



UFRJ

Marcelo Durval Sousa de Meneses

**APLICAÇÃO DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO
NAS BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS**

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

Orientadores:

Leonardo Borghi

Jadir da Conceição da Silva

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Rio de Janeiro

Março de 2007

M
GL
M543A

Marcelo Durval Sousa de Meneses

APLICAÇÃO DO MÉTODO MAGNETOTELÚRICO
NAS BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS

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

Orientadores:

Leonardo Borghi
Jadir da Conceição da Silva
Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes

Aprovada em: 27 de março de 2007.

Por:

Leonardo Borghi (UFRJ)

Jadir da Conceição da Silva (UFRJ) (*in memoriam*)

Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes (Petrobras)

UFRJ
Rio de Janeiro
2007

Agradecimentos

Agradeço à PETROBRAS e aos orientadores deste trabalho, Leonardo Borghi, Jadir da Conceição da Silva e Álvaro Lúcio de Oliveira Gomes.

Aos coordenadores da UP, docentes da UFRJ envolvidos neste trabalho e demais colegas e professores que ajudaram com críticas e sugestões.

Agradeço especialmente a minha família e amigos que inspiram e motivam meu trabalho e ajudam a superar as dificuldades, e minha grande amiga Luzi Rocha.

Resumo

MENESES, Marcelo Durval Sousa de. **Aplicação do Método Magnetotelúrico nas Bacias do Solimões e Amazonas**. 2007. 15, 117p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

O presente trabalho é um estudo de revisão sobre a geologia da bacia do Solimões e bacia do Amazonas, e a aplicação do método magnetotelúrico na região do Juruá. Os resultados apresentados foram colhidos da tese de mestrado de Jorge Luis Porsani, cujo trabalho é a principal referência pública sobre o uso do método na bacia do Solimões. A aquisição e processamento de dados magnetotelúricos possibilitaram descrever com precisão a geologia estrutural da região através das imagens das seções geo-elétricas. Os dados de campo foram coletados ao longo de três linhas de 15 km, os espaçamentos entre as 35 estações variando entre 400 m a 3500 m. Utilizou-se uma faixa de frequências de 0.001 Hz até 300 Hz, o que permitiu investigar profundidades de até 60 km. Os dados foram corrigidos do efeito estático. O pacote sedimentar do Juruá está disposto em camadas subhorizontais podendo ser representado aproximadamente através de um modelo unidimensional. Utilizou-se o invariante do tensor impedância para se analisar a estrutura geo-elétrica de subsolo. Para invertê-lo, utilizou-se a transformação de Bostick-Niblett e o algoritmo de inversão unidimensional de Occam. Na bacia do Solimões, identificou-se o pacote sedimentar, caracterizado por uma seqüência de camadas que se alternam entre regiões condutivas e resistivas, uma zona de falha e o topo do embasamento geo-elétrico. Os resultados estão em boa concordância com os dados de aquisição sísmica e com os perfis de resistividade de poços.

Palavras-chave: magnetotelúrico; Solimões; Amazonas.

Abstract

MENESES, Marcelo Durval Sousa de. **Magnetotelluric Method Application to Solimões and Amazonas Basin**. 2007. 15, 117p. Trabalho de Conclusão de Curso (Especialização em Geofísica do Petróleo) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

The present report is a review on Solimões and Amazonas basins geology, and magnetotelluric method application to Juruá region. The report results were obtained from J. L. Porsani's Thesis which is the main public reference on magnetotelluric use in Solimões basin. The magnetotelluric data acquisition and processing have permitted to detail the structural geology of that region through images of geo-electric sections. The field data were collected along three profiles of 15 km long, the spaces between each 35 stations ranging from 400 m to 3500 m. The frequency range was 0.001 Hz to 300 Hz which allow investigating depths down to 60 km. The static effect was corrected. The Juruá sedimentary package is a sub-horizontal layer sequence which turns possible a one dimensional modeling. The invariant of the magnetotelluric tensor was utilized for analyzing the geo-electric subsurface. In order to inverting the tensor the Bostick-Niblett transformation and one-dimension Occam inversion algorithm were performed to. In the Solimões basin it is identified a sedimentary package corresponding to a depositional sequence which layers are conductive or resistive alternatively, a fault zone and the geo-electric basement. The results show a good agreement with seismic data acquisition and resistivity well logs.

Key-Words: magnetotelluric; Solimões; Amazonas.

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo	v
Abstract.....	vi
Sumário	vii
Lista de Figuras	ix
Lista de Quadros	xv
1 BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS	1
1.2 Objetivo.....	3
1.3 Método	4
1.4 Contexto geológico da bacia do Solimões	6
1.4.1 Litoestratigrafia	6
1.4.2 Cronoestratigrafia	10
1.5 Geologia histórica da bacia do Solimões	12
1.6 Geologia estrutural da bacia do Solimões	15
1.7 Geologia do petróleo da bacia do Solimões	22
1.8 Introdução à bacia do Amazonas	27
1.9 Contexto geológico da bacia do Amazonas.....	28
1.9.1 Litoestratigrafia	28
1.9.2 Cronoestratigrafia	30
1.10 Geologia estrutural da bacia do Amazonas	34
1.10.1 Falhas normais paleozóicas	35
1.10.2 Falhas de transferência NW/SE	36
1.10.3 Estrutura em “dog - leg”	37
1.10.4 Arcos de Purus e Gurupá	37
1.11 Geologia histórica da bacia do Amazonas.....	38
1.12 Geologia do Petróleo da bacia do Amazonas.....	42
1.12.1 Análise das rochas potencialmente geradoras	42
1.12.2 Maturidade termal das rochas geradoras	45
1.12.3 Trapas, Reservatórios e Selos.....	46
2 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	48

2.1 Introdução.....	48
2.2 Equações de Maxwell.....	51
2.3 As equações do método Magnetotelúrico.....	54
2.4 Aplicação do método na exploração de petróleo.....	62
2.5 Aquisição de dados MT.....	64
2.6 Processamento de dados MT.....	66
2.6.1 Correção de desvios estáticos.....	66
2.6.2 Inversão.....	68
3 EXPLORAÇÃO MAGNETOTELÚRICA NA BACIA DO SOLIMÕES.....	70
3.1 Introdução.....	70
3.2 Aquisição e processamento dos dados.....	71
3.2.1 Correção estática.....	73
3.2.2 Pseudo-seções.....	77
3.3 Interpretação dos dados magnetotelúricos.....	86
3.3.1 Seções geo-elétricas.....	86
3.3.2 Seções geológicas.....	104
4 CONCLUSÕES.....	110
Referências Bibliográficas.....	112

Lista de Figuras

Figura 1 - Mapa de localização da bacia do Solimões mostrando os limites geológicos da bacia.	1
Figura 2 - Seção estrutural da bacia do Solimões mostrando as sub-bacias de Jandiatuba e Juruá. Modificado de WANDERLEY FILHO et al., 2005.....	2
Figura 3 - Classificação de bacias de KLEMME (1982).....	4
Figura 4 - Carta estratigráfica da bacia do Solimões (EIRAS et al., 1993).	7
Figura 5 - Mapa paleogeográfico durante o Mesodevoniano. Modificado de ALMEIDA & CARNEIRO (2000).	13
Figura 6 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com TASSINARI & MACAMBIRA (2004).	15
Figura 7 - Mapa Estrutural da bacia do Solimões com as localizações das seções sísmicas. Modificado de CAPUTO & SILVA (1990). As legendas F8, F9, F10, F11 e F12 correspondem à localização das seções sísmicas das figuras com números correspondentes.	17
Figura 8 - Seção sísmica mostrando falhas em flor (esquerda) e duas falhas transcorrentes com plano de deslocamento vertical (CAPUTO & SILVA, 1990).....	18
Figura 9 - Seção sísmica mostrando uma falha reversa em échelon onde toda a seção pré-cretácea foi falhada segundo uma direção N 55°E. CAPUTO & SILVA, 1990.....	19
Figura 10 - Observar a continuidade entre o bloco elevado e o rebaixado sem ruptura das camadas (dobras en échelon). CAPUTO & SILVA, 1990.....	20

Figura 11 - Seção sísmica mostrando o embasamento e a seção basal falhados, porém o topo das rochas paleozóicas encontra-se apenas dobrada sob a cobertura cretácea. CAPUTO & SILVA, 1990.....	20
Figura 12 - Seção sísmica mostrando uma falha com rejeito direcional, com plano de deslocamento vertical, na direção N 70°W. CAPUTO & SILVA, 1990.	21
Figura 13 - Curvas de isoteores de COT nas unidades geradoras da Formação Jandiatuba (DPC & ASSOCIADOS, 2000).	22
Figura 14 - Dados geoquímicos mostrando o potencial gerador da Formação Jandiatuba. (Modificado de MELLO et al., 1994).....	23
Figura 15 - Tabela de eventos para o sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá (Modificado de MELLO et al., 1994).	24
Figura 16 - Perfis de índice de reflectância da vitrinita (Ro) mostrando a influência das soleiras de diabásio no grau de maturação da matéria orgânica (Modificado de DCP & ASSOCIADOS, 2000).	25
Figura 17 - Modificado de Mello et al., em AAPG MEMOIR 60, 1994.	26
Figura 18 - Localização da bacia do Amazonas com os principais limites geológicos.	27
Figura 19 - Diagrama da bacia do Amazonas (CUNHA et al., 1994).....	32
Figura 20 - Diagrama ilustrando a correlação entre as formações das bacias do Amazonas e Solimões. Modificado de MILANI & ZALÁN (1999).....	33
Figura 21 - Mapa estrutural mostrando as falhas paleozóicas da bacia do Amazonas e a compartimentação da bacia em quatro blocos estruturais (WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991).....	35
Figura 22 - Mapa gravimétrico Bourguer da bacia do Amazonas (LINSER, 1958 apud WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991) mostrando o padrão dog-leg.	36

Figura 23- A história geológica, backstripping e taxa de acumulação de dois poços da bacia do Amazonas. Esses gráficos resumem a história geológica da bacia (GONZAGA et al., 2000).....	41
Figura 24 - Perfil geoquímico do poço B (ver mapa de localização na figura W, GONZAGA et al., 2000).....	43
Figura 25 - Mapa de isópacas da seção basal da Formação Barreirinhas (Barreirinhas radioativo). Modificado de GONZAGA et al. (2000).	44
Figura 26 - Cálculo do Índice de Potencial da Fonte (IPF, Método de DEMAISON & HUIZINGA, 1991) para algumas formações paleozóicas da bacia do Amazonas (GONZAGA et al., 2000).....	44
Figura 27 - Mapa mostrando as ocorrências de óleo e gás na bacia do Amazonas. Modificado de GONZAGA et al. 2000.....	45
Figura 28 - <i>Tabela representando os intervalos de resistividade elétrica das rochas. (A partir de dados encontrados em Telford, 1976).</i>	50
Figura 29 - Desenho esquemático representando o arranjo típico de uma estação MT.....	64
Figura 30 - Mapas de localização das estações MT. A localização das três linhas sísmicas (50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139) e a localização dos poços (1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM), ambos são mostrado (PORSANI, 1991).	72
Figura 31 - Curvas de resistividade aparente (ρ_a) e fase (φ) versus frequência para a estação 3704. A resistividade ρ_a é mostrada em escala logarítmica. A fase é mostrada no eixo vertical da figura inferior. As barras de erro de ρ_a e φ representam um intervalo de confiança de dois desvios padrão. Ambas as direções de medidas estão mostradas: direção x, círculos, direção y, losangos (PORSANI, 1991).	74

- Figura 32 - Curvas de resistividade aparente (ρ_a) e fase (φ) versus freqüência para a estação 3808. As convenções são as mesmas da Figura 31 (PORSANI, 1991). 75
- Figura 33 - Curvas de resistividade aparente (ρ_a) e fase (φ) versus freqüência para a estação 3907. As convenções são as mesmas da Figura 31 (PORSANI, 1991). 76
- Figura 34 - Pseudo-seção da resistividade aparente para a linha 1, corrigida do efeito estático. A resistividade é mostrada em escala logarítmica de cores, conforme a faixa vertical do lado esquerdo. A freqüência é mostrada no eixo vertical do lado direito e está em ordem decrescente, variando de 150 a 0.01 Hz. As estações MT estão localizadas no topo da figura (Modificado de PORSANI, 1991)..... 80
- Figura 35 - Pseudo-seção da resistividade aparente para a linha 2, corrigida do efeito estático. Segue as mesmas convenções da Figura 34 (Modificado de PORSANI, 1991). 81
- Figura 36 - Pseudo-seção da resistividade aparente para a linha 3, corrigida do efeito estático. Segue as mesmas convenções da Figura 34 (Modificado de PORSANI, 1991). 82
- Figura 37 - Pseudo-seção da fase para a linha 01. Os valores da fase são mostrados numa escala de cores no eixo vertical do lado esquerdo. As demais convenções são as mesmas da Figura 34 (Modificado de PORSANI, 1991)..... 83
- Figura 38 - Pseudo-seção da fase para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 37 (Modificado de PORSANI, 1991)..... 84
- Figura 39 - Pseudo-seção da fase para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 37 (Modificado de PORSANI, 1991)..... 85
- Figura 40 - Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para a linha 01. A resistividade é mostrada numa escala logarítmica de cores. A profundidade linear é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando

de 0.1 a 15 km. A localização das estações MT está mostrada no eixo horizontal (Modificado de PORSANI, 1991).....	87
Figura 41- Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 40 (Modificado de PORSANI, 1991).....	88
Figura 42 - Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 40 (Modificado de PORSANI, 1991).....	89
Figura 43 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 01. As convenções são as mesmas da Figura 40 (Modificado de PORSANI, 1991).	91
Figura 44 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 43 (Modificado de PORSANI, 1991).	92
Figura 45 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 43 (Modificado de PORSANI, 1991).	93
Figura 46 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 01. A profundidade logarítmica é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando de 0.1 a 15 km. As demais convenções são as mesmas da Figura 40 (PORSANI, 1991).	95
Figura 47 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 46 (PORSANI, 1991).....	96

- Figura 48 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 46 (PORSANI, 1991)..... 97
- Figura 49 - Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para a linha 01. A profundidade está em escala logarítmica no eixo vertical, variando de 0.1 até 60 km. A localização das estações MT está marcada no eixo horizontal. O nível de resistividade de $10 \Omega\text{m}$ é utilizado como referência para os valores de resistividade como para localização das estações (PORSANI, 1991)..... 99
- Figura 50 - Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 49 (PORSANI, 1991)..... 100
- Figura 51 - Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 49 (PORSANI, 1991)..... 101
- Figura 52 - Seção geológica esquemática para a linha 01. A profundidade é mostrada no eixo vertical e está limitada até o embasamento (PORSANI, 1991).. 105
- Figura 53 - Seção geológica esquemática para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 52 (PORSANI, 1991)..... 107
- Figura 54 - Seção geológica esquemática para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 52 (PORSANI, 1991)..... 109

Lista de Quadros

Quadro 1 - principais eventos para o sistema petrolífero Barreirinhas – Curiri.
(Modificado de GONZAGA et al., 2000). 47

1 BACIAS DO SOLIMÕES E AMAZONAS

A bacia do Solimões está localizada na região norte do Brasil, entre os paralelos de 2° e 8° S e meridianos 62° e 72°, abrangendo uma área total de 600.000 Km² desde a fronteira peruana-colombiana até a parte oeste da cidade de Manaus (Figura 1).

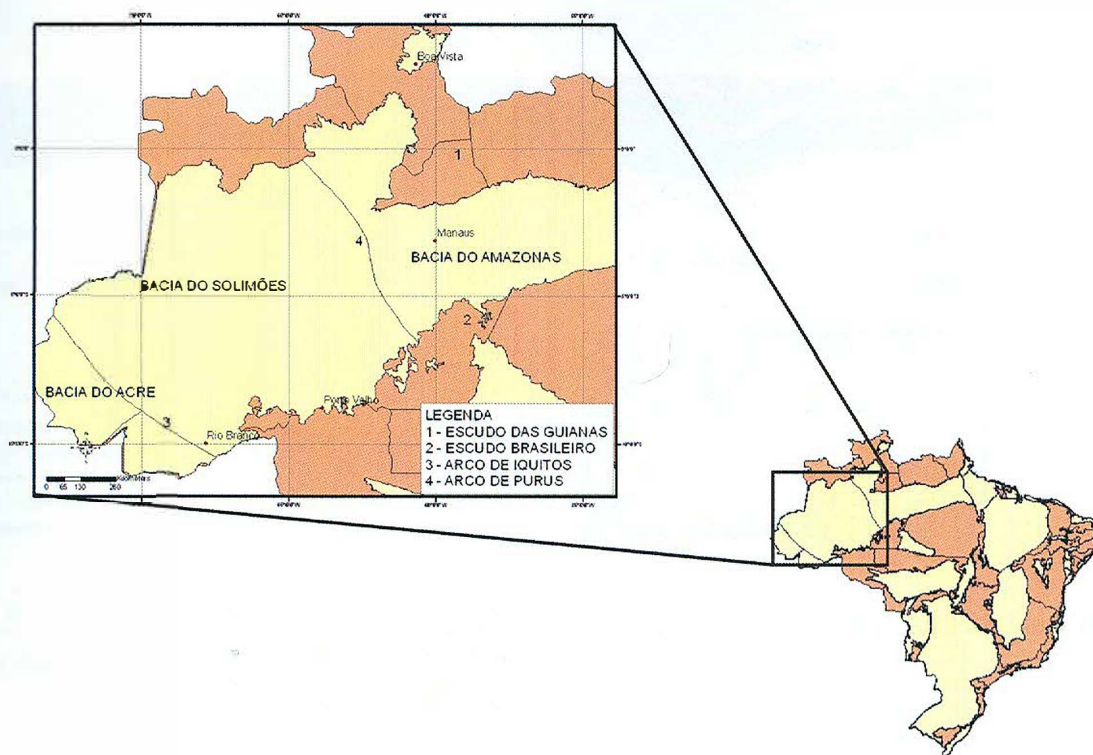


Figura 1 - Mapa de localização da bacia do Solimões mostrando os limites geológicos da bacia.

Os limites de caráter geológico dessa bacia são: o Arco de Iquitos a oeste, o Arco de Purus a leste, o Escudo das Guianas ao norte e o Escudo Brasileiro (Guaporé) ao sul. O Arco de Iquitos separa a bacia do Solimões das bacias pericratônicas subandinas (bacias de Pastaza e Acre) e o Arco de Purus constitui um divisor geológico entre as bacias do Solimões e do Amazonas.

A bacia do Solimões é subdividida pelo Arco de Carauari (alto interno) em duas sub-bacias (Figura 2):

I) Sub-bacia do Juruá: Apresenta eixo deposicional na direção NE-SW. A leste é limitada pelo Arco de Purus e a oeste pelo Arco de Carauari.

II) Sub-bacia do Jandiatuba: Apresenta uma orientação W-E, sendo limitada a leste pelo Arco de Carauari e a oeste pelo Arco de Iquitos.

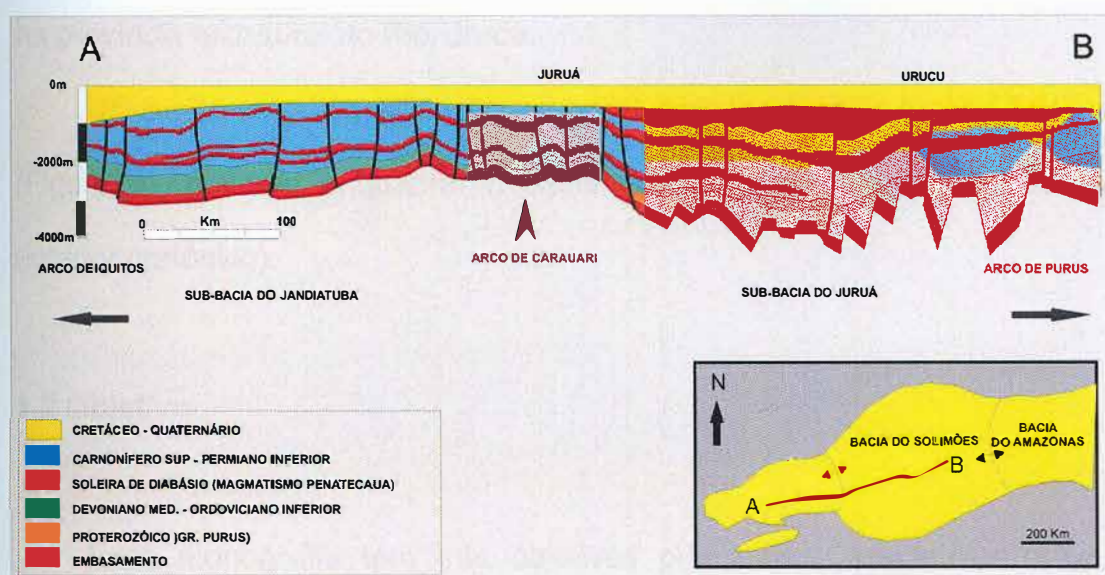


Figura 2 - Seção estrutural da bacia do Solimões mostrando as sub-bacias de Jandiatuba e Juruá. Modificado de WANDERLEY FILHO et al., 2005.

Grande parte do preenchimento sedimentar da bacia é representada por rochas Devonianas e Carboníferas (2500 m) que se encontram intrudidas por soleiras de diabásio Mesozóicas. Sobrepostas às rochas paleozóicas, rochas Cretáceas e Terciárias chegam a alcançar 500 m de espessura, completando a coluna estratigráfica dessa bacia.

A atividade de exploração de petróleo na bacia do Solimões se iniciou na década de 60 com a perfuração de poços do tipo estratigráfico ao longo dos principais rios da região, utilizando como base apenas dados de gravimetria e

geologia de superfície. Com a perfuração desses poços estratigráficos foi possível definir uma estratigrafia básica da bacia (BRAZIL, 1990). O processo exploratório foi retomado a partir de 1975 com levantamentos sísmicos terrestres, aliados nos trabalhos geológicos de reavaliação da bacia. Essa retomada foi responsável pelo delineamento da anomalia estrutural do Juruá, na qual foi perfurado um poço exploratório em 1978, revelando o primeiro campo de gás com potencialidade econômica em bacia paleozóica brasileira. Mais tarde, em 1986, foi descoberto óleo na província estrutural do Rio Urucu.

Utilizando-se a classificação proposta pelo geólogo H.D. KLEMME em 1971 (Figura 3), pode-se enquadrar a bacia do Solimões como uma bacia do tipo I (interior cratônico).

1.2 Objetivo

Essa monografia tem três objetivos principais: Caracterizar brevemente a geologia das bacias do Amazonas e Solimões; revisar alguns conceitos básicos sobre um dos principais métodos geofísicos com aplicações na indústria do petróleo (sísmica, magnetometria, gravimetria e métodos eletromagnéticos); como também, fazer um estudo de caso de um dos métodos aplicado ao contexto geológico da bacia considerada.

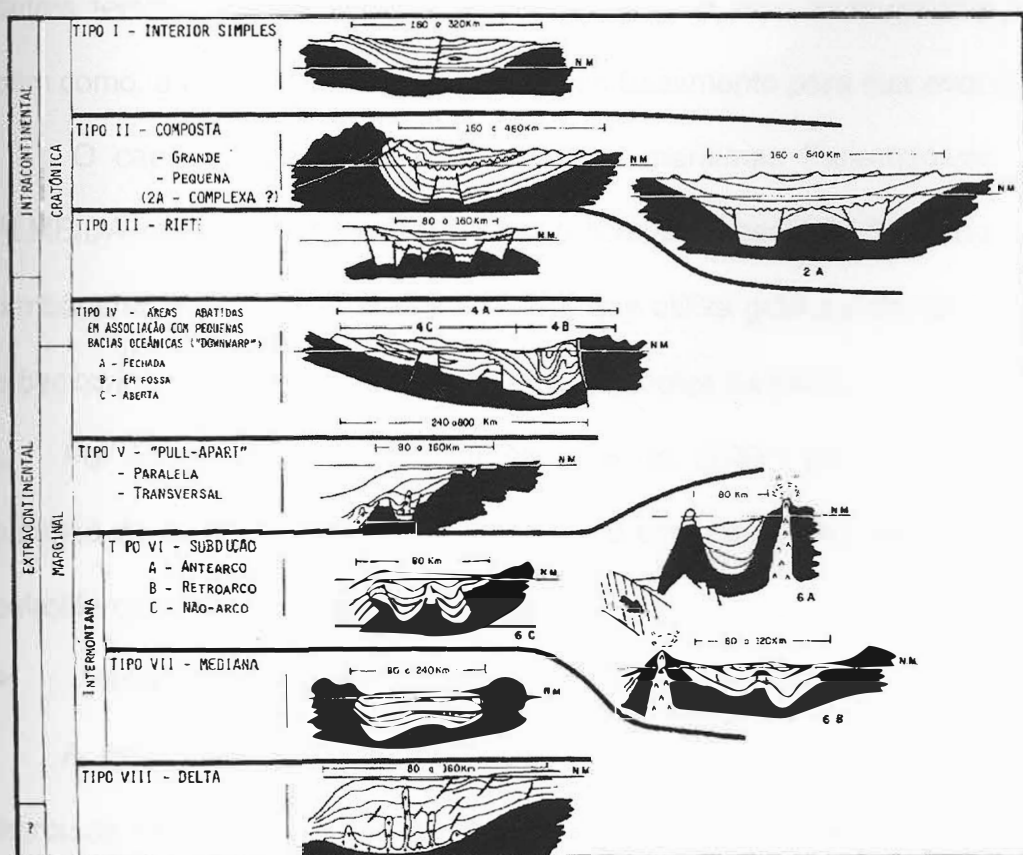


Figura 3 - Classificação de bacias de KLEMMÉ (1982).

1.3 Método

Foram utilizadas diversas fontes para a composição do contexto geológico das bacias do Amazonas e Solimões. Pode-se dizer que cada fonte deu sua contribuição particular para um determinado aspecto de abordagem da bacia.

➤ Bacia do Amazonas

CUNHA *et al.*(1994) foi utilizado na construção do contexto lito e crono estratigráfico, já que este contém a descrição detalhada de todas as formações que compõe o registro deposicional da bacia do Amazonas.

Para a geologia estrutural foram utilizados CAPUTO (1984) e WANDERLEY FILHO & COSTA (1991). O primeiro é uma tese de doutorado que trata, dentre

outros temas, da tectônica da bacia. O segundo discute as principais estruturas, bem como, a importante contribuição do embasamento para sua evolução.

O capítulo que trata de inundações marítimas Fanerozóicas no Brasil de ALMEIDA *et al.* (2000) foi fonte para descrever a geologia histórica. Junto a este, também foi fonte GONZAGA *et al.* (2000) que utiliza gráficos de taxa de acumulação e *backstripping* para descrever a história geológica da bacia.

Por último, foi utilizado GONZAGA *et al.* (2000) para revisar a geologia do petróleo da bacia do Amazonas, através de uma descrição detalhada dos sistemas petrolíferos que atuam nessa bacia.

➤ Bacia do Solimões

A estratigrafia da área foi obtida a partir de EIRAS *et al.* (1994), na qual se retirou as descrições litoestratigráficas e cronoestratigráficas.

A geologia histórica foi retirada de ALMEIDA *et al.* (2000) que trata das inundações marinhas ocorridas no Fanerozóico.

MELLO *et al.* (1994) foi de suma importância para a descrição do sistema petrolífero da bacia.

No contexto estrutural, foi utilizado o trabalho de CAPUTO (1985) e CAPUTO & SILVA (1990) no qual foram retiradas seções sísmicas para ilustrar o estilo estrutural.

1.4 Contexto geológico da bacia do Solimões

1.4.1 Litoestratigrafia

A coluna estratigráfica da bacia do Solimões contém rochas de idades variando entre o proterozóico e o Terciário (Figura 4). Nas descrições das unidades litoestratigráficas enfatizaram-se as formações mais relevantes para a caracterização do sistema petrolífero da bacia utilizando como base para as descrições formuladas por EIRAS *et al.* (1994).

- Grupo Purus

Representa rochas Mesoproterozóica que foram depositadas em *riffes* da mesma idade. Engloba as formações Prainha, Prosperança e Acari.

- Formação Benjamin Constant

Proposta por SILVA (1987, 1988 – Boletim de Geociências), é constituída por arenito mal-selecionado cinza-esbranquiçado. Ocorre somente na Sub-bacia do Jandiatuba. O ambiente deposicional dessa formação é marinho raso a costeiro dominado por ondas, passando gradualmente ao domínio das marés. É atribuída uma idade meso-ordoviciana para essa formação, sendo o mais antigo registro sedimentar das bacias paleozóicas do Brasil.

- Formação Jutai

Proposta por CAPUTO (1984) para designar rochas de idade Siluriana. É composta predominantemente por folhelho cinza-escuro e acastanhado, com intercalações de arenito fino branco e siltito cinzento. O ambiente deposicional da Formação Jutai é interpretado como marinho.

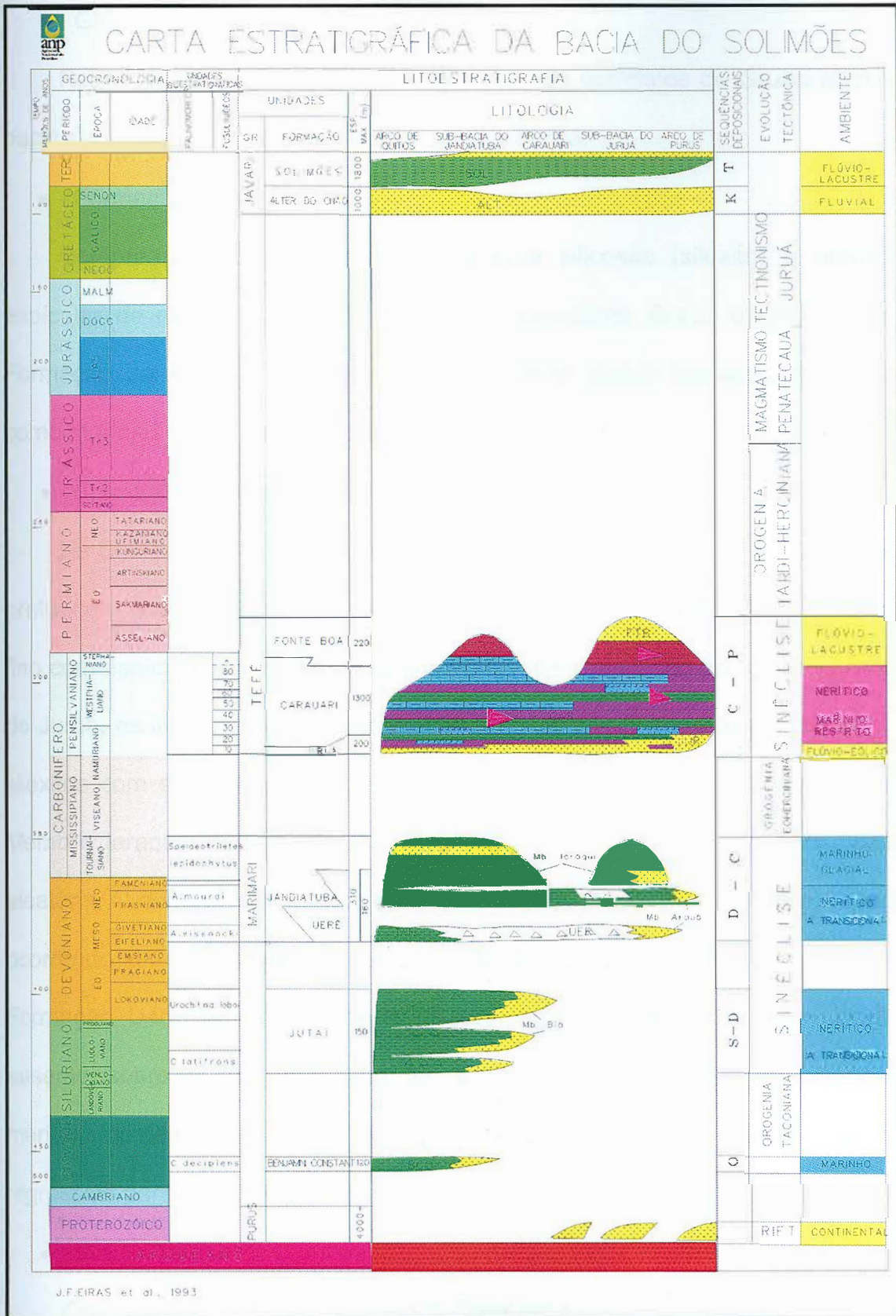


Figura 4 - Carta estratigráfica da bacia do Solimões (EIRAS et al., 1993).

- Grupo Marimari

Reune as formações Uerê e Jandiatuba. Os correlatos do Grupo Marimari na bacia do Amazonas são os grupos Urupadi e Curuá.

- Formação Uerê

Compreende rochas predominantemente silicosas (silexito) e arenito com espículas de esponja, e folhelho silicoso cinza-escuro. Grada lateralmente para a Formação Jandiatuba. O ambiente deposicional dessa formação é interpretado como marinho raso e transicional.

- Formação Jandiatuba

Na Sub-bacia de Jandiatuba, essa formação apresenta folhelho cinza-escuro a preto, com altos índices de carbono orgânico total, intercalados com siltito e arenito fino com espículas. A presença de arenito cresce em direção ao topo. Na Sub-bacia do Juruá, os litotipos predominantes são arenitos silicificados com intercalações de silexitos com espículas de esponjas e camadas de folhelho, siltito e diamictito. O Membro Jaraqui é constituído de diamictitos cinza-escuros a pretos, com distribuição aleatória. O contato inferior com a Formação Jutai e o embasamento é discordante, ocorrendo até o flanco oeste do Arco de Purus. Apresenta uma interdigitação com a Formação Uerê, e está recoberta discordantemente pela Formação Juruá. Está ausente sobre o Arco de Carauari. É interpretado um ambiente deposicional marinho costeiro para essa formação, sendo transgressivo até o Frasniano e regressivo para seção superior.

- Grupo Tefé

Compreende as formações Juruá, Carauari e Fonte Nova.

- Formação Juruá

Representa uma seção basicamente arenosa com pelitos subordinados, conforme denominado por SILVA (1987, 1988). Apresenta uma granulometria areia variando entre muito fino a grosso, coloração branco e cinza e estratificações de grande e pequeno porte, associado à siltito, folhelho cinza e castanho, calcário e anidrita. Recobre discordantemente os folhelhos Jandiatuba ou os arenitos Uerê. O contato superior com a Formação Carauari é transicional. A idade eopensilvaniana é baseada em estudos com foraminíferos e palinórfos. O ambiente deposicional é interpretado com sendo flúvio-deltáico, com retrabalhamento eólico, na parte basal, passando para um ambiente eólico costeiro, com influência marinha cada vez mais acentuada em direção ao topo, terminando com fácies de praia com retrabalhamento eólico e, possivelmente, barras longitudinais e deltas de maré. Um clima quente e árido vigente durante a deposição dessa formação é evidenciado pela presença de depósitos de *sabkhas* associados às dunas.

- Formação Carauari

Representam as rochas carbonáticas-evaporíticas que estão sobrepostas aos arenitos Juruá e sotopostas aos siltitos Fonte Boa. Apresenta uma sedimentação cíclica de folhelho castanho e cinza-escuro, calcilutito cinzento recristalizado, anidrita nodular e maciça branca e halita fina a grossa. Distribui-se por toda a bacia do Solimões. Os contatos inferior e superior são transicionais. Três soleiras de diabásio estão intrudidas nessa formação. É atribuída uma idade pensilvaniana para essa formação com base em datação de fusulinídeos, conodontes e isótopos. O ambiente deposicional interpretado é marinho restrito.

- Formação Fonte Boa

Caracteriza-se por siltito e folhelho vermelho e castanho, intercalados com arenito fino branco na Sub-bacia do Jandiatuba.

- Formação Alter do Chão

Representa arenitos grossos, friáveis e de cores variadas.

- Formação Solimões

Caracterizam-se por argilitos vermelho e cinza, com camadas e conchas e linhito. Recobrem as bacias do Solimões e do Acre.

- Diabásio Penetecaua

Representam soleiras de diabásio de idade Eojurássica intercaladas evaporitos da Formação Carauari.

1.4.2 Cronoestratigrafia

As rochas da bacia do Solimões possuem idades variando desde o Ordoviciano até o Terciário (CAPUTO,1985). Essas seqüências são limitadas principalmente pelas orogenias paleozóicas, as quais são: Orogenia Caledoniana, Herciniana e Tardiherciana. Uma descrição mais detalhadas dessas orogenias pode ser encontrada em PORSCHE (1985).

