



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-12565-TDI/1004

**ESTUDO DA INDUÇÃO ELETROMAGNÉTICA NA
CARACTERIZAÇÃO DE ESTRUTURAS PROFUNDAS SOB A
BORDA SUL DO CRÁTON DE SÃO FRANCISCO**

Marcelo Banik de Pádua

Tese de Doutorado em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Ícaro Vitorello e
Antonio Lopes Padilha, aprovada em 9 de dezembro de 2004

550.837.2 (815.1 A/Z)

PÁDUA, M. B.

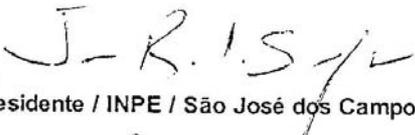
Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de São Francisco / M. B. Pádua. – São José dos Campos: INPE, 2004.

162p. - (INPE-12565-TDI/1004).

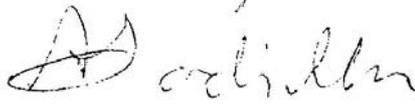
1.Perfil magnetotelúrico. 2.Inversão. 3.Litosfera.
4.Geóide. 5.Cráton. 6. São Francisco. I.Título.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido
para obtenção do Título de Doutorado
em Geofísica Espacial

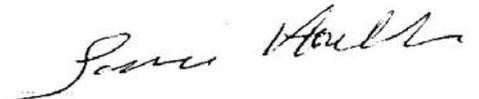
Dr. Jonas Rodrigues de Souza


Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Antonio Lopes Padilha


Orientador / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Icaro Vitorello


Orientador / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Lenio Soares Galvão


Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Sérgio Luiz Fontes


Convidado / DN-MCT / Rio de Janeiro - RJ

Dra. Naomi Ussami


Convidado / USP / São Paulo - SP

Aluno (a): Marcelo Banik de Pádua

São José dos Campos, 09 de dezembro de 2004

“Serras que se vão saindo, para destapar outras serras. Tem de todas as coisas. Vivendo, se aprende; mas o que se aprende, mais, é só a fazer outras maiores perguntas.”

Riobaldo
em *Grande Sertão: Veredas*
de João Guimarães Rosa

AGRADECIMENTOS

À FAPESP pela bolsa concedida (Processo 99/12381-0).

Aos meus orientadores, Ícaro Vitorello e Antonio Lopes Padilha, pela orientação, incentivo e paciência que tiveram comigo ao longo deste trabalho.

Aos meus colegas do grupo de geomagnetismo do INPE que sempre se fizeram presentes, especialmente ao Maurício de Souza Bologna e Shimeles Fisseha Woldemichael, pelo auxílio nos trabalhos de campo e em discussões sobre o método magnetotelúrico.

Aos colegas do Laboratório de Geofísica pelo auxílio na preparação dos equipamentos e nos trabalhos de campo.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelo apoio.

E, em especial, a meus pais, pelo apoio que me deram em todos os momentos.

RESUMO

Dados magnetotelúricos de banda larga e de longo período foram coletados ao longo de um perfil NS de 160 km de extensão e de um perfil ENE-WSW de 230 km de extensão na borda sul do Cráton arqueano-proterozóico do São Francisco (sudeste do Brasil) e cinturões de dobramento neoproterozóicos adjacentes. Modelos 2D de estruturas mínimas de resistividade foram obtidas através da inversão simultânea dos modos TM e TE e dados das funções de transferência magnética de ambos os perfis. Alguns condutores lateralmente confinados na crosta média e inferior ao longo das bordas sul e sudeste do cráton parecem ser contíguos para baixo com um condutor expandido do manto superior em profundidades abaixo de 100-150 km. A anomalia de condutividade é encaixada em quilhas relativamente resistivas da litosfera acima dos condutores expandidos do manto abaixo da parte sul e sudoeste dos perfis. Há uma semelhança direta na distribuição espacial da condutividade entre os dois perfis e as posições dos condutores crustais com uma anomalia elétrica regional no cráton, derivada de uma modelagem 3-D (*thin sheet*) de dados GDS de uma grade de magnetômetros do tipo fluxgate, e com uma anomalia positiva do geóide. Valores elevados de anomalia de Bouguer residual, espacialmente coincidentes com o condutor crustal, e a ocorrência de diques máficos mesozóicos sugerem um relacionamento genético entre anomalias de condutividade crustal e intrusões difundidas do manto derivadas do magmatismo durante a ruptura do Gondwana. A presença de quilhas resistivas profundas abaixo do cráton e dos cinturões de dobramento neoproterozóicos adjacentes tem implicações significativas aos modelos de colisões continentais sugeridas, uma vez que não foi identificada uma assinatura geofísica clara relacionada com as bordas do cráton de São Francisco.

ELECTROMAGNETIC INDUCTION STUDIES TO DEEP STRUCTURES CHARACTERIZATION ON THE SOUTHERN BORDER OF SÃO FRANCISCO CRATON

ABSTRACT

Broadband and long-period magnetotelluric data were collected along a 160 km long NS profile and a 230 km long ENE-WSW profile into the southern border of the Archean-Proterozoic São Francisco Craton (SE Brazil) from adjacent Neoproterozoic fold belts. Minimum 2D resistivity structures were obtained by simultaneously inverting TM- and TE-modes and magnetic transfer functions data of both profiles. Some laterally confined conductors in the middle and lower crust along the eastern and southeastern cratonic area appear to be contiguous downwards into an expanded upper mantle conductor at depths below 100-150 km. The conductivity anomaly is embedded on relatively resistive lithosphere keels above the expanded mantle conductors beneath the southern and southwestern portion of the profiles. There is a striking resemblance in the spatial conductivity distribution between the two profiles and the positions of the crustal conductors agree with a regional electrical anomaly in the craton, derived from thin sheet modeling of Geomagnetic Depth Sounding data of an array of fluxgate magnetometers, and with a positive geoid anomaly. Higher residual Bouguer anomaly values, spatially coincident with the crustal conductor, and the occurrence of Mesozoic mafic dikes suggest a genetic relationship between crustal conductivity anomalies and widespread intrusions of mantle derived magmatism during the Gondwanaland breakup. The presence of deep resistive keels below the craton and the adjacent Neoproterozoic fold belts has significant implications to models of suggested continental collisions, since no clear geophysical signature related to the borders of the São Francisco Craton has been identified.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO	19
1.1 Cenário Geológico	21
1.1.1 Cráton do São Francisco	25
1.1.2 Terrenos Brasileiros do Sul do Cráton do São Francisco	28
1.1.3 Faixa de Dobramentos Brasília e <i>Nappe</i> de Passos	29
1.1.4 Magmatismo do Cretáceo	31
1.2 Investigações Geofísicas Anteriores e Dados Disponíveis	32
1.2.1 Dados Gravimétricos	32
1.2.2 Estudos de Ondas Sísmicas	33
1.2.3 Anomalias de Geóide	38
1.2.4 Levantamento GDS Regional	39
1.2.5 Outros Dados Relevantes	40
1.3 Objetivos do Trabalho	42
CAPÍTULO 2 MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	45
2.1 Fonte do Sinal	45
2.1.1 Ressonâncias de Schumann	46
2.1.2 Micropulsações	47
2.1.3 Variação Diurna	51
2.2 Indução Eletromagnética	54
2.2.1 Indução Eletromagnética em um Semi-espaço Infinito	54
2.2.2 Terra estratificada	59
2.3 Princípios Básicos do Processamento dos Dados	63
2.3.1 Mínimos Quadrados	64
2.3.2 Referência Remota	66
2.3.3 Métodos Robustos	67
2.4 Decomposição do Tensor de Impedância	68
2.5 Funções de Transferência Magnética	71
2.6 Inversão dos Dados	72

