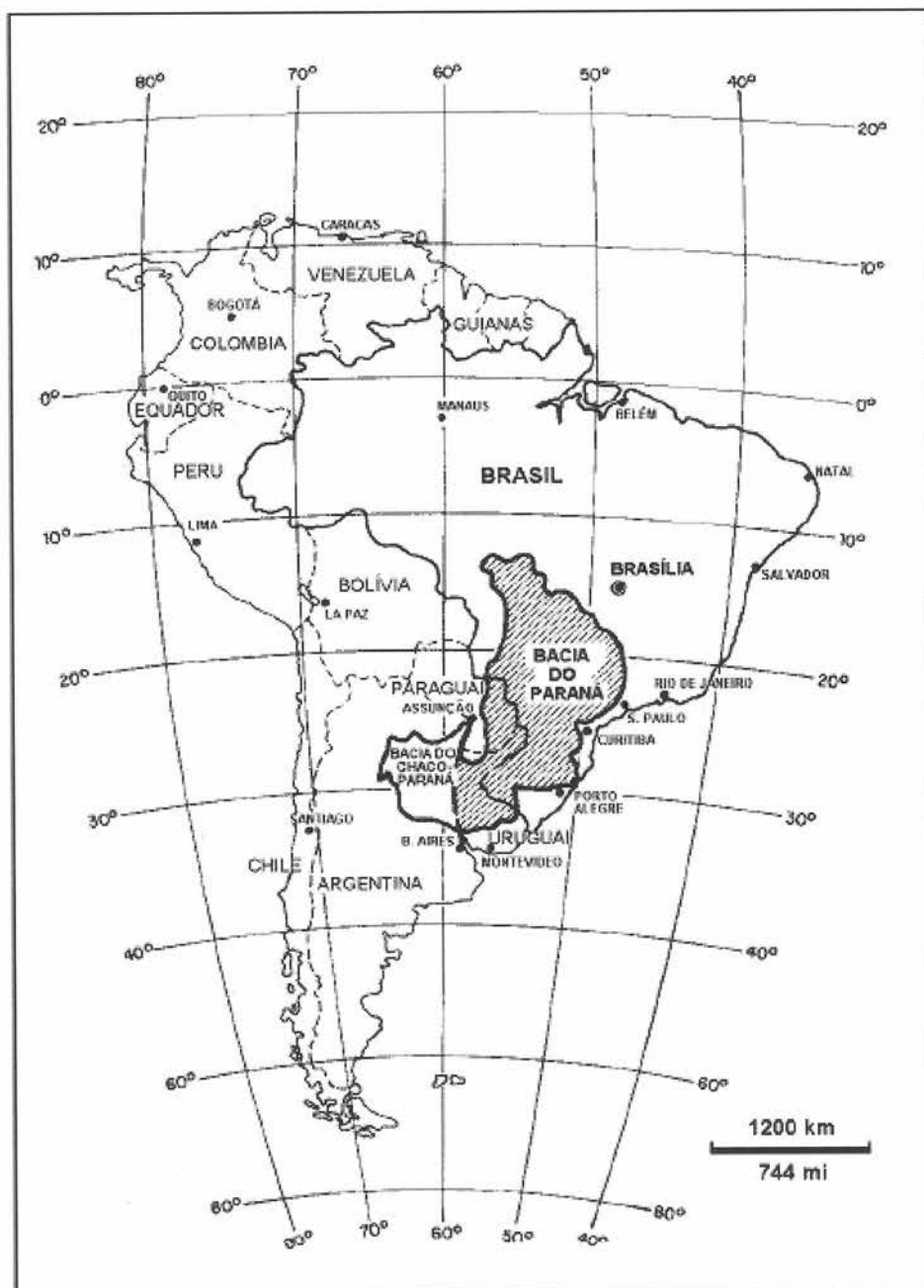


Figura 1 Mapa que demonstra a extensão da bacia do Paraná. Figura retirada de ZALÁN et al., 1991.

Quanto à forma, a bacia do Paraná possui formato oval, com eixo maior orientado ao longo da direção NNE-SSW. O comprimento e largura médios da bacia em tela são, respectivamente, de 1.750 km e 900 km. Vale salientar que ao longo de dois terços do território nacional, a bacia do Paraná é coberta por lavas mesozóicas

da Formação Serra Geral, cuja espessura chega a 1.700 m. Isso dificulta sobremaneira o imageamento das estruturas em subsuperfície. Por fim, cumpre dizer que a espessura máxima observada na bacia é de aproximadamente 7.000 m.

No que tange aos limites atuais da bacia, eles podem ser de natureza erosiva ou tectônica. No caso de limites erosivos, o pacote de sedimentos simplesmente afina ou são afinados por erosão, sem a atuação de tectonismo. Este parece ser o caso da borda nordeste da bacia do Paraná, entre a zona de falha Guapiara e o Arco de Goiânia-Araguaia. No caso de limites tectônicos, a erosão é proveniente da ação de grandes arcos ou soerguimento. Esta é a situação mais comum, ocorrendo, por exemplo, na borda oeste da bacia, limitada pelo Arco de Assunção. (Cf. ZÁLAN *et al.*, 1991.) Os demais limites da bacia são mostrados na figura 2 retirada de ZÁLAN *et al* (1991).

A classificação da bacia do Paraná segundo o sistema proposto por KLEMME (1980) não é pacífica. Alguns autores, a exemplo de FIGUEIREDO & GABAGLIA (1986), classificam-na como sendo uma bacia de interior cratônico (tipo I). Há ainda os que optam por classificá-la como de interior cratônico composta (tipo II-A). Por fim, existem autores, como MILANI (1997), que preferem enquadrá-la como uma bacia cratônica marginal.

Dentre os recursos minerais não-petrolíferos da bacia do Paraná, destacam-se algumas ocorrências de carvão em depósitos deltaicos permianos, gemas em geodos de lavas e certa produção de diamantes em alguns locais da bacia. Há de ressaltar-se, ainda, as águas do aquífero Guarani, que se situa nas bacias do Paraná e do Chaco-Paraná. As águas deste importante aquífero estão armazenadas em sedimentos arenosos da Formação Pirambóia na base e Formação Botucatu no topo.

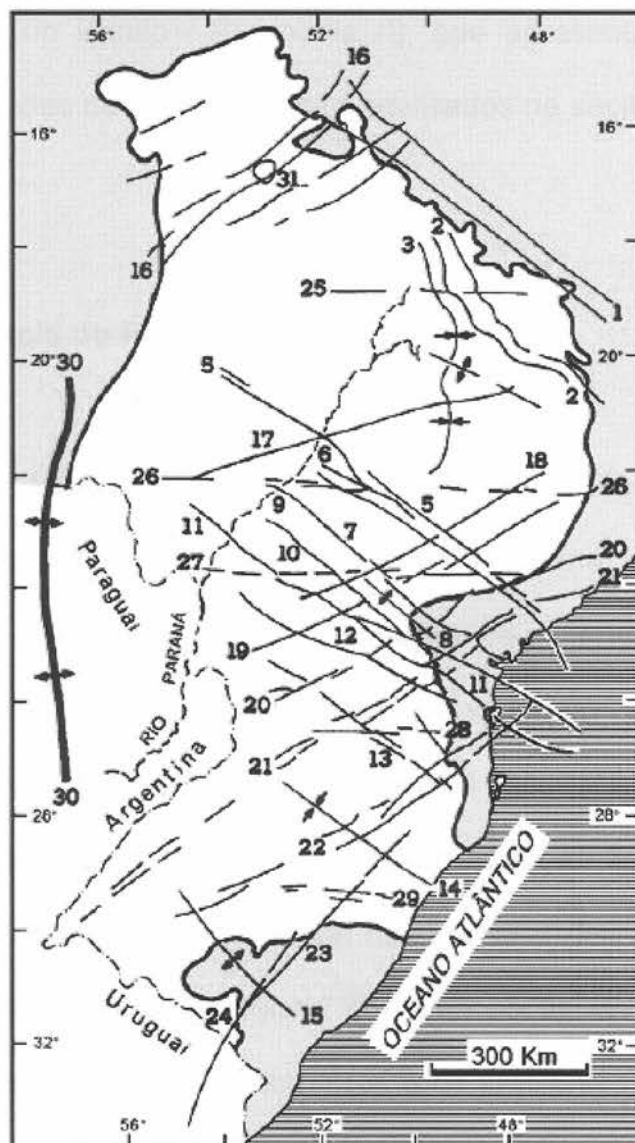


Figura 1 Arcabouço estrutural básico da bacia do Paraná. Os limites principais da bacia são: 1 - arco do Alto Paranaíba; 8 - arco de Ponta Grossa; 14 - sinclinal de Torres; 15 - arco do Rio Grande; 30 - arco de Assunção. Figura retirada de ZALÁN et al (1991).

Ocorrências conhecidas de hidrocarbonetos na bacia do Paraná incluem descobertas de gás, campos subcomerciais, indícios de óleo (especialmente nas partes leste e sudeste da bacia), arenitos asfálticos aflorantes no estado de São Paulo e exsudações em vários pontos da bacia. Ocorrem, também, significativas reservas de folhelhos betuminosos (Formação Irati), que podem ser exploradas comercialmente para a obtenção de petróleo. Os sistemas petrolíferos Ponta Grossa

– Itararé (!) e Irati – Rio Bonito / Pirambóia (!), que apresentam potencialidade razoável para acumulações de óleo e gás, são analisados na seção 1.4.

1.2 Estratigrafia da Bacia do Paraná

Seis grandes seqüências deposicionais, que variam em idade do Ordoviciano ao Cretáceo, constituem a estratigrafia da bacia do Paraná: ordovício-siluriana, devoniana, carbonífera-eotriássica, neotriássica, jurássica-eocretácea e neocretácea (MILANI *et al.*, 1994). As três primeiras correspondem a grandes ciclos transgressivo-regressivos paleozóicos e as demais são formadas de rochas sedimentares de natureza continental e ígneas associadas (ver figura 3). Na figura 4 apresentamos a carta estratigráfica da bacia, mostrando a distribuição temporal e espacial das principais unidades litológicas em uma seção NW-SE. Nesta carta também estão associados os eventos tectônicos e os ambientes deposicionais que afetaram a evolução da bacia.

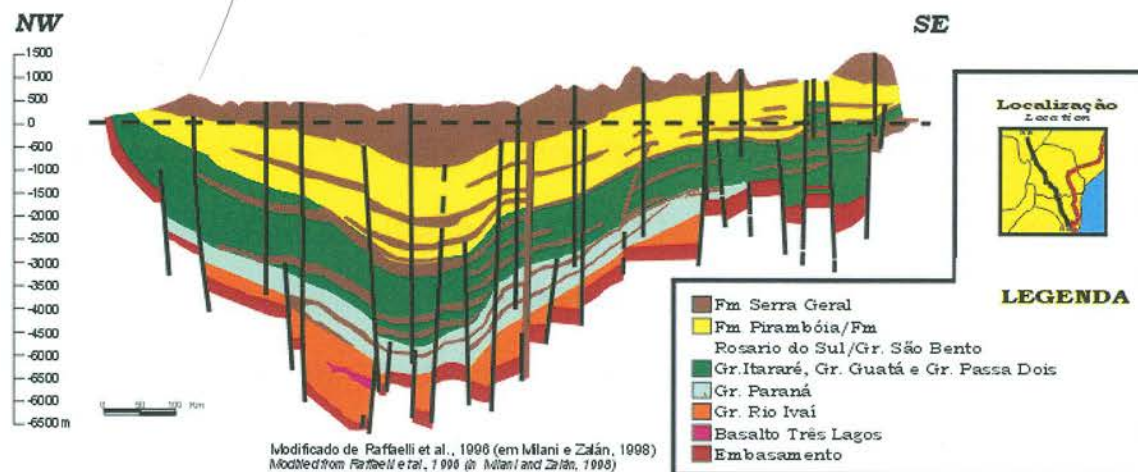


Figura 3 Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná (www.anp.gov.br)

O Grupo Rio Ivaí, correspondente litoestratigráfico da seqüência ordovício-siluriana (cf. ASSINE *et al.*, 1994), tem idade entre o Neo-Ordoviciano e o Eossiluriano. Iniciada por um pacote arenoso (*Formação Alto das Garças*) com até 300 m de espessura, é seguida por algumas dezenas de metros de diamicitos (*Formação Iapó*) e culmina com pelitos fossilíferos (*Formação Vila Maria*), que constituem um importante *datum* cronoestratigráfico no estudo da seqüência. A unidade superior deste ciclo, *Formação Vila Maria*, também documenta a primeira grande excursão marinha na bacia.

A seqüência devoniana depositou-se, em discordância, sobre a seqüência ordovício-siluriana e corresponde litoestratigraficamente ao Grupo Paraná, que ocorre nas porções central e norte da bacia e é constituído pelas *formações Furnas e Ponta Grossa*.