Segundo EIRAS *et al.* (1994), o registro estratigráfico da bacia do Solimões pode ser dividido em seis seqüências de segunda ordem, sendo quatro seqüências paleozóicas.

- Seqüência Ordoviciano

Compreende os clásticos da Formação Benjamin Constant do Ordoviciano inferior (Areginiiano/Lanviriano). A discordância que limita essa seqüência

representa um hiato de tempo de cerca de 100 Ma. EIRAS *et al.* (1994) relaciona essa discordância a um soerguimento devido à orogenia Taconiana.

- Seqüência Siluro-Devoniana

Representa clásticos e carbonatos da Formação Jutai.

- Seqüência Devoniana-Carbonífera

Equivalem aos depósitos clásticos e silicosos do Grupo Marimari. A discordância que limita essa seqüência é relacionada ao soerguimento provocada pela Orogenia Eoherciniana.

- Seqüência Permo-Carbonífera

Composta pelos clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé. Seu limite é marcado por uma discordância erosiva com um hiato de 170 milhões de anos como consequência da Orogenia Tardi-herciniana e do diastrafismo Juruá.

- Seqüência Cretácea

Constituída pelos clásticos de origem fluvial da Formação Alter do Chão. A Orogenia Andina influenciou na subsidência da bacia do Solimões e preservação dessa seqüência.

- Seqüência Terciária

Corresponde aos pelitos e arenitos da Formação Solimões. O espaço de acomodação para a deposição dessa seqüência é influenciada pela Orogenia Andina.

1.5 Geologia histórica da bacia do Solimões

A gênese da bacia do Solimões não é bem conhecida, sendo que sua evolução aconteceu a partir do Ordoviciano como uma sinéclise interior continental com flexura de oeste para leste, relacionado a um possível rifteamento paralelo a borda oeste do continente Gondwana. A formação da bacia estaria relacionada à fase de subsidência termomecânica ocorrida após esse rifteamento (CAMPOS *et al.*, 1991).

No eo-Ordoviciano, a Sub-bacia do Juruá era uma plataforma estável que estava separada por uma charneira (Arco de Carauari), a oeste, de uma área que tinha sofrido um processo de subsidência, que é a atual Sub-bacia do Jandiatuba. O primeiro evento marinho fanerozóico ficou registrado nas rochas meso-ordovicianas da Formação Benjamin Constant. O registro dessa sedimentação está registrado na Sub-bacia do Jandiatuba.

O Arco de Carauari se manifestou pela primeira vez como um divisor bacial somente no neo-Siluriano. As transgressões marinhas provenientes da região oeste ultrapassaram o Arco de Carauari, recobrando o extremo ocidental da Sub-bacia do Juruá. Essa segunda transgressão marinha possui como registro estratigráfico a Formação Jutai.

A terceira invasão marinha ou “Grande Transgressão Devoniana”, denominada por ALMEIDA & CARNEIRO (2000), ocorreu no Meso-devoniano, já com o Arco de Carauari bem desenvolvido. Durante esse período o clima era frio e há evidências de glaciação. A Formação Jandiatuba, que foi depositada nesse período, apresenta os melhores índices de carbono orgânico total da bacia, estando esse intervalo com elevados valores de COT associado com uma superfície de inundação máxima, na

passagem Neofrasniano-Eofameniano. Segundo QUADROS *et al.* (1992) o topo da Formação Jandiatuba encontra-se bastante erodido devido à retirada do mar provocada provavelmente pela orogênese Eo-hercíniana. A Figura 5 mostra a um mapa paleogeográfico durante o Mesodevôniano.

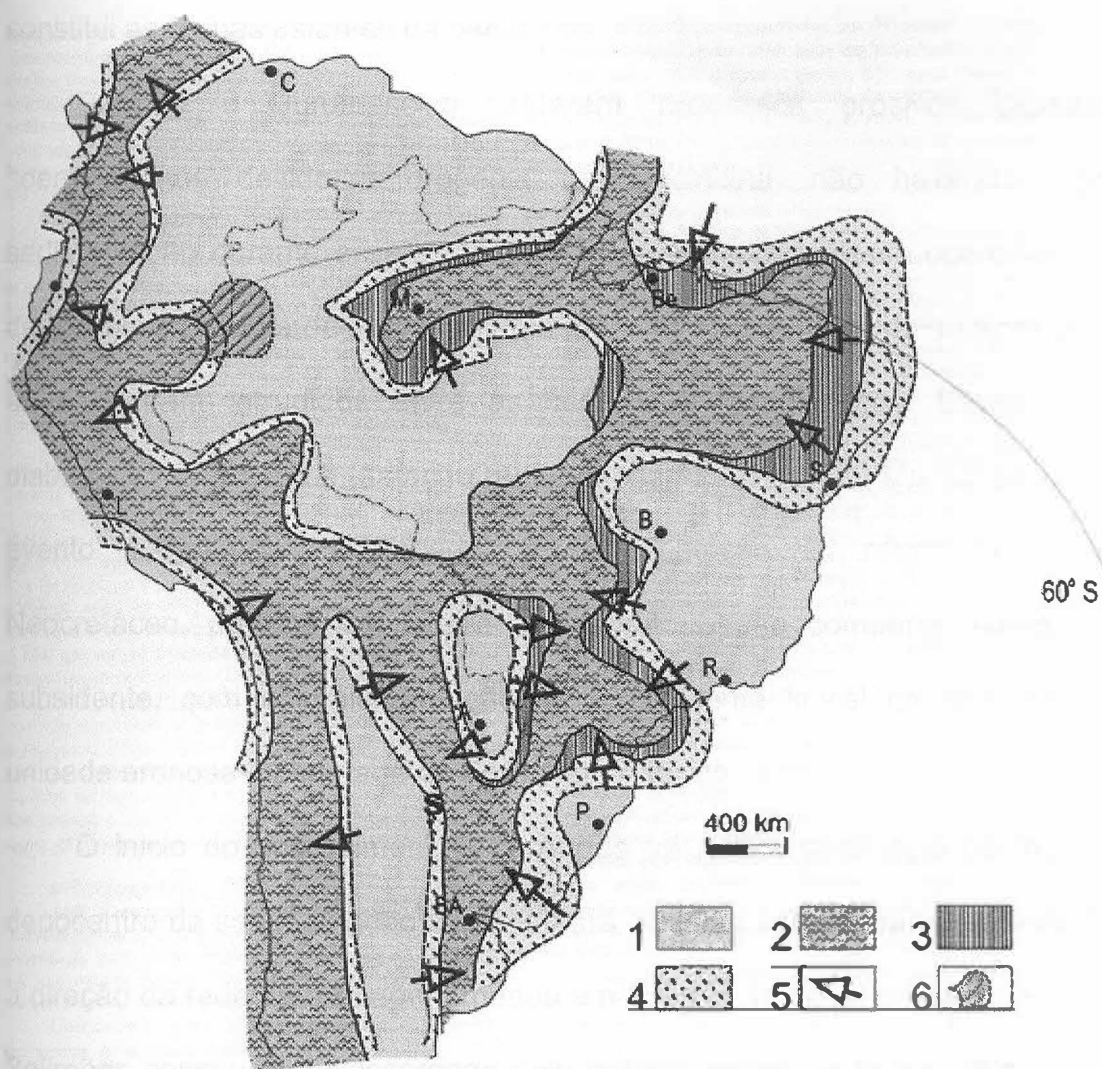


Figura 5 - Mapa paleogeográfico durante o Mesodevôniano. Modificado de ALMEIDA & CARNEIRO (2000).

A quarta e última transgressão marinha ocorreu do Neocarbonífero ao Eopermiano, apresentando como registro sedimentar o Grupo Tefé. O clima era quente e árido favorecendo a formação das melhores rochas-reservatórios, dunas eólicas da Formação Juruá, além da formação das seqüências evaporíticas que constitui as rochas selantes da bacia.

Durante o Jurotriássico, atuaram processos erosivos causados por soerguimentos devido à orogenia tardiherciniana, não havendo registro de sedimentação durante esse período. No Jurotriássico também ocorreram intrusões de extensas soleiras de diabásio. Pelo menos três conjuntos de soleiras de diabásio se encontram intrudidos entre as seqüências evaporíticas. Essas soleiras de diabásio foram datadas (datação radiométrica Ar/Ar) de 220 Ma correspondendo ao evento magmático Penatecaua. A sedimentação foi retomada somente no Neocretáceo, período em que a bacia voltou a se comportar como uma área subsidente, com a implementação de um sistema fluvial de alta energia. Essa unidade arenosa é chamada de Formação Alter do Chão.

O início do soergimento dos Andes foi responsável pelo deslocamento do depocentro da sedimentação terciária para a região subandina. A partir do Mioceno, a direção da rede de drenagem mudou em direção ao oceano Atlântico e a bacia do Solimões passou a ser assoreada pelo grande aporte de sedimentos provenientes da região andina.

1.6 Geologia estrutural da bacia do Solimões

O embasamento sobre o qual se implantou a bacia do Solimões é representado pelo Cráton Amazônico. O Cráton Amazônico (Figura 6) é composto de seis grandes províncias geocronológicas que são o resultado da acreção de faixas móveis a um núcleo mais antigo, denominado de província amazônica central. Na Sub-bacia do Jandiatuba (cinturão móvel Rondoniense) e na Sub-bacia do Juruá (província Rio Negro-Juruena) o substrato é composto por rochas ígneas e metamórficas, porém na Sub-bacia do Juruá encontram-se rochas sedimentares (Grupo Purus).

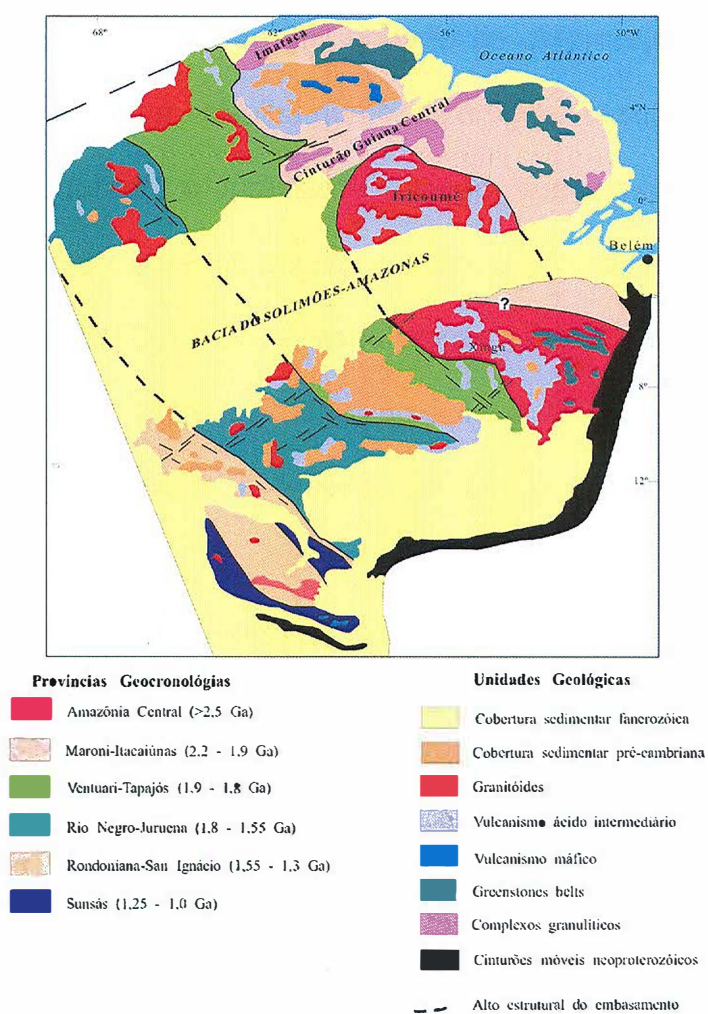


Figura 6 - Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com TASSINARI & MACAMBIRA (2004).

As principais feições estruturais da bacia do Solimões são: Arco de Carauari, Arco de Iquitos e o Megacisalhamento do Solimões.

O Arco de Carauari, uma feição proeminente positiva do embasamento, de direção NW-SE, separa a bacia do Solimões em duas sub-bacias: Jandiatuba e Juruá. Uma outra feição estrutural que se destaca é o Arco de Iquitos. A gênese do Arco de Iquitos está relacionada ao espessamento tectônico da borda do continente sul-americano como consequência da orogenia andina, o que ocasionou um soerguimento da litosfera na região do Arco de Iquitos (CAPUTO, 1985).

Apresentando uma direção geral N75°E e extensão superior a 1000 km, o Megacisalhamento do Solimões constitui uma das principais feições estruturais da bacia, sendo um clássico exemplo de um cinturão de deformação intraplaca. Sua gênese está relacionada a um cisalhamento dextrógiro, resultante de esforços compressivos, ocorrido durante o Jurássico-Cretáceo, que reativou estruturas pré-existentes do embasamento, gerando dobras anticlinais e falhas reversas de direção preferencial NE-SW (CAPUTO, 1985). A estruturação gerada por esses esforços é consequência da divergência entre a América do Sul e a África, o que produziu uma forte convergência entre o noroeste da América do Sul e um Arco de ilhas (CAPUTO & SILVA, 1990).

Associados ao Megacisalhamento do Solimões ocorrem falhas transcorrentes em *trends* escalonados, *en échelon*, diagonais à zona principal, como o *trend* Juruá. São descritos três conjuntos de falhas ao longo do Megacisalhamento do Solimões (CAPUTO & SILVA, 1990):

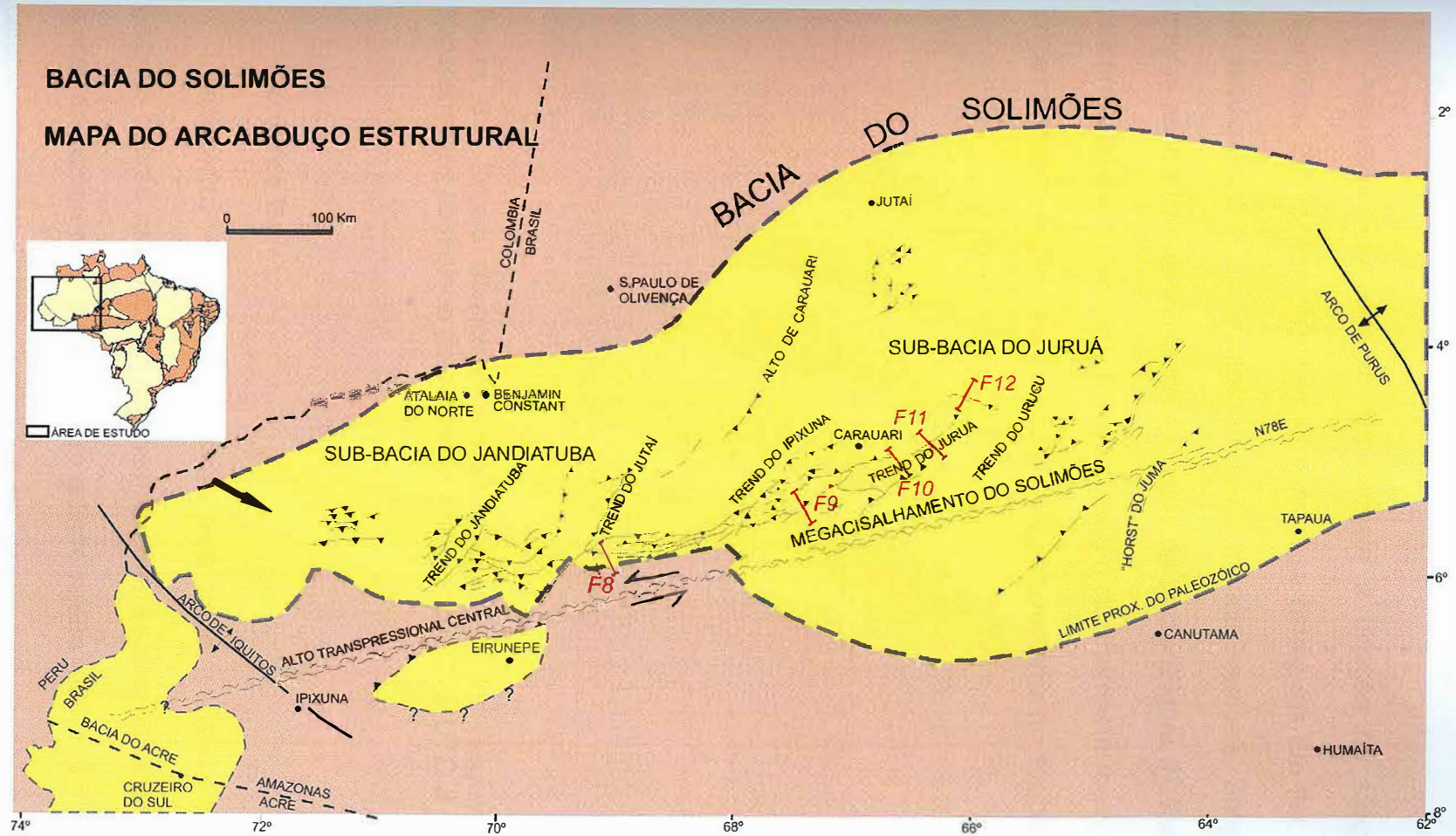


Figura 7 - Mapa Estrutural da bacia do Solimões com as localizações das seções sísmicas. Modificado de CAPUTO & SILVA (1990). As legendas F8, F9, F10, F11 e F12 correspondem à localização das seções sísmicas das figuras com números correspondentes.

Conjunto A

Apresenta uma direção sub-paralela à direção do Megacisalhamento do Solimões. Em seções sísmicas, observam-se estruturas em flor positivas e planos de deslocamento com rejeitos aproximadamente verticais, atingindo centenas de metros principalmente no limite sudoeste da bacia (Figura 8). Essas estruturas são interpretadas como sendo o resultado de um cisalhamento regional convergente de primeira ordem, segundo a direção N 75°E, proveniente do quadrante NW.

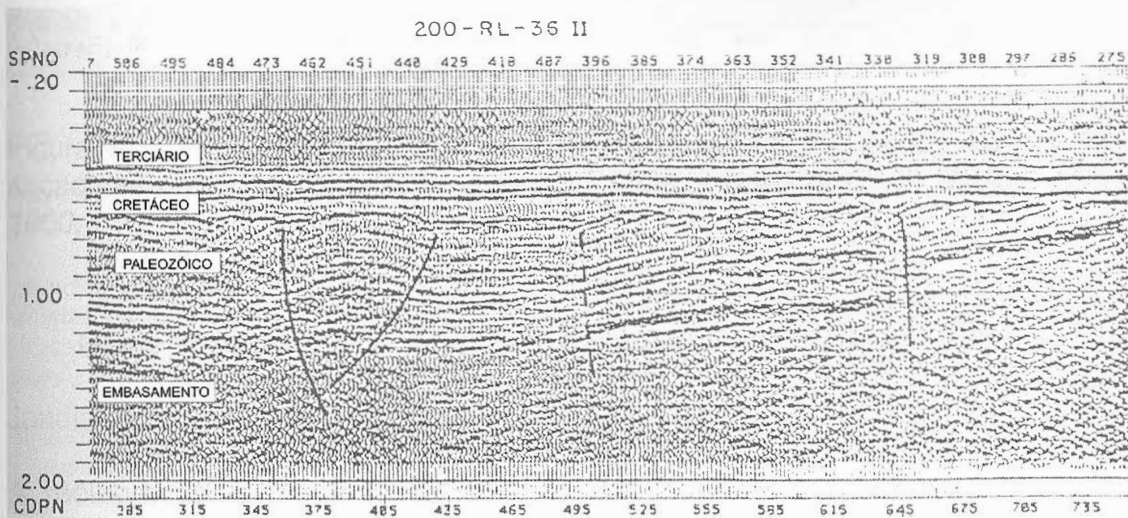


Figura 8 - Seção sísmica mostrando falhas em flor (esquerda) e duas falhas transcorrentes com plano de deslocamento vertical (CAPUTO & SILVA, 1990).

Conjunto B

Caracteriza-se pela sua inflexão para norte, variando de N65°E a N25°E, gerando dobras assimétricas e falhas reversas escalonadas (*en échelon*). Mostram efeitos de compressão e falhas com grande rejeito (500 m a 1000m), estando bem caracterizadas em linhas sísmicas e em poços perfurados na área (figuras 9, 10, 11).

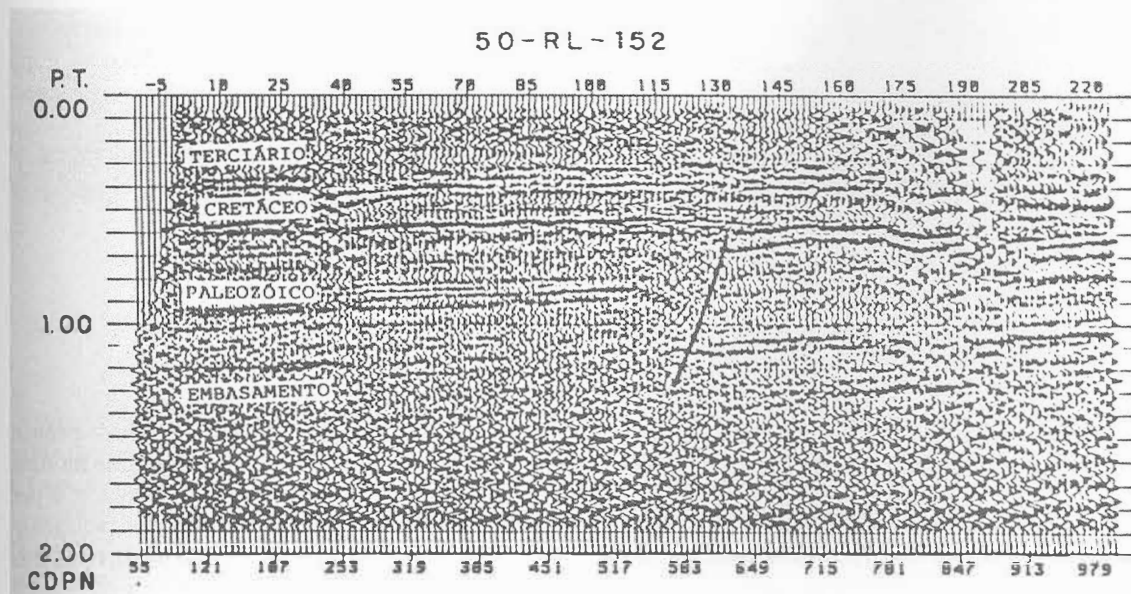


Figura 9 - Seção sísmica mostrando uma falha reversa em échelon onde toda a seção pré-cretácea foi falhada segundo uma direção N 55°E. CAPUTO & SILVA, 1990.

Como exemplos de trends escalonados podem-se citar os trends de Jandiátuba, Jutai, Ipixuna, Juruá e Urucu (APOLUCENO NETO & TSUBONE, 1988). A reologia do embasamento, através de lineamentos pré-existent, controla a direção das falhas reversas escalonadas desse conjunto, variando de 10° a 45° com a direção da transcorrência.

Por vezes, o falhamento do embasamento produz apenas uma flexura na cobertura sedimentar, sem falhamento reverso associado (Figura 10). Outrora, a cobertura sedimentar basal encontra-se falhada, com a porção superior dobrada, formando as chamadas *box folds* (Figura 11).

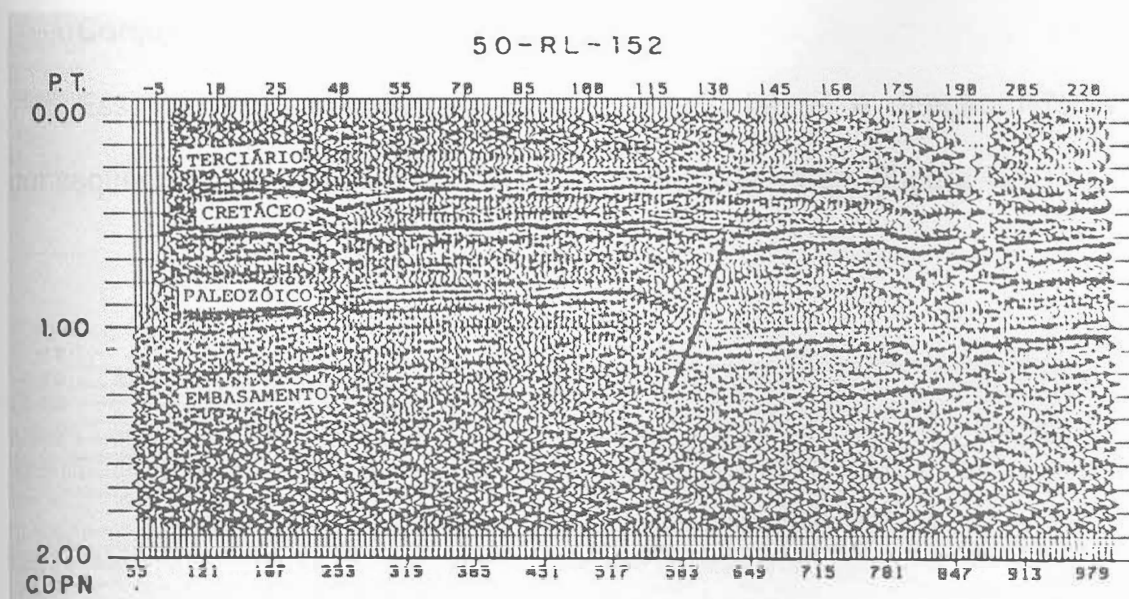


Figura 10 - Observar a continuidade entre o bloco elevado e o rebaixado sem ruptura das camadas (dobras en échelon). CAPUTO & SILVA, 1990.

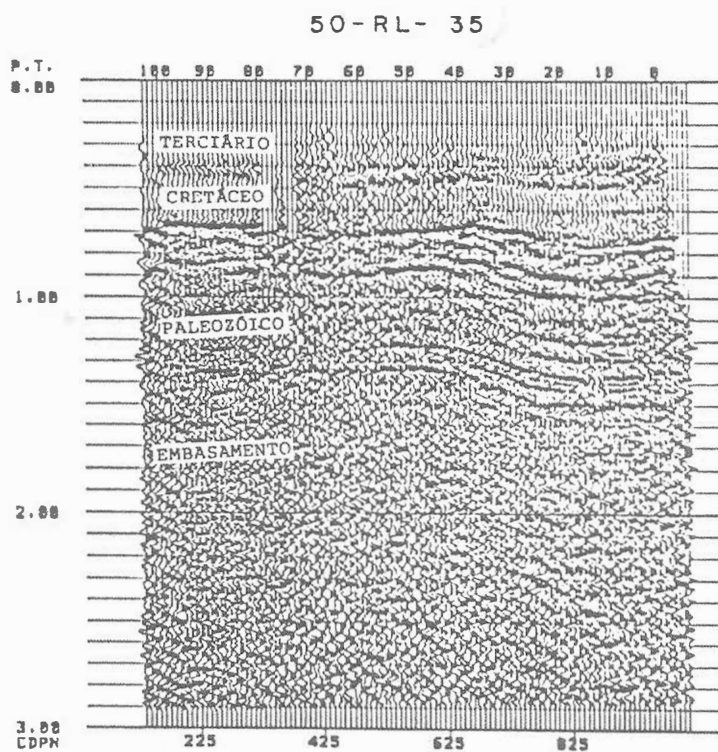


Figura 11 - Seção sísmica mostrando o embasamento e a seção basal falhada, porém o topo das rochas paleozóicas encontra-se apenas dobrada sob a cobertura cretácea. CAPUTO & SILVA, 1990.

Conjunto C

Esse conjunto apresenta falhas de rejeito lateral e direção N70°W como consequência de esforços compressivos de segunda ordem (Figura 12).

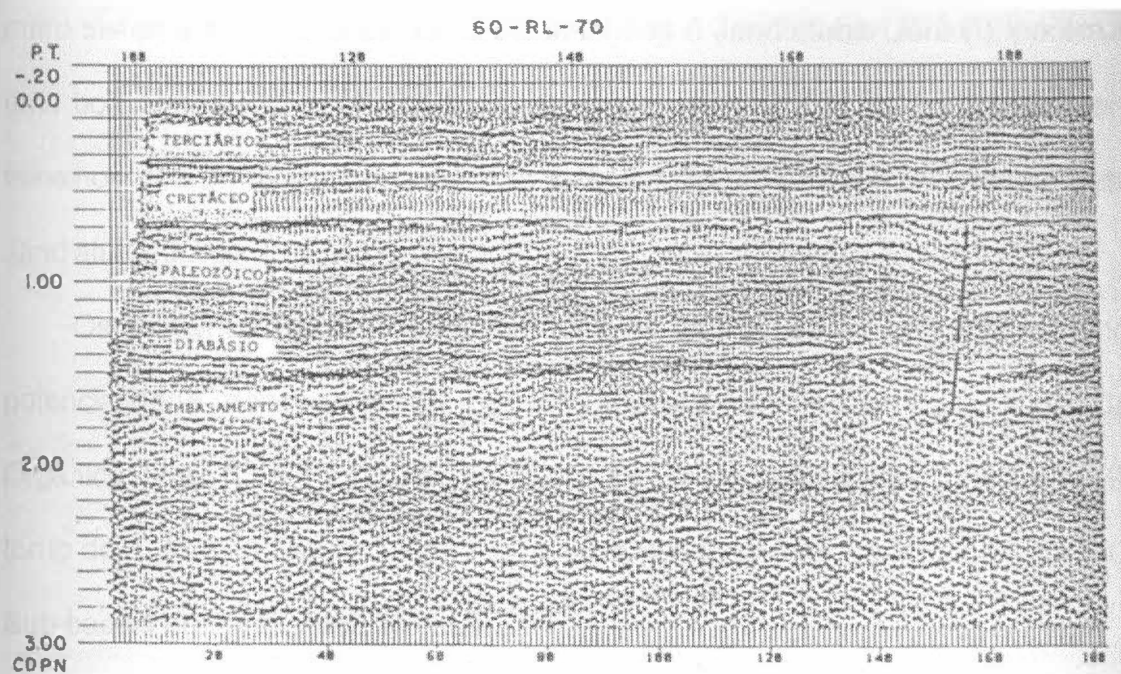


Figura 12 - Seção sísmica mostrando uma falha com rejeito direcional, com plano de deslocamento vertical, na direção N 70°W. CAPUTO & SILVA, 1990.

1.7 Geologia do petróleo da bacia do Solimões

O principal sistema petrolífero da bacia do Solimões é Jandiatuba-Juruá (!). É responsável pela maior parte das acumulações de hidrocarbonetos descobertas. Um outro sistema petrolífero da bacia do Solimões é Jandiatuba-Uerê (.), porém não há uma boa correlação entre o óleo encontrado nos arenitos da Formação Uerê e os folhelhos da Formação Jandiatuba. Abaixo é feita a descrição do sistema petrolífero Jandiatuba-Juruá.

Os folhelhos geradores Devonianos da Formação Jandiatuba evidenciam a potencialidade desse sistema petrolífero pelos excelentes índices de Carbono Orgânico Total (COT) em torno de 6% e índice de reflectância da vitrinite (R_o) em torno de 1,35%. A Figura 13 abaixo mostra a distribuição de isoteores de COT nas Sub-bacias do Jandiatuba e Juruá.

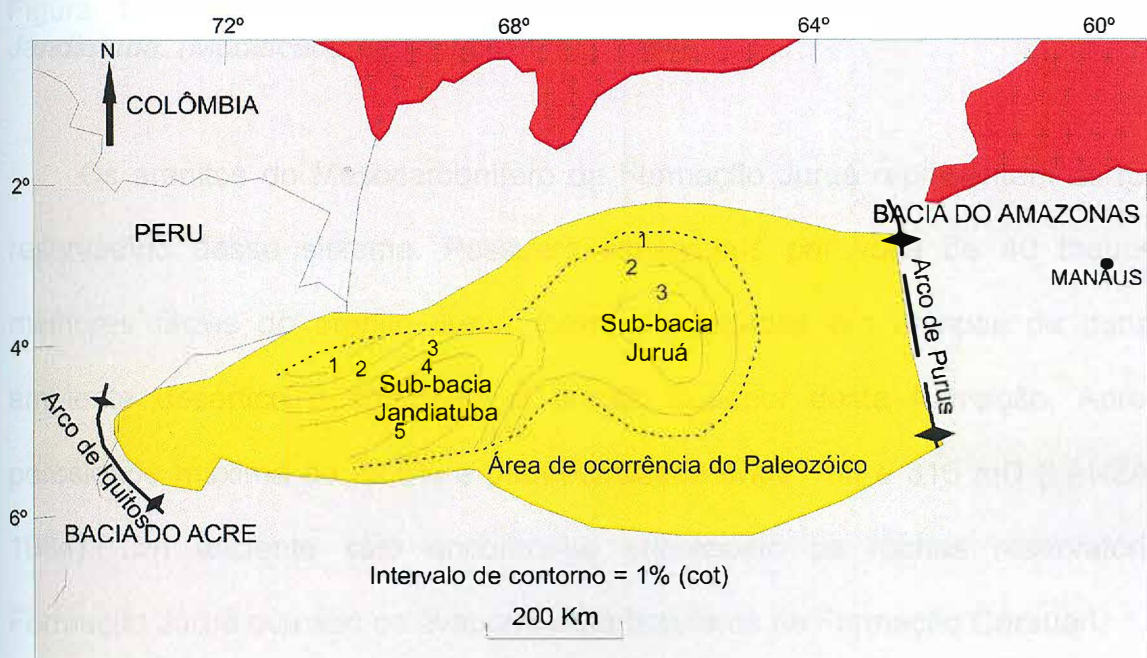


Figura 13 - Curvas de isoteores de COT nas unidades geradoras da Formação Jandiatuba (DPC & ASSOCIADOS, 2000).

O baixo potencial gerador ($S_2 < 3.5$ mg HC/g rocha) combinado com baixos índices de hidrogênio ($I_H < 50$ mg HC/g COT) indica que a Formação Jandiatuba gerou a maioria dos hidrocarbonetos (MELLO *et al.*, 1994). Cabe salientar que os altos índices de Ro se justificam pela presença de corpos intrusivos de diabásio que aceleraram a maturidade térmica da rocha. A figura a seguir sintetiza os dados geoquímicos da Formação Jandiatuba (Figura 14).

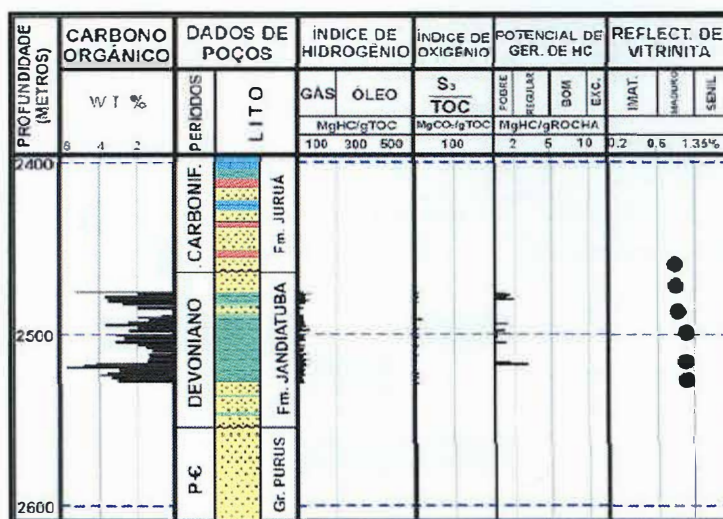


Figura 14 - Dados geoquímicos mostrando o potencial gerador da Formação Jandiatuba. (Modificado de MELLO *et al.*, 1994).

Os arenitos do Mesocarbonífero da Formação Juruá representam as rochas-reservatório desse sistema. Possuem espessuras por volta de 40 metros. As melhores fácies do arenito Juruá foram depositadas em campos de dunas de ambiente desértico e compõem a porção superior desta formação. Apresenta porosidade máxima de 22,5% e permeabilidade entre 100 e 316 mD (LANZARINI, 1984). Um eficiente selo encontra-se sobreposto as rochas reservatório da Formação Juruá que são os evaporitos Carboníferos da Formação Caruari.

Segundo MELLO *et al.* (1994), a geração-migração ocorreu no Neodevoniano, anterior a formação das trapas que ocorreu no Neojurássico-Eocretáceo. Porém, os

hidrocarbonetos que foram gerados até o final do devoniano, foram remigrados entre o final do Jurássico e o final do Aptiano (140-110 Ma), ou seja, foram remigrados durante a formação das trapas. O momento crítico desse sistema petrolífero foi por volta de 200 Ma, quando a maioria dos hidrocarbonetos já estava acumulada (Figura 15).