CAPÍTULO 3	COLETA DE DADOS	75
3.1	Equipamentos utilizados	75
3.1.1	Equipamento de banda larga	76
3.1.2	Equipamentos de longo período	77
3.2	Instalação do equipamento	78
3.3	Campanhas	79
CAPÍTULO 4	PROCESSAMENTO DOS DADOS	83
4.1	Programa utilizado	83
4.2	Remoção das distorções galvânicas e escolha do <i>strike</i> geométrico	84
4.2.1	Fase 1: análise dos parâmetros de Bahr	85
4.2.2	Fase 2: determinação dos parâmetros de Groom e Bailey	85
4.2.3	Fase 3: verificação da consistência dos dados e escolha do <i>strike</i>	91
4.3	Auto-consistência dos dados	96
4.4	Pseudo-seções	99
CAPÍTULO 5	INVERSÃO DOS DADOS	101
5.1	Inversão 2D dos dados do perfil PIU	104
5.2	Inversão 2D dos dados do perfil SJR	113
5.3	Comentários gerais sobre os resultados das inversões	117
CAPÍTULO 6	DISCUSSÃO	121
CAPÍTULO 7	CONCLUSÃO	129
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131
APÊNDICE A	DECOMPOSIÇÃO DOS DADOS	145
APÊNDICE B	DADOS E CURVAS DE AJUSTE	159

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1 Principais províncias geológicas em território brasileiro	23
1.2 Esboço geológico (idades das rochas)	24
1.3 Esboço geológico (unidades geológicas)	25
1.4 Mapa de anomalias Bouguer	33
1.5 Velocidades de onda S na profundidade de 30 km	35
1.6 Velocidades de onda S na profundidade de 100 km	35
1.7 Velocidades de onda S na profundidade de 150 km	36
1.8 Velocidades de onda P na profundidade de 200 km	36
1.9 Espessuras crustais e anomalias Bouguer regional (continuação para cima de 50 km)	38
1.10 Mapa de anomalias de geóide	39
1.11 Distribuição geral de condutâncias na região centro-sudeste do Brasil	41
2.1 Espectro do campo magnético natural	46
2.2 Distribuição global dos relâmpagos	47
2.3 Variação média da intensidade das ressonâncias de Schumann observadas simultaneamente nos Estados Unidos e Austrália	48
2.4 Ilustração das oscilações das linhas de campo para o primeiro e segundo harmônicos para os modos toroidal e poloidal.	49
2.5 Representação do processo de ressonância das linhas de campo devido à instabilidade de Kelvin-Helmholtz	50
2.6 Representação do processo de ressonância das linhas de campo devido aos modos de ressonância da cavidade magnetosférica	51

2.7	Curvas das variações diurnas globais para cada estação do ano em diversas latitudes geomagnéticas.	52
2.8	Modelo das correntes responsáveis pela variação diurna para o equinócio de setembro.	53
2.9	Representação de uma onda plana atingindo a superfície da Terra	60
2.10	Modelo da Terra estratificada	61
3.1	Esquema da instalação do equipamento banda larga.	79
3.2	Mapa da localização dos perfis MT	80
4.1	Curvas de resistividade aparente e fase da estação sjr03a processado com os programas MAPROS e Egbert.	84
4.2	<i>Skew</i> regional das estações do perfil PIU	86
4.3	<i>Skew</i> regional das estações do perfil SJR	87
4.4	Isopletas dos parâmetros de distorção galvânica obtidas para a estação piu05b	89
4.5	Isopletas dos parâmetros de distorção galvânica obtidas para a estação piu11a	90
4.6	Média do log do erro e desvio padrão do <i>shear</i> e do <i>twist</i> da estação piu05b	91
4.7	Média do log do erro e desvio padrão do <i>shear</i> e do <i>twist</i> da estação piu11a	92
4.8	Teste de consistência da escolha do <i>strike</i> , do <i>shear</i> e do <i>twist</i> para piu05b	93
4.9	Decomposição final do tensor de impedância para piu05b	94
4.10	Mapa de distribuição de elementos estruturais	95
4.11	Vetores de indução ao longo dos perfis PIU e SJR	97
4.12	Uso do programa RHOPLUS na estação piu02b	98
4.13	Pseudo-seções ao longo do perfil PIU	100
4.14	Pseudo-seções ao longo do perfil SJR	100
5.1	Transformada de Niblett-Bostick para o perfil PIU	103

5.2	Variação relativa do modelo devido a perturbação dos dados originais para diferentes multiplicadores de Lagrange	105
5.3	Inversão 2D do perfil PIU usando apenas os dados do <i>tipper</i>	107
5.4	Inversão 2D do perfil PIU usando dados do <i>tipper</i> e do modo TM	107
5.5	Inversão 2D do perfil PIU usando todos os dados disponíveis	108
5.6	Inversão 2D do perfil PIU usando o programa REBOCC	108
5.7	Teste de estabilidade do modelo do perfil PIU	110
5.8	Inversão 2D final do perfil PIU usando o programa NLCG	111
5.9	Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de resistividade aparente para o perfil PIU	111
5.10	Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de fase para o perfil PIU	112
5.11	Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de <i>tipper</i> para o perfil PIU	112
5.12	Inversão 2D do perfil SJR usando o programa REBOCC	114
5.13	Teste de estabilidade do modelo do perfil SJR	115
5.14	Inversão 2D final do perfil SJR usando o programa NLCG	116
5.15	Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de resistividade aparente para o perfil SJR	117
5.16	Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de fase para o perfil SJR	118
5.17	Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de <i>tipper</i> para o perfil SJR	118
6.1	Mapa de anomalias Bouguer residual	124

LISTA DE TABELAS

	Pág.
2.1 Classificação das micropulsões em função da faixa de períodos.	49
3.1 Bandas de aquisição do ADU-06.	76
3.2 Dados Técnicos dos magnetômetros.	77

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, diversos estudos geofísicos, sobretudo gravimétricos e de tomografia sísmica, na região centro-sudeste da América do Sul abriram caminho para relevantes contribuições ao conhecimento da litosfera em uma região afetada por dois expressivos eventos magmáticos no Cretáceo. O primeiro, ocorrido ao redor de 130 Ma, foi responsável pelo extraordinário derrame de basalto continental (CFB) da Bacia do Paraná e regiões adjacentes. O segundo, com início por volta de 80 Ma, gerou as ocorrências magmáticas de caráter potássico e máfico-ultramáfico, de extensa expressão nas bordas norte, nordeste, leste e sudeste da Bacia do Paraná, entre os estados de Mato Grosso e do Rio Grande do Sul.

Uma questão fundamental em que os dados geofísicos podem contribuir visando o entendimento do mecanismo que produz províncias do tipo CFB da Bacia do Paraná refere-se ao processo dinâmico na litosfera profunda que poderia produzir a fusão de material do manto em quantidade tão grande e em intervalo de tempo relativamente curto, estimado ao redor de 3 Ma por Renne et al. (1992). Na última década, diversos mecanismos foram propostos e confrontados com observações geológicas, geoquímicas e geofísicas nas principais províncias basálticas do mundo: o modelo da pluma (Richards et al., 1989), fusão por descompressão durante o estiramento da litosfera (White e McKenzie, 1989) e manto sublitosférico como fonte de basaltos continentais ejetados através de descontinuidades litosféricas de primeira ordem (suturas), como proposto por Anderson (1994). Um teste possível para esses diferentes modelos é o conhecimento da estrutura termal atual e os resíduos deixados por eventos passados sob províncias basálticas e regiões contíguas.