A Formação Furnas é representada por uma unidade basal arenosa com marcante homogeneidade litológica e apresenta estratificações cruzadas em sua maioria acanaladas de um ambiente continental fluvial. A Formação Ponta Grossa, por sua vez, é constituída de folhelhos com subordinados siltitos e arenitos deltaicos com marcas onduladas e bioturbado, o que indica deposição predominante em ambiente marinho raso.

A sedimentação na bacia do Paraná foi inibida durante um longo período (do Eocarbonífero ao Neocarbonífero), gerando a discordância regional de maior hiato em seu registro litológico (cerca de 45 M.a.). Esta inibição foi causada por uma conjunção de fatores climáticos e tectônicos que atuaram sobre uma ampla área da margem meridional do Gondwana. A inexistência do registro sedimentar nesta época foi condicionada pelo desenvolvimento de calotas de gelo, associado à epirogênese positiva.

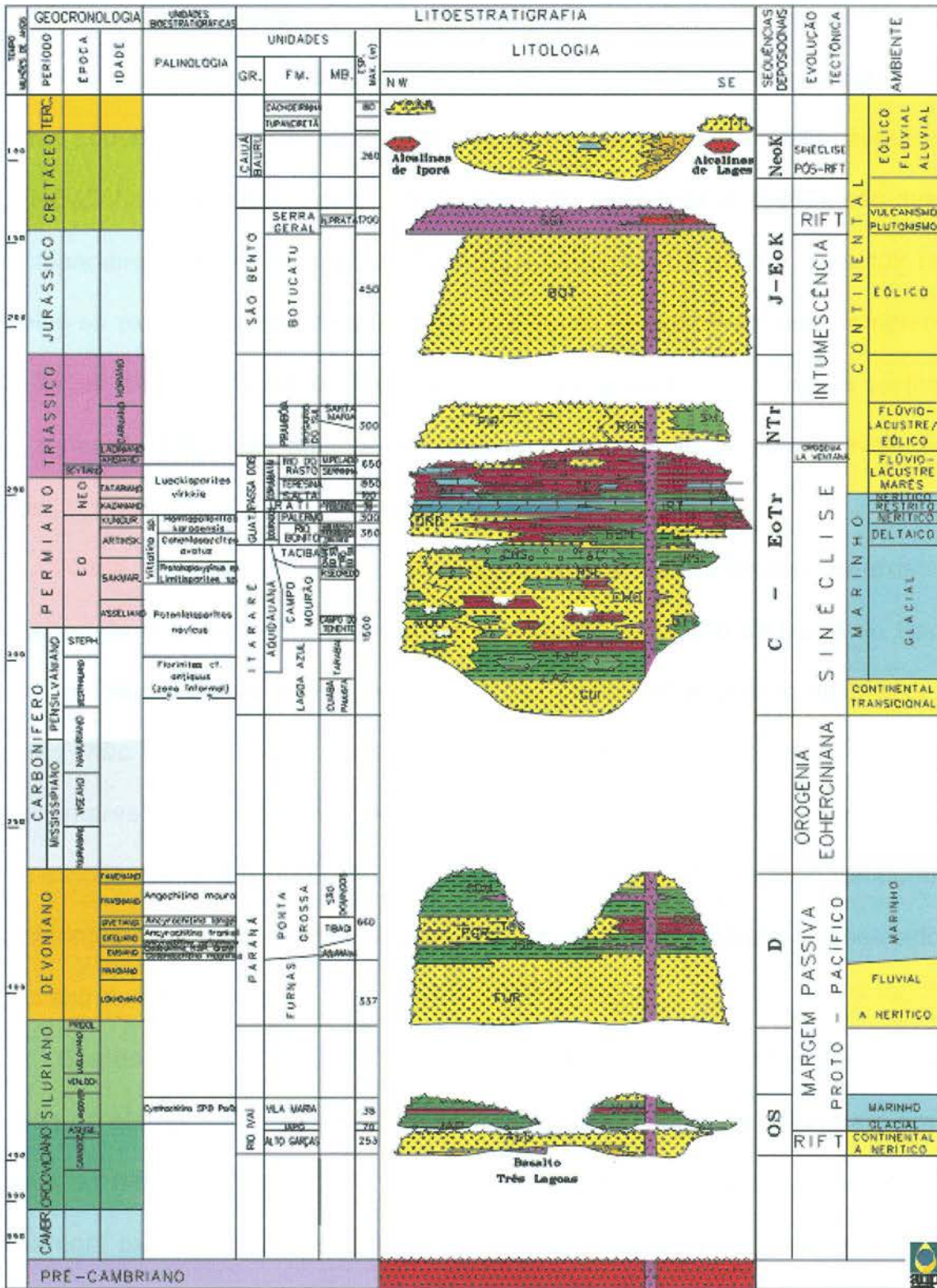
Ainda sob marcante influência do clima glacial, foi acumulada a seção basal da seqüência carbonífera-eotriássica, onde se encontram as rochas glaciogênicas do *Grupo Itararé* (na porção sul da bacia) e *Formação Aquidauana* (na parte norte). São diamictitos, folhelhos, arenitos e conglomerados com espessura total de 1500 m. Após esta seção depositou-se um pacote transgressivo, tendo sido este o caráter de sedimentação devido à deglaciação e conseqüente subida do nível do mar. Este pacote inclui a *Formação Rio Bonito* (formada por arenitos deltaicos com carvão), a *Formação Palermo* (constituída de deposição de folhelhos e siltitos) e a *Formação Irati* (com folhelhos betuminosos e carbonatos). Esta última formação é caracterizada por uma faciologia bastante complexa que indica uma geometria de bacia igualmente complexa, com golfos e baías de profundidades e salinidades bastante variáveis. O intervalo superior da seqüência carbonífera-eotriássica é formado pelas *formações Teresina, Rio do Rastro e Corumbataí*. Neste intervalo é documentada a progressiva continentalização a que foi submetida a bacia do Paraná. A Formação Teresina é constituída de argilito e siltito cinza-claro, depositados sobre a ação de ondas e marés enquanto que a Formação Rio Rastro é formada por arenitos, siltitos e folhelhos arroxeados, avermelhados e esverdeados e é interpretada como resultante do avanço de sistemas deltaicos a partir da borda leste da bacia. A Formação Corumbataí, na parte norte da bacia, constitui-se de sedimentos areno-argilosos cronoequivalentes aos das formações Teresina e do Rio do Rastro.

As *formações Pirambóia e Rosário do Sul* constituem a seqüência neotriássica e são formadas por arenitos com estratificação cruzada acanalada e planar, o que indica deposição em ambientes lacustre rasos e localizados, gerada por sistemas flúvio-eólicos.

A *Formação Botucau* foi formada por gigantescos campos de dunas que dominaram a bacia no Neojurássico, estes seguidos do mais volumoso episódio de extravasamento de lavas do planeta, que deu origem a *Formação Serra Geral*. Estas duas unidades em conjunto constituem a seqüência jurássica-eocretácea.

A seqüência que encerraria a história deposicional da bacia é a seqüência neocretácea que corresponde, em termos litográficos, aos *grupos Bauru e Caiuá*. É um pacote com até 280 m de espessura de depósitos continentais incluindo conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos e carbonatos de caliche. Esta seqüência ocupou a depressão gerada pela carga de derrames vulcânicos (último episódio significativo de subsidência da bacia) e apresenta estratificações cruzadas acanaladas e feições de corte-e-preenchimento.

As unidades sedimentares mais novas, as *formações Cachoeirinha* (ao norte) e *Tupanciretã* (ao sul da bacia), essencialmente arenosas e de idade terciária, não são consideradas como pertencentes à bacia do Paraná.



E.JMILANI et al., 1993

Figura 4 Carta estratigráfica da Bacia do Paraná, www.anp.gov.br

1.3 Geologia Estrutural

Os principais elementos estruturais da bacia do Paraná são mostrados na figura 2, onde pode ser observada a presença de padrão linear entrecruzado. Estas feições podem ser divididas de acordo com suas orientações, em três grupos: NW-SE, NE-SW e E-W (ZALÁN *et al.*, 1987). Segundo ZALÁN *et al.* (1987), são duas as principais direções de lineamentos, NW-SE e NE-SW, que podem constituir falhas simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento e dezenas de quilômetros de largura. Estes dois grupos de elementos tectônicos são zonas de fraquezas antigas, ativadas recorrentemente durante a evolução da bacia.

Ainda segundo ZALÁN *et al.* (1987), zonas de fraquezas pré-existentes herdadas do embasamento controlaram a evolução estrutural da bacia do Paraná. Ao longo destas zonas houve movimentações horizontal e vertical de blocos que, mesmo não sendo em grande escala, controlaram a distribuição de fácies sedimentares. Para entender a evolução de todos os aspectos geológicos da bacia, deve-se considerar a distribuição destas zonas de falhas, da situação temporal dos movimentos recorrentes ao longo delas e do conseqüente controle estabelecido por estas estruturas instáveis.

Soares *et al.* (1982, *apud* ZALÁN *et al.*, 1987) também identificaram o mesmo padrão de elementos tectônicos com orientação NW e NE e os separaram em três grupos de trendes NW e dois grupos de trendes NE. Estas zonas representariam áreas com maior mobilidade tectônica se comparadas com as áreas adjacentes e controlariam a sedimentação durante a evolução da bacia. Outro fato apontado pelos autores é que as zonas de trendes NW estão intensamente intrudidas por diques de diabásio, ao contrário dos trendes NE, carentes destas feições.

O padrão estrutural de uma zona retilínea com concentração de falhas e diques, formando uma extensa zona de falha que pode se alargar ou se estreitar ao longo do seu trendé é típico da maior parte das zonas de falhas NW. Este padrão é bem exemplificado pela zona de falha Curitiba/Maringá, limitada por duas falhas principais: ao norte pela falha de São Jerônimo/Curiúva e ao sul pela falha do Rio Alonzo. A ocorrência de grandes diques, e de deformações a eles associadas, também está presente nestas zonas de falhas com direção NW.

Por outro lado, as zonas de falhas com direção NE são constituídas por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea onde não há, em geral, presença de diques (e conseqüentemente das deformações associadas). Muito mais comuns ao longo dos lineamentos NE são as estruturas relacionadas a movimentações transcorrentes. (Estas também presentes ao longo dos lineamentos NW.)

Os rejeitos verticais destas falhas são relativamente pequenos (de poucas centenas de metros). Deslocamentos recorrentes suaves explicariam este fato e também a reversão dos movimentos, que contribuiu para a compensação e atenuação dos deslocamentos. Há evidências de falhamentos transcorrentes na bacia, como estruturas em flor e lineamentos deslocados (ZALÁN *et al.*, 1987).

Os lineamentos E-W, de acordo com ZALÁN *et al.* (1987), detectados em mapas aeromagnéticos e imagens LANDSAT, são pouco compreendidos. Estes estariam de alguma forma ligados ao desenvolvimento do Atlântico Sul devido ao extraordinário paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas e também ao período de seu desenvolvimento, com início no Triássico.

1.4 Geologia Histórica

A Bacia do Paraná se desenvolveu sobre área de escudo do continente Gondwana, após o golfo original aberto para o Sul (Oceano Panthalassa) ter se fechado progressivamente, tornando-a uma depressão intracratônica no paleocontinente (cf. ZALÁN *et al.* 1990, MILANI, 1992 *apud* MILANI & RAMOS, 1998). Seu arcabouço geotectônico proposto por MILANI & RAMOS (1998), é composto por quatro núcleos cratônicos (Rio Aporé, Triângulo Mineiro, Guaxupé e Rio Paranapanema) circundados por vários cinturões móveis do ciclo Brasileiro (figura 5B). Essa teoria é mais complexa que aquela apresentada por ZALÁN *et al.* (1987) sobre o provável núcleo cratônico (figura 5 A).

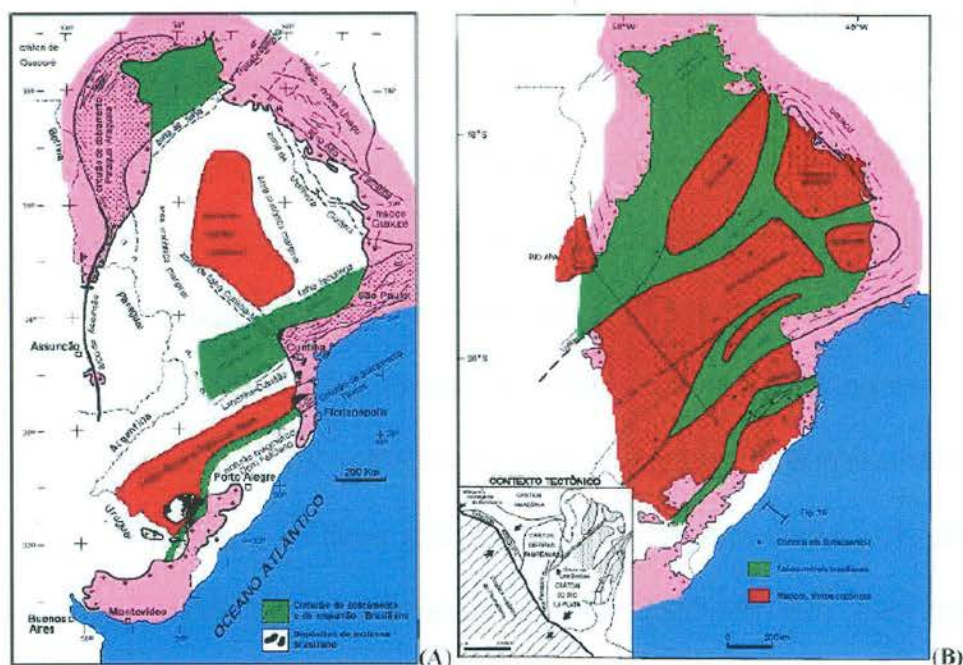


Figura 5 Aspecto geotectônico do embasamento da bacia do Paraná segundo (A) ZALÁN *et al.* (1991) e (B) MILANI & RAMOS (1998). Fonte BORGHI, 2002.