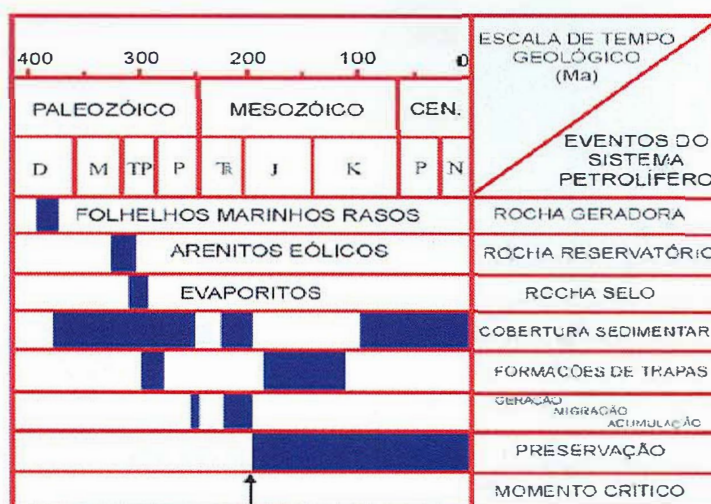


Figura 15 - Tabela de eventos para o sistema petrolífero Jandiatura-Juruá (Modificado de MELLO et al., 1994).

As intrusões de rochas básicas tiveram um papel fundamental na maturação dos folhelhos geradores da Formação Jandiatura, sendo a proximidade das soleiras de diabásio o principal controlador entre a geração de gás e óleo (BRAZIL, 1990). WANDERLEY FILHO *et al.* 2005 discute os efeitos positivos e negativos das intrusões de diabásio na geração de hidrocarbonetos, considerando que essas intrusões podem ter aberto estruturas e craqueado grandes quantidade de hidrocarbonetos. Na área do Juruá as soleiras ocorrem 200 metros estruturalmente acima, deixando a matéria orgânica somente na janela de geração de gás (senil). Já na área do Urucu, as soleiras encontram-se 800 metros acima da rocha geradora, o

que fez com que a matéria orgânica se apresente na janela de geração de óleo (Figura 16).

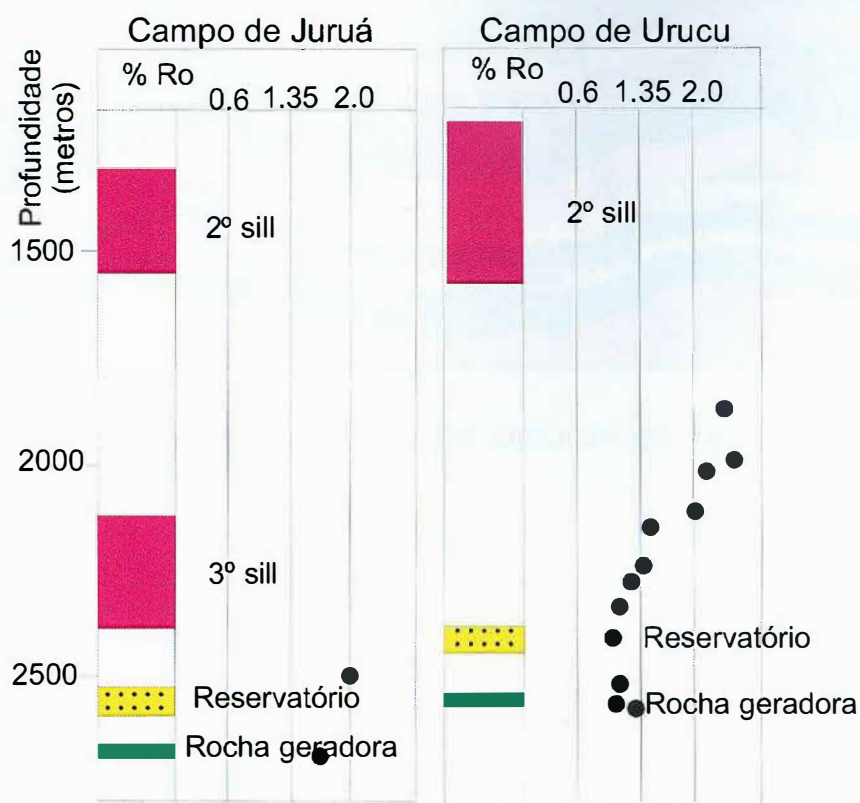


Figura 16 - Perfis de índice de reflectância da vitrinite (R_o) mostrando a influência das soleiras de diabásio no grau de maturação da matéria orgânica (Modificado de DCP & ASSOCIADOS, 2000).

As intrusões de basalto foram fundamentais para o sucesso desse sistema petrolífero, pois a pequena carga sedimentar da bacia provavelmente não proporcionaria condições de pressão e temperatura adequadas para a geração. Tendo em vista a enorme influência dessas rochas na geração, esse sistema petrolífero se enquadra na classificação de MAGOON & DOW (1994) como atípico. A Figura 17 abaixo sintetiza o modelo de acumulação de petróleo da bacia do Solimões.

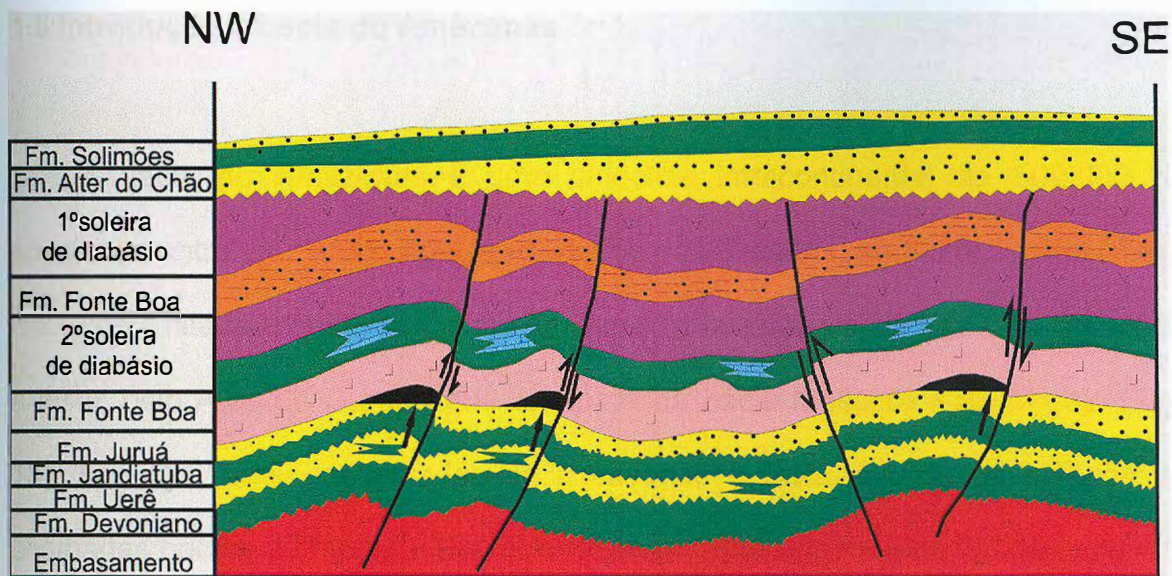


Figura 17 - Modificado de Mello et al., em AAPG MEMOIR 60, 1994.

1.8 Introdução à bacia do Amazonas

A bacia do Amazonas é uma sinéclise intracontinental de 500.000 Km², encaixada entre os escudos pré-cambrianos das Guianas, ao Norte, e Brasileiro, ao Sul. Está limitada a oeste pelo Arco de Purus, que a separa da bacia de Solimões e, a leste, pelo Arco de Gurupá que a separa da bacia Mesozóica de Marajó (Figura 18). Abrange parte dos estados do Amazonas e Pará. Reúne as anteriormente chamadas bacias do Médio e Baixo Amazonas. Sua origem está ligada à dispersão de esforços no fechamento do ciclo Proterozóico Brasileiro, com a propagação de um rifte precursor, fazendo-se de leste para oeste, ao longo de antigas linhas de fraqueza do embasamento.

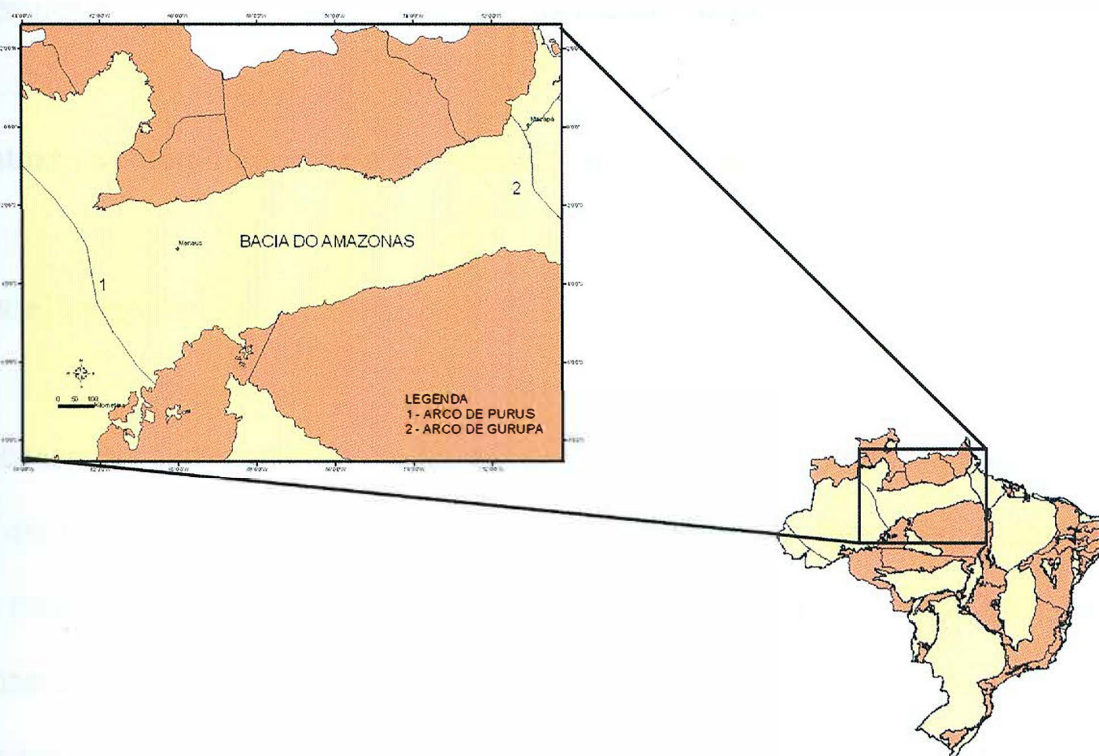


Figura 18 - Localização da bacia do Amazonas com os principais limites geológicos.

O preenchimento da bacia tem em torno de 6 Km de espessura e consiste principalmente de rochas paleozóicas (Ordoviciano - Permiano) intrudidas por diques e soleiras de diabásio do Triássico - Jurássico, que foram posteriormente soterradas por rochas do Cretáceo - Terciário.

Até 2000 já haviam sido perfurados na bacia cerca de 178 poços exploratórios e levantados aproximadamente 70.000 Km de sísmica 2D. Os dados disponíveis permitiram a identificação de um único sistema petrolífero para a bacia: Barreirinha-Curiri (!), porém acumulações comerciais ainda não foram descobertas. Estudos indicam que grande quantidade de hidrocarbonetos foi expelida dessa formação, porém grande quantidade se dispersou ao longo das longas distâncias de migração. Parte dos hidrocarbonetos que tenham vindo a se acumular, podem ainda ter sido remobilizados e perdidos durante a fase de reativação mesozóica.

1.9 Contexto geológico da bacia do Amazonas

1.9.1 Litoestratigrafia

A descrição da litoestratigrafia abaixo enfocou as formações mais importantes no que diz respeito à caracterização do sistema petrolífero. A descrição abaixo se baseou nas descrições de EIRAS *et al.* (1994). A carta estratigráfica da bacia do Amazonas apresentada na Figura 19 foi proposta por CUNHA *et al.* (1994). A Figura 18 relaciona as formações da bacia do Amazonas com as formações correlatas na bacia do Amazonas.

- Grupo Purus

Representa a cobertura sedimentar proterozóica. É subdividida nas formações Acari e Prosperança.

- Grupo Trombetas

Constituído pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru.

- Grupo Urupadi

Abrange as formações Maecuru e Ererê. A Formação Maecuru é composta de arenitos e pelitos neríticos e deltaicos emsianos a eo-eifelianos. A Formação Ererê é constituída por siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos neo-eifelianos a eogivetianos.

- Grupo Curuá

Constituído pelas formações Barreirinhas, Curiri, Oriximiná e Faro. A Formação Barreirinha é representada por folhelho cinza-escuro e preto, depositado em transgressão global no final do Devoniano (Frasniano) segundo GRAHN (1992). Representa a rocha geradora da bacia do Amazonas. A Formação Curiri é composta por diamictitos, folhelhos de ambiente glacial (Fameniano).

- Grupo Tapajós

Representa as formações Monte Alegre, Itaituba e Nova Olinda. A Formação Monte Alegre corresponde a arenitos de origem eólica e fluvial (*wadis*), intercalados por siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (MIURA *et al.* 1983; COSTA, 1984 *apud* CUNHA *et al.*,1994). A Formação Itaituba e Nova Olinda são constituídas de calcários de inframaré e evaporitos, respectivamente.

- Grupo Javari

Engloba as formações Alter do Chão e Solimões. A Formação Alter do Chão representa arenitos de um sistema fluvial de alta energia. A Formação Solimões é composta por pelitos com resto de moluscos e vegetais de origem lacustre.

- Intrusões Ígneas do Jurássico – Cretáceo

Representa as soleiras e diques de diabásio de idade Jurássica (200 ± 20 Ma). Esse episódio magmático é chamado de Pinatecaua. Essas rochas básicas encontram-se intercaladas entre os evaporitos da Formação Nova Olinda.

1.9.2 Cronoestratigrafia

No âmbito da estratigrafia de seqüências, o registro sedimentar da bacia do Amazonas pode ser agrupado em três seqüências paleozóicas de segunda ordem e uma seqüência Cretácea-terciária separadas por quatro largas discordâncias regionais.

- SEQÜÊNCIA ORDOVICIANA-DEVONIANA

Essa seqüência é representada pelos clásticos do Grupo Trombetas. É limitada no topo por uma discordância relacionada à orogenia Caledoniana.

- SEQÜÊNCIA DEVONIANA-CARBONÍFERA

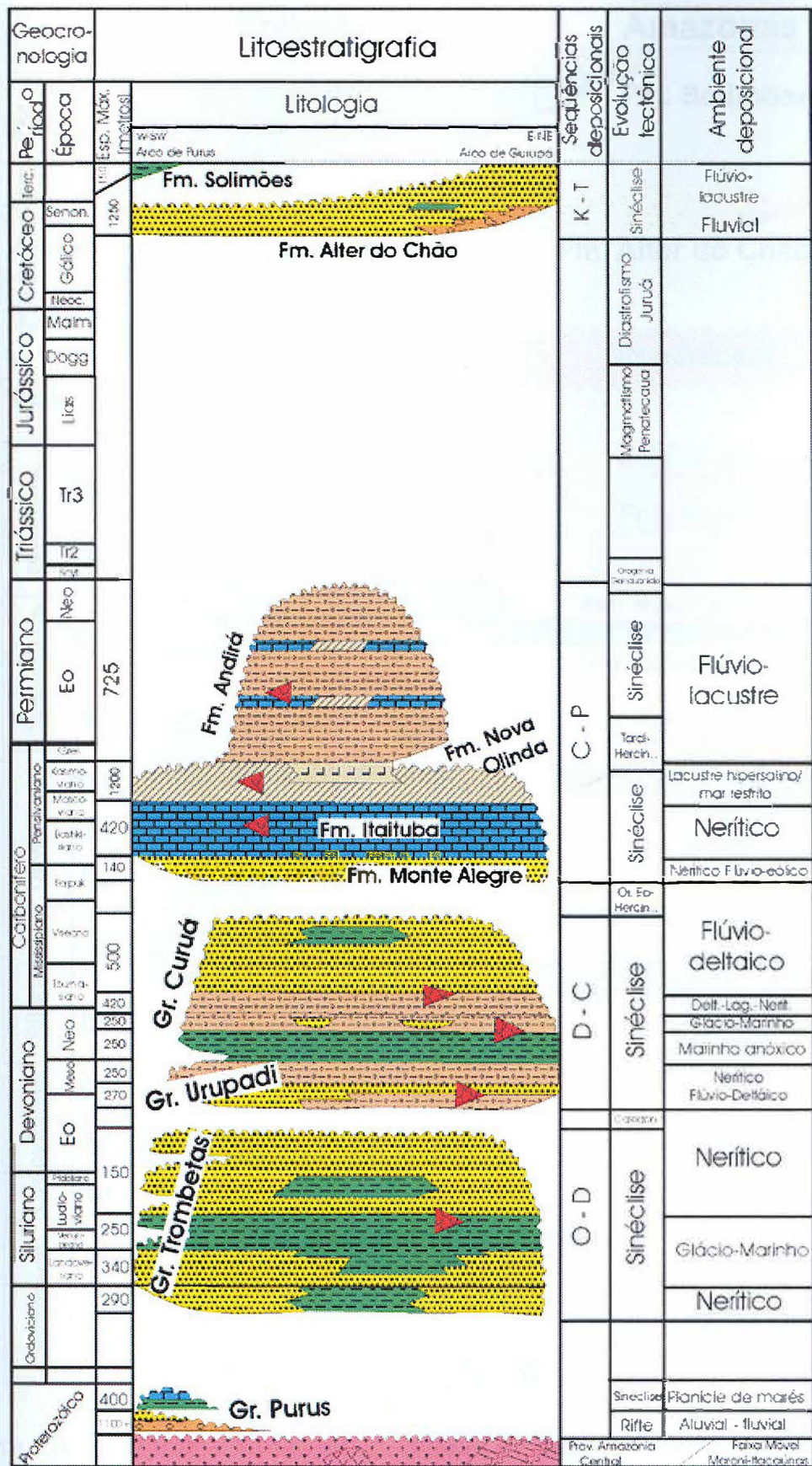
Representada pelos clásticos marinhos do Grupo Trombetas. É limitada no topo por uma discordância relacionada à Orogenia Eo-herciana.

- SEQÜÊNCIA DO PERMO-CARBONÍFERA

É truncada no topo pela discordância do Cretáceo. É composta por rochas sedimentares clásticas e químicas do Grupo Tapajós, cujas marcas climáticas se estendem de frio a quente e seco. É subdividida (da base para o topo) nas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

- SEQÜÊNCIA CRETÁCEA - TERCIÁRIA

Representada pelo clásticos do Grupo Javari. Essa formação é composta de arenitos fluviais anastomosados e argilitos com idades que vão do fim do Cretáceo ao Paleogeno.



Modificado de Boletim de Geociências da Petrobras, no. 1, vol. 8, 1994.

Figura 19 - Diagrama da bacia do Amazonas (CUNHA et al., 1994).

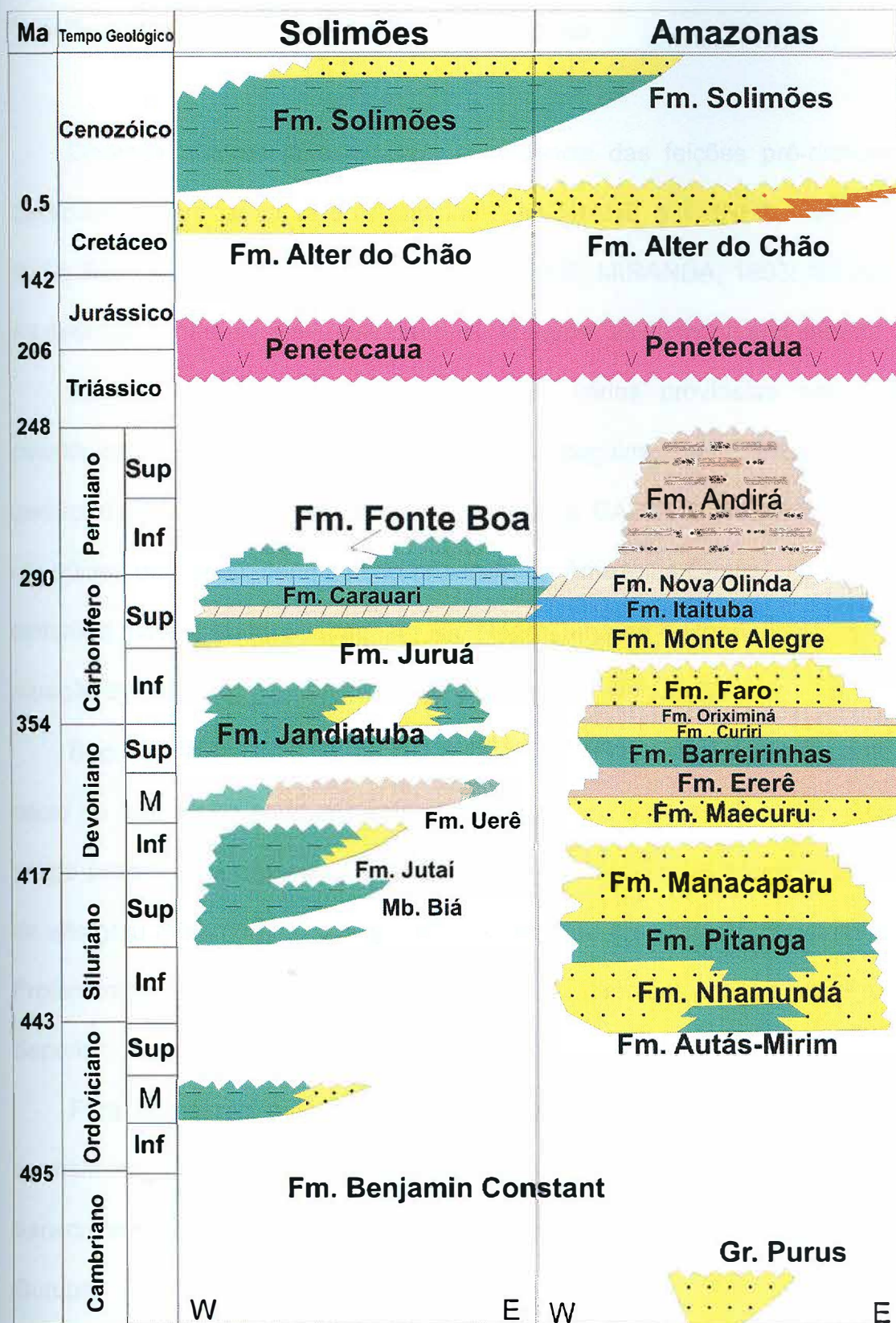


Figura 20 - Diagrama ilustrando a correlação entre as formações das bacias do Amazonas e Solimões. Modificado de MILANI & ZALÁN (1999).

1.10 Geologia estrutural da bacia do Amazonas

Diversos autores já estudaram a influência das feições pré-cambrianas no desenvolvimento da bacia do Amazonas (ANDRADE & CUNHA, 1971; ARAÚJO, 1972; REZENDE & BRITO, 1973; CUNHA, 1982; MIRANDA, 1993; NEVES, 1989). As descontinuidades no embasamento controlaram as descontinuidades da bacia.

ALMEIDA *et al.* (1977) caracterizaram várias províncias estruturais com constituição e estruturação próprias. Em seguida, com base em estudos geocronológicos, CORDANI & NEVES (1982) e CAPUTO (1984) individualizaram um núcleo arqueano, denominado província da Amazônia Central, contornado pelos cinturões moveis Maroni-Itacaunas, Rio Negro-Juruena e Rondoniano, vinculados à atuação dos eventos Transamazônico e Uruçuano (Figura 6).

Segundo WANDERLEY FILHO & COSTA (1991) a evolução pré-cambriana da bacia do Amazonas pode ser entendida através de dois eventos principais: o mais antigo promoveu a organização dos terrenos granito - “*greenstone*” e dos cinturões de alto grau metamórfico; o segundo proporcionou a edificação de várias bacias no Proterozóico Médio que foram submetidas à inversão positiva no Proterozóico Superior.

Para o mesmo autor, as principais estruturas da bacia são: (1) as falhas normais do Paleozóico, com direção aproximadamente NW/SE, (2) as falhas transcorrentes, (3) a estrutura em “*dog - leg*” e (4) os arcos limítrofes de Purus e Gurupá.

1.10.1 Falhas normais paleozóicas

Essas falhas foram ativas apenas no estágio inicial de implantação da bacia, uma vez que não se observam camadas basculadas, discordâncias angulares e a presença de dobras. As principais falhas normais paleozóicas estão indicadas no mapa (Figura 21), onde se verifica que a direção geral é NE-SW e que elas tendem a se unir em direção ao Arco de Purus, significando que a bacia abriu mais a leste do que a oeste.

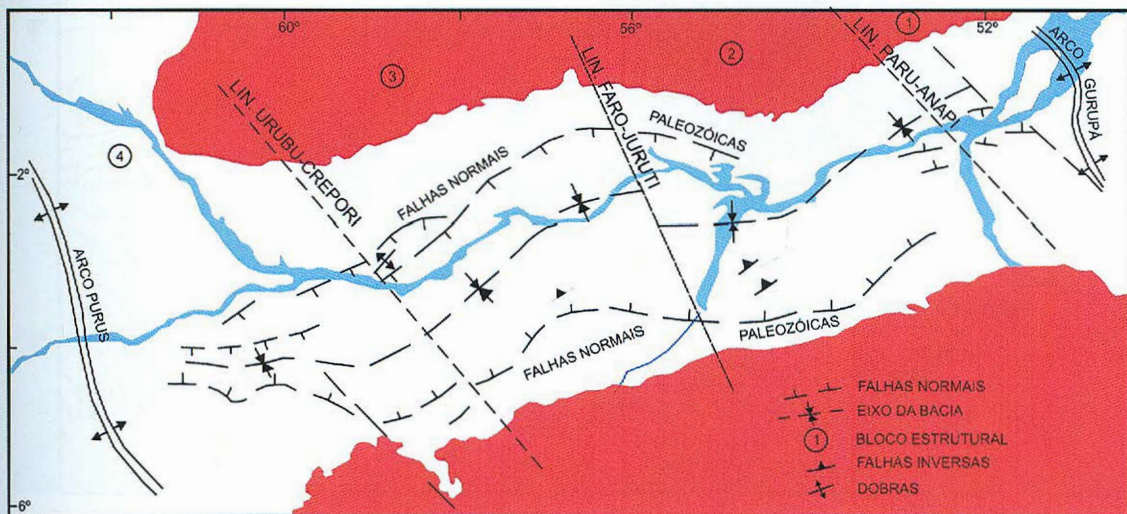


Figura 21 - Mapa estrutural mostrando as falhas paleozóicas da bacia do Amazonas e a compartimentação da bacia em quatro blocos estruturais (WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991).

1.10.2 Falhas de transferência NW/SE

Através da interpretação de mapas estruturais, sísmicos, gravimétricos, magnéticos e de isópacas foi possível reconhecer as principais falhas NW-SE. Elas seccionam e deslocam os depocentros de quase todas as unidades litológicas e o eixo das anomalias gravimétricas positivas, impondo a bacia a forma de “dog - leg” (Figura 22).

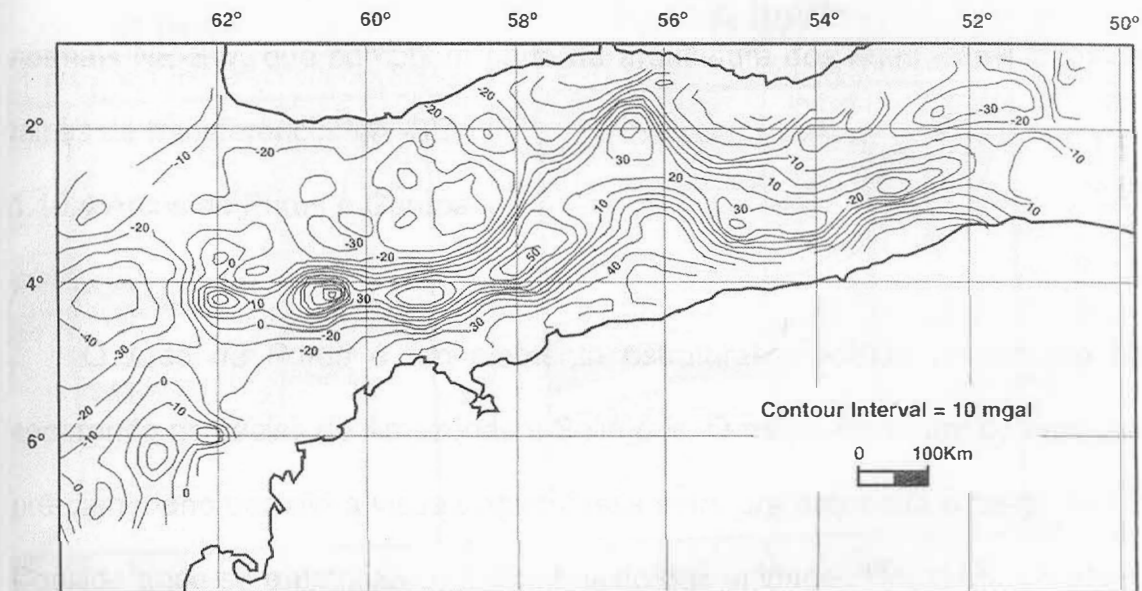


Figura 22 - Mapa gravimétrico Bourguer da bacia do Amazonas (LINSSE, 1958 apud WANDERLEY FILHO & COSTA, 1991) mostrando o padrão dog-leg.

Considerando diversos fatores, como a presença de falhas transcorrentes, a variação lateral da natureza das unidades litológicas e a posição espacial dos pacotes rochosos, pode-se dividir a bacia do Amazonas em quatro compartimentos principais denominados de blocos 1, 2, 3 e 4 (Figura 21).

1.10.3 Estrutura em “dog - leg”

Através da análise do mapa gravimétrico da bacia (Figura 45), percebe-se facilmente que a bacia do Amazonas é composta por segmentos longos, orientados na direção NE/SW, que se alternam com segmentos curtos de direção aproximada E-W. Essa organização geométrica é denominada estrutura em “dog - leg” (CAPUTO, 1984; dentre outros).

Essa estrutura pode ser descrita como o resultado da interação entre falhas normais NE-SW, que compõem parte da arquitetura dos riftes Eopaleozóicos, e as falhas de transferência NW-SE.

1.10.4 Arcos de Purus e Gurupá

O Arco de Purus é um elemento estrutural orientado na direção NW-SE, separando as bacias do Amazonas e Solimões. O mapa estrutural do embasamento pré-cambriano permite a visualização dessa estrutura arqueada a oeste de Manaus. Considerando-se a natureza e a distribuição das unidades litoestruturais abordadas, sugere-se que o Arco de Purus represente o prolongamento do Gráben do cachimbo para noroeste.

Já o Arco de Gurupá é o limite entre as bacias do Amazonas e do Marajó. Pode ser identificado a partir da interpretação de dados sísmicos, secções geológicas, mapa gravimétrico e informações de poços. Sobre o desenvolvimento desse arco varias hipóteses foram discutidas podendo-se destacar que o soerguimento teria acontecido no final do Permo-Carbonífero, antecedendo o tectonismo que culminou com a intensa atividade ígnea do Juro – Triássico e a ruptura do continente Pangea.

1.11 Geologia histórica da bacia do Amazonas

A bacia do Amazonas também registra quatro grandes inundações marinhas durante o Fanerozóico, assim como a bacia do Solimões. Cabe ressaltar que as transgressões que ocorreram na bacia do Amazonas vieram das bacias do atual norte da África que foram inundadas pelo oceano Tethys.

Na transgressão Neordoviciana-Siluriana, o mar teria penetrado pela região do Marajó (PETRI & FÚLFARO, 1983 *apud* ALMEIDA & CARNEIRO, 2000) proveniente das bacias da África, estendendo-se até o Arco de Purus. O Grupo Trombetas representa o melhor registro sedimentar dessa transgressão, apresentando um ambiente nerítico alternado com flúvio-deltáico, litorâneo, glacial e glácio-marinho. O recuo do mar se processou devido a Orogenia Caledoniana ocorrida na margem ativa do Gondwana, expondo à erosão parte dos sedimentos depositados durante essa fase.

Após a discordância relacionada à Orogenia Caledoniana, processou-se a segunda transgressão marinha ou “Grande Transgressão Devoniana” (ALMEIDA & CARNEIRO, 2000). Acredita-se que o mar penetrou na bacia do Amazonas pela região da Ilha do Marajó, estendendo-se até a região do Arco de Purus. Os grupos Urupadi e Curuá foram depositados durante essa fase. A deposição dessas unidades litoestratigráficas reflete ambientes nerítico, glácio-marinho, flúvio-deltáico, lagunar e de mar restrito. Essa transgressão se encerrou no começo do Carbonífero como reflexo da Orogênese Eo-herciniana na margem ativa do Gondwana, provocando um extenso processo erosivo.

A última transgressão Paleozóica foi denominada por Almeida & carneiro (2000) “Transgressão Permo-carbonífera”. Esse ciclo deposicional transgressivo-

regressivo está associado a mudanças climáticas significativas, de frio para quente e árido (CUNHA *et al.* 1994). O mar proveniente da borda ativa do continente Gondwana penetrou na bacia do Amazonas e foi precedido pela deposição de sedimentos eólicos e lacustres no final do Eocarbonífero, sendo representado pelo Grupo Tapajós. Durante a fase regressiva depositaram-se espessos pacotes de evaporitos (Formação Nova Olinda) que representam as rochas selantes da bacia. O mar retirou-se definitivamente da bacia provavelmente como reflexo da Orogenia tardi-herciniana.

A orogenia denominada por ZALÁN (1991) de Gonduanide foi relacionada à colisão final dos continentes Laurásia e Gondwana, entre o Neopermiano-Eotriássico. Essa orogenia afetou a porção norte da América do Sul provocando um soerguimento nas bacias da América do Sul. Esse soerguimento originou uma discordância regional que se estende até a bacia do Paraná.

A bacia do Amazonas sofreu posteriormente outro processo distensional que foi relacionada abertura do Atlântico Norte. Essa distensão foi acompanhada de magmatismo básico, com orientação dos diques na direção norte-sul. Essa manifestação magmática foi agrupada em um único evento magmático com idade entre 170 e 220 M.a. (MIZUSAKI *et al.* 1992 *apud* CUNHA *et al.* 1994).

Outro importante evento ocorrido na bacia foi o Diastrofismo Juruá. Esse evento foi resultado da interação entre a abertura do Atlântico Equatorial (esforços compressionais ENE-WSW) e zona de subducção andina, provocando a reativação de fraturas preexistentes.

O último ciclo deposicional (cretáceo-terciário) registrado na bacia do Amazonas está representado pelo Grupo Javari. Esse grupo assenta-se sobre a

discordância do topo do Paleozóico. A criação de espaço acomodação desses sedimentos está relacionada a um relaxamento de esforços compressionais.

GONZAGA *et al.* (2000) baseando-se em estudos de *backstripping*, considerou a existência de quatro grandes eventos extensionais: evento F1 (Ordoviciano), F2 (Devoniano), F3 (Carbonífero) e F4 (Cretáceo). Cada evento extensional criou espaço para a acomodação dos sedimentos durante as grandes transgressões do Paleozóico. Assim sendo, os eventos F1, F2, F3 se relacionam, respectivamente, ao espaço de acomodação criado durante as transgressões Neordoviciana-Siluriana, “Grande Transgressão Devoniana” e “Transgressão Permo-carbonífera”. O evento distensional F4 estaria relacionado a um relaxamento dos esforços compressionais andino e da abertura do Atlântico Equatorial.

A Figura 23 abaixo mostra graficamente taxas de subsidência e acumulação desde o ordoviciano até o terciário, relacionando com os eventos extensionais propostos F1, F2, F3 e F4.