Dentro desse contexto, dados de tomografia sísmica para o manto superior do SE do Brasil indicam velocidades sísmicas relativamente altas, características de áreas de escudo estável, a profundidades muito além dos 100 km, ultrapassando inclusive os 200 km abaixo do Cráton do São Francisco (VanDecar et al., 1995; Van der Lee et al., 2001). Esse comportamento geral apresenta apenas algumas notáveis exceções (regiões anômalas), com velocidades muito mais baixas. Uma dessas anomalias ocorre abaixo de uma área situada na borda NE da Bacia do Paraná, a profundidades de 200 a 600 km (VanDecar et al., 1995; Schimmel et al., 2003). Como arcabouço subcontinental dessa região, estudos geológicos sugerem a possibilidade da presença de uma complexa confluência entre zonas de colisão: a Faixa Brasília Meridional, de direção NW-SE, o Cinturão Ribeira Setentrional, de direção NE-SW, e uma faixa de transição entre ambas (Trouw et al.,

2000). A possibilidade de que a anomalia sísmica profunda esteja associada a um resíduo do pulso térmico responsável pelo CFB da Bacia do Paraná, ou seja, a uma “pluma fóssil” como sugerido por VanDecar et al. (1995), encontra porém pouco respaldo em modelagens dos dados geotérmicos atualmente disponíveis para a Bacia do Paraná (Hurter e Pollack, 1995). Entretanto, o processamento de dados gravimétricos (Molina e Ussami, 1999) mostra uma anomalia de geóide positiva, deslocada para leste da “pluma fóssil”. Centrada na borda sul do Cráton do São Francisco, essa anomalia alcança áreas onde ocorrem expressões magmáticas alcalinas do Cretáceo Superior (serras da Mantiqueira e do Mar, e bacias terciárias do Sudeste), em sua borda sul, e a Província Ígnea do Alto Paranaíba (APIP), em sua borda noroeste. A análise da razão geóide/topografia sugere a possibilidade dessa anomalia ter uma componente térmica, a uma provável profundidade de compensação de até 200 km (Molina e Ussami, 1999).

Resultados disponíveis de sondagens magnetotelúricas (MT) em regiões periféricas ao cráton apresentam variações verticais de condutância que são aparentemente diferentes entre suas bordas SW e SE (Vitorello et al., 2000; Bologna, 2001). Por outro lado, estudos semelhantes na província Arqueana de Churchill (Canadá), de evolução tectônica similar à área deste trabalho, levaram Boerner et al. (1999) a invocar processos metassomáticos associados ao tectonismo de colisões proterozóicas para explicar a presença de uma condutância mais acentuada abaixo do cráton em relação ao cinturão dobrado. Esses resultados indicam que investigações utilizando métodos de indução eletromagnética (MT e GDS - Sondagens Geomagnéticas Profundas) para uma região mais ampla do Cráton do São Francisco poderão ter implicações significativas nas interpretações das anomalias de geóide e da velocidade sísmica.

O parâmetro básico mapeado nesses estudos de indução eletromagnética é a variação da condução elétrica em diferentes profundidades. Tendo em vista que os silicatos, minerais predominantes na crosta, são bastante resistivos, os métodos de indução eletromagnética são razoavelmente sensíveis à presença de camadas condutoras na crosta. Muito embora a condução elétrica individual dos minerais mais abundantes na crosta inferior e manto superior seja geralmente muito pequena, a condutividade elétrica observada por esses métodos geofísicos em levantamentos efetuados em diferentes regiões do globo apresenta-se muito variável, indicando em certas regiões direções preferenciais de condução até profundidades ao redor de 150 km, especialmente em regiões cratônicas (Ji et al., 1996). Nesse caso, a condução elétrica deve-se à existência de condições apropriadas de inter-conexão entre minúsculos componentes das rochas nessas profundidades que contenham minerais condutores (por exemplo, grafita ou sulfetos), fluidos salinos, fusões parciais e material volátil. A condução tende a aumentar

gradualmente com a profundidade, porém apresenta aumentos discretos mais acentuados em profundidades aproximadas às descontinuidades sísmicas do manto (Schultz et al., 1993). A condutividade é também especialmente sensível às condições encontradas no topo da astenosfera pelo favorecimento da interconexão entre material parcialmente fundido. Em termos práticos, os principais resultados que podem ser obtidos em levantamentos de indução eletromagnética são a identificação de possíveis anomalias de condutividade em diferentes profundidades, o mapeamento do topo da astenosfera elétrica (na dependência das características da distribuição de condutividade elétrica em profundidades mais rasas da litosfera) e o reconhecimento de anisotropias elétricas, possivelmente associadas às direções e esforços cisalhantes.

Um aspecto a ser ressaltado é a extrema complexidade geológica da área, com afloramentos de rochas arqueanas, afetadas por diferentes processos em diferentes profundidades litosféricas, deformações e metamorfismo em estruturas marginais causadas por colisões continentais, magmatismo máfico-ultramáfico nas partes soerguidas e parcialmente erodidas dos metassedimentos das faixas periféricas remobilizadas durante a orogenia Brasileira. Além disso, essa região é uma das mais densamente povoadas no país, caracterizando-se por elevado ruído eletromagnético gerado pela presença de grandes cidades e linhas de transmissão de energia, o que afeta significativamente os sinais naturais medidos. Devido a esses fatores, há necessidade de se implementar técnicas sofisticadas para aquisição e processamento dos dados para extrair a informação geofísica desejada.

1.1 Cenário Geológico

A Plataforma Sul-Americana é composta por elementos litoestruturais formados predominantemente ao longo de três ciclos orogênicos principais que ocorreram no Paleoproterozóico Médio, no Mesoproterozóico Superior/Neoproterozóico Inferior e no Neoproterozóico Superior/Cambriano (Neves et al., 1999). De acordo com esses autores, os descendentes do supercontinente Rodínia envolveram-se nesses processos orogênicos como placas, subplacas, micro-placas, micro-continentes e terrenos, gerando arcos vulcânicos e magmáticos. O evento mais recente desses ciclos, a colisão do Neoproterozóico/Cambriano, ocorreu entre 900 Ma e 500 Ma, sendo chamado de orogenia Brasileira. Estudos mais recentes, no entanto, reconhecem fases orogênicas discretas durante esse longo intervalo e descrevem a orogenia Brasileira como uma série de episódios orogênicos prolongados, com picos em 640-630 Ma, 580-570 Ma e 530-500 Ma (Cordani et al., 2000).