A bacia do Paraná, apesar de se situar em área cratônica, sofreu influências da tectônica em áreas adjacentes, no contexto do Gondwana Sul-ocidental, e, por conseguinte, seu desenvolvimento recebeu influência dos esforços compressivos

originados na margem ativa do paleocontinente (cf. CAMPOS *et al.*, 1998). Isto é, ela se desenvolveu sobre a área cratônica do Gondwana, mas ao lado da zona móvel dos Gondwanides, experimentando, portanto, uma influência dos esforços compressivos originados pela convergência de placas ao longo da faixa de colisão, que se localizava na região meridional do paleocontinente (cf. MILANI e RAMOS, 1998).

Segundo ZALÁN *et al.* (1987), existem dois estilos estruturais em toda bacia do Paraná: deformações associadas a intrusões ígneas básicas e deformações associadas à reativação de elementos tectônicos lineares com direção NE e NW.

A evolução estrutural da bacia do Paraná segundo ZALÁN *et al.* (1987) e ZALÁN *et al.* (1991, *apud* BORGHI, 2002) foi controlada por zonas de fraqueza pré-existent do embasamento dissipadoras dos esforços intraplaca. Ao longo dessas zonas, houve movimentação de blocos durante a evolução da bacia, tanto verticais quanto horizontais. De acordo com ZALÁN *et al.* (1987), tais movimentos não teriam sido de grande escala, mas foram suficientes para controlar a distribuição de fácies sedimentares. A atividade tectônica no contexto de área intraplaca está basicamente restrita às reativações de falhamentos do embasamento da bacia. Este é o mecanismo através do qual os esforços intraplaca, criados pela movimentação das placas e dos eventos orogênicos associados às margens delas, são dissipados. Essas estruturas cratônicas pré-existent são divididas em três grupos de lineamentos, segundo ZALÁN *et al.* (1987), conforme a sua orientação: NW-SE, NE-SW e E-W.

O padrão estrutural dos lineamentos NE-SW caracteriza-se por zonas de falha constituídas por uma única falha larga ou por uma zona de falha retilínea, segundo ZALÁN *et al.* (1987), em geral, sem intrusões de diabásio, porém com estruturas

associadas a movimentos transcorrentes, embora esses também ocorram ao longo dos lineamentos NW. Não há maiores diferenças entre as zonas de falha NW e NE, tendo ambas influenciado bastante a sedimentação de várias unidades estratigráficas, cada uma em uma época distinta.

Os lineamentos NW-SE são provavelmente mais antigos que os de direção NE-SW. De idade arqueana, essas zonas de falha foram reativadas no Jurássico-cretáceo durante a fase rifte, apresentando um padrão estrutural retilíneo, com concentração de falhas e diques de diabásio, formando extensa zona de falhas, às vezes mais larga ou mais estreita. Esse evento tectono-magmático que reativou essas falhas de direção NW-SE foi o mais forte entre aqueles que afetaram a Bacia do Paraná (cf. ZALÁN *et al.*, 1987). Entre as estruturas NW, destaca-se o Arco de Ponta Grossa (figura 6), que é formado por diques de rochas básicas desde o litoral sul de São Paulo até o interior do Paraná.

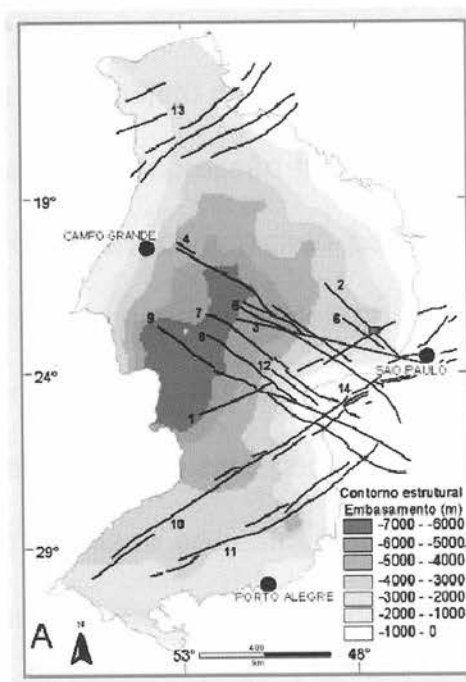


Figura 6 1 – falha de Jacutinga, 2- lineamento Tietê, 3- lineamento Paranapanema, 4- falha de Guapiara, 5- falha Santo Anasstácio, 6- lineamento Barra Bonita – Itu, 7- falha São Jerônimo – Curiúva, 8- flaha rio Alonzo, 9- flha Cândido de Abreu – Campo Mourão, 10- zona de falha Lancinha – Cubatão, 11- zona de falha Blumenau – Soledade, 12- Arco de Ponta Grossa, 13 – zona de cisalhamento transbraziliano, 14- zona de cisalhamento Ribeira. Fonte: Araújo *et al.* (2006).

Essas duas direções de lineamentos (NW e NE) representariam para SOARES *et al.* (1982, apud ZALÁN *et al.*, 1987), áreas de maior mobilidade tectônica, em comparação às áreas adjacentes, e que esses elementos representariam zonas de fraqueza do embasamento, e que vários controlariam a sedimentação durante a evolução da Bacia.

Os lineamentos E-W, segundo ZALÁN *et al.* (1987), começaram no Triássico e são paralelos às zonas de fratura oceânica, o que indica uma possível ligação com o evento que culminou com o desenvolvimento do Atlântico Sul. Os estudos não são suficientes para a sua compreensão, mas eles podem ser identificados em mapas aeromagnetométricos.

A origem da bacia do Paraná ainda é obscura, segundo ZALÁN, *et al.* (1987), não havendo evidências de um rifte central precursor sob a mesma, como ocorre em outras bacias intracratônicas interiores. Também não há indicações de eventos tectônicos que teriam provocado o afinamento crustal e a conseqüente subsidência, devendo ser ainda essa questão objeto de pesquisas. Um provável mecanismo para a subsidência que teria criado a depressão inicial que foi ocupada pela Bacia do Paraná, proposto por Cordani (em comunicado pessoal - cf. ZALÁN *et al.*, 1987), seria o resfriamento de um ciclo de intensa deformação e granitogênese que deve ter espessado a litosfera com rochas supracrustais enriquecidas em radioisótopos, culminando no aumento do seu gradiente geotérmico. Iniciada a sedimentação, o próprio peso dos sedimentos aliado ao resfriamento, seria a causa da subsidência que acolheu as seqüências posteriores. A Bacia do Paraná, ainda conforme ZALÁN *et al.* (1987), é na realidade o produto final da superposição, no tempo, de três diferentes bacias (figura 7), após três fases principais de subsidência (Siluro-Devoniana, Permo-Carbonífera e a fase de lavas do Jurássico Superior/Cretáceo

Inferior), com geometrias e limites distintos. Essas fases são separadas por períodos longos de erosão/não deposição ou de baixas taxas de sedimentação.

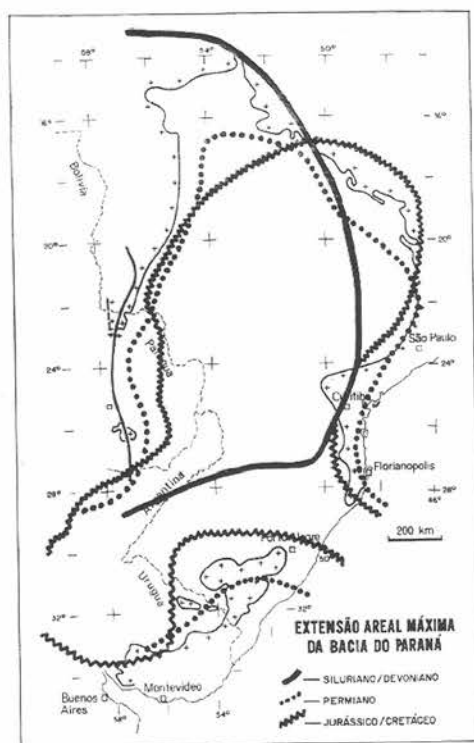


Figura 7 Distribuição espacial das três fases deposicionais da bacia do Paraná durante o Siluriano/Devoniano, Carbonífero/Permiano, e Jurássico/Cretáceo. Fonte: Zalán (1987).

A primeira fase se deu em regime compressional e foi responsável pela deposição das seqüências ordovício-silurianas e da transgressiva devoniana, que ocupou praticamente a mesma área. A segunda fase de subsidência, responsável pela seqüência carbonífera-eotriássica, começou após o Gondwana deixar o paleopólo Sul. A subsidência seria conseqüência do peso das geleiras continentais e da sobrecarga dos sedimentos do ciclo transgressivo-regressivo carbonífero-eotriássico. Uma orogenia subsequente cessaria a sedimentação com o soerguimento crustal. No neotriássico, a sedimentação recomeçaria, primeiro em um ambiente flúvio-eólico e, posteriormente, num grande deserto que cobriu toda a bacia e áreas adjacentes. Por fim, a terceira fase, correlacionável à seqüência juro-

cretácica, coincide com o magmatismo basáltico, que deve ter sido o causador da subsidência devido ao peso das lavas.

Aventa-se que deve haver uma relação estreita entre o ciclo Brasileiro (700-450 Ma) e a Bacia do Paraná (440-120 Ma), uma vez que o início da sua sedimentação se deu com o término da orogenia citada. Portanto, o início da sedimentação no Ordoviciano inferior e a evolução da Bacia do Paraná no interior do continente Gondwana possuem uma relação estreita com o desenvolvimento de um grande cinturão móvel fanerozóico Gondwanides, que foi local de vários ciclos orogênicos (cf. RAMOS *et al.*, 1986 *apud* MILANI & ZALÁN, 1999). Segundo MILANI, (1997) e MILANI e RAMOS, (1998 *apud* MILANI & ZALÁN, 1999), tais orogenias podem ter concorrido decisivamente para a criação do espaço de acomodação necessário para várias superseqüências que preencheram a Bacia do Paraná, bem como para a sua história deformacional (cf. ZALÁN *et al.*, 1990 *apud* MILANI e ZALÁN, 1999).

Reconhecem-se seis superseqüências no registro estratigráfico, limitadas por expressivas discordâncias interregionais, correspondentes a três ciclos de sedimentação no Paleozóico transgressivos-regressivos e três outros, a pacotes sedimentares continentais Mesozóicos com rochas ígneas associadas, de acordo com MILANI (1997, *apud* CAMPOS *et al.*, 1998), que constituem o preenchimento dessa Bacia. São elas: Superseqüência Rio Ivaí (ordovício-siluriana), Superseqüência Paraná (devoniana), Superseqüência Gondwana I (carbonífera-eotriássica), Superseqüência Gondwana II (meso-neotriássica), Superseqüência Gondwana III (neojurássica-eocretácica) e Superseqüência Bauru (neocretácica) A primeira Superseqüência – Rio Ivaí - com 300 metros de espessura de areia encimada por folhelhos, registra a glaciação do Ordoviciano superior – Siluriano

inferior do Gondwana. O pacote Devoniano referente à Superseqüência Paraná é composto pelos arenitos da Formação Furnas que são cobertos pelos folhelhos da Formação Ponta Grossa. A terceira superseqüência paleozóica, chamada Gondwana I, contém o maior volume de sedimentos entre todas as unidades de segunda ordem da Bacia do Paraná, com espessura de cerca de 2500 m. Representa um pacote complexo e heterogêneo sedimentologicamente, registrando as maiores mudanças paleoambientais através do tempo, que afetaram o Gondwana desde épocas glaciais no Carbonífero superior até os tempos secos e áridos do Triássico. As superseqüências mesozóicas são a Gondwana II (Meso-neotriássica), formada por camadas lacustrinas; Gondwana III (Neojurássica-eocretácea), representada por dunas eólicas da Formação Botucatu, com vasta distribuição regional no Triássico, seguidas do magmatismo basáltico do Eocretáceo da Formação Serra Geral. Por fim, a superseqüência Bauru, do Neocretáceo, um pacote de rochas sedimentares aluviais, fluviais e eólicas, encerra a história deposicional da Bacia do Paraná. (figura 8)

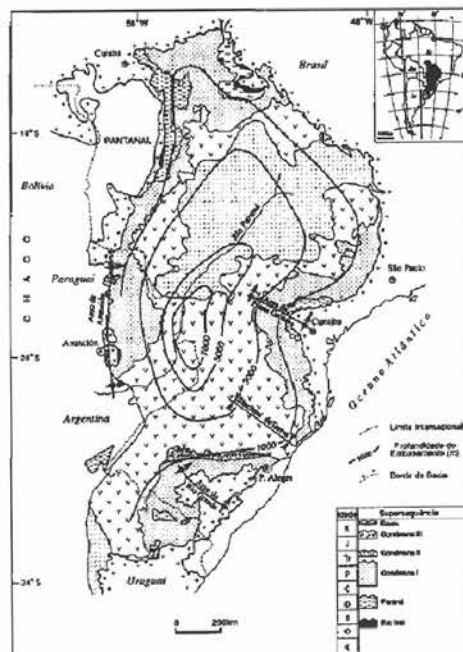


Figura 8 Mapa geológico simplificado da bacia do Paraná e distribuição no tempo das diversas unidades de seu registro estratigráfico. Fonte: Milani e Ramos (1998).