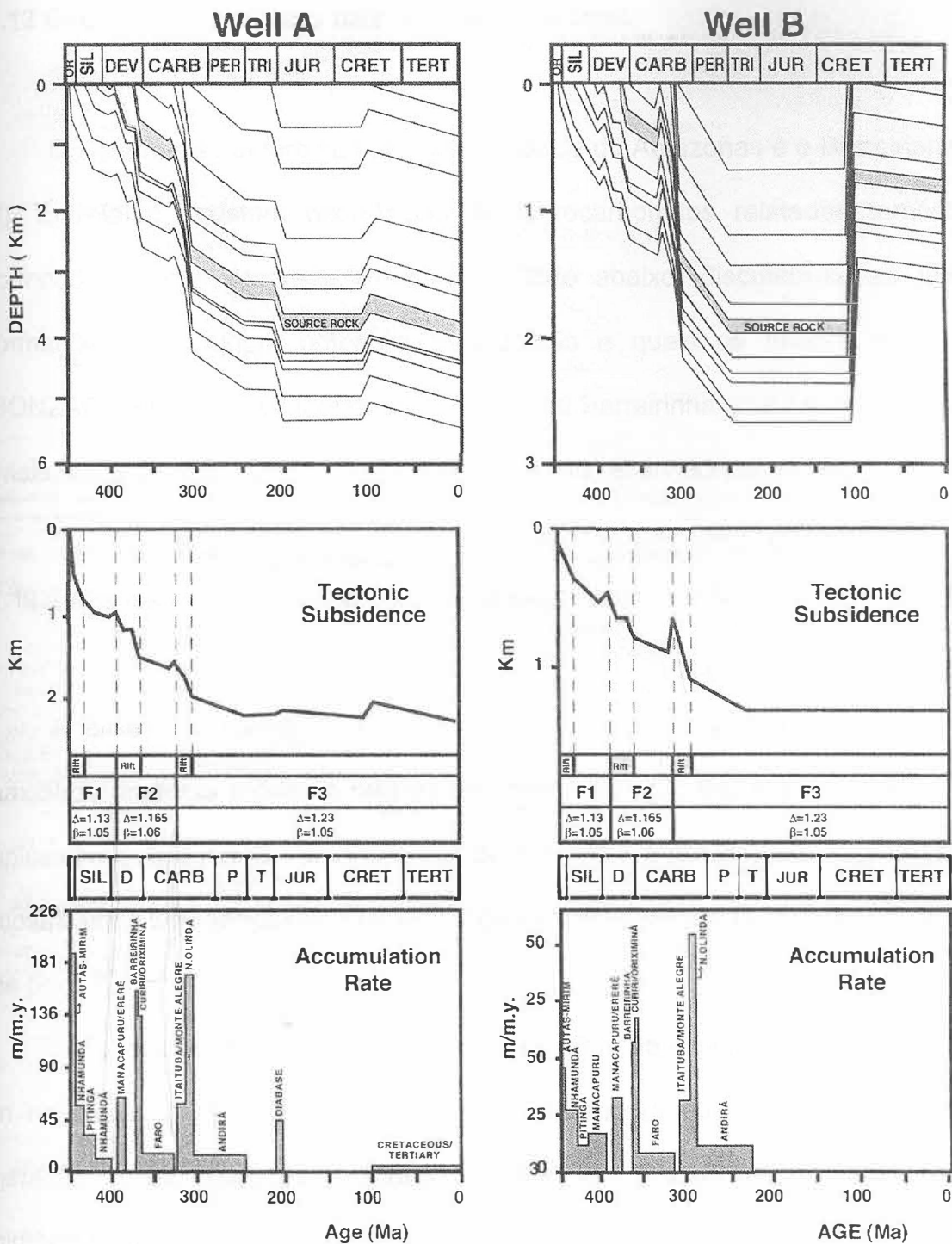


Figura 23- A história geológica, backstripping e taxa de acumulação de dois poços da bacia do Amazonas. Esses gráficos resumem a história geológica da bacia (GONZAGA et al., 2000).

1.12 Geologia do Petróleo da bacia do Amazonas

O sistema petrolífero comprovado da bacia do Amazonas é o Barreirinha-Curiri (!). Entretanto, existem ocorrências de hidrocarbonetos relatadas também nas formações Monte Alegre e Ererê. No texto abaixo, discutem-se as principais formações com algum potencial de geração e quais os fatores que levaram GONZAGA *et al.* (2000) a apontar a Formação Barreirinha como rocha geradora da bacia, além da descrição das formações que são reservatórios na bacia.

1.12.1 Análise das rochas potencialmente geradoras

Análises de carbono orgânico total (COT) e de dados de *Rock-Eval* em amostras imaturas mostram que as formações Pitinga, Barreirinha e Curiri são as únicas com significantes potenciais de geração de hidrocarbonetos (S_2). A Figura 24 mostra um perfil geoquímico de um poço denominado por GONZAGA *et al.* (2000) de poço B.

A Formação Pitinga se estende de 20 a 40 m na margem da bacia e até a 120 m no depocentro, possui valores de COT menores que 2% e S_2 (potencial de geração de hidrocarbonetos) em torno de 4mg HC/g de rocha. Seus índices de hidrogênio e oxigênio indicam a predominância de querogênio tipo II.

A Formação Barreirinha pode ser dividida em duas partes distintas: a seção basal, chamada de “Barreirinha radioativo”, constituída de folhelhos pretos e a seção do topo constituída de folhelhos cinza-escuro. A seção basal tem espessuras entre 30-40 metros nas margens da bacia a 150-160 metros no seu depocentro (mapa de isópacas, Figura 25), possui valores de COT de 3 a 8%, bom potencial S_2 (de 5-20

mg de HC/g de rocha) e predominância de querogênio tipo II. A seção do topo tem espessuras que se estendem de 30 m na margem da bacia a 150 m no depocentro, valores de COT que se estendem de 1 a 2%, máximo S₂ de 4 mg de HC/g de rocha e apresenta predominância de querogênio tipo III.

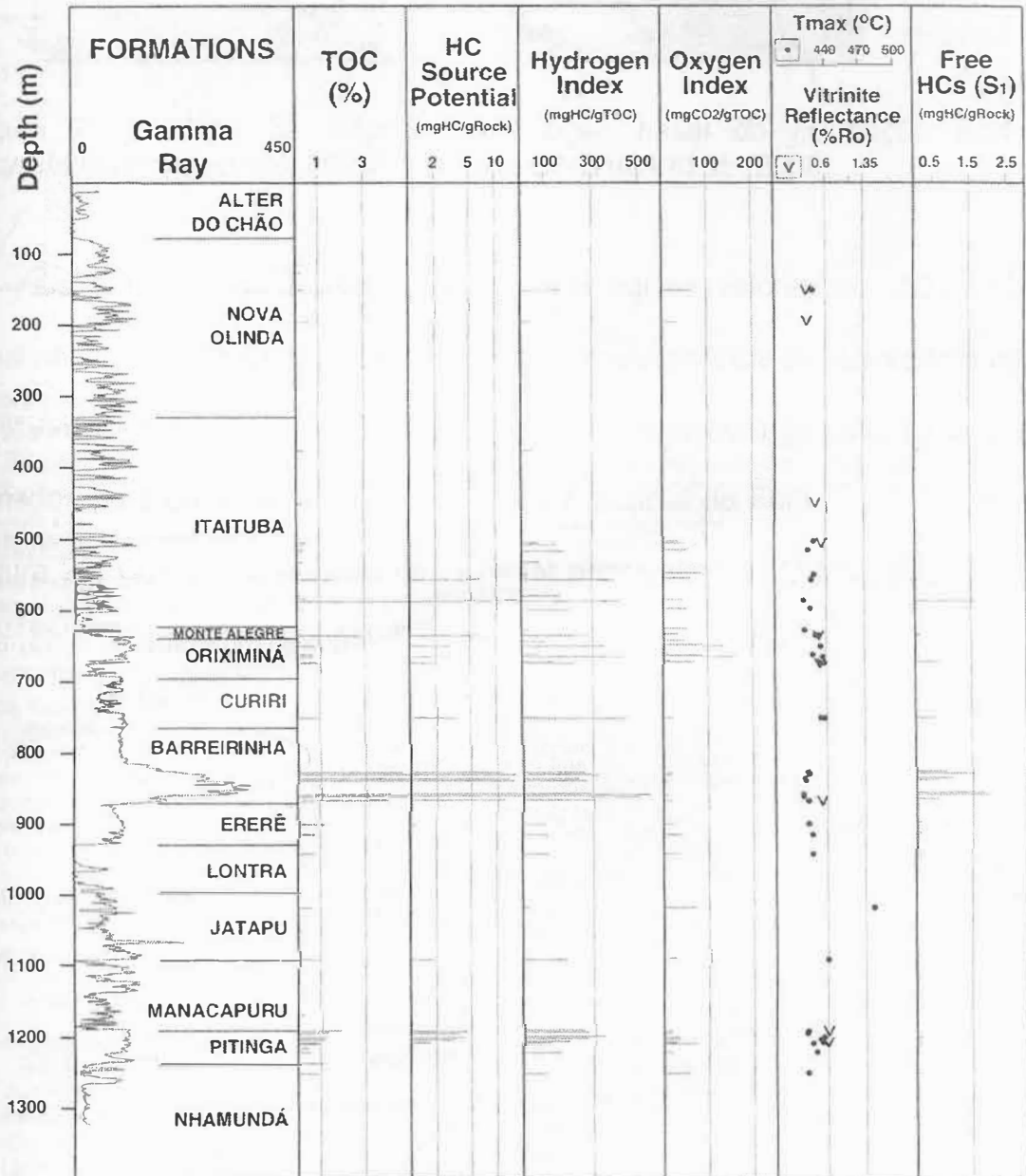


Figura 24 - Perfil geoquímico do poço B (ver mapa de localização na figura W, GONZAGA et al., 2000).

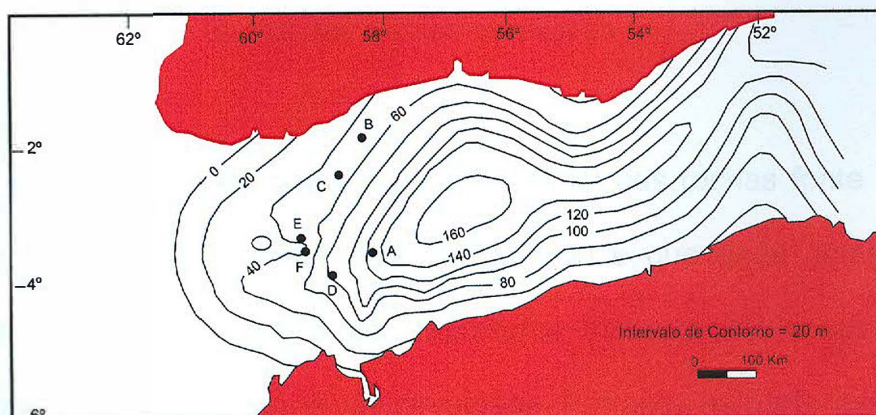


Figura 25 - Mapa de isópacas da seção basal da Formação Barreirinhas (Barreirinhas radioativo). Modificado de GONZAGA et al. (2000).

Os folhelhos da Formação Curiri tem baixos valores de COT (1 a 2%), igualmente baixo S_2 (3 mg HC/g de rocha) e predominância de querogênio tipo III.

Análises de dados *Rock-Eval* e a máxima espessura de cada formação foram tomados para o cálculo do IPF (Índice de Potencial de Fonte) que é mostrado na Figura 26. Como a drenagem de HC's foi principalmente lateral, conclui-se que o "Barreirinha radioativo" é o único com potencial de gerar acumulações comerciais.

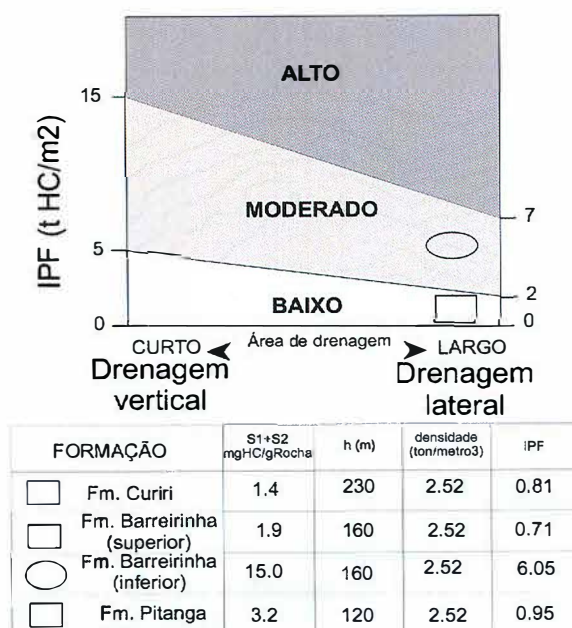


Figura 26 - Cálculo do Índice de Potencial da Fonte (IPF, Método de DEMAISON & HUIZINGA, 1991) para algumas formações paleozóicas da bacia do Amazonas (GONZAGA et al., 2000).

1.12.2 Maturidade termal das rochas geradoras

Estudos indicam que a evolução termal das rochas fonte nessa bacia foram controlados principalmente pela subsidência e que onde houve intrusões ígneas onde estas tiveram um papel importante somente em áreas em que diques e soleiras intrudiram a seqüência devoniana. Portanto, na parte leste da bacia, a rocha fonte estava super-madura, enquanto que na parte oeste, onde as intrusões ocorreram mais afastadas da rocha fonte, a maturação foi controlada por subsidência.

Conseqüência desse tipo de maturação é a distribuição de acumulações de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. A leste, onde a matéria prima amadureceu mais, temos o predomínio de acumulações de gás. Ao passo que à oeste encontram-se predominantemente acumulações de óleo (Figura 27).

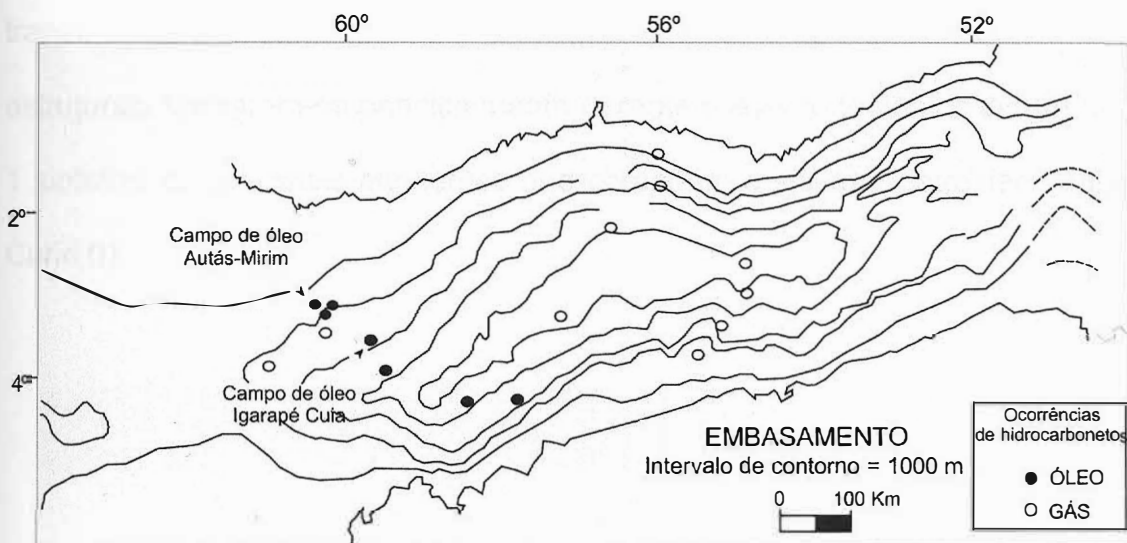
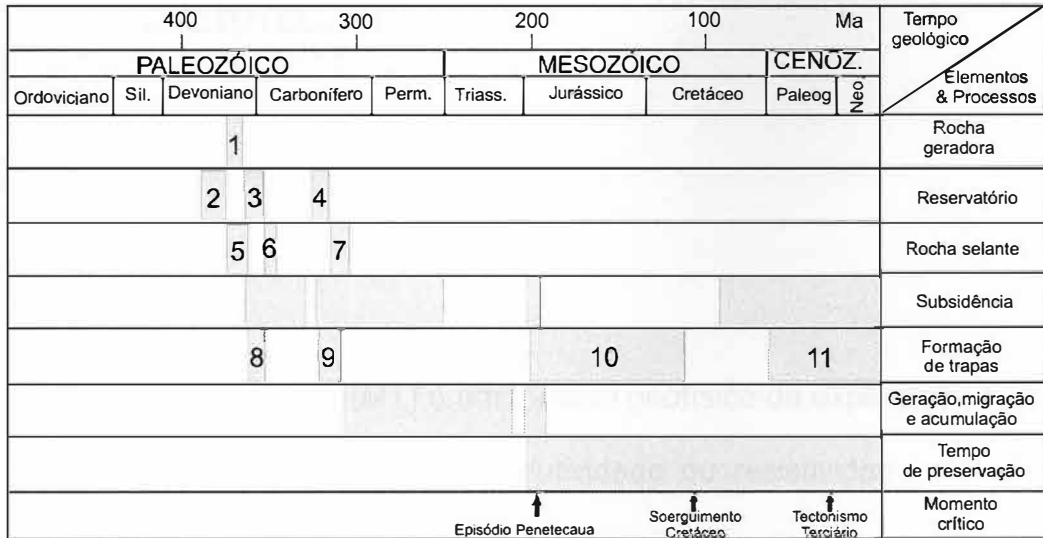


Figura 27 - Mapa mostrando as ocorrências de óleo e gás na bacia do Amazonas. Modificado de GONZAGA et al. 2000.

1.12.3 Trapas, Reservatórios e Selos

Os arenitos Monte alegre apresentam as condições mais favoráveis à acumulação de hidrocarbonetos, com porosidades que vão de 20-25% e permeabilidades que se estendem de 150 a 380 md. Seus selos são os evaporitos, carbonatos (lamitos) da Formação Itaituba. Já as lentes de arenito da Formação Curiri tem espessuras que variam de poucos metros a dezenas de metros, valores de porosidade que vão de 6 a 20% e permeabilidade que varia de 1 a 400 md. Tais lentes foram depositadas em meio a arenitos e diamictitos os quais representam suas trapas. Finalmente, os arenitos da Formação Ererê tem permeabilidade máxima de 20% e permeabilidade de 10 md. Seu selos são os folhelhos da base da Formação Barreirinhas.

Segundo GONZAGA *et al.* (2000), a geração-migração ocorreu do Neocarbonífero até o Permiano, estando completa no Eotriássico. A formação das trapas de caráter estratigráfico ocorreu principalmente no final do Devoniano. Trapas estruturais formaram-se principalmente durante o evento tectônico Juruá. O Quadro 1 sintetiza os principais elementos que compõem o sistema petrolífero Barreirinha-Curiri (!).



LEGENDA:

- | | |
|---|--------------------------|
| 1. Formação Barreirinhas (porção basal) | 6. Formação Curiri |
| 2. Formações Maecuru e Ererê | 7. Formação Itaituba |
| 3. Formação Curiri | 8. Lentes Curiri |
| 4. Formação Monte Alegre | 9. Evento Extensional F3 |
| 5. Formações Maecuru e Ererê | 10. Tectonismo Juruá |
| | 11. Tectonismo Terciário |

Quadro 1 - principais eventos para o sistema petrolífero Barreirinhas – Curiri. (Modificado de GONZAGA et al., 2000).

A principal acumulação estratigráfica é o campo de óleo de Autás-Mirim, a qual contém 10^6 m^3 de óleo e $10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de gás, trapeados dentro das lentes de arenitos Curiri. A mais importante acumulação estrutural foi o campo de Igarapé Cuia com $0.03 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de óleo e $5.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de gás, trapeados dentro dos arenitos Monte Alegre.

2 O MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

2.1 Introdução

O método magnetotelúrico (MT) é um método geofísico de exploração cujo uso tem por fim mapear a distribuição da condutividade ou resistividade elétrica das rochas do subsolo através da medida das variações temporais do campo eletromagnético (EM) natural sobre a superfície do planeta. A partir da distribuição de condutividade ou resistividade, o modelo geológico é inferido resolvendo-se o problema inverso. O método foi proposto inicialmente pelo geofísico soviético TIKHONOV (1950), e pelo francês CAGNIARD (1953) independentemente.

O campo eletromagnético medido na superfície da Terra é a soma de efeitos internos e externos ao planeta. O campo magnético produzido pelo núcleo da Terra é a maior contribuição para o campo magnético total observado. O seu efeito é aproximadamente dipolar e tem origem em processos magneto-hidrodinâmicos que ocorrem no núcleo. As influências externas dizem respeito às correntes elétricas que fluem na ionosfera e magnetosfera, como resultado das variações do campo magnético terrestre, em virtude das interações entre o campo magnético interno, o vento solar e a rotação da Terra. As tempestades elétricas também influenciam as medidas, antenas, geradores, cabos de alta tensão, as rochas imantadas na crosta, ou seja, todas as fontes eletromagnéticas contribuem com maior ou menor importância dependendo da intensidade de seus efeitos.

Uma onda eletromagnética (EM) ao incidir sobre a superfície da Terra induz correntes elétricas no subsolo, que por sua vez, produzem o campo eletromagnético

induzido, campo secundário, que se acopla ao campo indutor na superfície. As correntes assim produzidas são denominadas correntes telúricas, e o campo eletromagnético correspondente é o campo magnetotelúrico que contém informações sobre a distribuição de resistividade do meio. As variações temporais das componentes horizontais dos campos elétrico e magnético na superfície são registradas no domínio do tempo. O processamento dos dados é usualmente realizado no domínio da frequência. Assim, a resistividade aparente das rochas, valor que seria obtido para uma terra homogênea, é obtida como uma função da frequência.

O método MT depende da penetração da energia eletromagnética no subsolo. Isso é uma consequência natural da impedância do meio permitir que as ondas de baixa frequência consigam atingir maiores profundidades enquanto as ondas de alta frequência são fortemente atenuadas. Então, pode-se estimar a profundidade onde se espera encontrar certo valor de resistividade e não apenas as anomalias de resistividade. Assim, a interpretação de dados baseado no método MT é muito mais precisa que a obtida através dos mapas gravimétricos ou magnéticos. Uma vez que a distribuição da resistividade elétrica das rochas na subsuperfície está relacionada com vários parâmetros físicos e estruturais, tais como: porosidade, permeabilidade, salinidade, fusão parcial, saturação de fluido nos poros, pressão, temperatura e outros fatores (KELLER & FRISCHKNECHT, 1970; KAUFMAN & KELLER, 1981), pode se através dos mapas de resistividade inferir sobre a presença de minerais ou hidrocarbonetos em certa profundidade. Deste modo, o resultado do método MT equivale a uma sondagem em um ponto de observação, comparável a uma perfilagem com a vantagem de não ser preciso perfurar um poço. Assim, os mapas

de resistividade obtidos pelo método MT permitem inferir sobre estruturas geológicas além de fornecer a profundidade dessas estruturas.

Resistividade das rochas

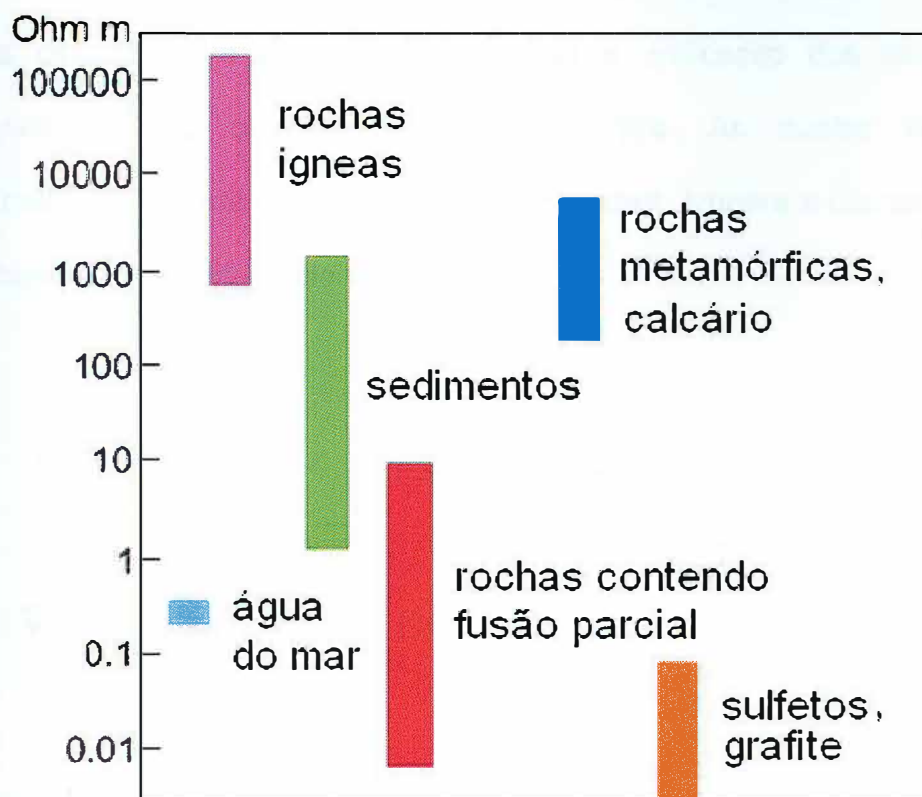


Figura 28 - Tabela representando os intervalos de resistividade elétrica das rochas. (A partir de dados encontrados em Telford, 1976).

2.2 Equações de Maxwell

A teoria dos fenômenos eletromagnéticos é regida pelas equações de Maxwell. As quatro equações de campo que governam os fenômenos elétricos e magnéticos, logo abaixo, englobam a descrição eletromagnética da luz, energia transportada pelos campos, e a base conceitual para a unificação dos campos elétrico e magnético como uma entidade física única. As quatro equações foram estabelecidas a partir de experiências de Faraday, Ampère e Coulomb, e podem ser escritas na forma diferencial abaixo.

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (\text{Lei de Faraday}) \quad (1)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (\text{Lei de Ampère}) \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad (\text{Lei de Coulomb}). \quad (4)$$

Onde as grandezas nas equações acima estão no Sistema Internacional e são respectivamente:

$[\mathbf{B}]$ = indução magnética em weber por metro quadrado (Wb/m^2).

$[\mathbf{H}]$ = intensidade do campo magnético em ampère por metro (A/m).

$[\mathbf{E}]$ = intensidade do campo elétrico em volts por metro (V/m).

$[\mathbf{D}]$ = indução ou deslocamento elétrico em coulomb por metro quadrado (C/m^2).

$[\mathbf{J}]$ = densidade de corrente em ampère por metro quadrado (A/m^2).

$[\rho]$ = densidade volumétrica de carga em coulomb por metro cúbico (C/m^3).

As equações acima não contêm explicitamente nenhuma informação sobre as propriedades elétrica e magnética dos meios onde os campos atuam. Para isso, é necessário introduzir as relações constitutivas do meio:

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

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

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (7)$$

Onde os parâmetros do meio σ , ε e μ são considerados constantes e independentes dos campos elétrico e magnético, e no Sistema Internacional são expressos nas seguintes unidades:

$[\varepsilon]$ = permissividade elétrica em faraday por metro (F/m). A permissividade elétrica do vácuo é $\varepsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$ F/m.

$[\mu]$ = permeabilidade magnética em Henry/metro (H/m). A permeabilidade magnética do vácuo é $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m.

$[\sigma]$ = condutividade elétrica do meio em Siemen por metro (S/m).

Nas equações 5, 6 e 7, os parâmetros permissividade elétrica, permeabilidade magnética e condutividade elétrica são constantes quando o meio é linear, homogêneo e isotrópico. Mas se o meio não for linear, essas equações perdem a validade. Em meios não isotrópicos, os parâmetros podem ser representadas por tensores. Em geral, na maioria das rochas se verifica experimentalmente, com boa

aproximação, que $\mu = \mu_0$. A permissividade elétrica das rochas também praticamente não varia em relação à medida do vácuo. Por outro lado, a condutividade elétrica das rochas apresenta grande variação entre 1 e 1×10^{-5} S/m (PARKHOMENKO, 1967; KELLER & FRISCHKNECHT, 1970; ORELLANA, 1974). No método MT, condutividade e resistividade elétrica são comumente utilizadas, onde a resistividade $[\rho_e]$ é expressa em Ohm \times metro (Ωm).

Em algumas situações, as formações geológicas complexas são anisotrópicas e portanto os parâmetros σ , ϵ e μ devem ser descritos por tensores. Mas, em geral, os estudos de indução de correntes na Terra consideram por aproximação que:

i) A Terra é um meio isotrópico, horizontalmente estratificado, com extensão lateral infinita e com $\mu = \mu_0$.

ii) Os campos \mathbf{E} e \mathbf{B} variam harmonicamente com o tempo de modo que sua dependência possa ser expressa em termos de $e^{i\omega t}$.

iii) A corrente de deslocamento $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$ pode ser desprezada.

As relações 5 e 6 para um campo harmônico $\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t}$ fornecem a relação

abaixo:

$$\left| \frac{\partial \vec{D} / \partial t}{\vec{J}} \right| = \frac{\omega \epsilon}{\sigma} \quad (8)$$

Onde ω é a frequência angular $\omega = 2\pi f$. Como o método magnetotelúrico trabalha com frequências relativamente baixas, onde f varia da ordem de 10^{-3} a 10^3 Hz,

ocorre que $\omega\epsilon \ll \sigma$, justificando a descrição da indução de correntes no interior da Terra como um processo difusivo conforme será mostrado a seguir.

2.3 As equações do método Magnetotelúrico

A Terra pode ser tratada como um meio condutivo de modo que a equação de difusão pode ser utilizada na análise de dados magnetotelúricos. Através das equações de Maxwell, pode-se descrever o processo de difusão de campos quase estáticos ($\omega\epsilon \ll \sigma$) onde $\nabla \times \vec{H} = \vec{J}$. Aplicando-se o rotacional na equação da lei de Ampère se obtém:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = \nabla \times \left(-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \right) = -\mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (9)$$

Utilizando-se a identidade vetorial $\nabla \times \nabla \times \vec{E} = \nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E}$ na equação acima segue que:

$$\nabla(\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla^2 \vec{E} = -\mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (10)$$

Considerando-se a difusão de cargas em um condutor ideal, então, não haverá acúmulo de cargas sobre ele de modo que $\nabla \cdot \vec{E} = 0$, e segue a equação de difusão para o campo elétrico:

$$\nabla^2 \vec{E} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (11)$$

Analogamente, o campo magnético também obedece à equação de difusão:

$$\nabla^2 \vec{H} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (12)$$

Acima da superfície da Terra, no ar, $\sigma = 0$, a equação de difusão se resume à equação de Laplace. Assim, o campo MT se propaga de acordo com a difusão de um campo quase estático através da Terra.

Para uma onda EM harmônica plana, o campo elétrico pode ser escrito como

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t}, \text{ de modo que a equação de difusão para ele fica:}$$

$$\nabla^2 \vec{E} + i\omega\mu\sigma\vec{E} = 0 \quad (13)$$

À medida que a onda eletromagnética penetra a superfície, a intensidade do campo diminui exponencialmente com a profundidade em virtude de parte de a energia eletromagnética ser convertida em calor. Considerando uma onda penetrando na superfície ao longo da direção z , a equação anterior se escreve:

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} + i\omega\mu\sigma\vec{E} = 0 \quad (14)$$

Onde $\vec{E} = \vec{E}_0 e^{i\omega t} e^{kz}$, \vec{E}_0 é o campo elétrico na superfície da Terra.

Simplificando a equação anterior, obtém-se:

$$\begin{aligned}
 \vec{E}k^2 + i\omega\mu\sigma\vec{E} &= 0 \\
 \vec{E}(k^2 + i\omega\mu\sigma) &= 0 \\
 \Rightarrow k &= \pm(1-i)\sqrt{\frac{i\omega\mu\sigma}{2}}
 \end{aligned}
 \tag{15}$$

Assim o campo elétrico que se propaga no interior da Terra se escreve como (z positivo para baixo):

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{-i\omega t} e^{iz\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}} e^{-z\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}}
 \tag{16}$$

O último termo na equação descreve o decaimento exponencial da amplitude da onda enquanto viaja ao longo da direção z . Observa-se que as maiores frequências são atenuadas com maior intensidade para uma mesma profundidade. Define-se “skin depth”, ou profundidade de corte, como a distância δ a partir da qual a amplitude do campo elétrico é atenuada de $1/e$ do valor inicial na superfície. Assim, a profundidade de corte se escreve (SI):

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}}
 \tag{17}$$

A equação acima mostra que a profundidade de corte depende apenas da resistividade do meio e da frequência da onda. A profundidade de corte aumenta com a resistividade e diminui com a frequência. Se a resistividade da Terra varia de 0.1 a 10000 Ωm e a frequência varia de 1000 a 0.0001 Hz, então a profundidade de corte varia de alguns metros a dezenas de quilômetros.

A solução da equação 12 para o campo magnético produz um resultado análogo ao obtido para o campo elétrico (equação 16). A descrição matemática dos campos perpendiculares \mathbf{E} e \mathbf{H} , em um condutor uniforme e isotrópico, pode, finalmente, ser escrita em uma forma concisa, com uso da relação 17, de modo que a componente do campo magnético na direção i e a componente do campo elétrico na direção j se escrevem:

$$\begin{aligned} H_i &= H_{0i} e^{-i\omega t} e^{-(i-1)z/\delta}, \\ E_j &= E_{0j} e^{-i\omega t} e^{-(i-1)z/\delta}. \end{aligned} \quad (18)$$

O campo magnético $\vec{H} = \vec{H}_0 e^{i\omega t}$ ($z = 0$) com uso das equações 1 e 7 pode ser escrito como:

$$\vec{H} = \frac{1}{i\omega\mu_0} \nabla \times \vec{E} \quad (19)$$

Através da equação acima, pode-se comparar a intensidade do campo elétrico com a do campo magnético. As componentes desses campos são sempre simultaneamente ortogonais, de modo que para a componente y do campo magnético pode-se escrever:

$$H_y = \frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{E_x (i-1)}{i\omega\mu_0 \delta} \quad (20)$$

A razão entre as componentes E_x e H_y é a impedância Z_{xy} do meio devido a esses campos:

$$\begin{aligned} Z_{xy} &= \frac{E_{0x}}{H_{0y}} = (1-i)\omega\mu\delta / 2 \\ &= (1-i)\sqrt{\omega\mu / 2\sigma}. \end{aligned} \quad (21)$$

Para um meio isotrópico e homogêneo, a impedância não depende da frequência da onda. No entanto, em geral, a razão E_i / H_j é a impedância $Z_{ij}(\omega)$ para aquelas componentes naquela frequência. A impedância elétrica tem unidades de Ohm, $[Z] = \Omega$. Como \mathbf{E} e \mathbf{H} geralmente não estão em fase, Z_{ij} é um número complexo e portanto a medida da fase (φ) também é importante.

Como \mathbf{E} e \mathbf{H} são registrados em frequências as quais podem ser precisamente medidas e desde que μ varia pouco de μ_0 em muitas rochas, a equação 21 mostra a relação que existe entre a condutividade e a medida dos campos. A equação pode ser resolvida para a condutividade fornecendo o resultado seguinte:

$$\sqrt{\sigma} = (1-i)\sqrt{(\omega\mu/2)} \cdot \frac{H_{0y}}{E_{0x}} \quad (22)$$

A equação anterior é usualmente reescrita (SI) para a resistividade:

$$\rho = \frac{i}{\omega\mu} \left(\frac{E_x}{H_y} \right)^2 \quad (23)$$

Onde os subscritos foram omitidos. Quando ρ (ou σ) é obtido das componentes de \mathbf{E} ou \mathbf{H} , ele é denominado resistividade aparente ρ_a (ou condutividade aparente σ_a).

As resistividades ρ e ρ_a estão correlacionadas embora possuam significados diferentes. A resistividade aparente é aquela que uma terra uniforme deveria ter para dar o valor medido de impedância Z . A resistividade ρ é uma propriedade do meio, é o valor real que se espera poder medir, enquanto ρ_a depende de como ele é medido. Em uma terra uniforme, ρ_a não muda com a freqüência, onde \mathbf{E} e \mathbf{H} diferem em fase por 45 graus. Assim, o gráfico de ρ_a e a fase contra a freqüência deve mostrar que ambos são constantes.

Se a condutividade muda com a profundidade, ρ_a varia com a freqüência, desde que freqüências menores penetram mais fundo na terra. A resistividade aparente pode ser escrita e calculada exatamente para qualquer combinação desejada de camadas horizontais, quer o meio seja isotrópico ou arbitrariamente anisotrópico. E ρ_a pode ser calculada aproximadamente para qualquer modelo de estrutura bidimensional. Como se espera, Z para camadas horizontais homogêneas e isotrópicas não depende da direção utilizada para a medida conquanto os campos sejam medidos em direções ortogonais.