Genericamente, a Plataforma Sul-Americana em território brasileiro pode ser subdividida

em dois domínios: o pré-Brasiliano e o Brasiliano. O primeiro, representado pelos crátons Amazônico e do São Francisco, os quais atuaram como grandes placas continentais durante o Neoproterozóico, caracteriza-se por entidades mais antigas, estabilizadas no ciclo Transamazônico (Paleoproterozóico Médio) e preservadas ou pouco afetadas pelas deformações do ciclo Brasiliano. O outro domínio é marcado por eventos deformacionais que ocorreram durante o Neoproterozóico, envolvendo os diferentes fragmentos do Rodínia que se juntaram de várias maneiras desenvolvendo uma estrutura complexa com amalgamento dessas unidades. Destacam-se aqui os cinturões orogênicos que bordejam as áreas cratônicas e fragmentos arqueanos de dimensões variadas. Estudos recentes têm sugerido que a maioria desses cinturões se desenvolveu através da convergência e eventual colisão de blocos continentais, semelhante aos mecanismos atuais de tectônica de placas (Trompette, 1994). A estruturação final da Plataforma Sul-Americana é dessa forma representada por núcleos cratônicos estabilizados no final do ciclo Transamazônico (aproximadamente 2 Ga), circundados por faixas móveis proterozóicas. Sobre esse arcabouço desenvolveram-se, a partir do Siluriano Inferior, as principais bacias sedimentares da região (Amazonas, Parnaíba e Paraná). Na Figura (1.1) estão indicadas as principais bacias sedimentares, faixas orogênicas e crátons do território brasileiro.

A área em estudo situa-se no estado de Minas Gerais, com levantamentos MT concentrados entre as coordenadas 20-22° S, 44-47° W. A Figura (1.2) apresenta um esboço geológico dessa região e áreas adjacentes do centro-sudeste do Brasil, a partir das idades das estruturas aflorantes na superfície. Outro esboço é apresentado na Figura (1.3), desta feita enfatizando as diferentes unidades geológicas a serem discutidas no texto. A localização das sondagens MT é também apresentada nessas figuras.

Próximo ao centro dos perfis MT, encontram-se exposições do embasamento Arqueano do Cráton do São Francisco Meridional, formado principalmente por gnaisses e granitóides, seqüências supra-crustais do tipo *greenstone belts* e enxames de diques máficos variavelmente metamorfizados (e.g., Teixeira et al., 1996). As sondagens geofísicas estendem-se também para o sul e o oeste dos limites do cráton, conforme proposto por Almeida (1977). Alcançam nessas regiões dois sistemas orogênicos maiores relacionados ao ciclo Brasiliano, respectivamente o Mantiqueira e o Tocantins (Neves et al., 1999). O orógeno Mantiqueira é regionalmente composto por diversos domínios tectonicamente limitados e de relações mútuas ainda incertas; em função disso, uma nomenclatura de “terrenos” tem sido adotada pela maioria dos autores para descrever seu arranjo (e.g., Janasi et al., 2003). Rochas do embasamento dessa província são constituídas principalmente por orto- e paragneisses paleoproterozóicos, com ocorrências menores de rochas arqueanas (Artur, 1988). Supracrustais paleoproterozóicas representam a

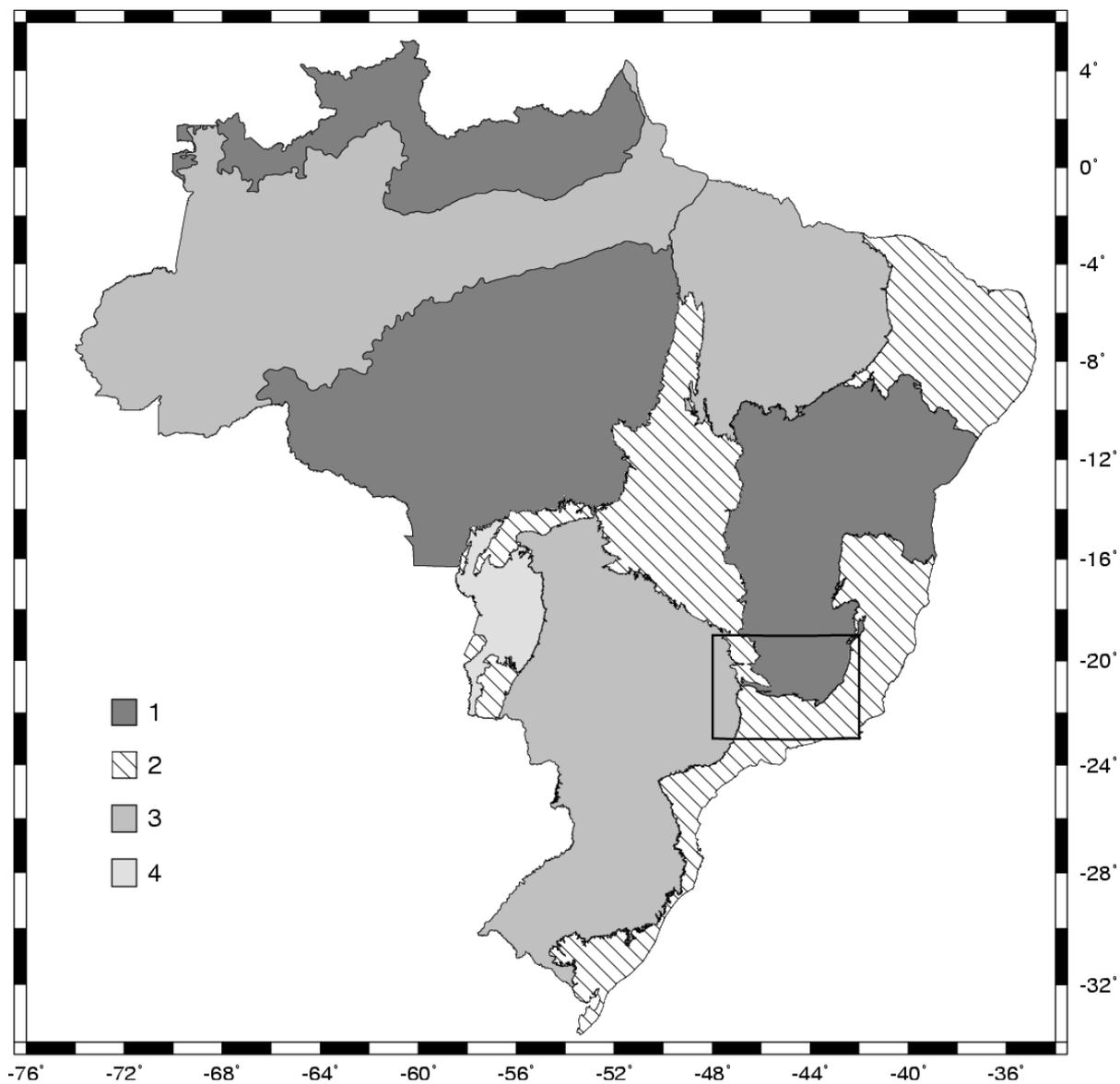


FIGURA 1.1 – Principais províncias geológicas em território brasileiro: 1 - crátons; 2 - faixas orogênicas; 3 - bacias sedimentares paleozóicas; 4 - bacia sedimentar Cenozóica. O retângulo identifica a área de estudo.