1.5 Geologia do Petróleo

A bacia sedimentar do Paraná apresenta interesse por já ser utilizada para a produção de hidrocarbonetos sintéticos e por já haverem sido encontradas acumulações subcomerciais de hidrocarbonetos naturais.

1.4.1 HIDROCARBONETOS SINTÉTICOS

A bacia em estudo é utilizada para produzir petróleo sintético por meio do processamento de folhelho pirobetuminoso da Formação Irati, o qual é erroneamente chamado de xisto. O querogênio presente no folhelho se transforma em óleo cru sintético quando este é aquecido e o óleo pode ser processado numa refinaria de petróleo comum. A Petrobras realiza este processo, denominado Petrosix, em São Mateus do Sul, Paraná (PETRI & FÚLFARO, 1988). Segundo MILANI & ARAÚJO (2003), a produção de óleo é de 3.870 barris, a de gás combustível é de 120 toneladas, a de gás liquefeito é de 45 toneladas e a de enxofre é de 75 toneladas (dados de 2003).

Na citada região, as camadas de folhelho pirobetuminoso mergulham 15 metros por quilômetro em relação à horizontal (MOREIRA, 1981, *apud* PETRI & FULFARO, 1988).

1.4.2 HIDROCARBONETOS NATURAIS

Foram encontradas acumulações subcomerciais de óleo e gás na região da calha central da bacia do Paraná (MILANI *et al.*, 1990). Quanto à produção

comercial, os dados oriundos do BDEP são contraditórios: indicam haver um campo de produção no Estado do Paraná (figura 9). Porém, ao consultar-se o anuário estatístico da ANP não consta a produção de um metro cúbico sequer de petróleo ou gás natural em terra no Estado do Paraná durante o período compreendido entre os anos de 2000 e 2007.

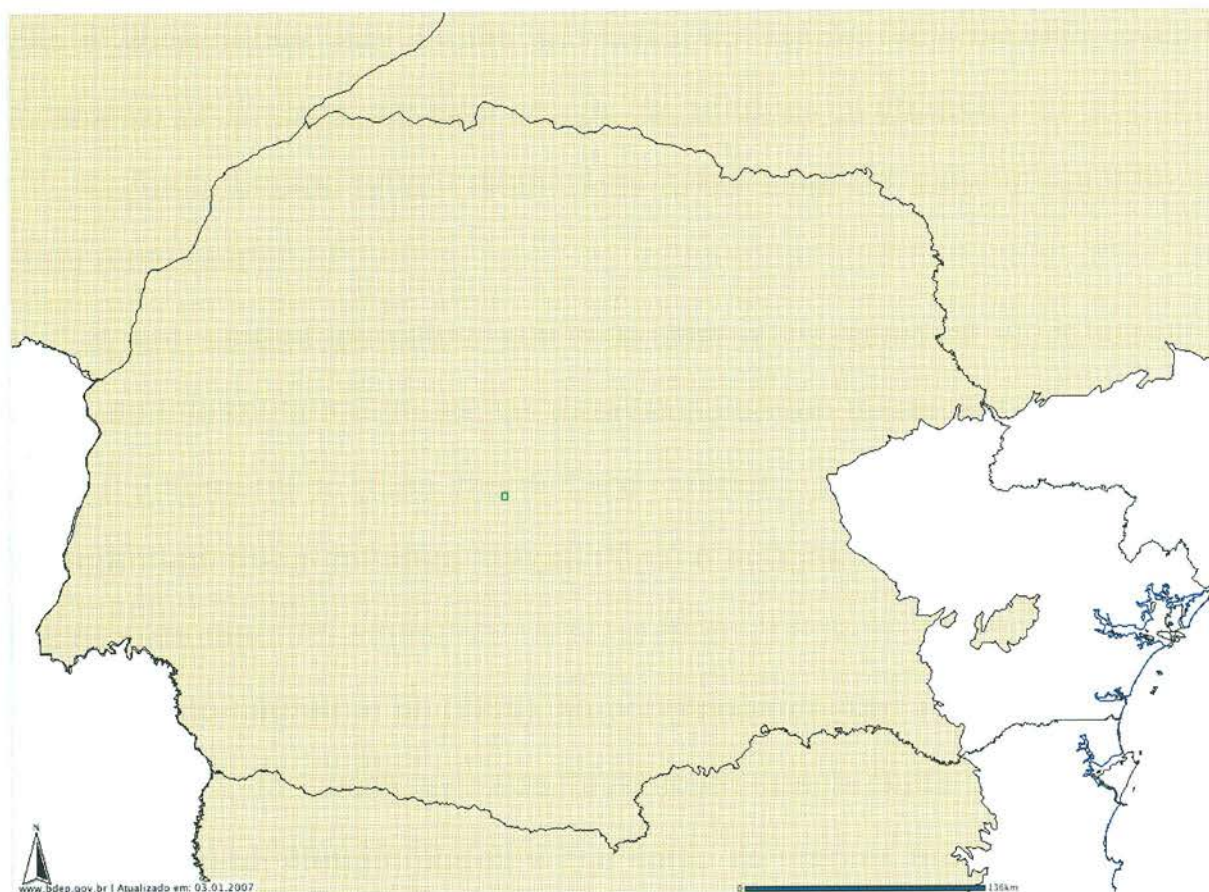


Figura 9 Existência de um campo de produção no centro do Estado do Paraná (assinalado em verde), segundo o BDEP em fevereiro de 2007. Os dados do anuário estatístico da ANP, entretanto, não mencionam a produção de óleo ou gás em terra no citado Estado.

Segundo MILANI & ZALÁN (1999), existem dois sistemas petrolíferos atuando na citada bacia:

1) o que tem como rocha geradora os folhelhos negros da formação Ponta Grossa e cujas rochas reservatórios são os arenitos do grupo Itararé e, secundariamente, os da formação Rio Bonito. Os primeiros são selados por soleiras (sils) de diabásio e os segundos por rochas argilosas.

2) o que tem como rocha geradora os folhelhos da formação Irati e cujas rochas reservatório são os arenitos da formação Rio Bonito e também os da formação Pirambóia. Os primeiros são selados por rochas argilosas e os segundos por derrames basálticos.

Ainda segundo MILANI & ZALÁN (1999), a maturação de ambos os sistemas não é convencional isto é, não se deveu ao simples soterramento, mas foi fortemente influenciada pelo calor oriundo das intrusões de diabásio.

Segundo MILANI *et al.* (1990), pode existir mais um sistema petrolífero na bacia do Paraná:

3) um sistema petrolífero que teria com rocha geradora os folhelhos da formação Vila Maria e cujas rochas reservatório seriam os arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas e do grupo Itararé. Cabe mencionar que a correlata paraguaia da formação Vila Maria (folhelhos Vargas Pena) é responsável por indícios de óleo e gás naquele país.

Segundo MILANI *et al.* (1990), há ocorrências de óleo e gás nos Estados de Santa Catarina, do Paraná, e de São Paulo, todas elas na região da calha central da bacia do Paraná. Nestas regiões é que estão as maiores espessuras do pacote vulcano-sedimentar em toda a bacia.

Na calha central da Bacia do Paraná, a formação Vila Maria está, segundo a mesma fonte, soterrada a grandes profundidades, em condições de gerar hidrocarbonetos gasosos (MILANI *et al.*, 1990). Foram encontrados gás e condensado produzidos pela formação Ponta Grossa na região da calha central. Já a formação Irati estaria, ainda segundo a mesma fonte, dentro da janela de geração de óleo, devido ao soterramento adequado. Afora isto, nesta região a formação Irati

não foi intrudida pelos diabásios da formação Serra Geral, ou seja, a situação é particularmente boa para a geração de óleo, ainda segundo MILANI *et al.*, (1990).

Os arenitos das formações Rio Ivaí e Furnas, assim como os do grupo Itararé, possuem características de reservatórios apenas regulares, com porosidades variando de 6% a 16%, suficientes para acumulações comerciais de gás e condensado. Em Cuiabá Paulista, arenitos do grupo Itararé, com 9 % de porosidade, produziram gás com uma vazão de 51.000 m³/dia. (MILANI *et al.*, 1990). Os arenitos ortoquartzíticos da formação Rio Bonito surpreendem por suas características permoporosas na mesma região. No poço stratigráfico Altônia n/1, perfurado pela Paulipetro, os mesmos apresentaram 150 m de espessura total e porosidades da ordem de 20%, excepcionalmente altas para a profundidade de 4.000 m em que ocorrem. No citado posto ocorreu a produção de água por surgência, o que comprova as boas condições de pressão e transmissibilidade dos arenitos ortoquartzíticos da formação Rio Bonito.

Segundo FRANÇA & POTTER (1991), o grupo Itararé seria um potencial reservatório para hidrocarbonetos porque está situado logo acima dos folhelhos da formação Ponta Grossa (devoniana), folhelhos estes que são potenciais geradores de hidrocarbonetos. Este grupo apresenta arenitos com boas qualidades para reservatório e está selado por argilitos com seixos, siltitos e, possivelmente, intrusões de diabásio.

Ainda segundo FRANÇA & POTTER (1991), o grupo Itararé é subdividido em três ciclos deposicionais principais (figura 10). Os ciclos inferior e superior são bem definidos em toda a bacia. O ciclo intermediário, entretanto, pode apresentar seqüências granodecrescentes ou granocrescentes para o topo, ou então pode apresentar corpos de areia maciça com mais de 300 m de espessura, tornando a

correlação estratigráfica difícil. A porosidade média dos arenitos do grupo Itararé é de 8%, porém foram encontrados valores superiores a 20%.

Observa-se na figura 10, que os ciclos deposicionais do grupo Itararé têm, na sua base, rocha armazenadora (arenito) e, no seu topo, rocha selante (argilito com seixos), o que é uma condição favorável para gerar acumulações de hidrocarbonetos.

Segundo YOSHIDA & GAMA (1982), os basaltos e diabásios presentes na bacia sedimentar do Paraná também favorecem as acumulações de hidrocarbonetos, pois forneceram calor para a sua geração. Além disto, os diabásios fraturados podem se tornar rochas armazenadoras. Em Cuiabá Paulista, uma zona de 15 metros de espessura gerou 21.000 m³/dia de gás. Ainda segundo os mesmos autores, os diabásios podem servir de rocha selante quando associado a soleiras de diabásio maciço.