Os campos \mathbf{E}_x e \mathbf{H}_y são a resultante dos campos primário e secundário causados pelas correntes induzidas. Deste modo, a amplitude da onda, que se difundi pelo interior da terra, carrega informações que podem ser inferidas dos campos medidos na superfície, $\mathbf{E}(\mathbf{0}, \omega)$ e $\mathbf{H}(\mathbf{0}, \omega)$. A dependência com a amplitude do campo induzido foi removida utilizando-se a impedância da onda plana de um meio uniforme, conforme equação 21, que se escreve também como:

$$Z_{xy} = e^{i\pi/4} \sqrt{\frac{\omega\mu}{\sigma}} \quad (24)$$

A escolha do par (E_x, H_y) é inteiramente arbitrária. Deste modo, se for escolhido o par (E_y, H_x) , pode-se escrever (VOZOFF, 1972):

$$Z_{yx}(0, \omega) = -Z_{xy}(0, \omega) \quad (25)$$

A resistividade aparente e fase são, em geral, os parâmetros usuais utilizados em sondagens magnetotelúricas. Existem outros parâmetros, por exemplo, tipper, skew, azimute de rotação, etc. (VOZOFF, 1972).

Em meios que possuem heterogeneidades laterais de resistividade, a impedância Z é uma quantidade tensorial complexa. Para uma distribuição arbitrária de resistividade as relações entre os campos devem ser escritas como (VOZOFF, 1972):

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (26)$$

$$\rightarrow |E\rangle = \bar{Z} \cdot |H\rangle$$

Numa terra 1D, as componentes secundárias do tensor, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ e as componentes principais, Z_{xy} e Z_{yx} , têm a mesma magnitude em todas as direções, uma vez que a direção em que os campos são medidos não é relevante. Em uma terra com distribuição 2D de resistividade, há o desacoplamento da onda eletromagnética nos modos TE e TM (PORSANI, 1991). Para uma estrutura 2D onde a direção do strike* coincide com x e y, as componentes secundárias anulam-se. Para uma terra 3D todas as componentes do tensor impedância são diferentes.

Para uma terra 2D, as componentes principais do tensor são obtidas através de uma rotação θ .

$$\bar{Z}_\theta = \bar{R}_\theta \cdot \bar{Z} \cdot \bar{R}_\theta^t$$

$$\bar{R}_\theta = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (27)$$

É a matriz de rotação, o super-escrito indica a transposta da matriz e θ é a direção do azimute da estrutura.

A partir do tensor impedância é possível extrair quantidades invariantes com a rotação dos eixos de medidas (KAUFMAN & KELLER, 1981), por exemplo,

$$Z_I = \frac{1}{2}(Z_{xy} - Z_{yx}) \quad (28)$$

,e cujas propriedades podem ser encontradas na literatura.

O uso de parâmetros do tensor impedância invariante com a rotação tem sido sugerido por vários autores na tentativa de minimizar a influencia de heterogeneidades de resistividade 2D e 3D (BERDICHEVSKI *et al.*, 1980; RANGANAYAKI, 1984; PARK & LIVELYBROOKS, 1989). Utilizando-se Z_I na equação 23, a resistividade aparente e a fase ficam:

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_I|^2,$$

$$\varphi(\omega) = \text{Arc tan} \left[\frac{\text{Imag}(Z_I)}{\text{Real}(Z_I)} \right] \quad (29)$$

,invariantes sob uma rotação θ .

Até então o formalismo teórico do método MT foi apresentado a fim de possibilitar uma visão abrangente da Física, apresentando os principais parâmetros medidos ou calculados. A seguir, nas seções seguintes, será dada uma descrição geral e qualitativa da aquisição e processamento de dados magnetotelúricos.

2.4 Aplicação do método na exploração de petróleo

Em função da simplicidade logística e baixos custos, o método MT é grandemente utilizado na exploração mineral e geotérmica (CHRISTOPHERSON, 2002; ZHANG *et al.*, 1998). O método costumava ser utilizado principalmente em áreas onde a exploração sísmica é difícil, onde, por exemplo, rochas de alta velocidade tal como carbonatos e rochas vulcânicas estão presentes, no entanto, atualmente o método vem sendo cada vez mais utilizado para apoiar a exploração sísmica.

O desenvolvimento do MT pode ser dividido em dois estágios. O primeiro, no início dos anos 50 até o fim dos anos 70. Durante esse período, o método MT progrediu com as discussões sobre a validade da hipótese da onda plana (WAIT, 1954; PRICE, 1962; MADDEN AND NELSON, 1964), a introdução do conceito do tensor de impedância (CANTWELL and MADDEN, 1960), e a aplicação da inversão 1D (WU, 1968; JUPP and VOZOFF, 1977; OLDENBURG, 1979). O desenvolvimento do método nesse período foi dificultado pela carência de inovações tecnológicas. O segundo período coincide com os avanços em eletrônica e se estende até os dias atuais. Novas técnicas de processamento e interpretação, aquisição com múltiplos canais têm aumentado a qualidade e eficiência do método.

Em algumas regiões, uma imagem sísmica de qualidade é difícil para obter em virtude de grandes diferenças de impedância no meio, geralmente causadas pela intrusão de rochas vulcânicas (bacia do Solimões), ou formações de alta velocidade (calcário da Fm. Jandaíra na bacia Potiguar). Nesses casos, a maior parte da energia sísmica não consegue ultrapassar essas estruturas que refletem e espalham a energia mascarando as estruturas geológicas subterrâneas. Mas, apesar da baixa resolução do MT comparado ao método sísmico, ele tem sido utilizado com sucesso para detectar a geologia sob essas estruturas, o qual, combinado com a sísmica, permite a construção de modelos geológicos mais verossímeis (S. HAUTOT, 2002; PORSANI, 1991).

2.5 Aquisição de dados MT

Em virtude de o método magnetotelúrico fazer uso do campo eletromagnético natural, ele oferece uma grande praticidade, principalmente em áreas de difícil acesso onde é penoso o transporte de equipamentos.

Geralmente, em uma campanha de aquisição magnetotelúrica, duas a seis estações podem ser adquiridas simultaneamente. Uma estação MT consiste de um arranjo conforme ilustrado pela Figura 29. A distância entre as estações varia de alguns metros a quilômetros a depender do tipo de sondagem, para reconhecimento ou ganho de detalhe de uma região.

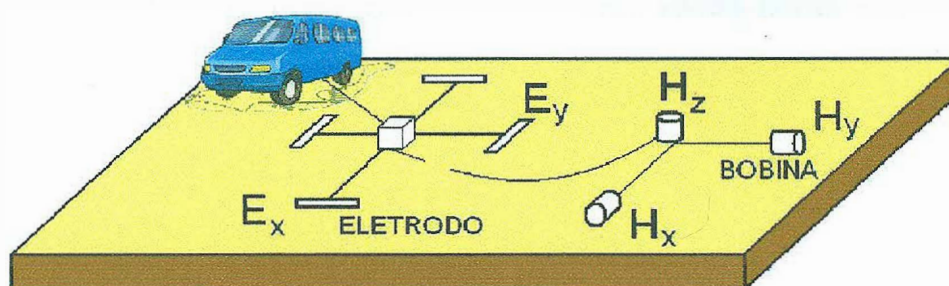


Figura 29 - Desenho esquemático representando o arranjo típico de uma estação MT.

Em cada estação MT, cinco medidas (canais) são registradas: duas componentes magnéticas horizontais (H_x e H_y) e uma componente vertical (H_z), todas mutuamente ortogonais, e duas componentes elétricas horizontais perpendiculares entre si (E_x , E_y).

Os campos magnéticos são medidos com um tipo de magnetômetro, uma bobina de cobre com núcleo de ferro basicamente. No campo, eles devem permanecer imóveis a fim de se diminuir o erro das leituras. Já os campos elétricos são medidos por longas antenas, ou dipolos, longos fios são freqüentemente

usados para esse fim (100 metros) interligando dois eletrodos que medem a voltagem ao longo do comprimento do fio. As bobinas e os dipolos elétricos são conectados aos equipamentos de filtragem e amplificação de sinais.

Os campos magnéticos e elétricos são medidos como uma função o tempo. Os dados são sincronizados com o GPS. Assim, quando duas ou mais estações são registradas ao mesmo tempo, os seus dados podem ser comparados, medindo-se a correlação entre eles a fim de se detectar ruídos. Tal método é conhecido como referencia remota onde os se mede a coerência entre os dados. Dados com pouca coerência – baixa correlação – são considerados ruídos, sendo eliminados do banco de dados. A duração dos registros pode levar várias horas (06 a 20 horas em média).

2.6 Processamento de dados MT

O processamento de dados MT pode ser dividido em três etapas: atenuação ou remoção de ruídos, correção de desvios estáticos e inversão. A eliminação de ruídos começa a partir do próprio arranjo da estação MT, pela busca de incoerência entre os dados medidos. Os desvios estáticos podem ser eliminados de diversas formas como descrito posteriormente.

Os dados MT registrados são uma série temporal, onde a resistividade aparente e a informação de fase serão extraídas da impedância que é uma função da frequência. Através de métodos de inversão, a resistividade poderá ser escrita em função da profundidade.

2.6.1 Correção de desvios estáticos

Os desvios estáticos são definidos como deslocamentos verticais das curvas de resistividade aparente, entre linhas adjacentes ou entre duas curvas pertencentes à mesma linha, sem qualquer diferença na forma ou fase. Desvios estáticos são causados pelo campo elétrico gerado das cargas na fronteira de não-homogeneidades de superfície (VOZOFF, 1991).

O campo elétrico resultante dessas cargas na fronteira reduz a medida do campo elétrico, portanto, diminui a medida de impedância rebaixando a curva de resistividade aparente do lado menos resistivo. No lado resistivo, o campo elétrico é reforçado, fazendo com que a região pareça mais resistiva. Se as não homogeneidades são muito grandes, as respostas podem depender da frequência do sinal o que pode ser reconhecido nos dados da resistividade aparente e fase.

Desvios estáticos também são devidos a sub amostragem na frequência e espaço (VOZOFF, 1991). Desde que desvios estáticos podem distorcer severamente os dados MT, então causando erros de interpretação, a correção deste efeito é necessária no processamento de dados MT.

Desvios estáticos são encontrados rotineiramente em dados MT de campo. Muitos métodos foram desenvolvidos para tentar remover o desvio estático dos dados MT. A técnica mais popular para corrigir o desvio estático é Inversão de Transiente Eletromagnético (STERNBERG et al, 1988). O método é fonte controlada porque a intensidade do sinal transmitido é conhecido, e a aparente resistividade pode ser determinada de uma medida do campo magnético. O ITE pode ser invertido para criar um modelo de resistividade 1D. Então, a curva de resistividade aparente obtida pode ser ajustada por subseqüente modelagem. Essa curva pode ser utilizada como um guia para a correção estática dos dados MT adquiridos na mesma locação da sondagem ITE. Esse método tem sido utilizado em muitas aquisições MT (PELLERIN and HOHMANN,1990; WATTS and PINCE.,1998).

Existem várias técnicas de remoção do efeito estático em dados MT. As técnicas mais usuais são: técnicas de migração aplicada a problemas EM; utilização de fonte controlada; arranjo de muitos pares de eletrodos simultâneos [ElectroMagnetic Array Profiling ou EMAP] e aplicação de técnicas estatísticas (OLDENBURG, 1990).

2.6.2 Inversão

O principal objetivo de uma análise geofísica de dados de campo é obter informações geológicas da região investigada. No método MT, o estudo das medidas dos campos eletromagnéticos induzidos visa mapear a distribuição espacial de parâmetros elétricos que descrevam a estrutura de condutividade da terra. Assim, o entendimento dos processos geológicos e tectônicos relacionados com essas estruturas é obtido por meio de uma modelagem matemática dessas estruturas. No caso de uma Terra 1D ou 2D, o modelo geológico é inferido das medidas eletromagnéticas por meio de um processo de inversão.

Onde a condutividade varia somente com a profundidade, $\sigma = \sigma(z)$, as curvas de sondagens MT podem ser invertidas diretamente. As condições necessárias e suficientes para a existência de um modelo 1D são descritas na literatura (WEIDELT, 1972; PARKER, 1980).

Os métodos de inversão aproximada ou aproximações heurísticas (ROKITYANSKY, 1982, SHUMUCKER, BOSTICK e NIBBLETT (SBN), 1987) constituem uma ferramenta simples e eficaz para interpretar as estruturas unidimensionais. Os resultados mostrados neste trabalho foram invertidos pelas aproximações de SBN (PORSANI, 1991).

Há vários algoritmos de inversão numérica 1D, os modelos podem ser classificados como de soluções descontínuas (poucas camadas) (JUPP & VOZOFF, 1975) ou modelos de soluções contínuas (muitas camadas).

Os processos de inversão de soluções contínuas são caracterizados por um perfil de resistividade contínuo para a Terra, descrito geralmente por um número elevado de camadas discretas (CONSTABLE *et al*, 1987). A inversão Occam

(CONSTABLE *et al*, 1987) foi também utilizada para processar os dados cujos resultados mostramos nesta monografia (PORSANI, 1991).

No caso de estruturas 2D e 3D, a modelagem pode ser feita através de solução numérica de equações diferenciais que governam o problema. Os métodos numéricos mais utilizados são: método das diferenças finitas, de equações integrais, etc.

A transformação de Bostick (SCHMUCKER, 1987) fornece a distribuição de resistividade elétrica da terra com a profundidade, $\rho_B(z)$, onde z é uma profundidade de penetração em um meio de resistividade igual à resistividade aparente, $\rho_a(\omega)$, para uma dada frequência, definida por

$$z(\omega) = \sqrt{\frac{\rho_a(\omega)}{\omega\mu_0}} \quad (30)$$

A resistividade de Bostick pode ser calculada pela expressão abaixo (GOLDBERG & ROTSTEIN, 1982)

$$\rho_B(z) = \rho_a(\omega) \cdot \left[\frac{\pi}{2\varphi(\omega)} - 1 \right] \quad (31)$$

A relação acima foi utilizada para realizar a inversão das curvas de resistividade aparente e fase dos dados experimentais (PORSANI, 1991).

3 EXPLORAÇÃO MAGNETOTELÚRICA NA BACIA DO SOLIMÕES

3.1 Introdução

O presente capítulo é um estudo de revisão sobre a bacia do Solimões. Os resultados discutidos neste capítulo são aqueles obtidos pelo geofísico **Jorge Luis Porsani** (PORSANI, 1991). Assim, a aquisição de dados, como processamento e interpretação dos resultados são aqui descritos em conformidade com a tese de Porsani. O estudo visa à coletânea de informações bibliográficas sobre a bacia. Porém, os trabalhos magnetotelúricos na bacia do Solimões são escassos, e as publicações raras.

Os resultados são mostrados em seções geo-elétricas. As seções mostram a distribuição de resistividade elétrica das rochas com a profundidade. O estudo da distribuição de resistividade elétrica do subsolo permite inferir, em primeira aproximação, as formações geológicas que apresentam fortes contrastes elétricos. Assim, o MT pode fornecer informações sobre o comportamento das seqüências sedimentares, geologia estrutural da região, profundidade do embasamento e permite inferir muito da geologia até profundidades crustais.

3.2 Aquisição e processamento dos dados

Em 1982, uma campanha de aquisição de dados magnetotelúrico (MT) foi realizada na região sedimentar do Juruá, bacia do Solimões (Geotronics Co., 1982), com o objetivo de avaliar a aplicabilidade do método MT, bem como, enriquecer o acervo de conhecimento geológico e geofísico da bacia do Solimões. A seleção da área do Juruá para levantamento MT baseou-se no fato de ser geologicamente bem conhecida e de possuir um bom acervo de dados sísmicos, gravimétricos, aeromagnéticos e de poços que pudessem servir de comparação aos dados obtidos pelo MT. Isto forneceria um meio de avaliação da aplicabilidade do método em outras áreas similares. Foram levantadas 35 estações MT ao longo de três linhas sísmicas (50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139) paralelas entre si e de direção geral NW-SE, conforme pode ser visto na Figura 30. As três linhas MT serão denominadas neste trabalho de linha 1, linha 2 e linha 3, respectivamente. O espaçamento entre as estações é irregular, variando de 400 a 3500 m.

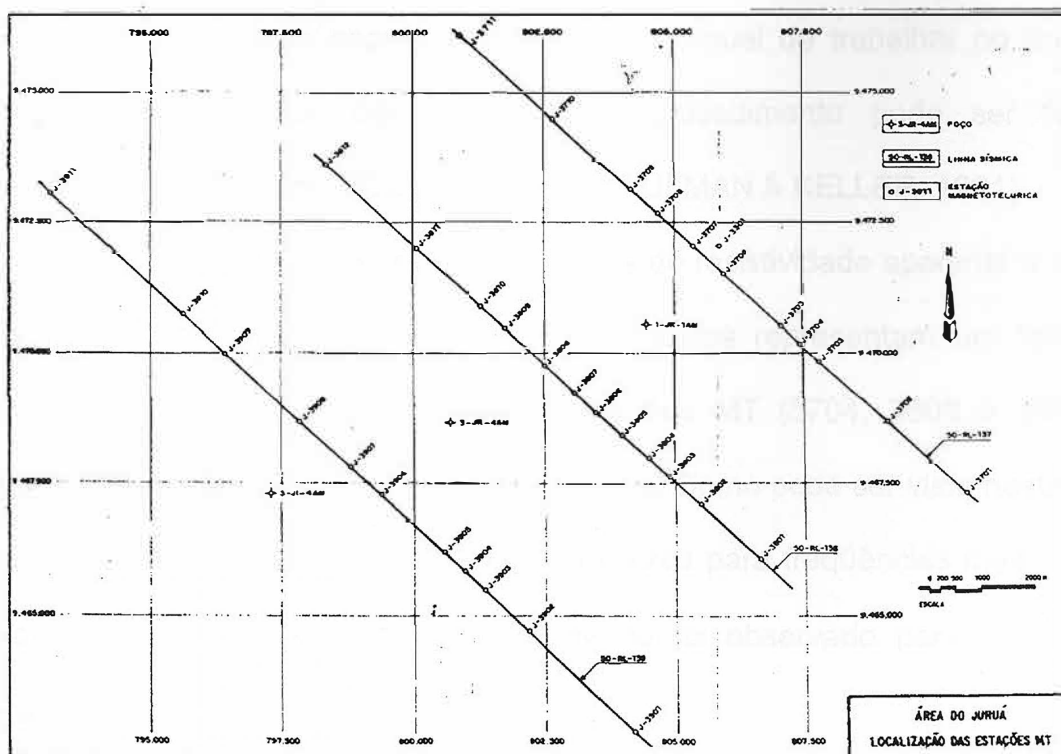


Figura 30 - Mapas de localização das estações MT. A localização das três linhas sísmicas (50-RL-137, 50-RL-138 e 50-RL-139) e a localização dos poços (1-JR-1-AM, 3-JR-4-AM e 3-JI-4-AM), ambos são mostrados (PORSANI, 1991).

Para cada estação MT a distância utilizada para separar os dois eletrodos foi de 100 metros. O sensor elétrico E_x e o magnetômetro H_x são paralelos à direção norte-sul, enquanto que E_y e H_y são paralelos à direção leste-oeste. Os sensores elétricos estão dispostos formando um ângulo de 90° e os três magnetômetros são mutuamente perpendiculares. Esse conjunto caracteriza o arranjo básico de uma estação MT e pode ser visto na Figura 29. A variação de frequência utilizada foi de 0.001 a 300 Hz, suficiente para investigar até uma profundidade de uma centena de quilômetros.

O processamento seguiu o procedimento usual de trabalhar no domínio da frequência (Geotronics Co., 1982). Este procedimento pode ser facilmente encontrado na literatura (VOZOFF, 1972 e KAUFMAN & KELLER, 1981).

As figuras 31, 32 e 33 mostram os resultados de resistividade aparente e fase, bem como as suas barras de erros associadas. Estas representam um intervalo de confiança de dois desvios-padrão. As estações MT (3704, 3808 e 3907) estão localizadas nas linhas 1, 2 e 3, respectivamente. Como pode ser visto nestas figuras, as barras de erro são significativamente maiores para frequências mais baixas, ou seja, para $f \leq 0.1$ Hz. Este comportamento foi observado para a maioria das estações analisadas.

3.2.1 Correção estática

Os dados de resistividade adquiridos na região do Juruá foram corrigidos quanto ao desvio estático. Como a fase não é afetada pelo efeito estático, não foi corrigida. Uma técnica estatística de correção do efeito estático, modificada da literatura (JONES, 1988), foi utilizada. 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. Esta condição é perfeitamente satisfeita na área do Juruá, onde a geologia, conhecida a priori pela sísmica, correspondendo a um modelo genérico de camadas sub-horizontais.

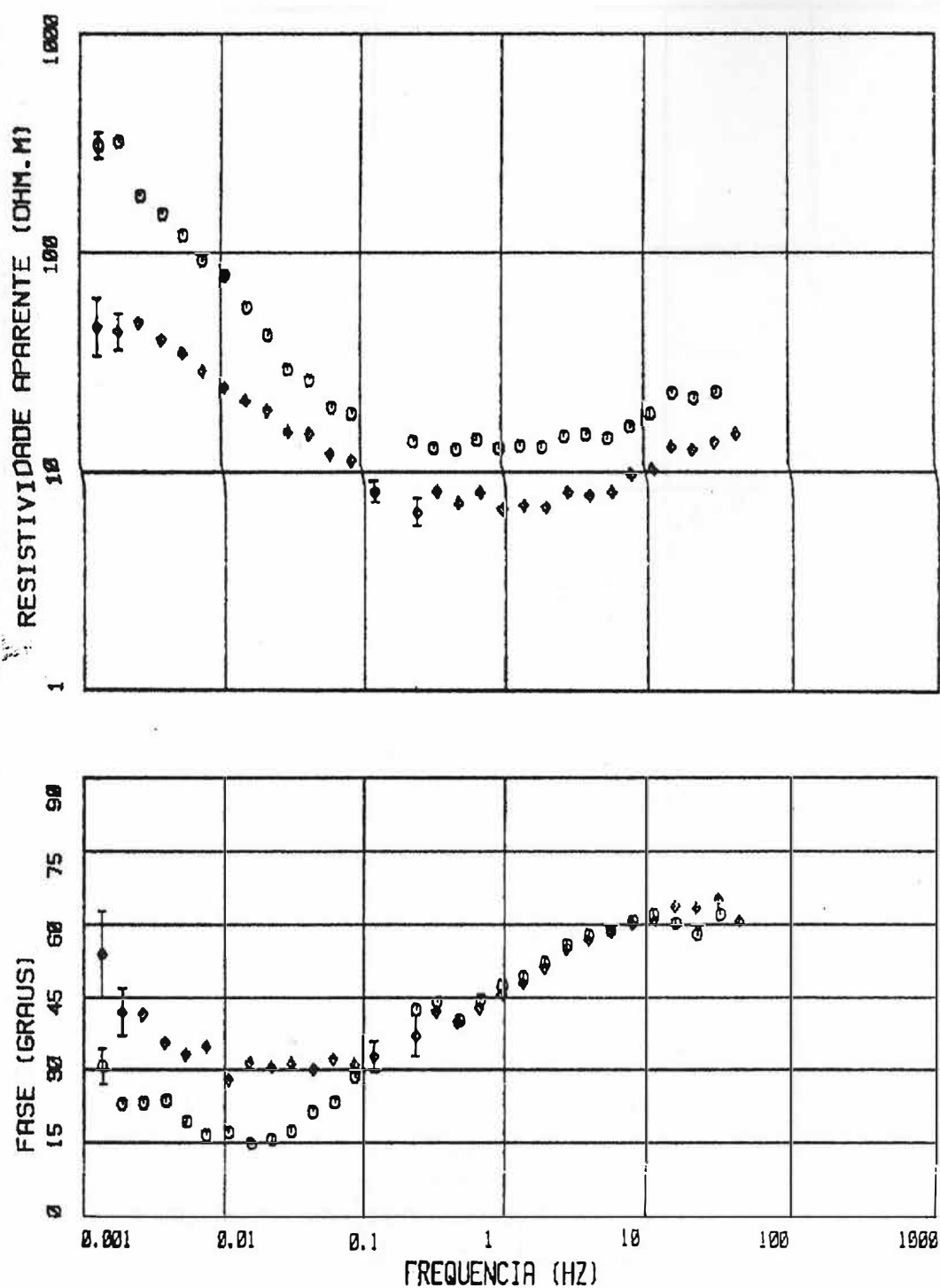


Figura 31 - Curvas de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) versus frequência para a estação 3704. A resistividade ρ_a é mostrada em escala logarítmica. A fase é mostrada no eixo vertical da figura inferior. As barras de erro de ρ_a e ϕ representam um intervalo de confiança de dois desvios padrão. Ambas as direções de medidas estão mostradas: direção x, círculos, direção y, losangos (PORSANI, 1991).

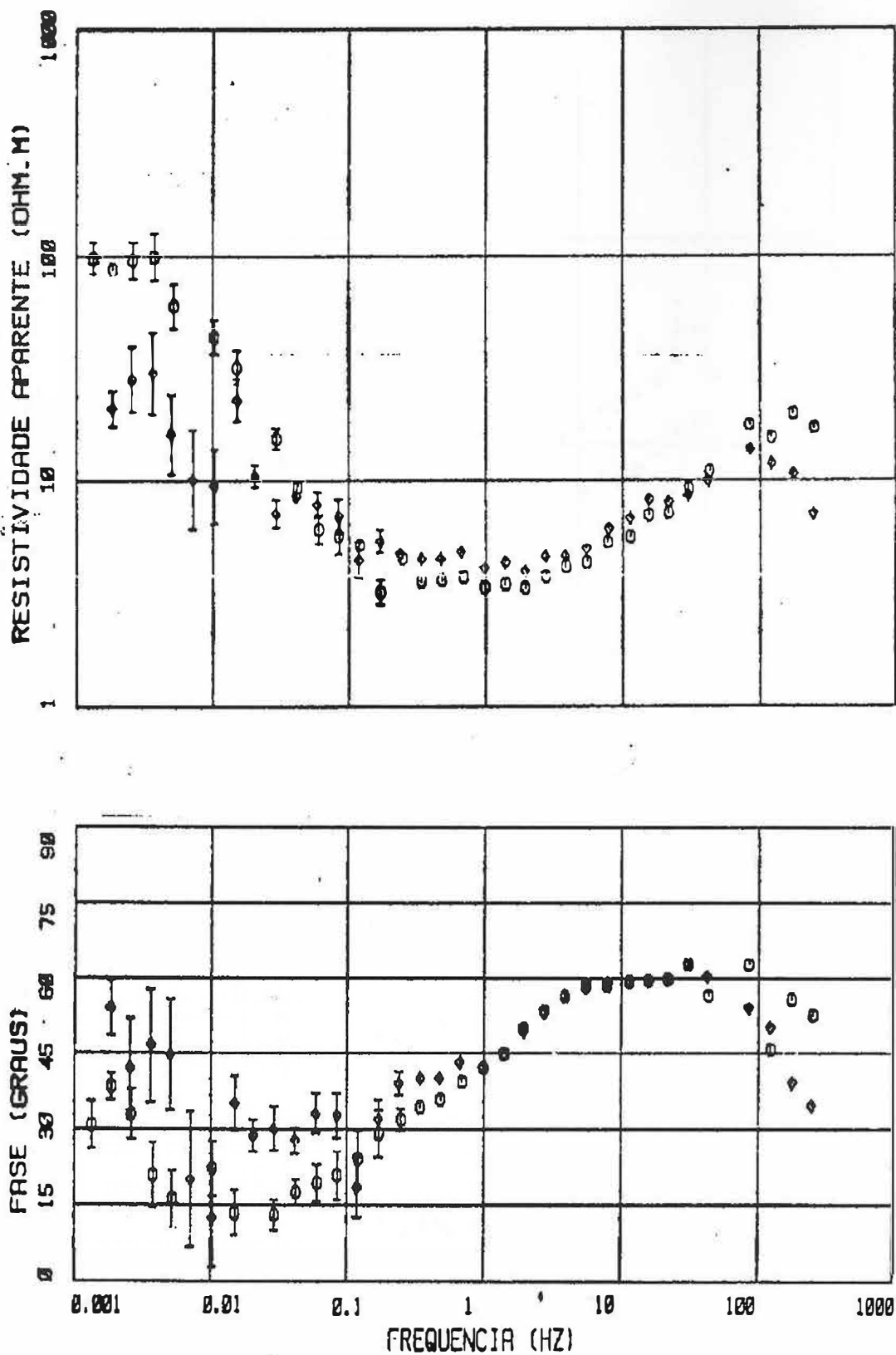


Figura 32 - Curvas de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) versus freqüência para a estação 3808. As convenções são as mesmas da Figura 31 (PORSANI, 1991).

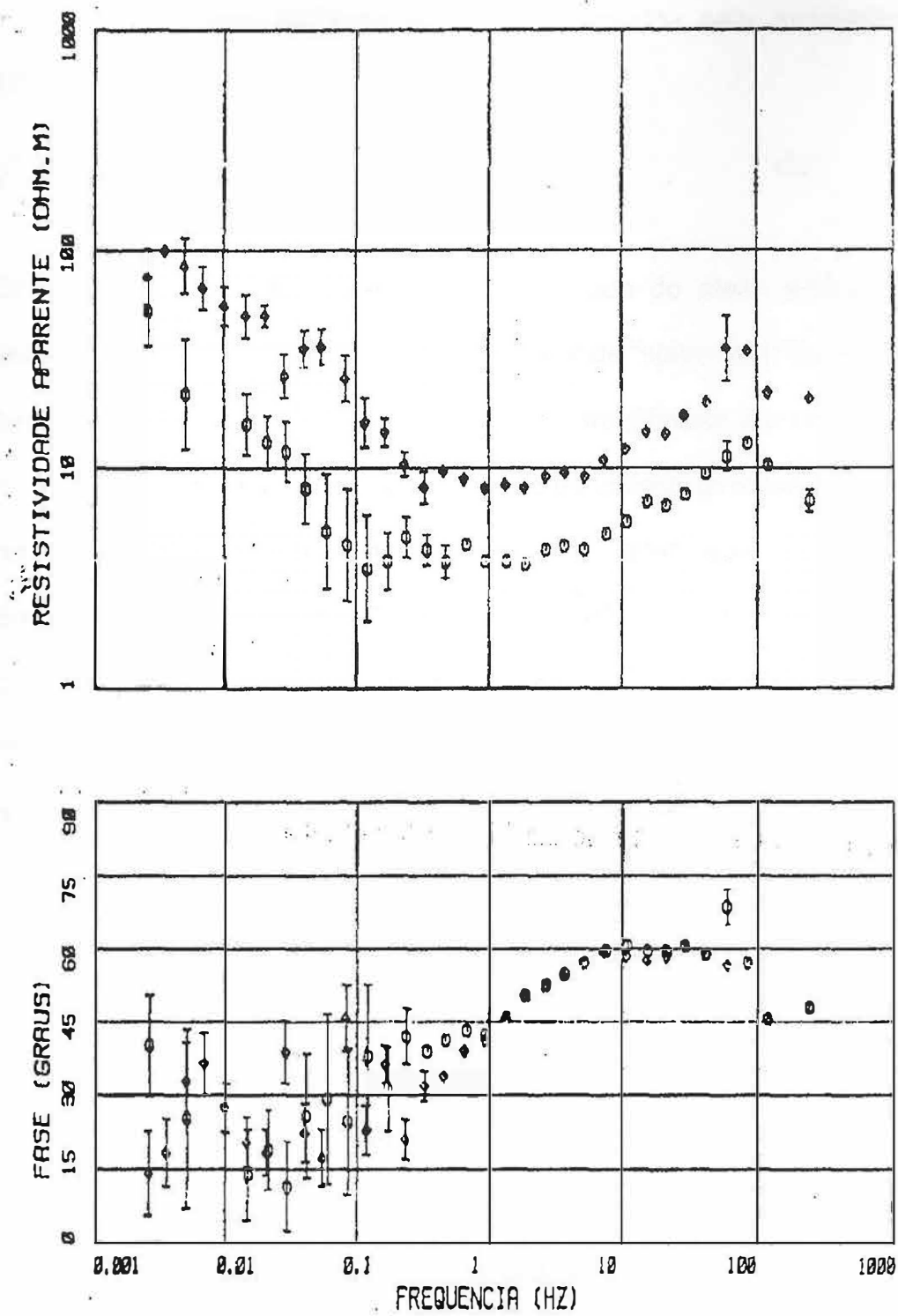


Figura 33 - Curvas de resistividade aparente (ρ_a) e fase (ϕ) versus freqüência para a estação 3907. As convenções são as mesmas da Figura 31 (PORSANI, 1991).

A resistividade aparente corrigida é fornecida pela expressão (PORSANI, 1991):

$$\rho_{a,I}^c = \rho_{a,I} D^2(x, y) \quad (32)$$

Onde é $\rho_{a,I}^c$ a resistividade aparente corrigida do efeito estático, e $\rho_{a,I}$ é a resistividade aparente original, $D(x, y)$ é o fator de "static-shift" (LARSEN, 1977) para a localização (x, y) . Isto é feito para todas as frequências em cada estação. O fator de $D(x, y)$ foi calculado utilizando-se os valores obtidos da inversão de Occam para a resistividade do primeiro condutor (primeira camada), representado pela Formação Solimões, para todas as 35 estações. Evidentemente, a inversão dos dados corrigidos deverá produzir um modelo no qual o primeiro condutor terá uma resistividade aproximadamente igual à estimativa fornecida pelo valor médio das resistividades invertidas para a primeira camada.

3.2.2 Pseudo-seções

Os resultados apresentados a seguir foram obtidos do invariante do tensor MT, relação (28). Isto porque a geologia da área do Juruá pode ser representada por um modelo regional de Terra 1D, com um pacote sedimentar disposto em camadas tabulares subhorizontais, com influências localizadas de heterogeneidades 3D. Segundo vários autores (BERDICHEVSKY *et al.*, 1980; ROKITYANSKY, 1982; RANGANAYAKI, 1984; PARK & LIVELIBROOKS, 1989), o estudo do invariante fornece uma boa aproximação para a estrutura geo-elétrica da Terra onde existe tal tipo de influências.

Os resultados MT de resistividade e fase são apresentados na forma de pseudoseções geo-elétricas. Esta forma é muito útil e prática para apresentar os resultados das várias sondagens ao longo dos perfis. As pseudoseções representam a distribuição de resistividade aparente ou fase em função da frequência ao longo de uma linha. Nas pseudoseções, a variação de frequência utilizada é de 0.01 a 150 Hz, e está em ordem decrescente no eixo vertical, ou seja, da maior frequência para a menor. As localizações das estações MT estão assinaladas nas figuras.

Os dados foram "gridados" pelo processo de mínimos quadrados, 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. Como descrito na seção anterior, os dados foram corrigidos quanto ao desvio estático.

As figuras 34, 35 e 36 mostram as pseudo-seções geo-elétricas da resistividade para as linhas 1, 2 e 3 respectivamente. Note que, para as altas frequências, as três linhas apresentam uma camada superficial resistiva seguida por um espesso condutor, representando o pacote de sedimentos mais condutivos. Estes sedimentos abrangem quase toda a faixa de frequências utilizada. Também podemos ver nestas figuras um pacote mais resistivo, abaixo dos sedimentos, associado ao embasamento geo-elétrico.

As figuras 37, 38 e 39 apresentam as pseudo-seções da fase para as linhas 1, 2 e 3. A fase é o indicador mais sensível às mudanças do regime da resistividade, isto é, às passagens de condutor a resistor e vice-versa. Os valores da fase são também mostrados através de um código de cores. Como podemos observar, a fase

se apresenta bastante subhorizontal, contrastando com a resistividade dada pelas figuras 36, 37, e 38, que mostram variações laterais bruscas. Note que a fase para as três linhas mostra o comportamento geral do pacote sedimentar, bem como o embasamento geo-elétrico. Como pode ser visto nas figuras, a fase indica que a estrutura geo-elétrica deve estar próxima a uma estrutura em camadas. Sabe-se que a fase não é afetada significativamente pelos efeitos estáticos (LARSEN, 1977; JONES, 1988). Isto está ligado ao fato de que para uma Terra 1D, a fase é a derivada logarítmica da resistividade (WEIDELT, 1972), isto é, sua forma não é afetada pelo efeito estático. Deste modo, a análise comparativa entre as figuras 34, 35, e 36 e as figuras 37, 38 e 39, é mais uma indicação de que o comportamento observado nos dados é provavelmente causado pela existência de heterogeneidades laterais de resistividades rasas ao longo dos perfis.