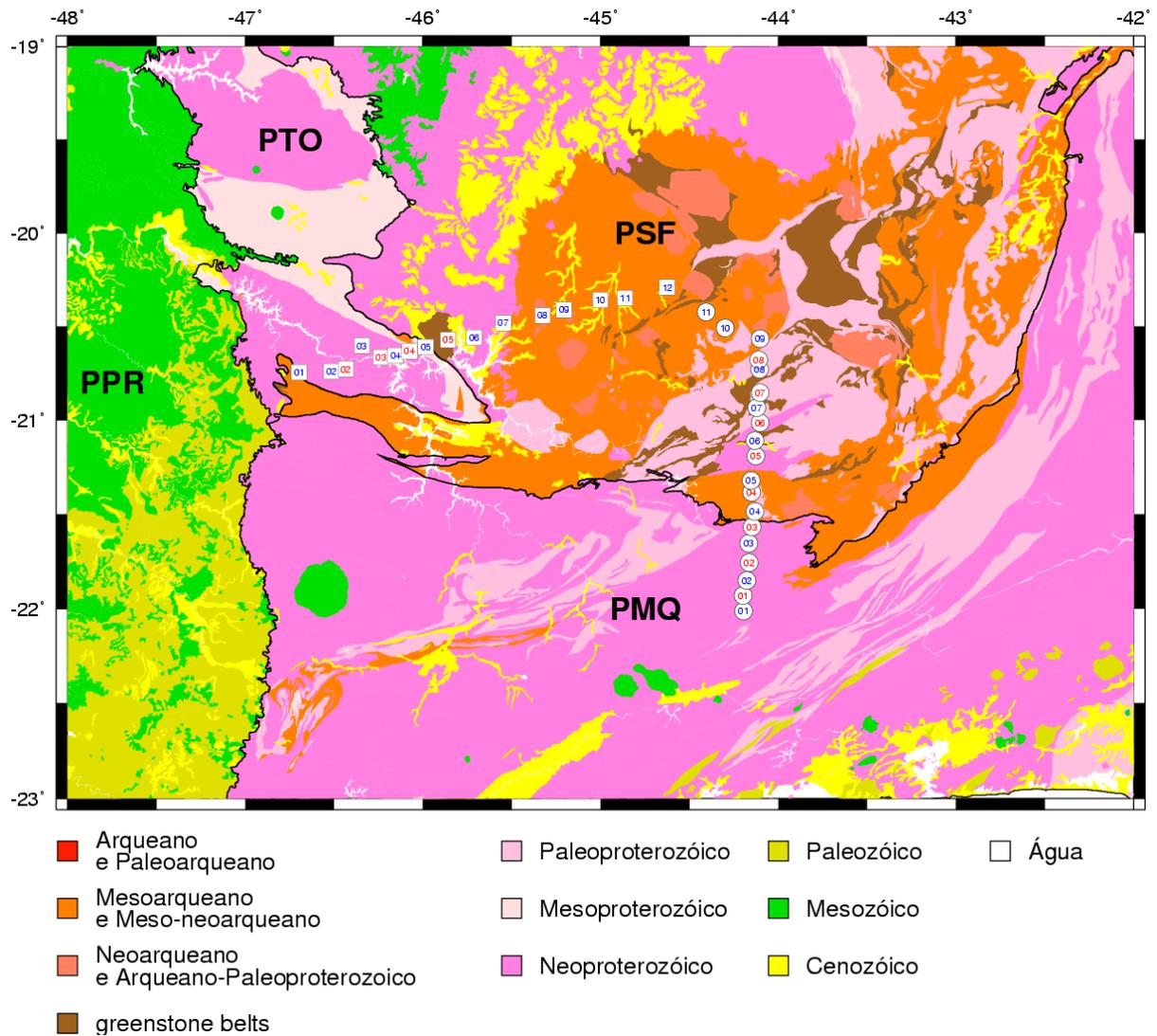


FIGURA 1.2 – Esboço geológico da área delimitada na Figura (1.1), baseado nas idades das rochas em superfície. As províncias geológicas identificadas no mapa são: PPR - Paraná; PMQ - Mantiqueira; PSF - São Francisco; PTO - Tocantins. A localização das estações MT coletadas é também apresentada, com a numeração em azul identificando as estações completas (banda larga e longo período) e aquelas em vermelho identificando as estações onde apenas dados de banda larga foram adquiridos.

FONTE: Adaptada de Bizzi et al. (2001).

cobertura do embasamento, que foi intrudida por abundantes corpos plutônicos pré-, sin- e pós-colisionais durante o ciclo Brasileiro. Por outro lado, o orógeno Tocantins é localmente representado pelo extremo sul da porção meridional da Faixa Brasília. As unidades estruturais mais significativas aí presentes são a *Nappe* de Passos (seqüência metassedimentar altamente deformada no ciclo Brasileiro, com pequena contribuição de rochas metabásicas toleíticas), um conjunto metavulcano-sedimentar de idade Arqueana a Paleoproterozóica que constitui o *greenstone belt* de Piumhi e os depósitos carbonáticos neoproterozóicos do Grupo Bambuí. O embasamento Arqueano da região é constituído por terreno granito-gnáissico-migmatítico com núcleos subordinados de natureza granito-greenstone (Valeriano et al., 2000).

1.1.1 Cráton do São Francisco

O Cráton do São Francisco abrange principalmente os estados da Bahia e Minas Gerais e é a mais bem exposta e provavelmente mais estudada unidade tectônica do embasamento