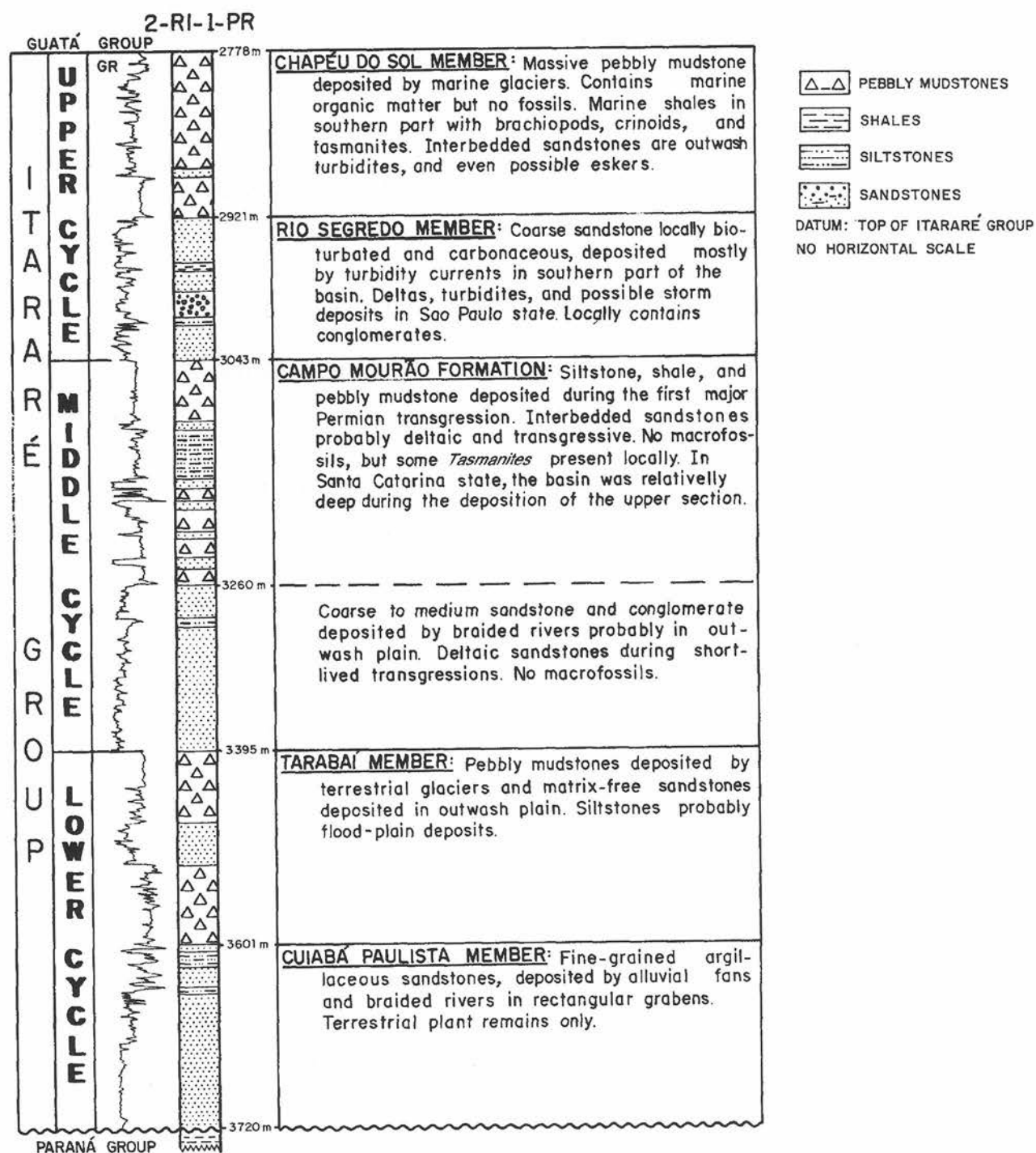


Figura 10 Ciclos deposicionais do Grupo Itararé, segundo FRANÇA & POTTER (1991).

2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

2.1 Características do Método Magnetotelúrico

O método magnetotelúrico (MT) utiliza campos eletromagnéticos de baixa frequência, que variam de 0,0001 a 1000 Hz, gerados por oscilações da magnetosfera causadas por ventos solares, auroras e outros eventos que ocorram fora da Terra (TELFORD *et al.*, 2004). (Ver figuras 11(a) e 11(b)). O princípio do método é mapear a distribuição da resistividade elétrica das rochas de subsuperfície através de medidas dos campos elétricos e magnéticos na superfície da Terra.

Estes campos viajam no espaço entre a ionosfera e a superfície terrestre sem sofrerem grandes atenuações e, por estarem a grandes distâncias da fonte, se comportam como ondas planas. Ao encontrar a superfície da Terra estas ondas são fortemente atenuadas em função da distância percorrida, tendo amplitudes significativas apenas até uma determinada profundidade, conhecida por comprimento de penetração (*skin depth*). Esta profundidade varia com a frequência da onda e por isso pode-se medir a resistividade de rochas que se encontram em diferentes profundidades usando-se campos de diferentes frequências. Os valores de resistividade das rochas estão relacionados a diversos fatores, tais como: porosidade, permeabilidade, salinidade, pressão e temperatura, fazendo com que este seja um parâmetro atrativo para diferenciação de tipos de rochas em subsuperfície. A tabela abaixo (tabela 1) mostra valores de resistividade para alguns tipos de rochas. Estes valores foram extraídos de TELFORD *et al.* (2004).

Tabela 1 Resistividade de rochas e sedimentos

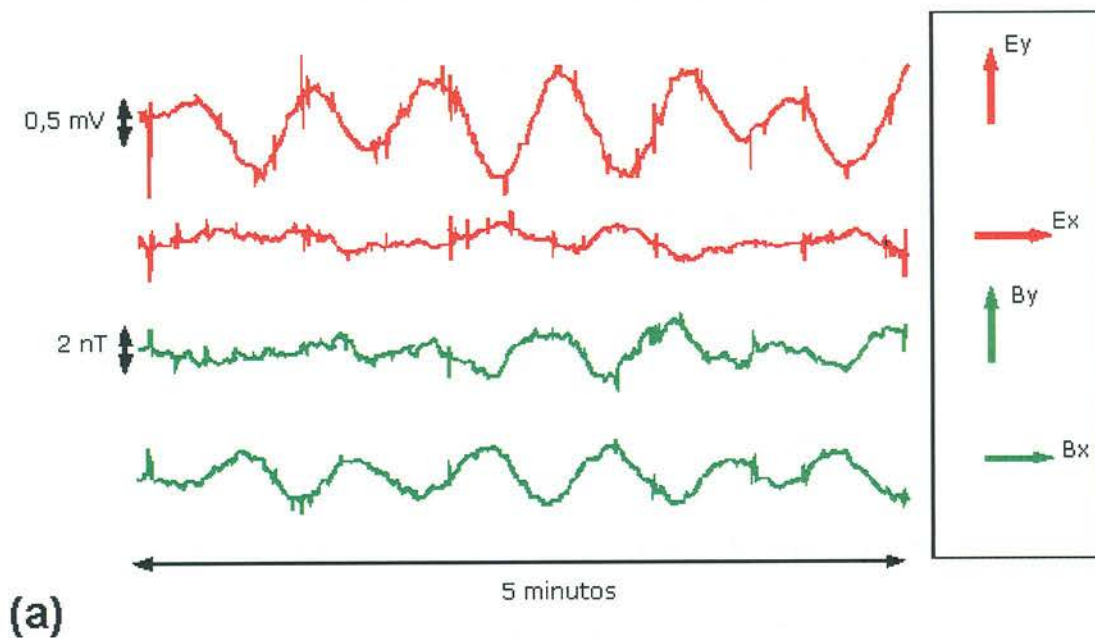
Tipo de rocha	Resistividade ρ (Ωm)
Conglomerados	$2 \times 10^3 - 10^4$
Arenitos	$1 - 6,4 \times 10^6$
Carbonatos	$50 - 10^7$
Folhelhos consolidados	$20 - 2 \times 10^3$
Argilitos	$10 - 8 \times 10^2$
Arenitos com óleo	4 - 800

Os métodos eletromagnéticos de superfície em geral não têm sido utilizados pela indústria de hidrocarbonetos, apesar de serem uma importante ferramenta na prospecção geofísica ambiental e mineral. Como os sinais utilizados pelo MT são atenuados, esta técnica não proporciona a mesma resolução vertical que os métodos sísmicos, porém pode ser usado como complemento de outros métodos de exploração, sobretudo no mapeamento de regiões com falhas, onde os sinais sísmicos são difratados. Desde a década de 80 houve grande desenvolvimento da instrumentação e interpretação no método magnetotelúrico, o que aumentou a capacidade de imageamento de estruturas em subsuperfície. Além disso, os sistemas de aquisição utilizados são agora mais compactos e automatizados, facilitando o seu transporte para locais de difícil acesso e diminuindo o tempo do trabalho de aquisição (UNSWORTH, 2005).

Para mostrar como o MT investiga a estrutura de subsuperfície terrestre, partiremos da teoria eletromagnética elementar e veremos como se dão a

propagação e a atenuação dos campos magnetotelúricos, bem como o processo de aquisição e interpretação dos dados.

Campos magnetotelúricos gerados por ressonância da ionosfera



Campos magnetotelúricos gerados por manchas solares

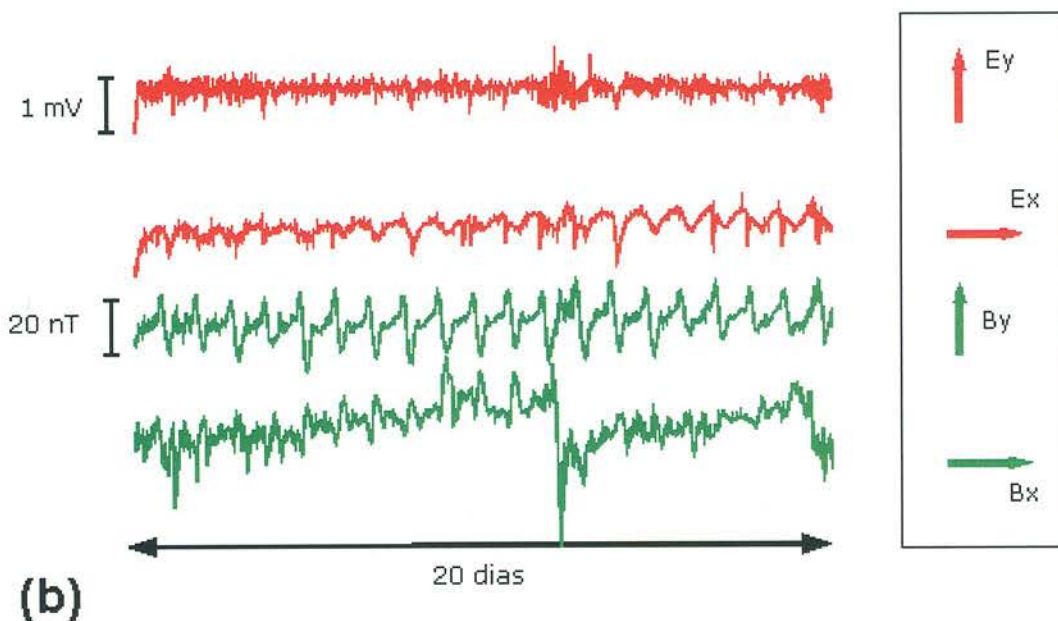


Figura 11 Exemplos de campos magnetotelúricos de (a) médio e (b) longo período, gerados por ressonância da ionosfera e por manchas solares. Adaptadas de <http://www-geo.phys.ualberta.ca/~unsworth/MT/MT.html>

2.2 Teoria Elementar do Eletromagnetismo

Na presença de um campo magnético que varia com o tempo, campos elétricos são induzidos de acordo com a lei de Faraday. Por sua vez, campos elétricos variáveis geram campos magnéticos como descrito pela lei de Ampère-Maxwell. Estas leis nos dão as relações entre os campos magnético e elétrico e são representadas matematicamente por duas das equações de Maxwell:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (2.1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \quad (2.2)$$

onde \vec{E} (V/m) é o campo elétrico, \vec{B} (T) é o campo de indução magnética, \vec{H} (A/m) o campo magnético, \vec{J} (A/m²) a densidade de corrente e \vec{D} (C/m²) o campo de deslocamento elétrico. Além das equações (2.1) e (2.2), temos que:

$$\nabla \cdot \vec{D} = Q \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0, \quad (2.4)$$

relações que completam o conjunto de equações de Maxwell. Em (2.3) Q é a densidade de carga (GRIFFITHS, 1999).

Em meios isotrópicos e homogêneos, as relações entre \vec{E} e \vec{D} , entre \vec{B} e \vec{H} e a lei de Ohm são dadas por:

$$\vec{B} = \mu \vec{H}, \quad \vec{D} = \epsilon \vec{E}, \quad \vec{J} = \sigma \vec{E}, \quad (2.5)$$

onde σ é a condutividade, μ é a permeabilidade magnética e ϵ a permissividade dielétrica. Usando estas relações, podemos reescrever as equações (2.1) e (2.2):

$$\nabla \times \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t}, \quad (2.1a)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}. \quad (2.2a)$$

Em meios de condutividade finita, não há acumulação de carga, ou seja, $Q = 0$ na equação (2.3), o que implica que $\nabla \cdot \vec{D} = 0 \Leftrightarrow \nabla \cdot \vec{E} = 0$. Calculando o rotacional das equações acima e usando as relações $\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \nabla(\nabla \cdot \vec{A}) - \nabla^2 \vec{A}$, $\nabla \cdot \vec{H} = 0$ e $\nabla \cdot \vec{E} = 0$, teremos:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{H}) = \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}, \quad (2.6)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = -\sigma (\nabla \times \vec{E}) - \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{E}) = \mu \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \vec{H}}{\partial t^2}. \quad (2.7)$$

Estas duas equações têm formas semelhantes e descrevem a propagação dos campos elétrico \vec{E} e magnético \vec{H} . Se os campos apresentarem variação senoidal, $\vec{E}(t) = \vec{E}_0 e^{i\omega t}$ e $\vec{H}(t) = \vec{H}_0 e^{i\omega t}$, teremos as seguintes equações eletromagnéticas para propagação dos campos elétrico e magnético em um meio isotrópico e homogêneo com condutividade σ , permeabilidade magnética μ e permissividade elétrica ε :

$$\nabla^2 \vec{E} = i\omega\mu\sigma \vec{E} - \omega^2 \mu \varepsilon \vec{E}, \quad (2.8)$$

$$\nabla^2 \vec{H} = i\omega\mu\sigma \vec{H} - \omega^2 \mu \varepsilon \vec{H}, \quad (2.9)$$

onde: $\frac{\partial E}{\partial t} = i\omega E$ e $\frac{\partial H}{\partial t} = i\omega H$.