O fato das pseudo-seções da fase serem subhorizontais reforça a idéia da unidimensionalidade da área do Juruá. Apesar da fase ser subhorizontal, a linha 2 (Figura 38) mostra-se com uma descida na fase no lado direito da figura. Isto indica que a passagem do condutor para o resistor deve ser mais profunda.

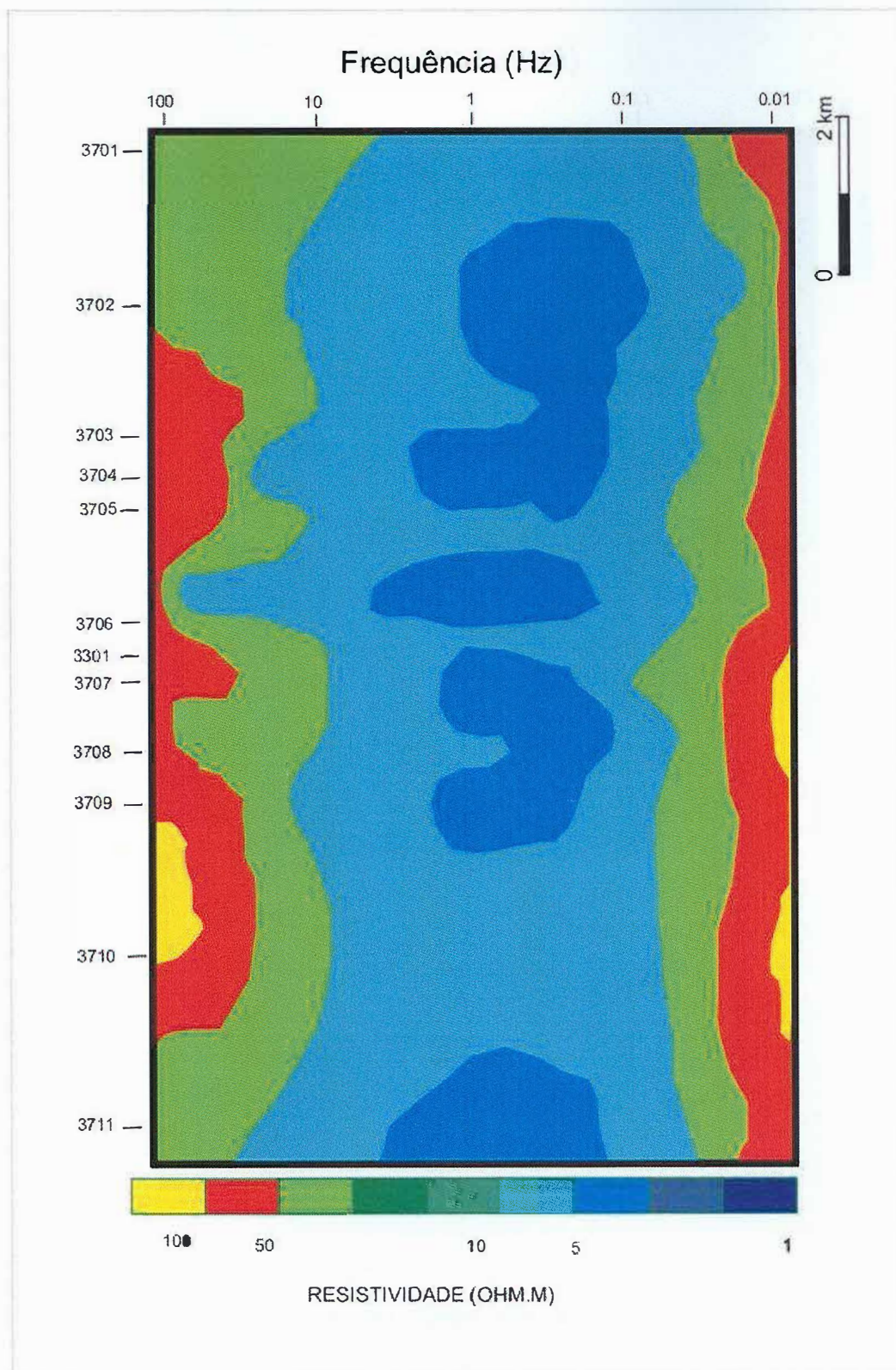


Figura 34 - Pseudo-seção da resistividade aparente para a linha 1, corrigida do efeito estático. A resistividade é mostrada em escala logarítmica de cores, conforme a faixa vertical do lado esquerdo. A frequência é mostrada no eixo vertical do lado direito e está em ordem decrescente, variando de 150 a 0.01 Hz. As estações MT estão localizadas no topo da figura (Modificado de PORSANI, 1991).

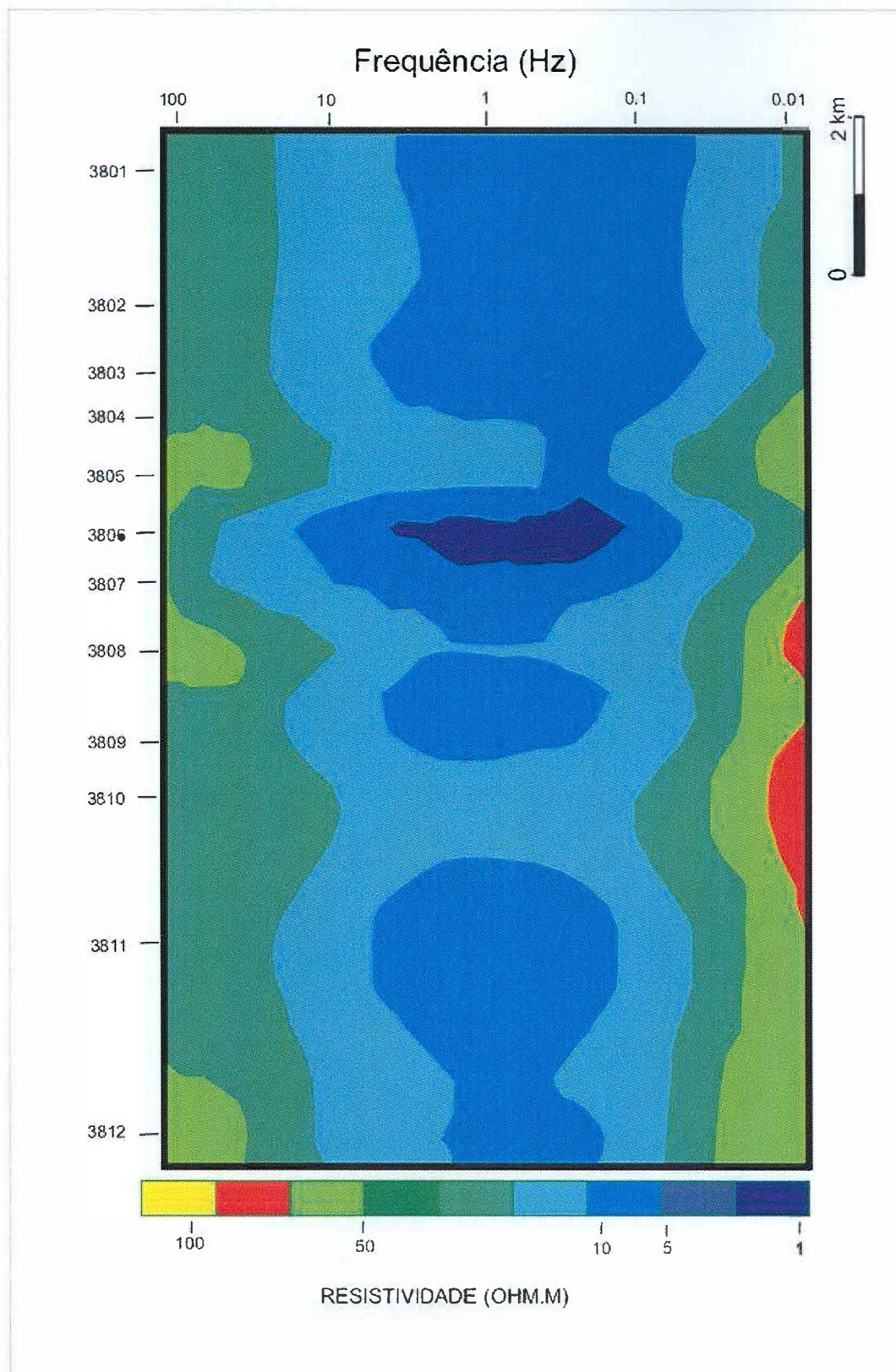


Figura 35 - Pseudo-seção da resistividade aparente para a linha 2, corrigida do efeito estático. Segue as mesmas convenções da Figura 34 (Modificado de PORSANI, 1991).

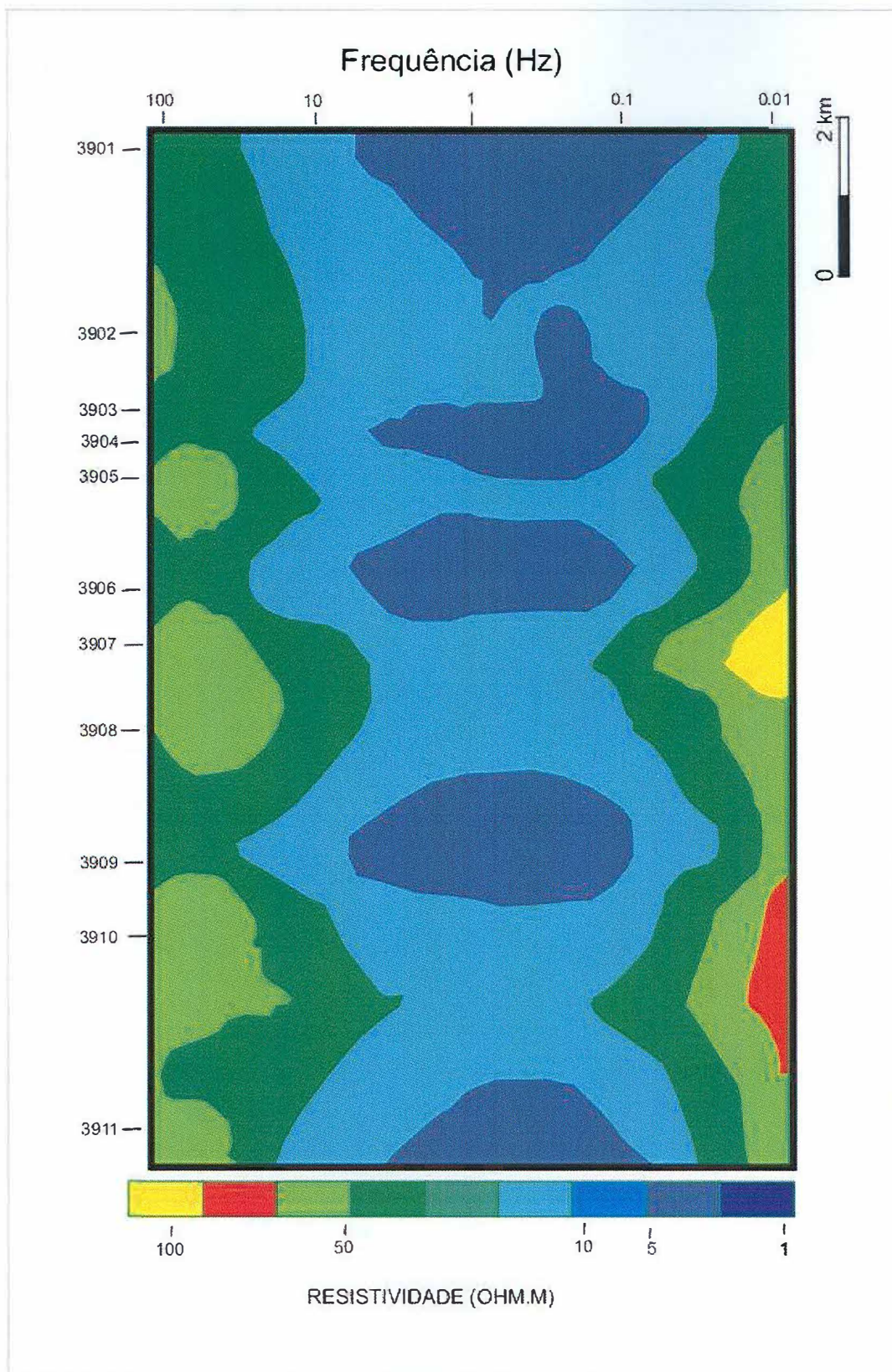


Figura 36 - Pseudo-seção da resistividade aparente para a linha 3, corrigida do efeito estático. Segue as mesmas convenções da Figura 34 (Modificado de PORSANI, 1991).

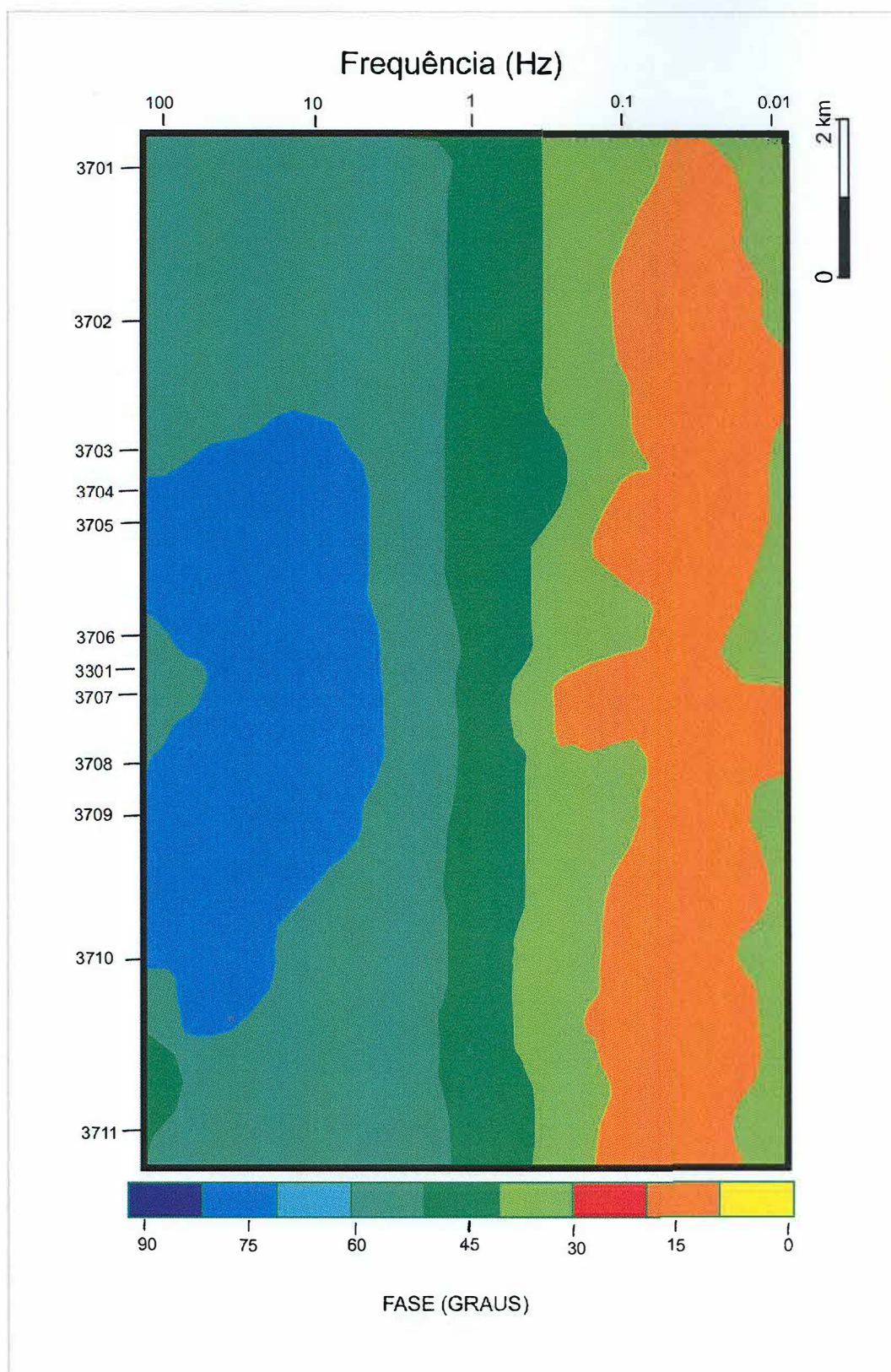


Figura 37 - Pseudo-seção da fase para a linha 01. Os valores da fase são mostrados numa escala de cores no eixo vertical do lado esquerdo. As demais convenções são as mesmas da Figura 34 (Modificado de PORSANI, 1991).

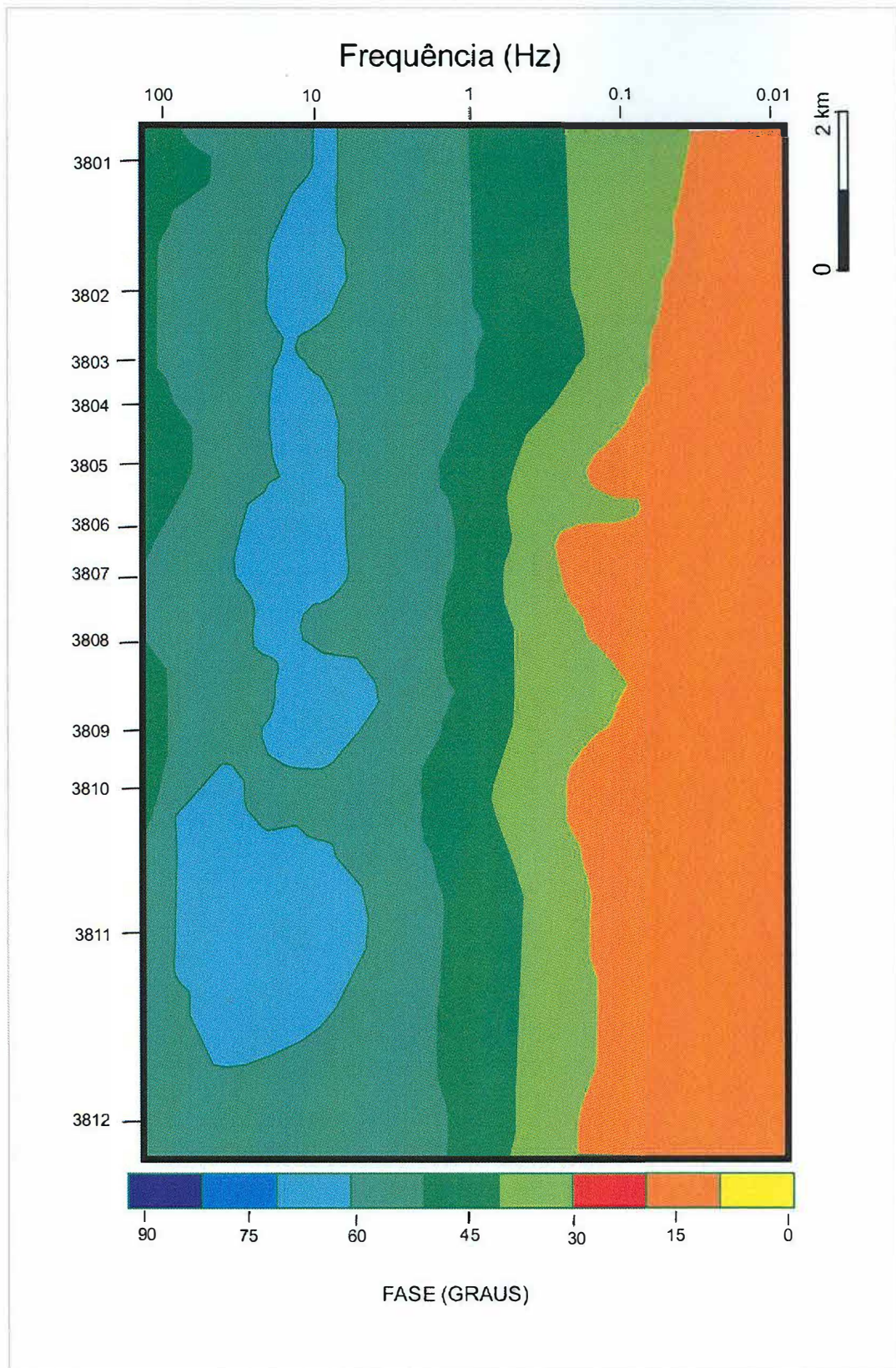


Figura 38 - Pseudo-seção da fase para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 37 (Modificado de PORSANI, 1991).

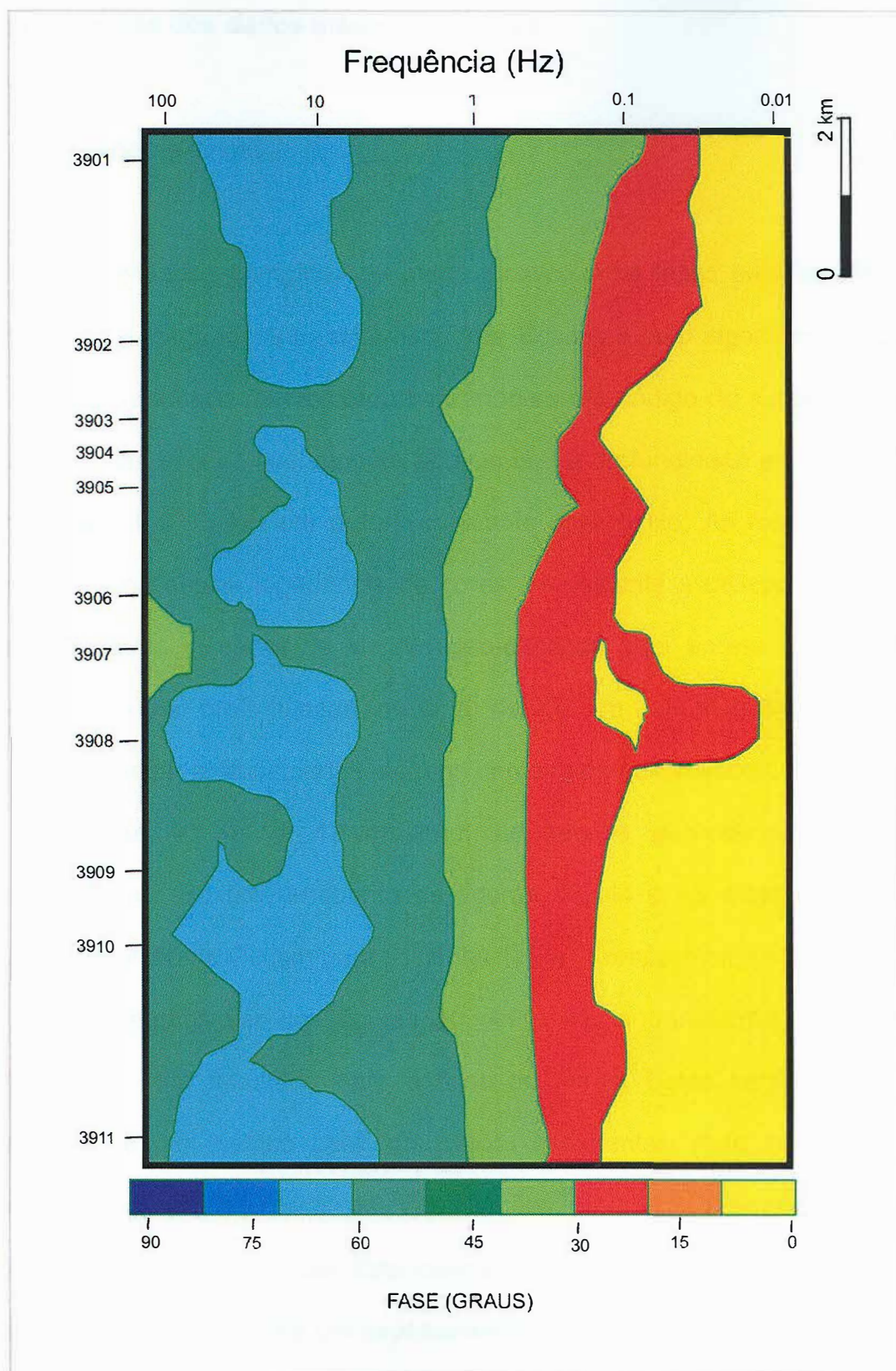


Figura 39 - Pseudo-seção da fase para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 37 (Modificado de PORSANI, 1991).

3.3 Interpretação dos dados magnetotelúricos

3.3.1 Seções geo-elétricas

As resistividades corrigidas do efeito estático e as fases para as três linhas foram invertidas segundo a transformação de Bostick e pelo algoritmo de inversão do Occam. O resultado foi mostrado utilizando-se um código de cores, em seções geo-elétricas. As seções que seguem apresentam a profundidade em escala linear, variando de 0.1 a 15 km em ordem crescente para baixo. As resistividades são mostradas numa escala logarítmica de cores, semelhante à utilizada nas pseudo-seções anteriores. Embora as seções geo-elétricas aqui apresentadas, estejam limitadas até uma profundidade máxima de 15 km, as freqüências utilizadas permitem investigar profundidades até uma centena de quilômetros.

As figuras 40, 41 e 42 mostram as seções geo-elétricas obtidas da transformação de Bostick, enquanto as figuras 43, 44 e 45 mostram as seções obtidas da inversão de Occam para as linhas 1, 2 e 3, respectivamente.

Como podemos ver nas figuras 40, 41 e 42, a transformação de Bostick apresenta um bom resultado para a área do Juruá. Estas seções mostram o comportamento geo-elétrico geral do pacote sedimentar. Note que também os horizontes geo-elétricos para as três seções apresentam-se contínuos com caimentos suaves para sudeste. Este caimento, que aparece do lado direito destas figuras, provavelmente indica um espessamento dos sedimentos. Este é um indício da ocorrência de falhamentos na área.

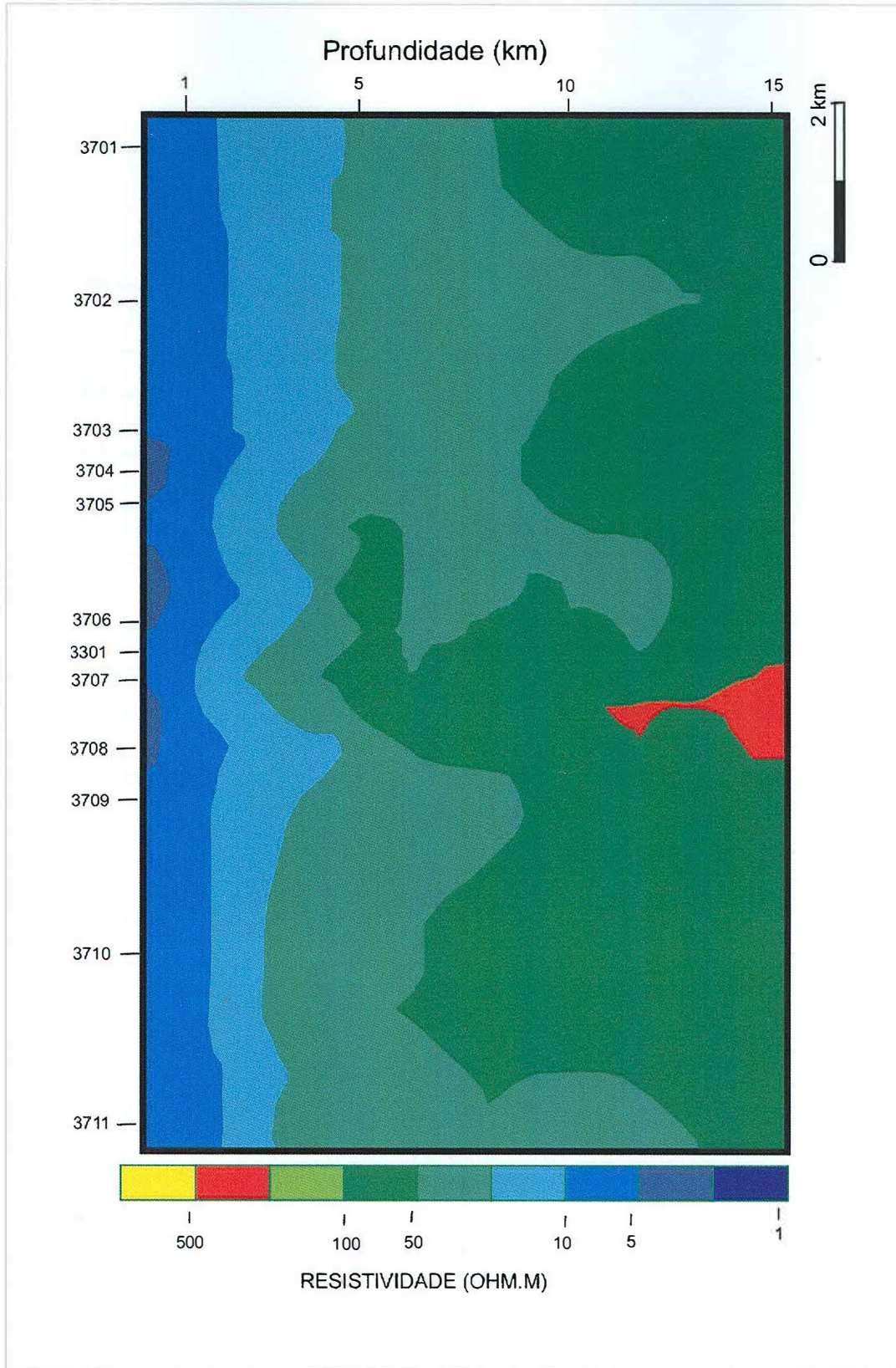


Figura 40 - Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para a linha 01. A resistividade é mostrada numa escala logarítmica de cores. A profundidade linear é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando de 0.1 a 15 km. A localização das estações MT está mostrada no eixo horizontal (Modificado de PORSANI, 1991).

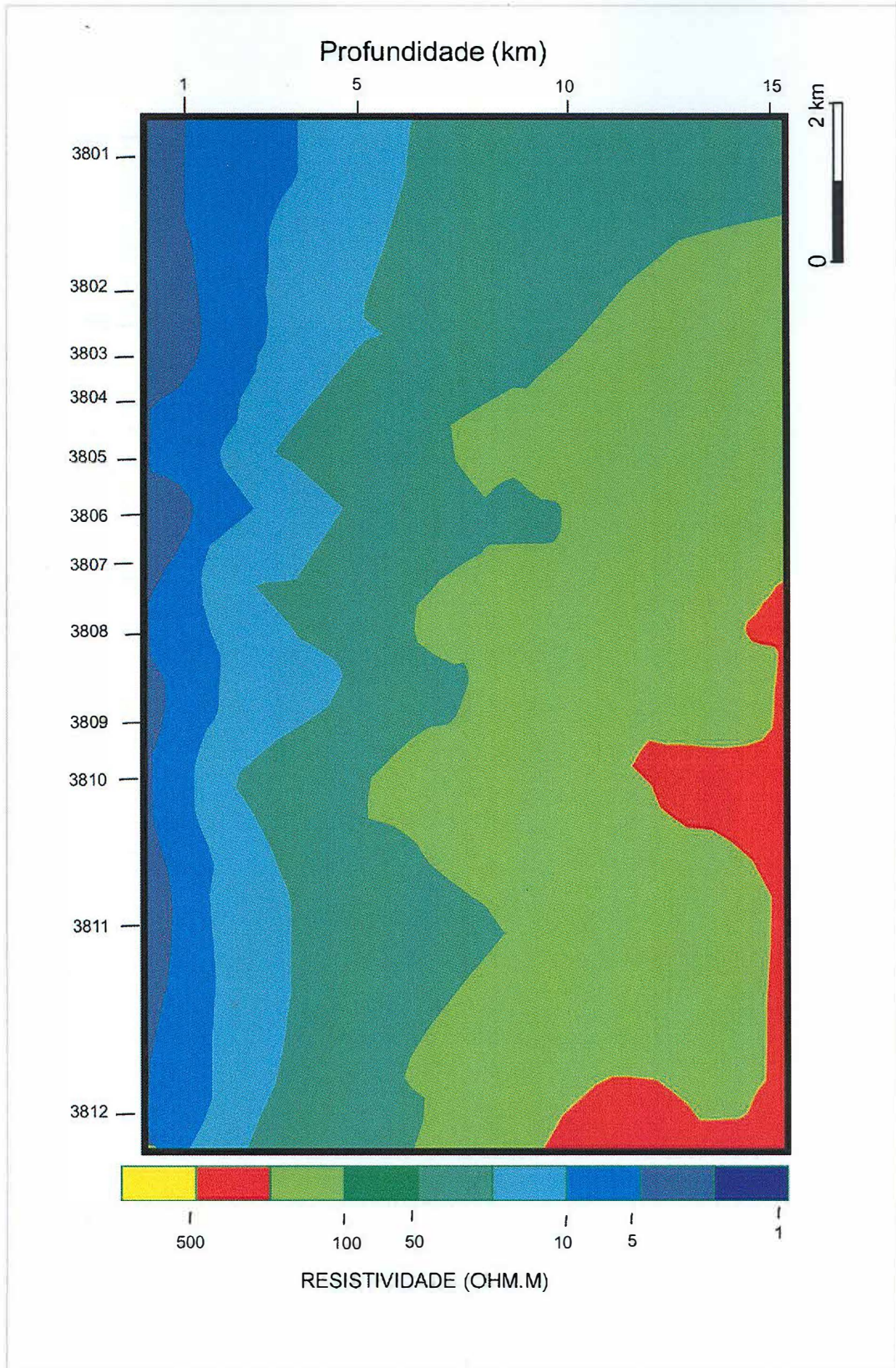


Figura 41- Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 40 (Modificado de PORSANI, 1991).

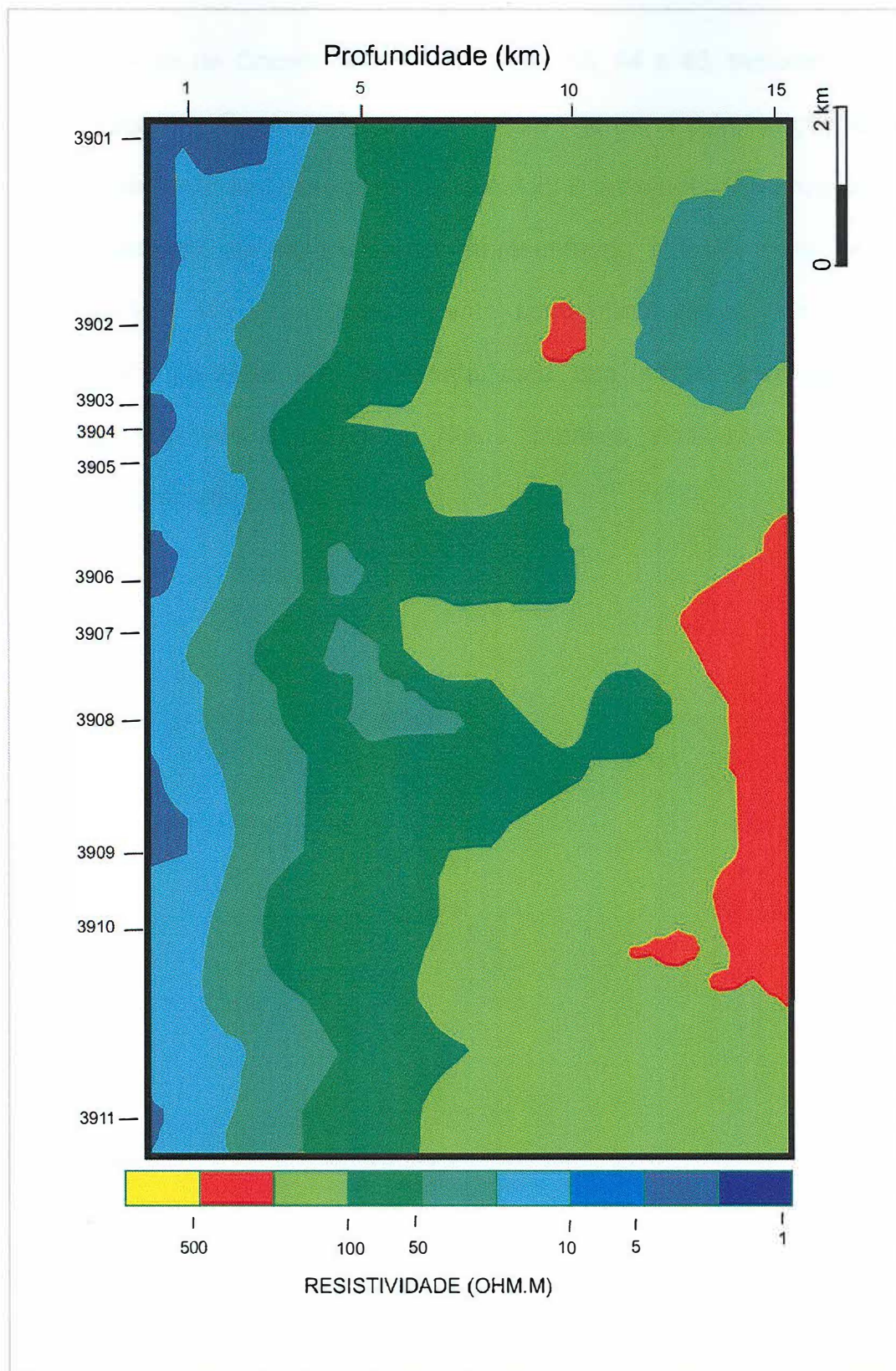


Figura 42 - Seção geo-elétrica obtida pela transformação de Bostick, corrigida do efeito estático, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 40 (Modificado de PORSANI, 1991).