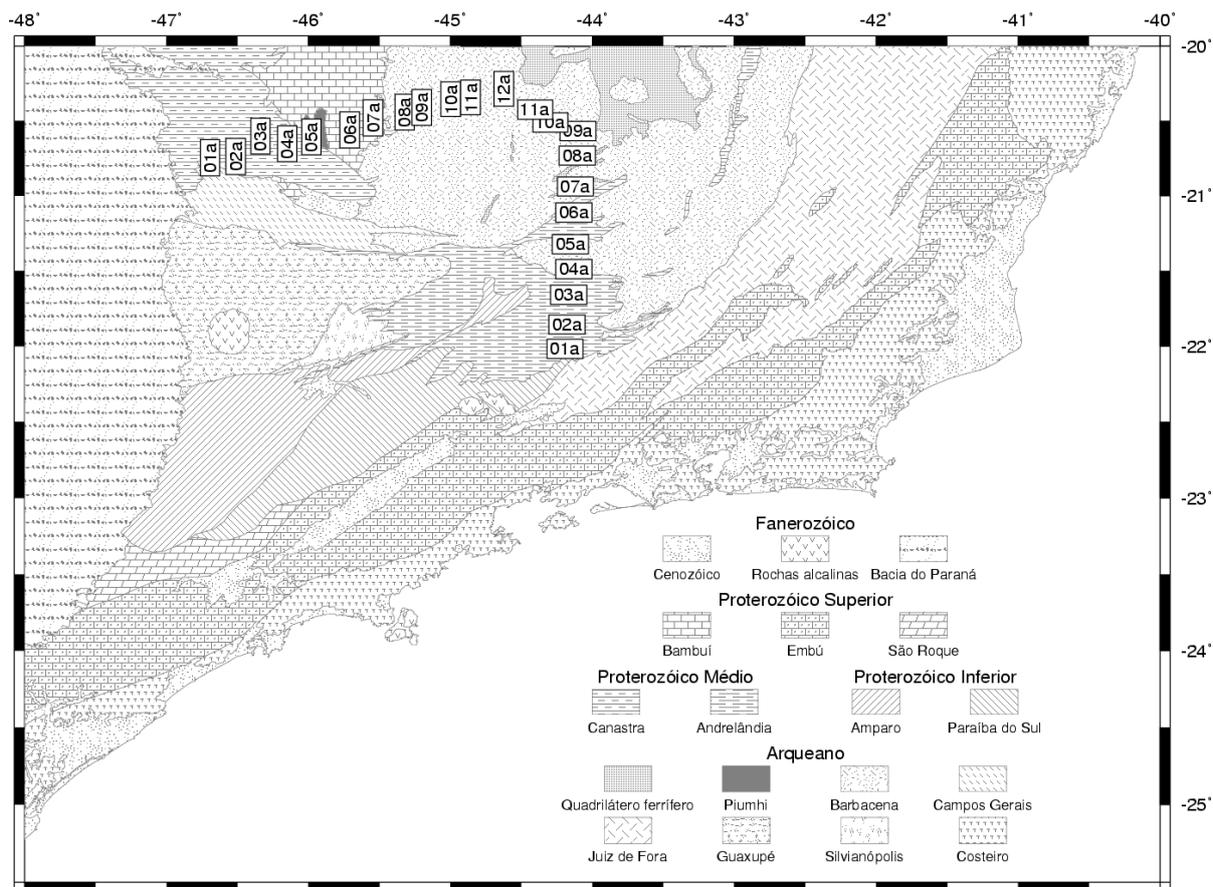


FIGURA 1.3 – Esboço geológico da região sudeste do Brasil, com ênfase nas unidades geológicas mapeadas em superfície. Mostra-se também a localização das estações MT completas (banda larga e período longo).
 FONTE: Adaptada de DNPM (1979, 1981).

da Plataforma Sul-Americana. Consiste de um núcleo tectônico estável cuja delimitação e conformação devem-se inicialmente a Almeida (1977, 1981). Posteriormente, Alkmim et al. (1993) ajustaram a geometria do cráton aos dados estruturais, geofísicos e isotrópicos produzidos na década de 80. Estabeleceram também que, do ponto de vista mecânico, o Cráton do São Francisco comportou-se como uma unidade coesa, na forma de um bloco de antepaís com núcleos estáveis, para a deformação dos cinturões marginais.

A parte meridional do cráton, onde se concentra este estudo, foi palco de vários eventos geodinâmicos que se processaram durante o Arqueano e o Proterozóico. Esses eventos são marcados por manifestações de intensa atividade de deformação, retrabalhamento e acreção crustal, juntamente com atividades tafrogênicas associadas ao magmatismo ácido e básico (Endo e Machado, 2002, e referências ali citadas). De acordo com Teixeira et al. (1998), a formação dos terrenos do cráton nessa região teve início no Mesoarqueano, quando foram geradas as primeiras massas siálicas que hoje constituem o seu substrato. Essa crosta siálica, de ampla distribuição regional, está caracterizada por uma grande diversidade petrográfica, predominantemente constituída de rochas metamórficas, subordinadamente ígneas. Também ocorre uma seqüência supracrustal de natureza vulcano-sedimentar do Neoarqueano (Supergrupo Rio das Velhas) e três seqüências metassedimentares formadas, respectivamente, no Paleó- Meso- e Neoproterozóico (supergrupos Minas, Espinhaço e São Francisco). As ocorrências mais significativas dos supergrupos Rio das Velhas e Minas localizam-se a norte-nordeste de nosso levantamento geofísico, onde se situa o Quadrilátero Ferrífero. Outras ramificações para o norte, noroeste e sudeste compreendem, regionalmente, domínios residuais sugestivos de uma distribuição pretérita mais abrangente.

Para Endo e Machado (2002), a arquitetura da parte sul do cráton seria o resultado da superposição dos ciclos geodinâmicos Jequié, Transamazônico e Brasileiro. O ciclo Jequié (2,78 a 2,56 Ga) teria consistido de três eventos tectônicos de natureza transpressional. O primeiro, do Neoarqueano Inferior, corresponde à orogenia Rio das Velhas, desenvolvida em regime direcional transpressional N-S, dextral, acompanhado de magmatismo e metamorfismo do Grupo Nova Lima em condições de fácies anfíbolito. A deposição do Grupo Maquiné e a colocação de enxames de diques máficos de orientação NW-SE (idade 2,66 Ga) teriam ocorrido em regime direcional transpressional sinistral. Após esse evento, segue-se o metamorfismo e deformação do Grupo Maquiné e colocação de diversos plútons graníticos por volta de 2,61 a 2,55 Ga. O ciclo Transamazônico seria composto por dois eventos compressionais, com idades por volta de 2,25 a 1,9 Ga, o primeiro com vergência para S-SW e o outro para NW. Nesse período, corpos plutônicos expressivos teriam ascendido à crosta ao longo de descontinuidades crustais. Finalmente, o efeito do ciclo

Brasiliano nessa região estaria representado, principalmente, por um forte reequilíbrio isotrópico no sistema K/Ar, proporcionado pela tectônica de falhas reversas que teriam ocasionado fatiamentos e soerguimentos de blocos do embasamento.

Há descrições variadas acerca da presença de diques máficos na porção meridional do cráton (ver, por exemplo, Pinese et al., 1996). Estudos geoquímicos e geocronológicos têm indicado uma significativa concentração dos enxames por volta de 2 Ga, o que tem sido correlacionado ao evento Transamazônico. Também, Pinese et al. (1996) descrevem uma suíte de diques máficos, de composição gabro-norítica, na região de Lavras-Bom Sucesso-Perdões, com idade Sm-Nd da ordem de 2,7 Ga, relacionados a episódios máficos/ultramáficos do Neoarqueano. Na mesma região, são também observados enxames de diques máficos de idade Paleoproterozóica, associados à evolução do Cinturão Mineiro, e possivelmente Mesozóica, esses últimos provavelmente relacionados ao desmembramento do Gondwana (Pinese, 2003). Essas observações indicam uma atividade magmática recorrente desde o Arqueano até o Mesozóico na região em estudo.

Extensas áreas do cráton encontram-se recobertas pelo Grupo Bambuí, uma unidade metassedimentar de idade Neoproterozóica constituída principalmente por pelitos intercalados com carbonatos de ambiente marinho plataformar. O reconhecimento de sua organização estratigráfica é dificultado, no campo, por perturbações com origem tectônica, recorrentes desde o Ciclo Brasileiro. Seu grau de metamorfismo aumenta do centro para as bordas da bacia, em direção às faixas marginais, onde atinge a fácies xisto verde. Segundo Schobbenhaus et al. (1984), o Grupo Bambuí seria dividido em Minas Gerais nas seguintes formações: Sete Lagoas (unidade basal, composta predominantemente de calcários e dolomitos), Serra de Santa Helena (pelitos, siltitos, argilitos, ardósias e folhelhos esverdeados), Lagoa do Jacaré (calcários pretos a cinza), Serra da Saudade (siltitos, folhelhos e ardósias) e Três Marias (unidade de topo, composta por arcósios e siltitos verdes).

Como resultado das deformações causadas pelo Ciclo Brasileiro foram formadas faixas de dobramentos marginais, identificadas nessa porção meridional do cráton como Brasília, a oeste, Araçuaí, a leste, e uma zona de transferência entre essas duas faixas, ao sul (Trouw et al., 2000). Essas faixas de dobramentos tiveram influências diversas sobre as coberturas sedimentares do cráton. A faixa Brasília envolveu os pacotes situados no extremo oeste, afetando-os por falhas de empurrão com transporte de W para E e dobramentos variados; também, as partes frontais das faixas Brasília e Araçuaí pressionaram a cobertura sedimentar a partir de suas extremidades ocidental e oriental, gerando deformações tectônicas cuja intensidade diminui das bordas em direção ao centro do cráton.