2.3 Atenuação de Campos Eletromagnéticos

Partindo das equações (2.8) e (2.9) para a propagação de \vec{E} e \vec{H} respectivamente, iremos estudar a atenuação dos campos em meios materiais. Como mostrado na tabela (2.1), a resistividade de rochas e sedimentos varia enormemente, o que nos leva a diferentes comportamentos dos campos elétrico e magnético quando se propagam em diferentes materiais. Em rochas de baixa condutividade, temos que $\varepsilon = 10\varepsilon_0$, $\mu = \mu_0$ e $\sigma \approx 10^{-3} S/m$ (TELFORD *et al.*, 2004). As frequências usadas no MT são, em geral, menores que 3000 Hz. Se tivermos, por exemplo, $\omega = 2 \times 10^4$, a equação (2.8) para o campo elétrico será:

$$\nabla^2 \vec{E} \approx (-4 \times 10^{-8} + 2,5 \times 10^{-5} i) \vec{E} \approx 0. \quad (2.10)$$

Todavia, em regiões de alta condutividade, $\sigma \approx 10^3 S/m$, e a equação (2.8) pode ser escrita aproximadamente como:

$$\nabla^2 \vec{E} \approx (-4 \times 10^{-8} + 25i) \vec{E} \approx 25i \vec{E}. \quad (2.11)$$

O mesmo pode ser calculado para a equação (2.9) que descreve a propagação do campo magnético. Sendo assim, para rochas pouco condutoras: $\nabla^2 \vec{E} \approx 0$ e $\nabla^2 \vec{H} \approx 0$. No caso de rochas com alta condutividade:

$$\nabla^2 \vec{E} \approx i\omega\mu\sigma\vec{E}, \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 \vec{H} \approx i\omega\mu\sigma\vec{H}. \quad (2.13)$$

Para ondas plano-polarizadas, podemos resolver as equações acima assumindo que a solução será do tipo $H = H_y(z,t) = H_0 \exp(i\omega t + mz)$. Desta forma, teremos:

$$\nabla^2 H = \frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} = m^2 H \quad \longrightarrow \quad m^2 = i\omega\mu\sigma.$$

Resolvendo para m :

$$m^2 = i\omega\mu\sigma = \omega\mu\sigma e^{i\pi/2}$$

$$m = \pm\sqrt{\omega\mu\sigma} e^{i\pi/4} = \pm\sqrt{\omega\mu\sigma}(1+i)/\sqrt{2}$$

$$m = \pm\sqrt{\omega\mu\sigma/2}(1+i) = \pm(1+i)\alpha,$$

onde $\alpha = \sqrt{\omega\mu\sigma/2}$. Para que \vec{H} seja finito em $z \rightarrow +\infty$ o valor positivo de m deve ser descartado e a solução para \vec{H} será:

$$H_y = H_0 e^{-\alpha z + i(\omega t - \alpha z)}. \quad (2.14)$$

A exponencial imaginária $e^{i(\omega t - \alpha z)}$ representa a oscilação harmônica do campo magnético. O termo $e^{-\alpha z}$ é responsável pela atenuação da onda em função da distância de propagação z . Esta atenuação pode ser escrita como:

$$\left| \frac{H_y}{H_0} \right| = e^{-\alpha z} = e^{-z/\delta}, \quad (2.15)$$

onde $\delta = 1/\alpha$ é o comprimento de penetração, que indica a distância percorrida pelo campo no material até que sua amplitude seja reduzida de $1/e$. Uma expressão semelhante pode também ser calculada para a atenuação do campo elétrico \vec{E} . Se tomarmos $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$, $\omega = 2\pi f$ e $\sigma = 1/\rho$ (ρ é a resistividade do material) podemos escrever:

$$\delta = 500 \sqrt{\frac{\rho}{f}}. \quad (2.16)$$

Da equação (2.16), nota-se que a atenuação será maior para sinais de altas frequências. Esta relação está representada na figura 12.

Comprimento de penetração (skin depth) x frequência

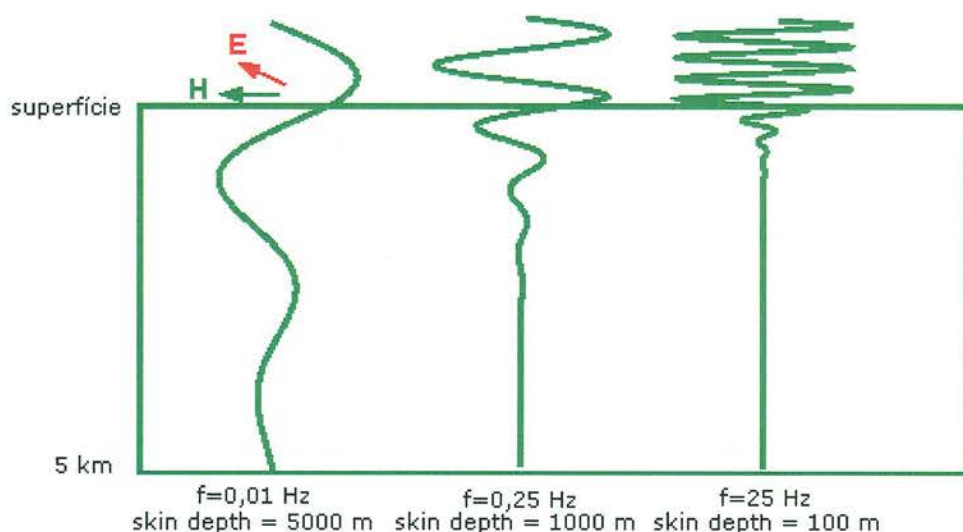


Figura 12 Dependência do comprimento de penetração δ com a frequência do sinal magnetotelúrico. Adaptado de <http://www-geo.phys.ualberta.ca/~unsworth/MT/MT.html>

2.4 Campos Magnetotelúricos

As equações de onda precisam ser adaptadas antes de serem utilizadas para estudo do método magnetotelúrico. Para simplificar as equações, assume-se que não há correntes de deslocamento, pois as frequências são baixas. Esta afirmação

pode ser escrita como $\frac{\partial D}{\partial t} = 0$. Além disso, para ondas planas, as variações nas

direções x e y são bem menores que na direção z , por isso podemos escrever que

$\frac{\partial}{\partial x} = 0 = \frac{\partial}{\partial y}$. E, usando apenas campos com variações periódicas, teremos que

$$E \propto e^{-i\omega t}, H \propto e^{-i\omega t} \text{ e } \frac{\partial}{\partial t} = -i\omega.$$

Se tomarmos o plano xy como o plano de polarização, com o vetor H_0 fazendo um ângulo θ com o eixo x (ver figura 13), as componentes de H_0 serão

$$H_{x0} = H_0 \cos(\theta) \text{ e } H_{y0} = H_0 \sin(\theta):$$

$$H_x = H_0 \cos(\theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)}, \quad (2.17)$$

$$H_y = H_0 \sin(\theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)}. \quad (2.18)$$

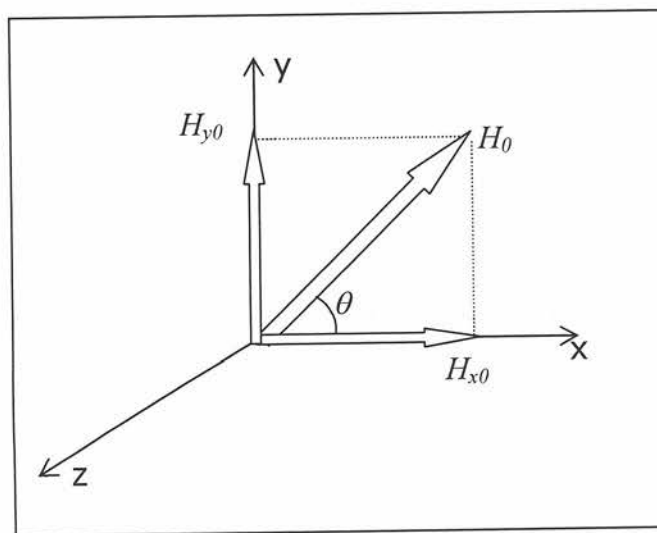


Figura 13 Campo magnético H_0 no plano xy e suas componentes H_{ox} e H_{oy} .

Por sua vez, as componentes no plano xy do campo elétrico E podem ser calculadas a partir da equação (2.2a):

$$E_x = \frac{1}{\sigma} (\nabla \times H)_x = \sqrt{2} \frac{\alpha}{\sigma} (H_0 \sin \theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)} e^{i\pi/4}, \quad (2.19)$$

$$E_y = \frac{1}{\sigma} (\nabla \times H)_y = \sqrt{2} \frac{\alpha}{\sigma} (H_0 \cos \theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)} e^{i\pi/4}. \quad (2.20)$$

Dividindo as equações (2.19) e (2.20) respectivamente pelas equações (2.17) e (2.18):

$$\frac{E_y}{H_x} = \frac{\sqrt{2} \frac{\alpha}{\sigma} (H_0 \cos \theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)} e^{i\pi/4}}{H_0 \cos(\theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)}} = \sqrt{2} \frac{\alpha}{\sigma} e^{i\pi/4}, \quad (2.21)$$

$$\frac{E_x}{H_y} = \frac{\sqrt{2} \frac{\alpha}{\sigma} (H_0 \sin \theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)} e^{i\pi/4}}{H_0 \sin(\theta) e^{-\alpha z} e^{-i(\omega t - \alpha z)}} = \sqrt{2} \frac{\alpha}{\sigma} e^{i\pi/4}. \quad (2.22)$$

O quadrado da razão destas amplitudes é:

$$\left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = 2 \left(\frac{\alpha}{\sigma} \right)^2 = \omega \mu \rho. \quad (2.24)$$

Como $\delta = 1/\alpha$, podemos, a partir da equação (2.24), escrever uma expressão para o comprimento de penetração δ :

$$\delta \approx \frac{1}{\sigma} \left| \frac{H_y}{E_x} \right| \approx \frac{1}{\sigma (\omega \mu \rho)^{1/2}} = \frac{(\omega \mu \rho)^{1/2}}{\omega \mu}.$$

Substituindo ω por $2\pi/T$:

$$\delta = \frac{T}{2\pi\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \quad (2.25)$$

e lembrando que $\sigma = 1/\rho$:

$$\rho = \frac{T}{2\pi\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2. \quad (2.26)$$

As equações acima podem ser escritas de forma geral como:

$$\delta = \frac{T}{2\pi\omega} \left| \frac{\mathcal{E}}{\mathcal{H}} \right|, \quad (2.25a)$$

$$\rho = \frac{T}{2\pi\mu} \left| \frac{\mathcal{E}}{\mathcal{H}} \right|^2, \quad (2.26a)$$

onde \mathcal{E}/\mathcal{H} representa tanto E_y/H_x quanto E_x/H_y . Com estas relações e medindo as amplitudes de componentes ortogonais horizontais dos campos elétricos e magnéticos na superfície para várias frequências, pode-se determinar a variação da resistividade das camadas com a profundidade.

2.5 Equipamento

No método magnetotelúrico são utilizados detectores para medir os campos magnético e elétrico. Os detectores do campo elétrico são eletrodos, geralmente bem acoplados no solo para evitar potenciais erráticos na superfície. Com estes detectores são medidas duas componentes ortogonais do campo elétrico em cada estação. O sensor para medida do campo magnético geralmente usado é uma bobina com mais de 50000 espiras que deve ser capaz de detectar toda a faixa de frequência desejada: de 0,00001 a 1 Hz. São medidas três componentes do campo magnético, duas horizontais (nas mesmas direções dos campos elétricos) e uma na vertical.

2.6 Interpretação de dados Magnetotelúricos

O processo de interpretação dos dados magnetotelúricos envolve análise espectral e filtragem dos dados. Estes processos são necessários para determinar o tipo da estrutura (unidimensional, bidimensional) e também para calcular os valores

da impedância Z e da resistividade ρ . Quanto mais complicada for a estrutura, mais complexa será a análise dos dados.

2.6.1 Estruturas unidimensionais

Quando temos camadas horizontais, uniformes e isotrópicas em que a resistividade varia apenas com a profundidade, o método magnetotelúrico oferece bons resultados. Uma expressão para a resistividade aparente medida entre duas camadas de resistividade ρ_1 e ρ_2 e profundidades z e ∞ é dada por (TELFORD, 2004):

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = \frac{\alpha^2 e^{2\gamma} + 2\alpha e^\gamma \cos \gamma + 1}{\alpha^2 e^{2\gamma} - 2\alpha e^\gamma \cos \gamma + 1}, \quad (2.27)$$

onde:

$$\alpha = (\sqrt{\rho_2} + \sqrt{\rho_1}) / (\sqrt{\rho_2} - \sqrt{\rho_1}),$$

$$\gamma = 2z(\omega\mu_0/2\rho_1)^{1/2} \approx 0,004z(f/\rho_1)^{1/2} = 2z/\delta,$$

e f é a frequência e δ o comprimento de penetração da camada superior (figura 14).