Os resultados de Occam, vistos nas figuras 43, 44 e 45, também mostraram um bom resultado. Como podemos ver nestas figuras, a estruturação, tanto dos sedimentos quanto do embasamento geo-elétrico, é mais nítida que nas seções de Bostick. No entanto, as características apresentadas pelas seções de Bostick (figuras 40, 41 e 42) são completamente compatíveis às seções de Occam. Entretanto, esta inversão não apresenta uma boa nitidez para as camadas sedimentares, próximas à superfície. Neste trabalho, verificou-se que as duas inversões são complementares.

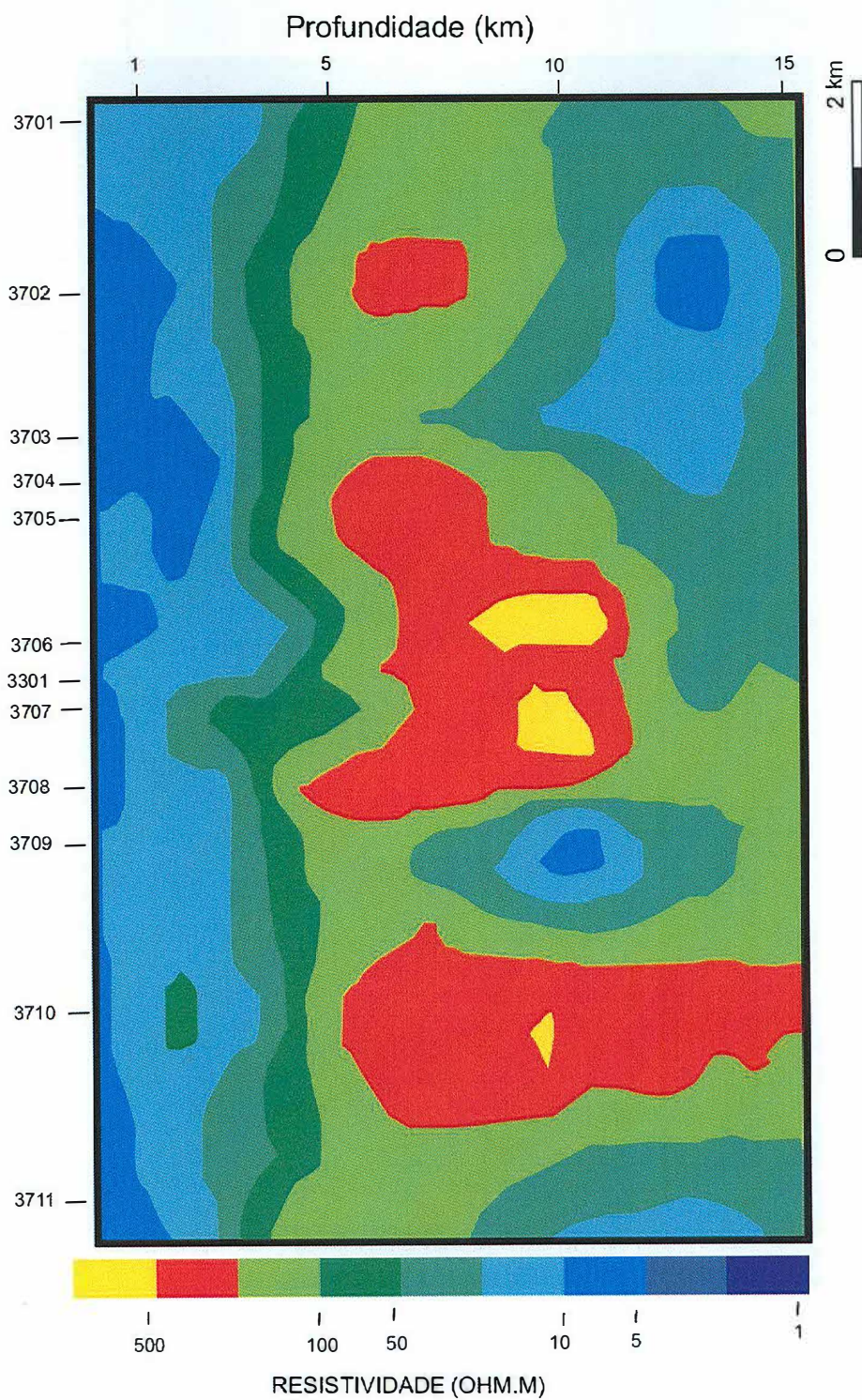


Figura 43 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 01. As convenções são as mesmas da Figura 40 (Modificado de PORSANI, 1991).

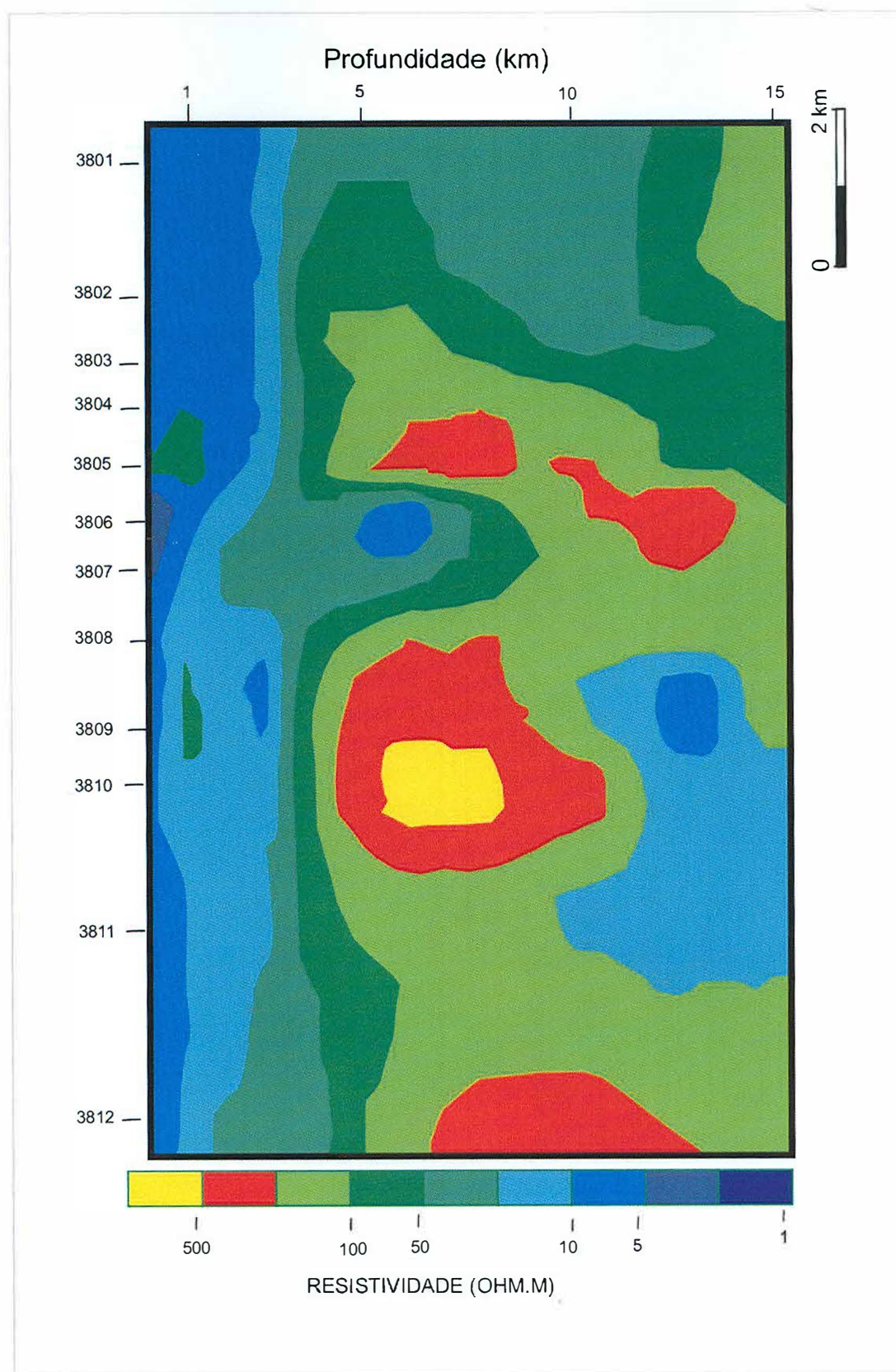


Figura 44 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 43 (Modificado de PORSANI, 1991).

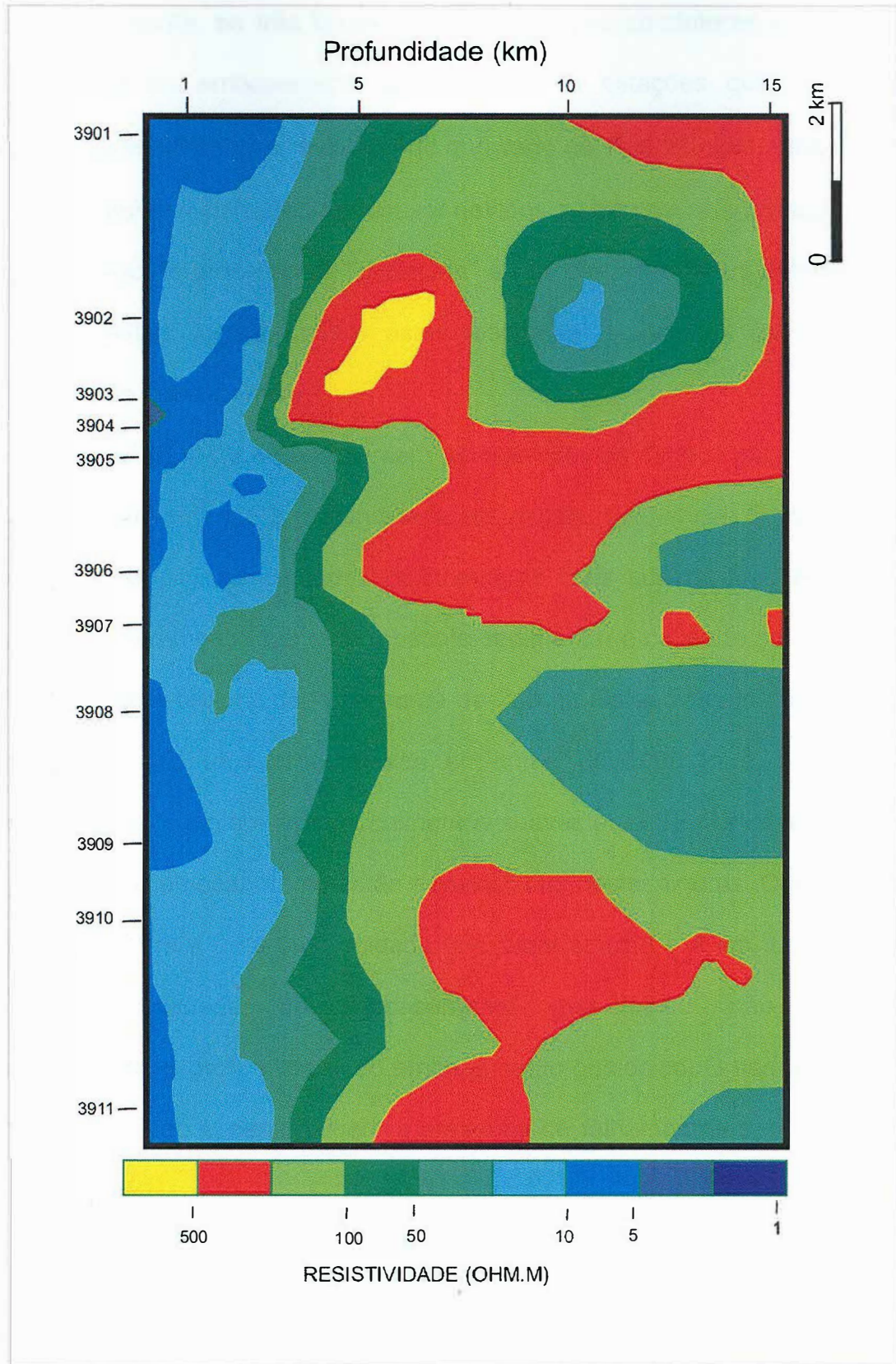


Figura 45 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 43 (Modificado de PORSANI, 1991).

Adicionalmente, as três linhas mostraram corpos condutores profundos para além do topo do embasamento geo-elétrico. As estações que mostram sua assinatura apresentam uma resistividade que varia de 15 a 120 Ωm . Estes possíveis corpos condutores localizados podem ser devidos a erros associados aos dados, ou serem resultado do processo de "gridagem" a que os dados foram submetidos. Por outro lado, estes corpos podem estar realmente associados às variações de resistividade de subsuperfície.

As figuras 46, 47 e 48 apresentam as inversões de Occam para as linhas 1, 2 e 3, porém apresentando a profundidade em escala logarítmica. O objetivo destas seções é de ampliar as camadas sedimentares mais superficiais. Nestas figuras podemos ver claramente que todo o pacote sedimentar é capeado por uma camada resistiva, até uma profundidade de cerca de 200 m. Os sedimentos apresentam-se sub-horizontais até uma profundidade em torno de 1000 m e, a partir dessa profundidade, apresentam-se com caimentos suaves para SE. As estruturas nos sedimentos e no embasamento estão evidenciadas nestas figuras. O embasamento geo-elétrico ocorre a uma profundidade que varia entre 3 e 4 km. Lembre-se aqui que a profundidade do embasamento geo-elétrico não corresponde necessariamente à profundidade do embasamento geológico. O espessamento dos sedimentos no lado sudeste sugere a presença de falhamentos para estas seções (PORSANI, 1991).

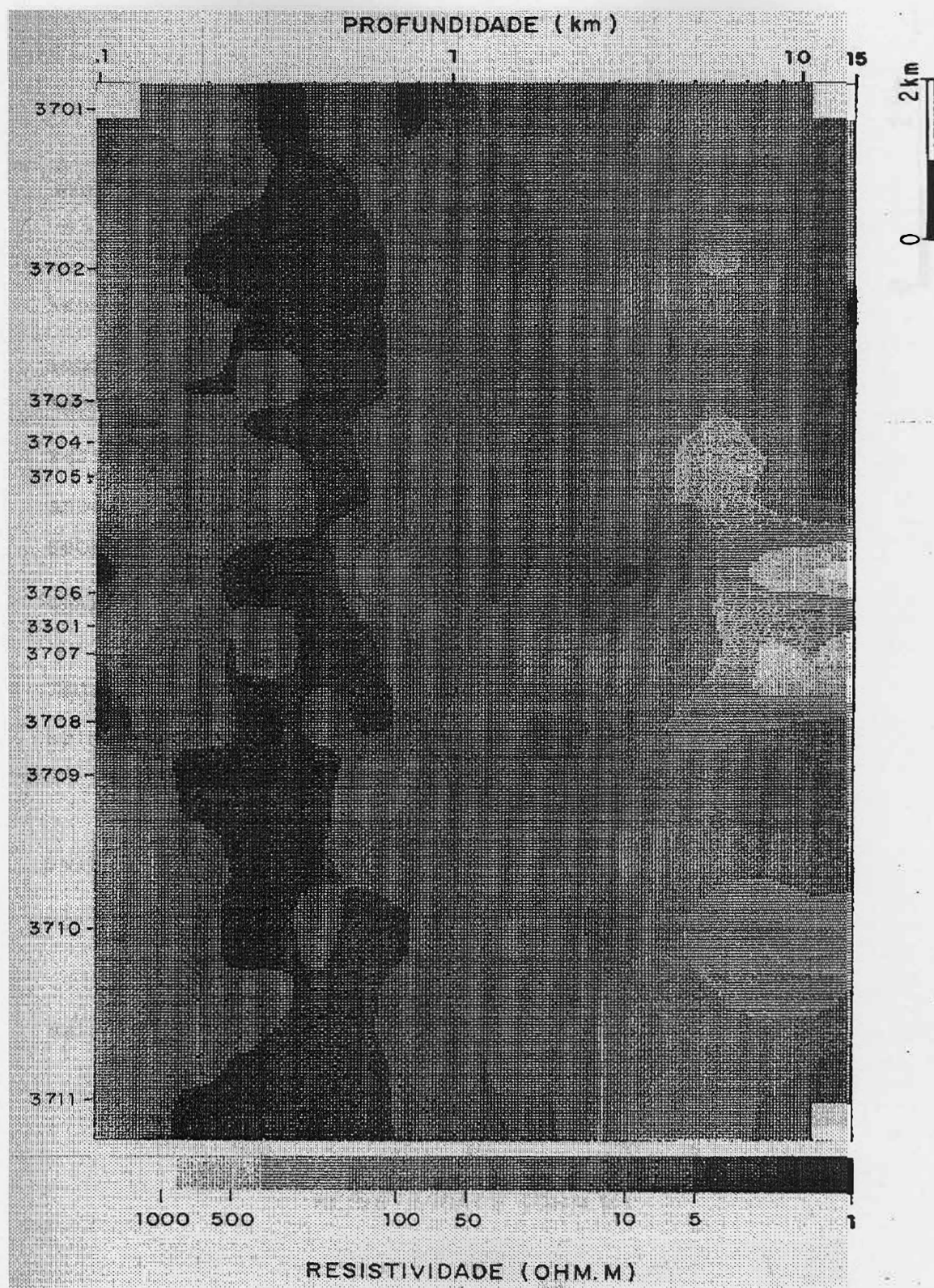


Figura 46 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 01. A profundidade logarítmica é mostrada no eixo vertical do lado direito, variando de 0.1 a 15 km. As demais convenções são as mesmas da Figura 40 (PORSANI, 1991).

Figura 46 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 45 (PORSANI, 1991).

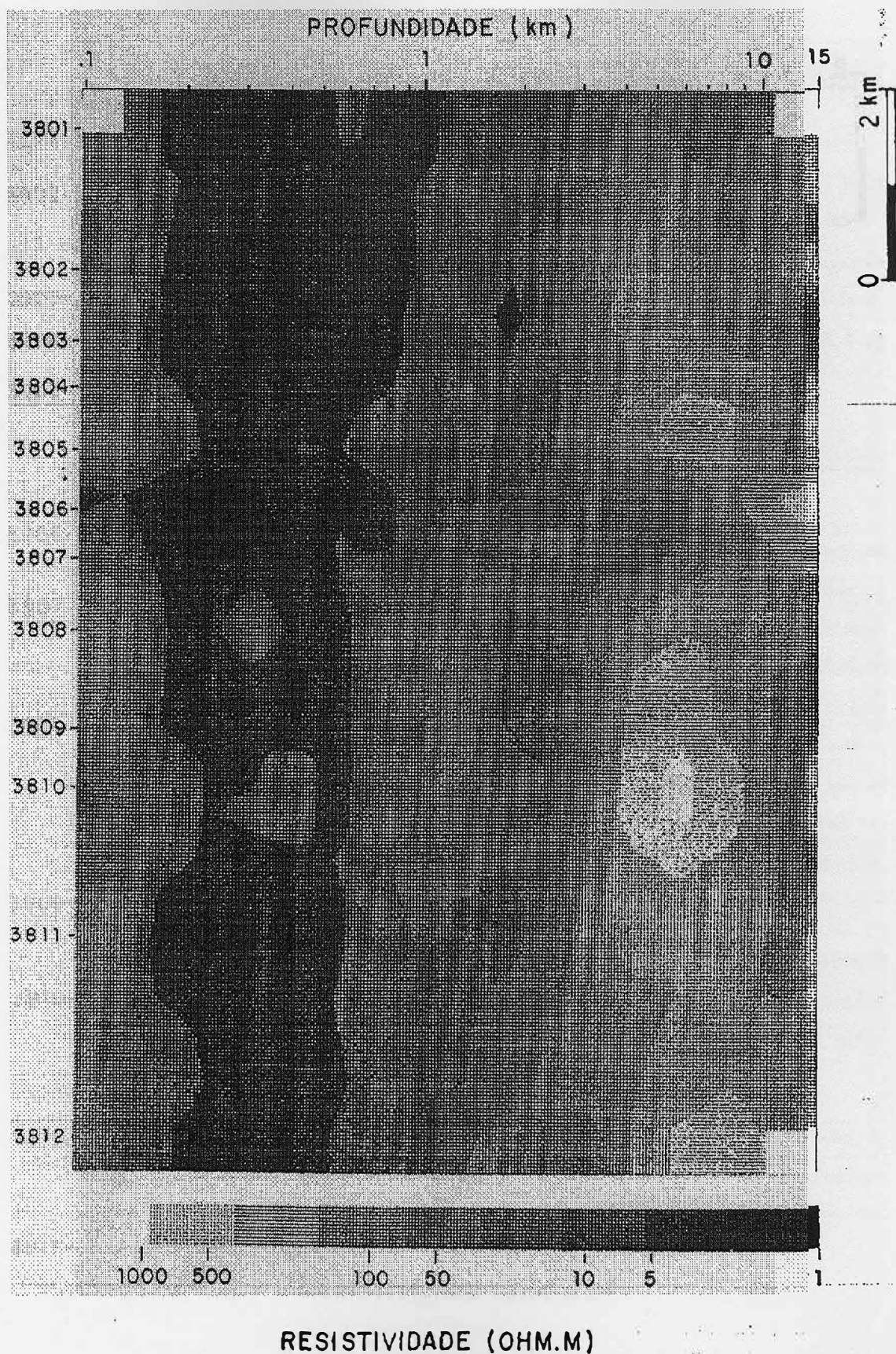


Figura 47 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 46 (PORSANI, 1991).

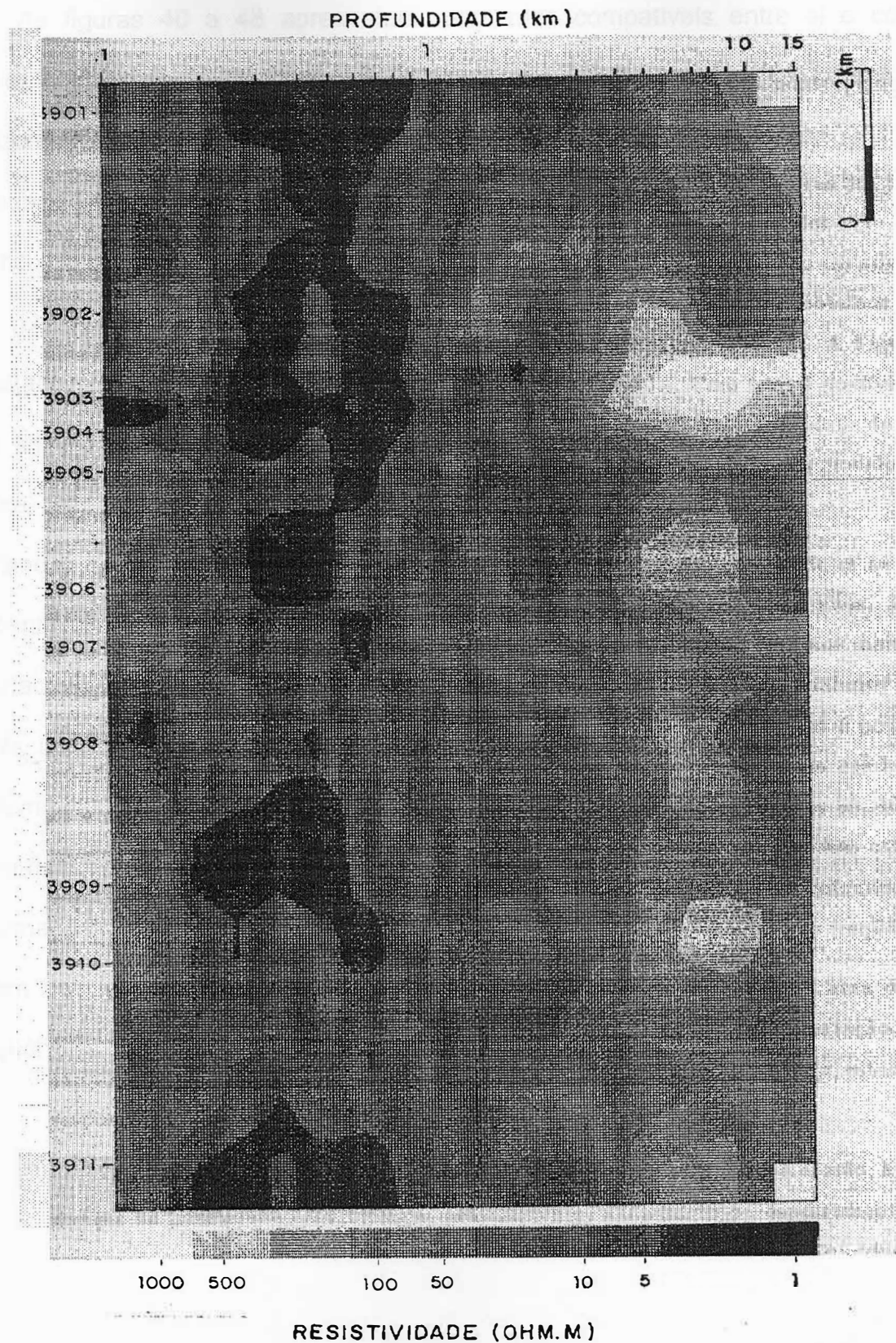


Figura 48 - Seção geo-elétrica obtida pela inversão de Occam, corrigida do efeito estático, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 46 (PORSANI, 1991).

As figuras 40 a 48 apresentam resultados compatíveis entre si e com a geologia da área. Esta pode ser representada por camadas tabulares sub-horizontais, como visto anteriormente. Dessa forma, o pacote sedimentar é todo mapeado pelo método MT, fornecendo um quadro nítido do comportamento geo-elétrico da área do Juruá até 15 km de profundidade.

Os horizontes geo-elétricos podem ser melhor visualizados colocando-se os resultados da inversão de Occam (log-resistividade, log-profundidade) ao longo das três linhas. Lembre-se que antes as profundidades estavam limitadas a 15 km. Agora, como não se está mais interpolando lateralmente, permite-se que as profundidades atinjam até 60 km, como o limite inferior de penetração dos dados. É evidente que, ainda devido ao comprimento dos perfis MT, só é possível detectar-se interfaces planas abaixo de 15 km. Estas seções foram interpretadas com ajuda de perfis dos poços e dados sísmicos de superfície (PORSANI, 1991). As seções podem ser vistas nas figuras 49, 50 e 51. Alguns horizontes geo-elétricos próximos à superfície não foram assinalados em algumas estações que não apresentaram informações para as altas frequências. Alguns horizontes profundos também não foram assinalados, devido à falta de nitidez associada aos erros presentes nas frequências baixas.

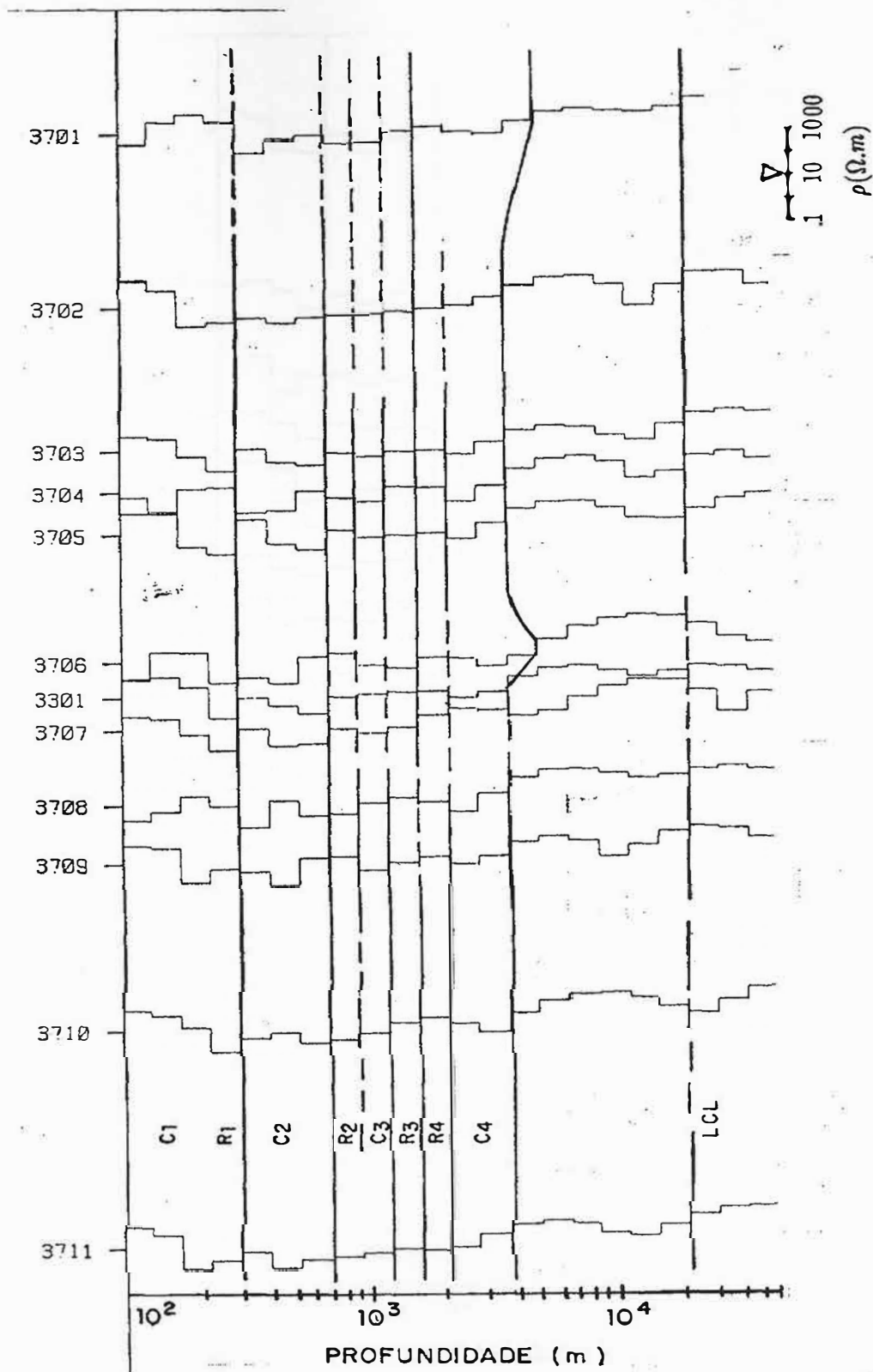


Figura 49 - Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para a linha 01. A profundidade está em escala logarítmica no eixo vertical, variando de 0.1 até 60 km. A localização das estações MT está marcada no eixo horizontal. O nível de resistividade de $10 \Omega.m$ é utilizado como referência para os valores de resistividade como para localização das estações (PORSANI, 1991).

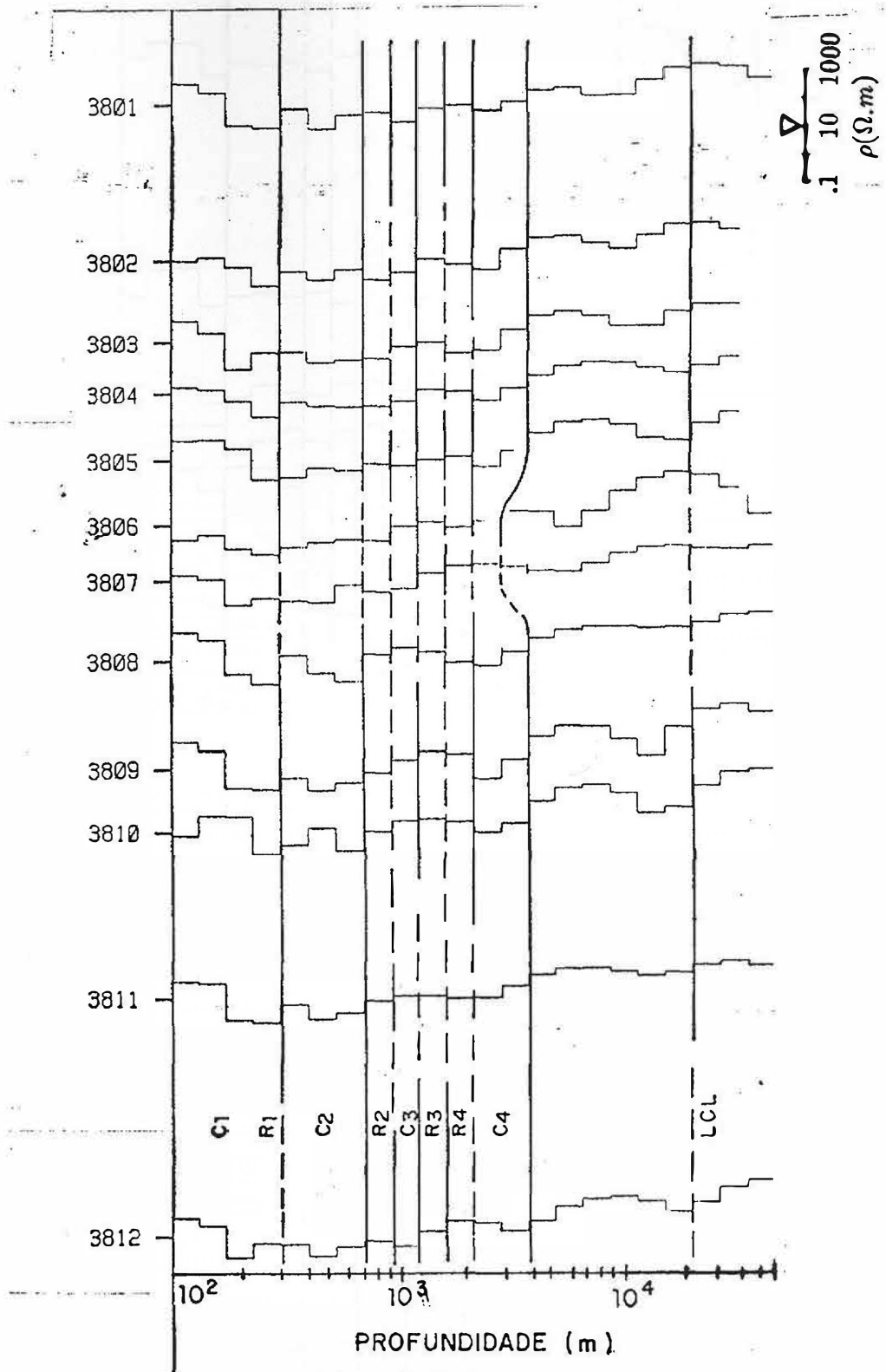


Figura 50 - Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 49 (PORSANI, 1991).