1.1.2 Terrenos Brasileiros do Sul do Cráton do São Francisco

Os terrenos neoproterozóicos do sul do Cráton do São Francisco situam-se nos domínios da Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981) e podem ser entendidos como uma unidade geológica constituída por vários domínios, com distintas características litológicas, geoquímicas e isotópicas (Cordani e Sato, 1999). A reconstrução da evolução pré-cambriana dessa região apresenta uma série de dificuldades causadas pela intensa deformação e metamorfismo que as rochas sofreram durante o Ciclo Brasileiro. Como resultado tem-se um arcabouço tectônico que não se ajusta aos conceitos de movimentos tectônicos simples, dirigidos para o cráton, nem aos limites convencionais do cráton conforme proposto por Almeida (1977). Também não se ajusta ao modelo onde as sucessões proterozóicas consideradas e seu embasamento constituem um cinturão independente das faixas móveis brasileiras (Trouw et al., 2000).

O embasamento pré-brasileiro é composto por gnaisses de alto grau, *greenstone belts*, corpos granitóides e gabróticos (ver Ribeiro et al., 1995, e referências ali citadas). Segundo esses autores, os gnaisses têm composição granodiorítica, tonalítica ou trondhjemítica e na maioria são rochas ortoderivadas, formando migmatitos de injeção, em parte modificados por anatexia e/ou granutilizados. Ocorrem ainda intercalações de corpos anfibolíticos e ultramáficos, de dimensões até métricas. Idades arqueanas foram obtidas em gnaisses semelhantes, próximos da região estudada (Teixeira e Figueiredo, 1991). Os *greenstone belts* têm orientação geral NE-SW e são constituídos por sucessões supracrustais com variado grau de deformação e metamorfismo na fácies xisto verde ou epidoto-anfibolito. Contém rochas ultramáficas, máficas e félsicas, de origem vulcânica e subvulcânica, além de metassedimentos nos quais os magmatitos se intercalam (Ribeiro et al., 1995). Os granitóides, por sua vez, constituem um conjunto de corpos intrusivos, graníticos, tonalíticos ou trondhjemíticos, com variada gnaissificação, aos quais se associam alguns tipos de metagabros. Pelo menos parte desses granitóides pode ter sua origem vinculada à fusão de gnaisses do Grupo Mantiqueira (Ebert, 1963), relacionada à introdução de magma básico na crosta.

Discordantes sobre o embasamento ocorrem sucessões proterozóicas, deformadas e modificadas por metamorfismo devido ao evento Brasileiro. Protólitos dos metassedimentos e anfibolitos associados podem ser reconhecidos através de análises geoquímicas, petrográficas e, principalmente, nos afloramentos (Ribeiro et al., 1995). São reconhecidos quatro ciclos deposicionais, denominados, em ordem estratigráfica, de Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia (Trouw et al., 2000). Os dois primeiros são predominantemente quartzíticos, o terceiro contém abundantes pelitos e calcários e o

último metarenitos e pelitos. A análise desses ciclos, ou seqüências deposicionais, levou ao reconhecimento de três bacias deposicionais, São João Del Rei, Carandaí e Andrelândia (Ribeiro et al., 1995). As duas primeiras seriam intracontinentais, enquanto a última representaria uma margem continental passiva do paleocontinente do São Francisco, que na época deveria se estender mais para o sudeste dos atuais limites do cráton.

O evento termo-tectônico Brasileiro está registrado nessas seqüências deposicionais proterozóicas e no seu embasamento de forma multi-episódica (Trouw et al., 2000). Na descrição desses autores, teriam sido gerados falhas de empurrão e dobramentos sucessivos, além de zonas de cisalhamento subverticais e diferentes tipos de metamorfismo. O primeiro desses episódios seria uma colisão continental ao redor de 740-640 Ma, provavelmente entre a placa do São Francisco e outro bloco continental presentemente recoberto pela Bacia do Paraná, e que estaria correlacionada àquela que teria resultado na faixa móvel Brasília mais ao norte. Teria produzido extensivos empurrões com formação de *nappes* e transporte tectônico do topo das estruturas em direção ao leste, com metamorfismo de pressão relativamente alta. Um outro episódio tectônico, provavelmente ao redor de 630-520 Ma e relacionado à interação com a microplaca da Serra do Mar (Heilbron et al., 2000), teria resultado em encurtamento crustal com transporte para NNW, acompanhado de dobramento em escala regional. O metamorfismo nesse caso teria sido de pressão mais baixa que o anterior. Por fim, uma nova compressão E-W por volta de 520-480 Ma teria gerado as zonas de cisalhamento transpressionais subverticais de orientação NE-SW. Esses dois últimos episódios foram tentativamente relacionados à formação da faixa móvel Ribeira mais ao sul (Ribeiro et al., 1995; Trouw et al., 2000). De acordo com esse modelo, a extensão sul do nosso perfil de medidas MT se encontraria em uma zona de transferência, intermediária entre as faixas Brasília e Ribeira e portanto submetida às diferentes deformações de ambas estruturas.

1.1.3 Faixa de Dobramentos Brasília e *Nappe* de Passos

O extremo oeste do perfil alcança o setor meridional da Faixa de Dobramentos Brasília, setor oriental da Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977), um cinturão orogênico que se desenvolveu na borda oeste do Cráton do São Francisco durante o Neoproterozóico.

Alkmim et al. (1993), em sua síntese sobre a evolução do Cráton do São Francisco, destacam que ele teria sido fragmentado em torno de 1,7 Ga, com base em vulcanismo ácido datado pelo método U-Pb. A partir daí, teriam evoluído diversas bacias encerrando longa história de ensialidade. As grandes inversões teriam ocorrido durante o evento

Brasiliano, estruturando as faixas marginais, entre elas a Faixa Brasília, que teria materiais oceânicos brasileiros representados por complexos de subducção e mélanges ofiolíticas, além de remanescentes de arcos insulares gerados em torno de 900 Ma no Maciço Goiano.

Posteriormente, Fuck (1994) apresenta a Faixa Brasília como um “extenso sistema de dobramentos Neoproterozóicos, edificado na margem oeste do Cráton do São Francisco” e compartimentado em zonas cratônica, zona externa e zona interna. A zona cratônica seria constituída por exposições do embasamento cobertas pelas seqüências sedimentares Proterozóicas dos Grupos Paranoá e Bambuí. A zona externa seria representada pelas seqüências metassedimentares dos Grupos Paranoá e Canastra e pelas Formações Vazante e Ibiá, além de porções de seu embasamento. Por fim, a zona interna compreenderia os micaxistos e as rochas do Grupo Araxá e áreas de embasamento expostas entre os xistos.

Em outro trabalho de revisão sobre a Faixa Brasília, Pimentel et al. (1999) sugerem que ela teria evoluído a partir da acreção de diversos arcos de ilhas intraoceânicos no período de 900 a 630 Ma. As primeiras manifestações magmáticas nos arcos de Arenópolis e Mara Rosa, geradas pela convergência entre os continentes Amazonas e São Francisco, seriam representadas por metatonalitos com idades de 850-900 Ma. No setor meridional da Faixa teria ocorrido colisão entre o continente São Francisco e o Bloco Paraná em torno de 790 Ma, idade das manifestações magmáticas ácidas da região de Ipameri e Pires do Rio. Por fim, o último evento colisional teria ocorrido em torno de 630 Ma (idade Brasileira), interpretada como a colisão entre os continentes Amazonas e São Francisco.