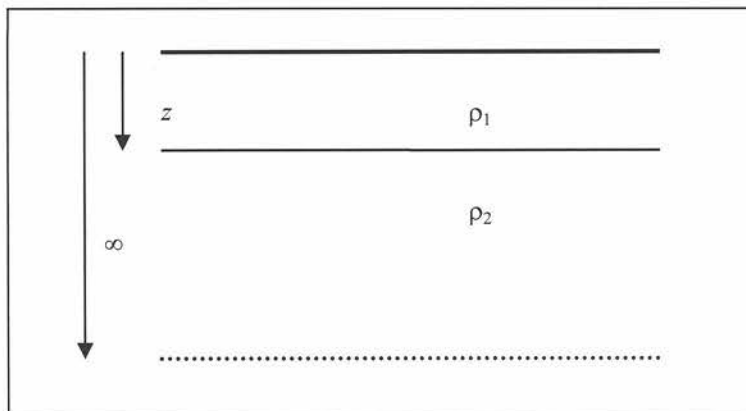


Figura 14 Representação esquemática de duas camadas de resistividade ρ_1 e ρ_2 e profundidades z e ∞ .

2.6.2 Estruturas bidimensionais

No caso de geometrias simples (unidimensionais), se definirmos a impedância como $Z = E_x / H_y$, teremos que o valor de Z é complexo, dada a diferença de fase entre os campos E e H . O valor desta impedância também não depende da direção em que é medida, podendo ser escrita como $Z = E_y / H_x$.

Quando há presença de estruturas mais complicadas (bi ou tridimensionais), a impedância não é mais invariante e seu valor depende da distância do ponto de medida a estrutura e do azimute magnético (*strike*). Em estruturas bidimensionais, a impedância passa a ser um tensor que descreve a relação entre os campos magnético e elétrico. Nestes casos, a ortogonalidade entre os campos elétrico e magnético desaparece e suas relações são descritas através das seguintes equações lineares:

$$\begin{cases} E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{cases} \quad (2.28)$$

O tensor impedância Z tem quatro componentes, Z_{ij} , e as equações (2.28) constituem uma relação tensorial entre as componentes dos campos elétricos e magnéticos medidas simultaneamente. Para obter tais componentes assume-se que seus valores variam pouco com a frequência e que as componentes x e y do campo H são independentes. A impedância é estimada a partir dos dados de campo usando-se métodos compostos por transformações e filtragem dos dados (TELFORD *et al.*, 2004).

Continuando a análise dos dados, deve-se estabelecer as características de geometria e elétricas da estrutura: o *strike*, as impedâncias e as resistividades paralela e perpendicular ao *strike*. Por meio de uma rotação analítica dos eixos de

observação, as componentes na equação (2.28) são alinhadas com a estrutura. Estes são os chamados eixos principais, referencial de observação onde as quatro componentes do tensor de impedância são desacopladas, sendo a equação (2.28) escrita como:

$$\begin{cases} E'_x = Z'_{xy} H'_y \\ E'_y = Z'_{yx} H'_x \end{cases}, \quad (2.29)$$

onde o símbolo " ' " define os eixos paralelo e perpendicular ao *strike* e Z'_{xy} e Z'_{yx} são as impedâncias principais, relacionadas com o tensor impedância por:

$$\begin{cases} Z_{xx} = \frac{1}{2}(Z'_{xy} + Z'_{yx}) \text{sen}(2\theta) \\ Z_{yy} = -\frac{1}{2}(Z'_{xy} + Z'_{yx}) \text{sen}(2\theta) \end{cases}, \quad (2.30)$$

$$\begin{cases} Z_{xy} = Z'_{xy} - (Z'_{xy} + Z'_{yx}) \text{sen}^2 \theta \\ Z_{yx} = Z'_{yx} - (Z'_{xy} + Z'_{yx}) \text{sen}^2 \theta \end{cases}, \quad (2.31)$$

onde θ é a rotação no sentido horário entre os eixos de observação e os eixos principais. Em uma rotação de 180° , os elementos Z_{xy} e Z_{yx} atingem valores máximos em $\theta=0$ e $\theta=180^\circ$ e mínimos em $\theta=90^\circ$. O elemento diagonal Z_{xx} tem dois mínimos, em $\theta=-45^\circ$ e $\theta=135^\circ$, e um máximo em $\theta=45^\circ$ e Z_{yy} tem comportamento inverso ao de Z_{xx} . Quando os eixos de observação estão paralelos e perpendiculares ao *strike*, $Z_{xx} = Z_{yy}=0$.

As resistividades aparentes no referencial principal podem então ser determinadas a partir das impedâncias:

$$\rho'_{xy} = \frac{T}{2\pi\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{T}{2\pi\mu} |Z'_{xy}|^2, \quad (2.32a)$$

$$\rho'_{yx} = \frac{T}{2\pi\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 = \frac{T}{2\pi\mu} |Z'_{yx}|^2. \quad (2.32b)$$

Heterogeneidades próximas à superfície geram efeitos sobre as estimativas dos elementos do tensor impedância, sendo este o principal problema na interpretação de dados magnetotelúricos atualmente (MACHADO, 2003). Para que estas distorções seja corretamente eliminadas das curvas de resposta magnetotelúrica o *strike* das estruturas deve ser apropriadamente determinado. Como visto, o *strike* é a direção para a qual os dados magnetotelúricos devem ser rotacionados para a modelagem bidimensional.

3 ESTUDO DE CASO

O seguinte estudo de caso se refere ao artigo "*Imaging the central portion of Paraná Basin with 3-D MT modeling*" de MACHADO *et al.* (2003) publicado no CD-ROM **73rd SEG Annual Meeting**. Este trabalho propõe um modelo geoeétrico tridimensional para a porção central da bacia do Paraná baseado em um conjunto de dados magnetotelúricos de 213 estações com períodos variando entre 0,001 a 600 s. A maior parte da bacia tem um volumoso derramamento de basalto que chega a 2 km de espessura em uma área de 800000 km². O basalto recobre uma série de sedimentos Paleozóicos que incluem rochas geradoras de hidrocarbonetos. O modelo revela a estrutura da bacia abaixo do embasamento e, em particular, revela uma estrutura mais complexa para o arco de Ponta Grossa.

3.1 Introdução

Para estudo do modelo geoeétrico neste trabalho foi usado um levantamento magnetotelúrico realizado na década de oitenta. Estes dados magnetotelúricos foram adquiridos ao longo de 6 linhas SW-NE e ao longo de uma linha na direção WNW-ESE que cobriram uma área de 120000 km² com cerca de 750 estações. Destas, 124 foram estudadas para produzir o modelo 3D para a região (ver figura 15). Em um artigo de STANLEY (1985, *apud* MACHADO *et al.*, 2003) estes dados foram analisados no contexto de uma interpretação 1D, onde autores puderam adicionar novas informações sobre a tectônica da bacia do Paraná. No artigo de MACHADO *et al.* (2004), os autores apresentam um novo estudo dos dados antigos, desta vez interpretados no contexto tridimensional. O trabalho se concentra no

estudo da estrutura da crosta na área do arco de Ponta Grossa. O arco é uma megaestrutura de soerguimento, com eixo aproximadamente N45W, mergulhando para o interior da bacia do Paraná e sendo detectado até cerca de 150 km a partir do limite da bacia. Apesar de já ter sido bastante estudado, pouco se sabe sobre sua estrutura crustal.

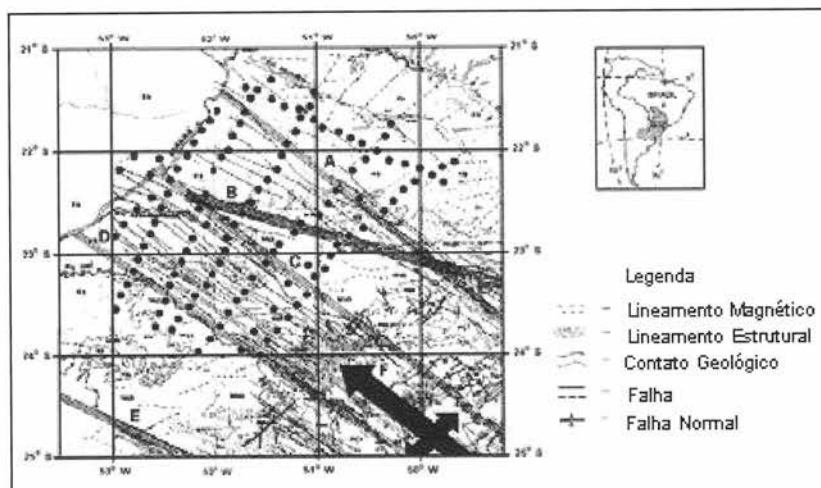


Figura 15 Mapa estrutural com os principais alinhamentos e com estações de medidas magnetotélúricas. A – alinhamento de Guapiara, B – Alinhamento do rio Paranapanema, C – Alinhamento São Jerônimo-Curuíva, D – Alinhamento do rio Alonzo, E – Alinhamento do rio Piriqui, F – Arco de Ponta Grossa. Adaptado de MACHADO *et al.* (2003).

3.2 Modelagem 3D

A construção do modelo 3D é feita por tentativa e erro usando um algoritmo de modelagem (MAKIE *et al.*, 1993, *apud* MACHADO *et al.*, 2003) baseado na forma integral das equações de Maxwell. A região estudada foi dividida em 80 blocos nas direções x (N120E) e y e em 30 blocos na direção z , totalizando um volume de 400 x 350 x 120 km nas direções x , y e z , respectivamente. Na figura 16 são mostrados os resultados para as linhas 1 e 4, podendo-se observar que o modelo descreve bem as características dos dados reais. Para interpretar os valores

de resistividade os autores usaram resultados já publicados (BEAMISH & TRAVASSOS, 1992; STANLEY *et al.*, 1982, *apud* MACHADO *et al.*, 2003). Os sedimentos são associados aos condutores de 10-50 ohm.m e as rochas vulcânicas da formação de Serra Geral são associadas aos resistores de 130 ohm.m. Os autores afirmam que, postulando-se a existência de resistores verticais próximo às estações, o modelo representa melhor os dados reais. Estes resistores representariam diques de diabásio na direção NW que, apesar de não poderem ser resolvidos pela malha de estações, são necessários para o modelo. O embasamento tem 500 ohm.m em todas as estações de medida.

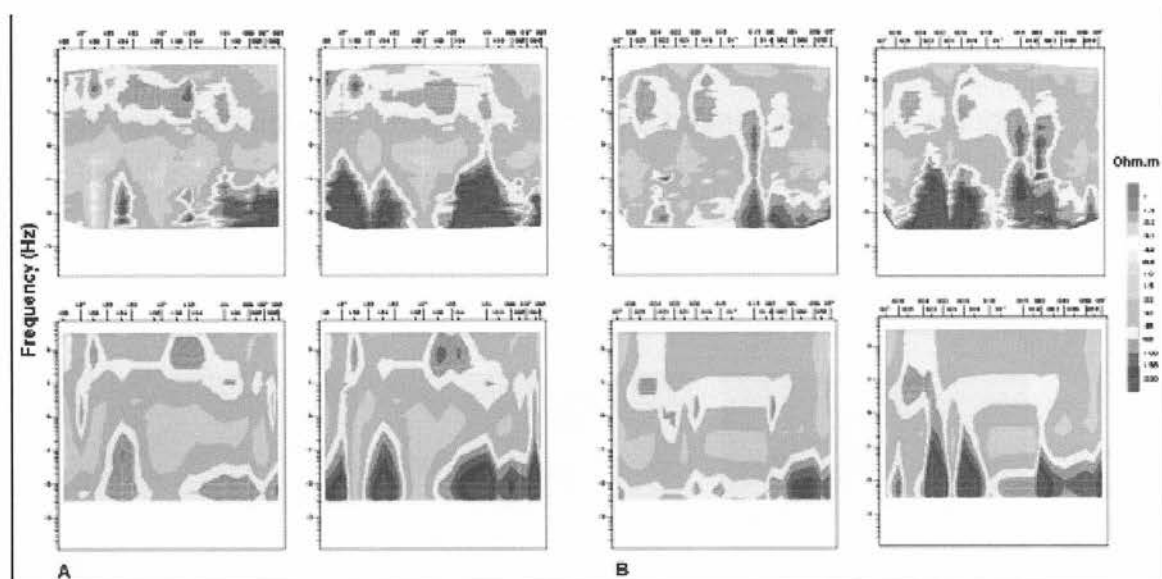


Figura 16 Pseudo-seções de resistividade dos dados reais e do modelo proposto. Os gráficos superiores são dos dados e os inferiores, do modelo. Os quatro primeiros (A) se referem à linha 1 e os quatro últimos (B) à linha 4. Para cada uma das linhas, os painéis da esquerda representam a direção XY e os da direita a direção YX. Fonte MACHADO *et al.*, (2003).