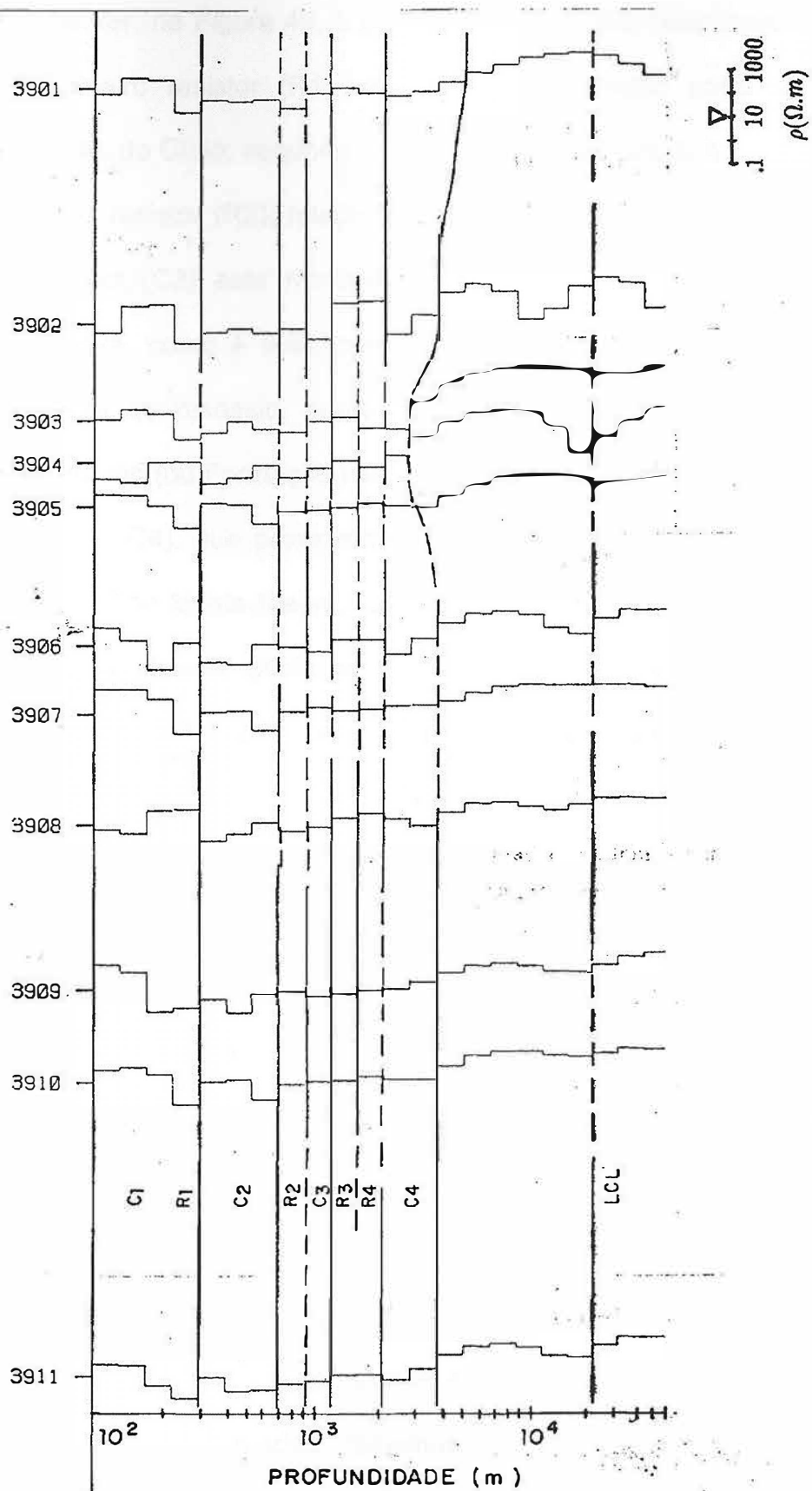


Figura 51 - Perfil geo-elétrico obtido da inversão de Occam, para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 49 (PORSANI, 1991).

Pode-se ver, na Figura 49, o primeiro condutor (C1) relacionado à Formação Solimões; primeiro resistor (R1), relacionado ao contato entre as Formações Solimões e Alter do Chão; segundo condutor (C2), relacionado à Formação Alter do Chão; segundo resistor (R2), relacionado ao topo da primeira soleira de diabásio; terceiro condutor (C3) está relacionado ao topo da Formação Fonte Boa (ou Formação Andirá, como é mais conhecida); terceiro resistor (R3), relacionado à segunda soleira de diabásio; quarto resistor (R4), correspondendo ao topo da Formação Carauari (ou Formação Itaituba), junto com a terceira soleira de diabásio; quarto condutor (C4), que provavelmente está relacionado ao topo da Formação Juruá (ou Formação Monte Alegre, como é mais conhecida), que ocorre a cerca de 2600 m de profundidade; ainda há um quinto resistor (R5), que corresponde ao embasamento geo-elétrico e ocorre a cerca de 4000 m de profundidade, mas não está mostrado na figura (PORSANI, 1991). Além disso, foi assinalado uma camada de baixa condutividade, "Low Conductivity Layer" (LCL), identificada à profundidade igual ou superior a 20 km (PORSANI, 1991).

É importante lembrar que as figuras 49, 50 e 51 correspondem a uma outra forma de apresentar os dados das seções geo-elétricas anteriores. Neste tipo de representação, fica mais fácil visualizar como se comportam os horizontes geo-elétricos. Portanto, até 15 km, estas figuras devem corresponder exatamente às figuras 46, 47 e 48.

As descontinuidades laterais desses horizontes podem ser devidas à erosão, à não deposição, mudanças na porosidade e/ou litologia, acavalamento, afinamento ou espessamento de camadas, falhamentos, ou mesmo devido às distorções estáticas não completamente corrigidas.

Abaixo do embasamento geo-elétrico para as três linhas (figuras 49, 50 e 51), há indicação de uma zona condutora. Esta região mais condutiva, abaixo do embasamento, ocorre à profundidades superiores à 10 km e possui resistividades variando entre 15 e 120 Ωm . Esta região não se encontra bem definida, sendo provavelmente muito fina, em relação a discretização do modelo de Occam, a qual é de 3 a 6 km entre as profundidades de 10 a 20 km. Devido a sua pouca definição, pouco se pode inferir. É bem possível que sua resistividade seja inferior às variações encontradas, já que a determinação de sua resistividade está certamente influenciada pelas camadas mais resistivas que a circundam. Note que a essas profundidades os poros das rochas estão quase totalmente fechados, e a condutividade elétrica se dá principalmente pela presença de solução iônica livre permeando na rede cristalina dos minerais. Embora também seja possível a condução superficial através de filmes de grafite que circundam os minerais (SHANKLAND & ANDER, 1983; HYNDMAN & SHEARER, 1989).

3.3.2 Seções geológicas

Nesta seção, serão apresentadas três seções geológicas para a área do Juruá as quais serão limitadas ao embasamento geo-elétrico da bacia. Desta forma, as camadas mais profundas não estão representadas.

- Seção geológica - linha 01

Os horizontes geo-elétricos estão assinalados e correlacionados, conforme discutido nas seções anteriores. As resistividades são lateralmente contínuas através do perfil, como é observado na Figura 49. Nas seções (figuras 40, 41 e 42), os sedimentos mais condutivos apresentam-se mais espessos do lado direito da figura, com caimentos suaves para sudeste, em direção à estação 3701. Como visto anteriormente, este fato pode ser indicativo de falhamentos na área (PORSANI, 1991).

A seção geológica esquemática para a linha 01 (Figura 52), mostra uma imagem geo-elétrica para a geologia de subsuperfície da área. Os horizontes geológicos são uma suavização interpretativa dos horizontes geo-elétricos.

Uma zona de falhas foi inferida para ocorrer entre as estações 3705 e 3706, coincidindo com o prolongamento da estruturação do embasamento. Esta interpretação é baseada nas mudanças laterais de resistividade mostrada nas seções geo-elétricas (figuras 42 e 46), bem como a ocorrência do caimento dos horizontes geo-elétricos entre estas estações, isto é, pelo aparente espessamento dos sedimentos do lado direito destas figuras. Em adição, foi utilizada a seção sísmica (linha 01) para localizar a falha. Muitas feições observadas nesta seção aparecem nas outras duas, o que apóia sua existência (PORSANI, 1991).

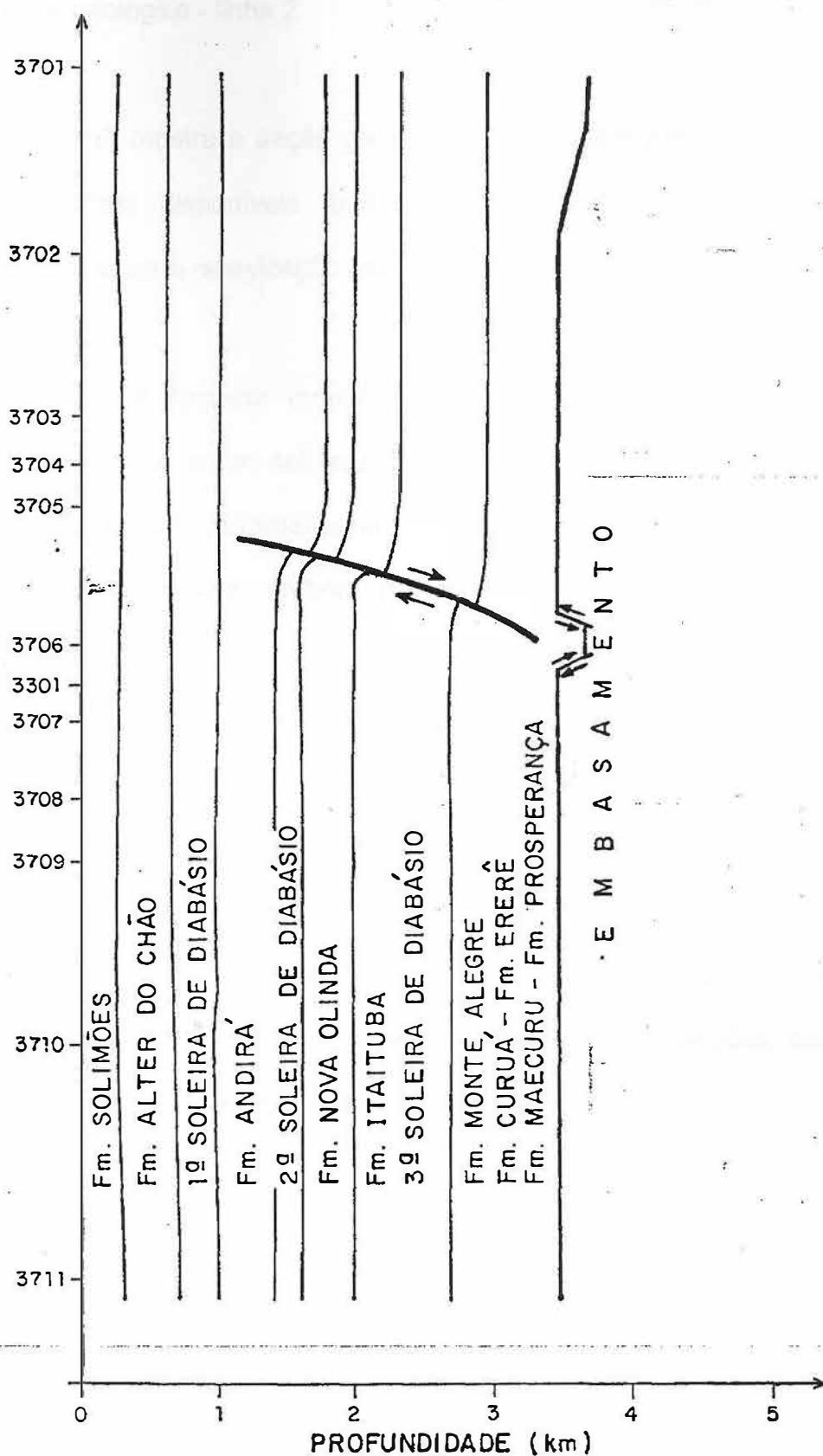


Figura 52 - Seção geológica esquemática para a linha 01. A profundidade é mostrada no eixo vertical e está limitada até o embasamento (PORSANI, 1991).

- Seção geológica - linha 2

A Figura 53 mostra a seção geológica esquemática para a linha 2, baseada nas informações disponíveis para esta linha. Os horizontes geológicos correspondem a uma suavização dos horizontes geo-elétricos, como discutidos anteriormente.

Os resultados também mostram um espessamento dos sedimentos mais condutivos associado a um caimento para sudeste, em direção à estação 3801. Este fato pode ser visto claramente nas figuras 41, 44 e 47. Isto pode ser atribuído a existência de falhamentos, embora os horizontes geo-elétricos não apresentem deslocamentos bruscos.

Esta seção sugere uma feição alta do embasamento, ocorrendo sob as estações 3806 e 3807, o que parece estar relacionado com o alto observado na linha 3, conforme visto na Figura 51.

A zona de falhas do Juruá inferida entre as estações 3805 e 3806, resulta do estudo das variações laterais de resistividade, vistas nas figuras 44 e 47 e, do caimento brusco dos horizontes geo-elétricos entre estas estações, associado ao espessamento dos sedimentos para SE.

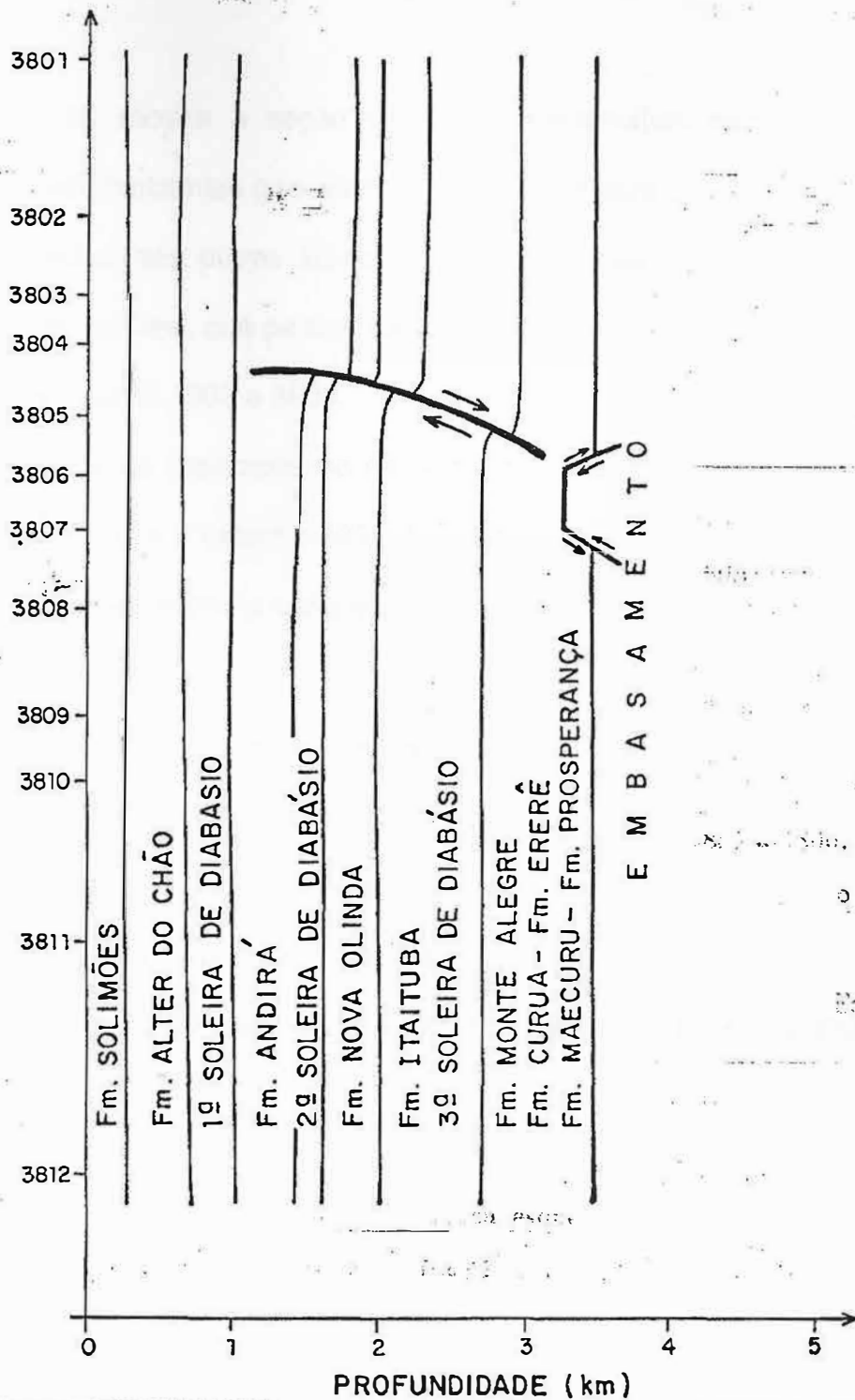


Figura 53 - Seção geológica esquemática para a linha 02. As convenções são as mesmas da Figura 52 (PORSANI, 1991).

- Seção geológica - linha 3

A Figura 54 mostra a seção geológica esquemática para esta linha. As continuidades dos horizontes geo-elétricos, vistos na Figura 51, indicam as mesmas feições observadas nas outras linhas. A correlação dos horizontes geo-elétricos mostram um alto na área, que parece corresponder aquele visto na linha 2. Este alto ocorre sob as estações 3903 e 3904.

O espessamento associado ao caimento para sudeste dos sedimentos mais condutivos, em direção à estação 3901, também pode ser visto nesta linha (figuras 42, 45 e 48). Esta resposta da variação lateral de resistividade novamente sugere o falhamento na área.

A zona de falhas do Juruá foi inferida ocorrer entre as estações 3903 e 3902, e também coincide com o prolongamento da estruturação do embasamento. Isto é baseado nos contrastes de resistividade como visto nas figuras 45 e 48. A seção sísmica da linha 3 foi utilizada para localizar a zona de falhas. De um modo geral, a localização da zona de falhas pode ser inferida próximo das estações 3903, 3805 e 3705 (PORSANI, 1991).

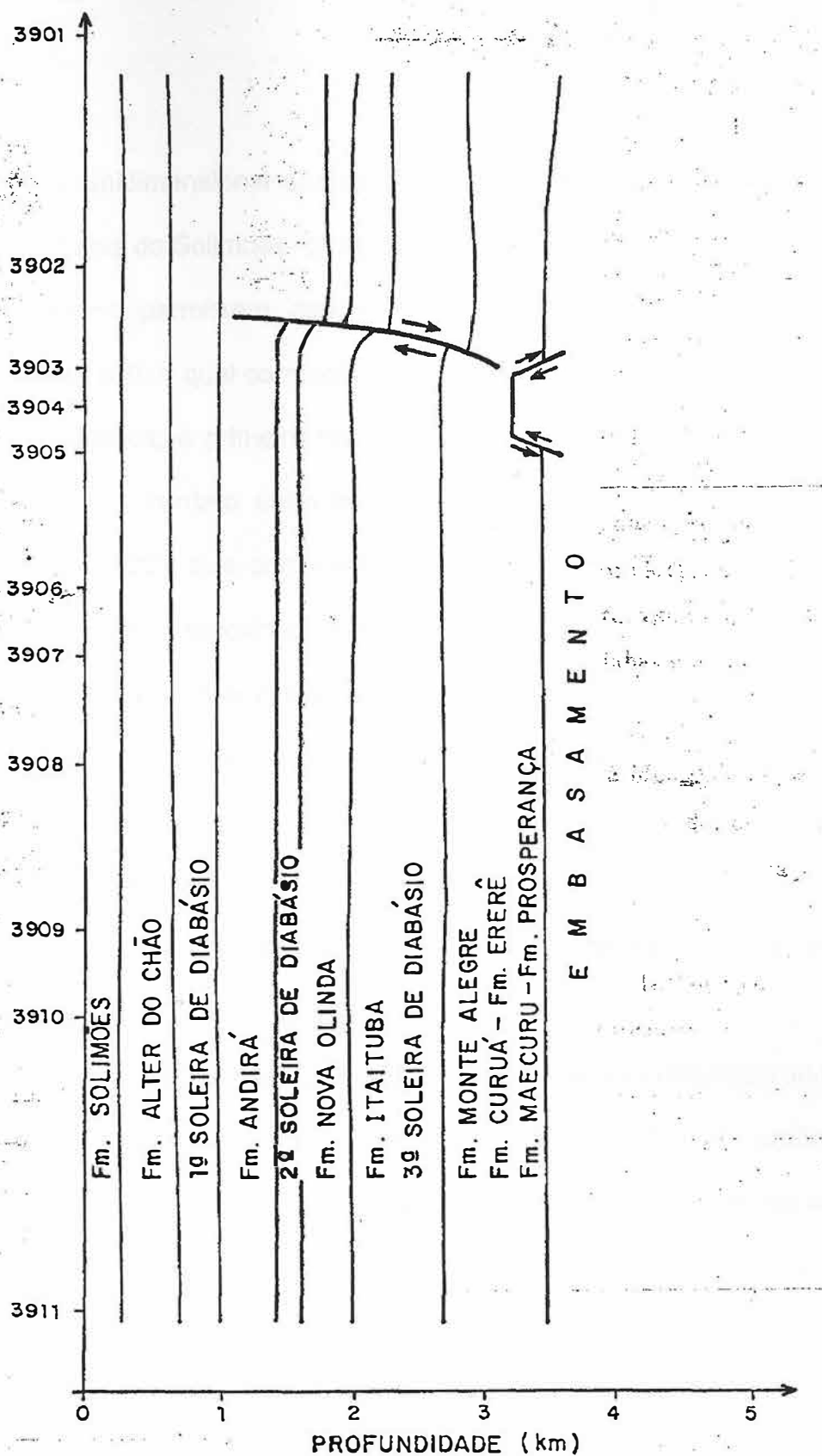


Figura 54 - Seção geológica esquemática para a linha 03. As convenções são as mesmas da Figura 52 (PORSANI, 1991).

4 CONCLUSÕES

A inversão unidimensional dos dados MT revelou a estrutura geo-elétrica da área do Juruá, bacia do Solimões, desde 100 m até 60 km de profundidade.

Os resultados permitiram definir os seguintes horizontes geo-elétricos: o primeiro condutor (C1), o qual corresponde à Formação Solimões, a qual foi utilizada para correção estática; o primeiro resistor (R1), que ocorre a cerca de 400 m de profundidade e é o contato entre as Formações Solimões e Alter do Chão; o segundo condutor (C2), que corresponde à Formação Alter do Chão; o segundo resistor (R2), que está a aproximadamente 750 m de profundidade, correspondendo ao topo da primeira soleira de diabásio; o terceiro condutor (C3), que corresponde à Formação Andirá e ocorre a cerca de 1000 m de profundidade; o terceiro resistor (R3), que corresponde à segunda soleira de diabásio e ocorre cerca de 1400 m de profundidade; o quarto resistor (R4), que corresponde aos evaporitos da Formação Carauari, junto com a terceira soleira de diabásio e que ocorre cerca de 1600 m de profundidade.

Adicionalmente, os resultados forneceram subsídios à identificação do provável topo da Formação Monte Alegre, que ocorre cerca de 2600 m de profundidade, além de modelar o embasamento geo-elétrico da bacia. Os resultados das inversões sugerem a localização do embasamento geo-elétrico entre 3 e 4 km de profundidade.

O método não diferenciou a terceira soleira de diabásio intrudida dentro do pacote de evaporitos, por não haver contraste suficiente de resistividade entre essas rochas.

Também foi possível definir uma zona de falhas. A definição desta zona foi baseada no estudo das variações laterais da resistividade, e no espessamento e caimento dos horizontes geo-elétricos. Esta zona de falhas está associada ao prolongamento do embasamento geo-elétrico. Para auxiliar na localização da zona de falhas, foram utilizadas as três linhas sísmicas presentes na área em estudo.

Uma zona condutora foi identificada ocorrendo abaixo do embasamento geo-elétrico, profundidades superiores a 10 km. Sua resistividade varia de 15 a 120 Ωm . Embora esta região não se encontre bem definida, sua assinatura é evidente para algumas estações MT.

O método permitiu identificar também uma camada de baixa condutividade (LCL) a profundidades crustais. Sua resistividade varia de 120 a 400 Ωm e ocorre a uma profundidade igual ou superior a 20 km. Sua composição deve ser gabrítica, tendo uma espessura que deve ser superior a uma dezena de quilômetros.

O trabalho de PORSANI (1991) demonstrou que é indispensável a correção dos efeitos estáticos que afetam os dados MT da área do Juruá.

A excelente qualidade dos resultados obtidos e em particular na identificação do provável topo da Formação Monte Alegre, rocha reservatório da bacia, coloca o método MT como um método auxiliar na exploração de hidrocarbonetos nessa bacia paleozóica.

Os resultados que foram obtidos ilustram como o método MT pode ser utilizado para diversas finalidades, tais como para estudo de bacias sedimentares e para investigar profundidades crustais.

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de; FUCK, H. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de geologia do Nordeste, 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p.363-391.

ALMEIDA F.F.M.de; CARNEIRO C.D.R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: NETO, V. M.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; NEVES, B. B. B. (eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano**: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. cap. 03, p. 43-60.

ANDRADE, C.A; CUNHA, F.M.B. Revisão Geológica da bacia Paleozóica do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, 1971, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1971. v.03, p. 93-112.

ARAÚJO, O. J. B.; MAIA, R. G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Programa Grande Carajás. Convênio DNPM/CPRM. N. Folha SB.22-Z-A: Estado do Pará. Brasília: CPRM, 1991. 164p.

BERDICHEVSKY, M.N.; DMITRIEV, V.I. Distortion of magnetic and electrical fields by near-surface lateral inhomogeneities. **Acta. Geodaet., Geophys. et Montanist**, Acad. Sci. Hungary, v.11, p. 447-483, 1976.

BERDICHEVSKY, M.N.; VANYAN, L.L.; KUZNETSOV, V.A.; LEVADNY, V.T.; MANDEL-BAUM, M.M.; NECHAEVA, G.P.; OKULESSKY, B.A.; SHILOVSKY, P.P.; SHPAK, I.P. Geoelectrical model of the Baikal region. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 22, p.1-11, 1987.

BERDICHEVSKY, M.N.; VANYAN, L.L.; DMITRIEV, V.I.. Methods used in U.S.S.R. to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 53, p. 194-206, 1987.

BERDICHEVSKY, M.N.; DMITRIEV, V.I.; POZDNJAKOVA, E.E.. On two dimensional interpretation of magnetotelluric soundings. **Geophys. J. Int.**, v.133, p.585-606, 1998.

BRAZIL, I.R. O potencial petrolífero e as perspectivas exploratórias da bacia do Solimões – Norte do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.04, n. 01, p. 85-93, jan./mar, 1990.

CAGNIARD, L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysics prospecting. **Geophysics**, v.18, p. 605-635, 1953.

CHRISTOPHERSON, K.R. Applications of magnetotellurics to petroleum exploration in Papua New Guinea: A model for frontier areas. **The Leading Edge**, v.10 (4), p.21-27, 1991.

CAMPOS, J. N. P.; MURAKAMI, C. Y.; MAURO FILHO, A; BARBOSA, C. M. 1991. Evolução tectono-sedimentar, habitat do petróleo e exploração da bacia do Solimões. Manaus: Petrobras/Denoc. Relatório Nº 131-08015.

CAPUTO, M.V. Glaciação Neodevoniana no continente Gondwana Ocidental. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.02, p. 725 – 739.

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. 1984. 586p. Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências. Universidade da Califórnia, Santa Bárbara.

CAPUTO, M.V. Origem do alinhamento estrutural do Juruá e do Arco de Iquitos. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 02, 1985, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1985. v.01, p. 242-251.

CAPUTO, M.; SILVA, O.B. **Origem e Evolução das bacias Sedimentares Brasileiras: Sedimentação e tectônica da bacia do Solimões**. 02. ed. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990. v.01, 415p.

CONSTABLE, S.C.; PARKER, R.L.; CONSTABLE, C.G.. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. **Geophysics**, v. 52, p. 289-300, 1987.

CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B. The geologic evolution of South America during Archean and early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, v.12, n. 02, p. 78-88, 1982.

CUNHA, F.M.B. Aspectos morfoestruturais do Baixo Amazonas. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 01, 1982, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1982. v.01, p.75-83.

CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.; COUTINHO; L.F.C.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 08, n. 01, p. 47-55, jan./mar, 1994.

DPC & ASSOC., RELATÓRIO Anual: Petroleum Systems of Brazil. Rio de Janeiro, 2000.

DEMAISON, G. ; HUIZINGA, B.J. Genetic classification of petroleum systems using three factors: charge, migration and entrapment. **AAPG Memoir**, n.60, p. 73-89, 1994.

EIRAS, J.F. et al. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 28, p.17-45, 1994.

GEOTRONICS CORPORATION. 1982. Levantamento geofísico pelo método magnetotelúrico na área do Juruá. Rio de Janeiro, PETROBRAS. n. 66.009/83 (Rel. Final).

GONZAGA, F.G.; GONÇALVES, F.T.T.; COUTINHO, L.F.C. Petroleum geology of the Amazonas basin, Brazil: Modeling of Hydrocarbon generation and Migration. In: M.R. Mello and B.J. Katz (eds.) **Petroleum systems of South Atlantic margins**. Tulsa: AAPG, 2000. p. 159 – 178. (AAPG Memoir, n. 73).

GRAHN, Y. Revision of Silurian and devonian strata of Brazil. **Palinology**, n.16, p.35-61, 1992.

JONES, A.G. On a type classification of lower crust layers under precambrian regions. **J. Geophys.**, v. 49: p. 226-233, 1981.

JONES, A.G. On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. **Journal of Geophysics**, v. 53, p. 72-73, 1983.

JONES, A.G. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. **Geophysics**, v. 53, p. 967-978, 1988.

JUPP, D.L.B.; VOZOFF, K. Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. **Geophysical Journal International**, v. 42, p. 957-976, 1975.

KAUFMAN, A.A.; KELLER, G.V. **The magnetotelluric sounding method**. Amsterdam: Elsevier, 1981, 595 p (Methods in Geochemistry and Geophysics, 15).

KELLER, G.V.; FRISCHKNECHT, F.C. **Electrical methods in geophysical prospecting**. Oxford: Pergamon Press, 1981, 517 p.

KLEMME, H. D. Petroleum basins - classification and characteristics. **Journal of Petroleum Geology**, n. 03 (2), p. 187-207, 1980.

LANZARINI, W.L. **Fácies sedimentares e ambiente deposicional da Formação Monte Alegre na área do Juruá, bacia do Alto Amazonas – diagênese e permoporosidade dos arenitos reservatórios**. 1984. 215p. Dissertação (Mestrado em geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

LARSEN, J.C. Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves. **Acta Geodaet. Geophys. et Montanist**, Acad. Sei. Hungary, v.12, p. 183-186, 1977.

MAGOON, L. B.; DOW, W. G. The petroleum system. In: Magoon L. B.; Dow, W. G. (eds.) **The petroleum system - from source to trap**. Tulsa: AAPG, 1994. p. 3-24. (AAPG Memoir, n. 60).

Mello, M.R., Koutsoukos, E.A.M., Mohriak, W.U., Bacoccoli, G. Selected petroleum systems in Brazil. In: Magoon, L.B.; Dow, W.G. (eds.) **The petroleum system – from source to trap**. Tulsa: AAPG, 1994. p. 499 – 512. (AAPG Memoir, n. 60).

MILANI, E. J.; ZALÁN, P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. **Episodes**, v.22, n.03, p. 199-205, 1999.

MIRANDA, F.P. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. **Boletim Técnico da Petrobras**, n. 26(4), p. 268-291, 1983.

Neves, C. A. O. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v.04, n.01, p.95-103, Jan./Mar.1990.

OLDENBURG, D.W. One-dimensional inversion of natural source magnetotelluric observation. **Geophysics**, v. 44, p. 1218-1244, 1979.

OLDENBURG, D.W. Inversion of electromagnetic data: An overview of new techniques. **Geophysics**, v. 11, p. 231-270, 1990.

ORELLANA, E. **Prospeccion geoelectrica por campos variables**. Madri: Paraninfo, 1974, 561p.

PARK, S.K. Distortion of magnetotelluric sounding curves by three-dimensional structures. **Geophysics**, v. 50, p. 785-797, 1985.

PARK, S.K.; LIVELYBROOKS, D.W. Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotellurics. **Geophysics**, v. 54, p.1483-1490, 1989.

PARKER, R.L. The inverse problem of electromagnetic induction: existence e construction of solutions based on incomplete data. **J. Geophys. Res.**, v. 85, p. 4421-4428, 1980.

PARKER, R.L. The existence of a region inaccessible to magnetotelluric sounding. **J. Geophys. Res.**, v. 68, p. 165-170, 1982.

PARK, S.K.; THOMPSON, S.C.; RYBIN, A.; BATALEV, V.; BIELINSKI. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor Bain, Kyrgyz Republic, **Tectonics**, v.22, n. 02, p.1013, 2003.

PELLERIN, L.; AND HOHMANN, G.W. Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts, **Geophysics**, v.55, n. 09, p. 1242-1250, 1990.

PORSANI, J. L. **Estudo da Estrutura Geo-Elétrica da Região do Juruá, AM, pelo Método Magnetotelúrico**. 1991. 104p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Programa de Pós-graduação em Geofísica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém.

PORSCHÉ, E. **Tectônica da faixa de dobramentos do Juruá, bacia do Alto Amazonas, Brasil - Um modelo estrutural**. 1985. 124p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

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

REZENDE, W.M. & BRITO, C.G. Avaliação geológica da bacia Paleozóica do Amazonas. In: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, 03, 1973, Aracajú. **Anais...** Aracajú: SBG, 1973. p. 227-245.

ROKITYANSKY, I.I. On the application of magnetotelluric method to anisotropic and inhomogeneous masses, **Izvestia**, v.11, p.1607-1613, 1961.

Smith, J. T.; Booker, J. R. Rapid inversion of two and three dimensional magnetotelluric data. **J. Geophys. Res.**, v.96, p.3905-3922, 1991.

ROKITYANSKY, L. I. **Goelectromagnetic investigation of the earth's crust and mantle**. Berlin: Springer-Verlag, 1982, 381 p.

SCHMUCKER, U. Substitute conductors for electromagnetic response estimates. **Pageoph.**, v. 125, p. 341-367, 1987.

SHANKLAND, T.J.; ANDER, M.E. Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 9475-9484, 1983.

SILVA, O.B. **Análise da bacia do Solimões (Revisão Estratigráfica, Magmatismo e Geoquímica)**. 1987. 177p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

SILVA, O.B. Revisão estratigráfica da bacia do Solimões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988, v.06, p.2428-2438.

STERNBERG, B.K.; WASHBURNE, J.C.; AND PELLERIN, L. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings, **Geophysics**, v.53, n.11, p.1459-1468, 1988.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: MANTESONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p.471-485.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEYS, D.A. **Applied geophysics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1976, 860 p.

TIKHONOV, A.N. Determination of the electrical characteristics of the deep state of the earth's crust, **Dok. Akad. Nauk, USSR**, v.73, n. 02, p. 295-297, 1950.

TIKHONOV, A.N. Mathematical basis of the theory of magnetotelluric soundings, **USSR Comput. Math. Math. Phys.**, v.05, p.207, 1965.

TIKHONOV, A.N.; ARSENIN, V.Y. **Solutions of ill-posed problems**. New York: V. H. Winston and Sons, 1977, 258p.

TIKHONOV, A.N. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. In: VOZOFF, K.; LEVIM, F. K. (eds.) **Magnetotelluric methods**. Tulsa: Society Exploration Geophysicists, 1985. p. 2-3. (Geophysics Reprint Series, n.05).

TSUBONE, K. *et al.* Tectonics and Sedimentation of the Solimoes Basin, Northern Brazil. In: Ulbrich, H.; Rocha-Campos, A.C. (eds.) **Gondwana Seven**. Sao Paulo: Inst. Geociências - USP, 1991. p. 119-128.

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

VOZOFF, K. The Magnetotelluric Method. In: Corbett, J.D. (eds.) **Electromagnetic method in applied geophysics**. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1991. cap. 08, p. 641-711. (Applications part A and part B).

WANDERLEY FILHO, J.R.; SILVA TRAVASSOS, W.A.; BARBOSA ALVES, D.B. O diabásio nas bacias paleozóicas amazônicas - herói ou vilão?. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.14, n. 01, p. 177-184, novembro 2005/maio 2006.

WANDERLEY FILHO, J.R.; COSTA, J.B.S. Contribuição a evolução da bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: Simpósio de geologia da Amazônia, 03, 1991, Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1991. p. 244 - 259.

WEIDELT, P. The inverse problem of geomagnetic induction. *Zeitschrift fur Geophysik*, v. 38, p. 257-289, 1972.

WU, F.T. The inverse problem of magnetotelluric sounding. **Geophysics**, v. 33, p. 972-979, 1968.

ZALÁN, P.V. Influence of pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. In: Simposio Bolivariano, 04, 1991, Bogotá. **Resumos...** Bogotá: Memórias, 1991. Tomo I, trabalho 7.