3.3 Modelo 3D da crosta

Com os resultados da modelagem, os autores puderam inferir parte da estrutura crustal na região do arco de Ponta Grossa. A unidade geoeétrica mais profunda no modelo 3D encontra-se abaixo dos resistores da crosta e está relacionada ao manto sob a bacia. Como mostrado na figura 17, esta unidade é formada por dois resistores, um de 20ohm.m com na parte sul e o outro com 130 ohm.m. Como pode ser visto na figura 18 os vetores de indução na parte sul do modelo mostram a presença de um condutor crustal para longos períodos. A resistividade de 130 ohm.m é típica do manto logo abaixo da crosta em regiões cratônicas (GLOVER & VINE, 1995, *apud* MACHADO *et al.*, 2003) e são compatíveis com aquelas encontradas para o basalto na região estudada.

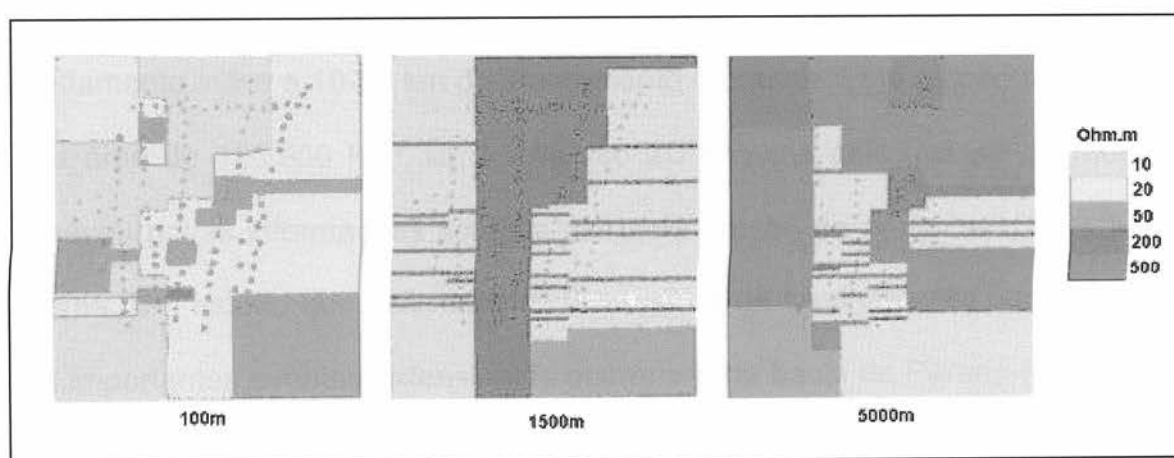


Figura 17 Seções do modelo 3D com estações de medida magnetotélúricas sobrepostas. As profundidades são mostradas em cada uma das seções. A primeira (100 m) mostra os sedimentos acima do basalto. A segunda (1500 m) mostra que o basalto tem uma dobra N-S na parte oeste. A terceira seção (5000 m) mostra que a depressão tem características de embasamento. Fonte MACHADO *et al.*, (2003).

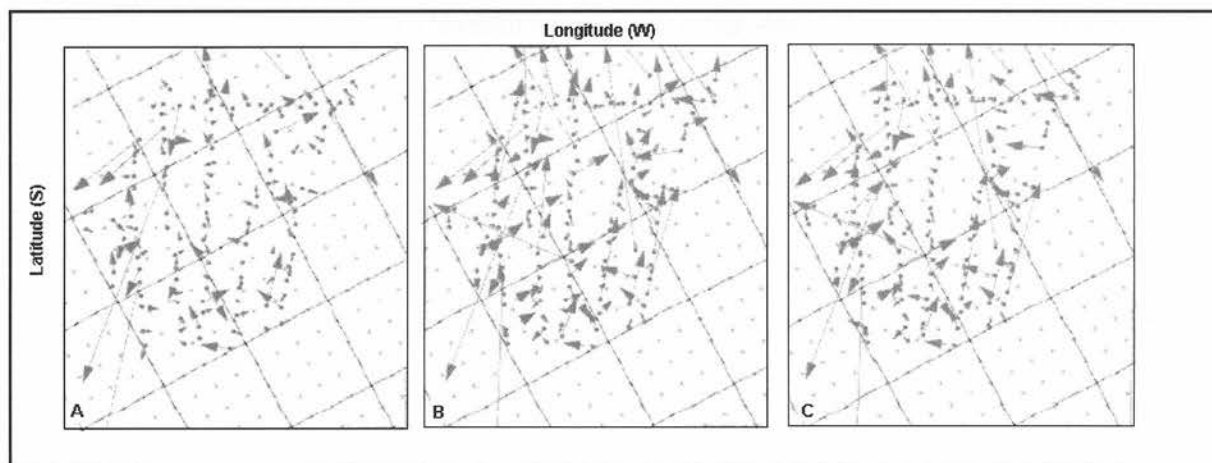


Figura 18 Vetores de indução para três frequências (100, 200 e 300 Hz). Os vetores apontam no sentido da concentração de correntes. Fonte MACHADO et al., (2003).

3.4 Conclusões

Neste trabalho os autores interpretaram os dados magnetotelúricos remotos coletados em 124 estações desdobradas ao longo de 6 perfis SW-NE, de um WNW-ESE e de algumas estações entre perfis. O arranjo de estações 8-15 km de afastamento *inline* e 10-50 km de afastamento *crossline*. Este estudo regional cobriu uma área de 120.000 km². Uma inversão 2D seguida pela análise do modelo 3D forneceu novas informações sobre a estrutura crustal da parte central da bacia do Paraná. Um estudo que usa modelos distensivos de cisalhamento puro revelou que três importantes eventos extensionais ocorreram na bacia de Paraná (Quintas et al., 1999, *apud* MACHADO et al., 2003). Este também encontrou pelo menos dois principais centros de *stress*, que poderiam indicar uma paleoestrutura representativa limite de dois blocos tectônicos. Estes dois centros são localizados a 100 km da extremidade do limite SW (23.8° S, 53.8° W), dentro da porção NW da área (22.3° S, 52.0° W). Isto é parcialmente validado pelos vetores reais de indução (figura 18).

O primeiro evento extensional ocorreu há 440 Ma e foi responsável pela deposição da seqüência Siluriano/Devoniano. O segundo evento começou há 144 Ma e foi responsável pela deposição da seqüência Carbonífera/Perminiano. O terceiro e último evento foi responsável pela deposição da seqüência Jurássica/Cretácea que possui características distintas dos primeiros dois (Quintas *et al.*, 1999, *apud* MACHADO *et al.*, 2003). Um largo condutor associado à seqüência Carbonífera/Perminiano encontrado em no modelo proposto pelos autores está de acordo com a visão de que o segundo evento citado foi o mais intenso na bacia de Paraná (Quintas *et al.*, 1999, *apud* MACHADO *et al.*, 2003). Durante o Paleozóico e principalmente no Perminiano, a parte central do arco de Ponta Grossa era um baixo do embasamento como sugerido pelo espessamento dos sedimentos do Carbonífero/Perminiano. A porção norte era uma alto devido ao afinamento dos sedimentos do Carbonífero/Perminiano até que eles desaparecessem no lineamento de Guapiara. Inversamente, durante o Mesozóico, ocorreu uma reversão; os sedimentos vulcânicos e pós-vulcânicos se espessaram da parte média em direção às bordas do arco de Ponta Grossa. Este espessamento parece como uma transição lenta, indicando que ocorreu em um ambiente tectônico quase sem perturbação (Northfleet *et al.*, 1969, *apud* MACHADO *et al.*, 2003).

Os resultados do trabalho indicam que a evolução tectônica e a deposição sedimentar na região foram condicionadas pelas estruturas NW durante o segundo evento extensional que ocorreu na bacia (Quintas *et al.*, 1999, *apud* MACHADO *et al.*, 2003). Durante o Triássico, a crosta foi submetida a um soerguimento térmico no sul do Brasil, incluindo o arco de Ponta Grossa, tendo por resultado uma grande estrutura anticlinal (domo) associada ao aquecimento do manto (Fúlfaro *et al.*, 1982, *apud* MACHADO *et al.*, 2003). Durante o Jurássico se inicia uma extrusão maciça

de rochas vulcânicas, parte desta ficando aprisionada na base da crosta. Esta acumulação é particularmente visível na porção central do arco de Ponta Grossa, formando uma zona de baixa resistividade. Uma subsidência menor do que a esperada ocorreu depois que a extrusão cessou devido à acumulação de um material mais denso na base da crosta.

4 CONCLUSÃO

O objetivo desta monografia é o estudo de um método geofísico e sua aplicação à uma bacia sedimentar brasileira. Foi estudado o método magnetotelúrico e o artigo "*Imaging the central portion of Paraná Basin with 3-D MT modeling*" de MACHADO *et. al*, que trata da aplicação deste método no estudo da bacia do Paraná.

Nas últimas décadas ocorreram avanços significativos na aquisição de dados magnetotelúricos, o que disponibiliza dados mais precisos que resolvem variações de resistividade cada vez mais sutis em subsuperfície. Porém existem poucos estudos que mostram que o método magnetotelúrico possa imagear diretamente reservatórios de hidrocarbonetos. O problema mais comum encontrado é que mudanças de litologia podem ocultar reservatórios saturados de óleo ou gás. O fato de as correntes usadas no método magnetotelúrico serem verticais é outro fator que reduz a resolução do método, pois camadas horizontais de alta resistividade não afetam as correntes verticais.

Referências bibliográficas

- ARAÚJO, C. C. de; YAMAMOTO, J. K.; ROSTIROLLA, S. P. *Arenitos asfálticos na Bacia do Paraná: estudo das ocorrências no Alto Estrutural de Anhembi*. Boletim de Geociências Petrobras, 14 (1): 47-70, Rio de Janeiro, nov. 2005/maio 2006.
- ASSINE, M.L., SOARES, P.C., MILANI, E.J. *Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da bacia do Paraná*. Revistas Brasileiras de Geociências, 24:77-89, 1994.
- BORGHI, L. *A Bacia do Paraná*. 2002. Tese de doutorado, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro.
- CAMPOS, L. et al. *Barra Bonita: a primeira acumulação comercial de hidrocarboneto da Bacia do Paraná*. IBP, 1998.
- FIGUEIREDO, A.M.F. & GABAGLIA, G.P.R., *Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras*. Revista Brasileira de Geociências, 16:350-369, 1986
- FRANÇA, A. B., POTTER, P. E.. *Stratigraphy and Reservoir Potential of Glacial Deposits of the Itararé Group (Carboniferous-Permian), Paraná Basin, Brazil*. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1991.
- GRIFFITHS, D. *Introduction to Electrodynamics*. 3 ed. Prentice Hall, 1999.
- KLEMME, H.D., *The geology of future petroleum resources*. Revue de l'Institute Français du Pétrole, 35: 337-349, 1980
- MACHADO, A. F.. *Modelagem Geométrica 3D da Porção Central da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado – Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 2003.
- MILANI, E. J. et al. *Bacia do Paraná: Possibilidades Petrolíferas da Calha Central*, Boletim de Geociências. Petrobras, 1990. Rio de Janeiro.
- MILANI, E.J., FRANÇA, A.B., SCHNEIDER, R.B. *Bacia do Paraná*, Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:69-82, jan./mar., 1994.
- MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. *Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná*, Revista Brasileira de Geociências, 28(4): 473-484, 1998.
- MILANI, E. J., *Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica da Gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 vols., 255p. (v.1), anexos (v.2). (Tese de Doutorado), 1997.

MILANI, E. J.; ZALÁN, P. V. *An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America*, Episodes, IUGS (Int. Union of Geological Sciences) Ottawa, vol. 22, nº 3, p. 199-205, 1999.

MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A. *Sedimentary basins of South America*. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D.A. (editores), *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 389-452, 2000.

PETRI, S., & FULFARO, V. J. (1988). *Geologia do Brasil*. T. A. Queiroz.

TELFORD, W.M; GELDART, L.P; SHERIFF, R.E. *Applied Geophysics*. 2 ed. Cambridge, 2004.

UNSWORTH, M. *New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods*. CSEG recorder, 2005.

YOSHIDA, R., GAMA Jr., E. *Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. in *Geologia da Bacia do Paraná: Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos*. São Paulo:Paulipetro – Consórcio CESP/IPT, 1982.

ZALÁN, P. V. et al. *Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná*, In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 441-477, 1987.

ZALÁN, P. V. et al. (1991a), *The Paraná Basin, Brazil*. In: Leighton, M.W., Kolata, D.R., Oltz, D.F., Eidel, J.J. (eds.), *Interior cratonics basins*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p.681–708. (Memoir 51)