O extremo sul da porção meridional da Faixa Brasília, área de nosso estudo, foi compartimentado em três domínios tectônicos, separados por superfícies de cavalgamento (ver Valeriano et al., 2000, e referências ali citadas). Esses autores individualizaram um domínio autóctone, constituído pelo Complexo Campos Gerais (terrenos granito-gnaiss-greenstone) e pelo Grupo Bambuí (ardósias e metassiltitos) depositado sobre o primeiro. Sobre esse conjunto, sobrepõe-se um domínio alóctone externo representado pela *nappe* da seqüência metassedimentar Carmo do Rio Claro, também denominada sistema de cavalgamento Ilicínea-Piumhi, e com proposta de relacionamento ao Grupo Canastra. Esse domínio seria representado por quartzitos e filitos metamorfizados em fácies xisto verde e incluiria lascas tectônicas de rochas do domínio autóctone. A unidade tectônica superior foi denominada domínio alóctone interno e seria representada por uma seqüência psamo-pelítica, com rochas metabásicas subordinadas, metamorfizada na fácies xisto verde a anfibolito superior,

denominada *Nappe* de Passos. Foi interpretada como um fragmento da margem passiva Neoproterozóica da parte ocidental do Cráton do São Francisco.

Aqueles autores discutem também a tectônica do domínio alóctone externo da Faixa Brasília, sugerindo que o mesmo teria se estruturado através de empurrões rasos, em um evento compressivo anterior ao evento Brasileiro, com transporte tectônico para norte. Esse conjunto teria sido posteriormente afetado por um evento colisional Brasileiro, cujos indicadores cinemáticos indicam transporte tectônico para ESE, bem caracterizado pelas estruturas da *Nappe* de Passos. Finalmente, Valeriano e Simões (1997), mostram a existência de três grupos composicionais de basaltos subalcalinos toleíticos para a região de Passos: metabasitos continentais de alto TiO_2 , metabasitos continentais de baixo TiO_2 , e metabasitos subordinados semelhantes a MORB. Concluem que o magmatismo continental persistiu ao longo da evolução da deposição das rochas da *Nappe* de Passos e que, embora tenha ocorrido adelgaçamento da litosfera e sedimentação final em condições francamente marinhas, não teria sido alcançada a geração de assoalho oceânico durante a distensão litosférica na porção meridional da Faixa Brasília.

1.1.4 Magmatismo do Cretáceo

Na borda sudeste do Cráton do São Francisco, o Cinturão Ribeira foi afetado pelo evento magmático responsável pelas intrusivas alcalinas, entre 80-55 Ma (Ulbrich e Gomes, 1981; Thompson et al., 1998), formação de grabens alongados na direção NE, possivelmente no Terciário (Riccomini et al., 1989), e soerguimentos local e regional possivelmente coincidentes aos eventos magmáticos (Gallagher et al., 1994; Amaral et al., 1997). Na borda sudoeste, a Faixa Brasília também registra os efeitos do extenso magmatismo do Cretáceo Superior, principalmente na província ígnea do Alto Paranaíba (APIP), em concordância com o alto estrutural de direção NW-SE (Hasui e Haralyi, 1991). No extremo meridional do cráton, ocorre uma complexa associação de blocos, em alguns casos com evidências de eventos do Brasileiro, como a *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé, empurrada contra a Faixa Alto Rio Grande, e diversos terrenos pré-Brasilianos, na região de Juiz de Fora (MG).

Diversas propostas foram aventadas para o mecanismo geodinâmico responsável por esse magmatismo potássico e máfico-ultramáfico do Cretáceo Superior, sendo as duas principais relacionadas ao prolongamento continental de zonas de fraturas oceânicas (Marsh, 1973) e à localização de uma pluma no manto e sua trajetória (Ulbrich e Gomes, 1981; Gibson et al., 1995; Thompson et al., 1998). Entretanto, argumentos desfavoráveis ao modelo de pluma têm sido apresentados em diversas publicações (Turner et al., 1999; Comin-Chiaramonti et al., 1999). A ocorrência dos corpos intrusivos restrita às

faixas remobilizadas do Neoproterozóico é usada nessas propostas como argumento para caracterizar qualitativamente essas faixas como zonas “frágeis” ou “finas” (“weakness”, “thinspots”) e com litosferas menos espessas, definindo pois condições mais apropriadas para reativações geodinâmicas envolvendo material do manto. A falta de dados geofísicos da litosfera profunda impede, porém, o teste de tais modelos.

1.2 Investigações Geofísicas Anteriores e Dados Disponíveis

Assinaturas desses diferentes processos tectono-magmáticos na região centro-sudeste do Brasil podem ser encontrados em diferentes estruturas da litosfera e podem ser acessados através de métodos geofísicos. Uma integração das informações obtidas com diferentes métodos é a melhor maneira de avaliar essas assinaturas, pois cada método responde de forma diferente a essas inhomogeneidades subsuperficiais na dependência das propriedades físicas envolvidas e da profundidade em que se situam. Especificamente no caso deste estudo, as informações geofísicas mais relevantes, tanto em termos da maior quantidade de dados disponíveis como da sua complementaridade em relação aos métodos de indução eletromagnética, são aquelas originárias de métodos gravimétricos, sísmicos e de anomalias do geóide.

1.2.1 Dados Gravimétricos

Genericamente, a principal característica gravimétrica do Cráton do São Francisco é a dominância de anomalias Bouguer negativas de alta amplitude, cuja média situa-se em torno de -80 mGal (Sá et al., 1993). Observa-se também a existência de uma forte correlação das anomalias Bouguer com a topografia e com as faixas de dobramentos marginais ao cráton. Pares de anomalias lineares (positiva-negativa) ocorrem desde o sudoeste do cráton, separando-o da Bacia do Paraná, estendendo-se para o norte entre a Faixa Brasília e o Maciço de Goiás. Essa tendência foi denominada por Lesquer et al. (1981) como sutura do Cráton do Paramirim, uma unidade mais antiga e que se estenderia além dos limites do Cráton do São Francisco (Almeida, 1981). Modelagens flexural e gravimétrica ao longo de perfis na borda oeste/sudoeste do cráton indicaram uma espessura efetiva da placa elástica superior a 80 km, reforçando a hipótese de junção de três placas litosféricas distintas na região (Amazônica, Paraná e São Francisco), separadas por um oceano (Ussami, 1999).

A Figura (1.4) mostra o mapa de anomalias gravimétricas Bouguer total da região em estudo, calculadas utilizando as fórmulas usuais, densidade média da crosta de $2,67 \text{ g/cm}^3$ e a gravidade teórica do GRS67 (Pinto, 2003). Esses dados fazem parte do Banco de Dados Gravimétricos do Departamento de Geofísica do IAG/USP. Foram

disponibilizados valores processados e corrigidos, incluindo as coordenadas geográficas, altitude, anomalias ar-livre e Bouguer.

A característica que mais nos interessa nessa figura é o alto gravimétrico situado aproximadamente entre 20,5-21° S, 44-45° W, nos limites norte e leste dos perfis MT. Coincide com uma região de altitudes elevadas e sua origem pode estar relacionada à presença de material mais denso na crosta ou a um afinamento crustal nessa região. Uma comparação desses dados com espessuras crustais obtidas por outros métodos geofísicos será apresentada na discussão dos dados sísmicos.

1.2.2 Estudos de Ondas Sísmicas

Dados registrados por uma rede de sismógrafos distribuídos principalmente ao longo da latitude 20° S, do projeto BLSP (Brazilian Lithosphere Seismic Project), têm

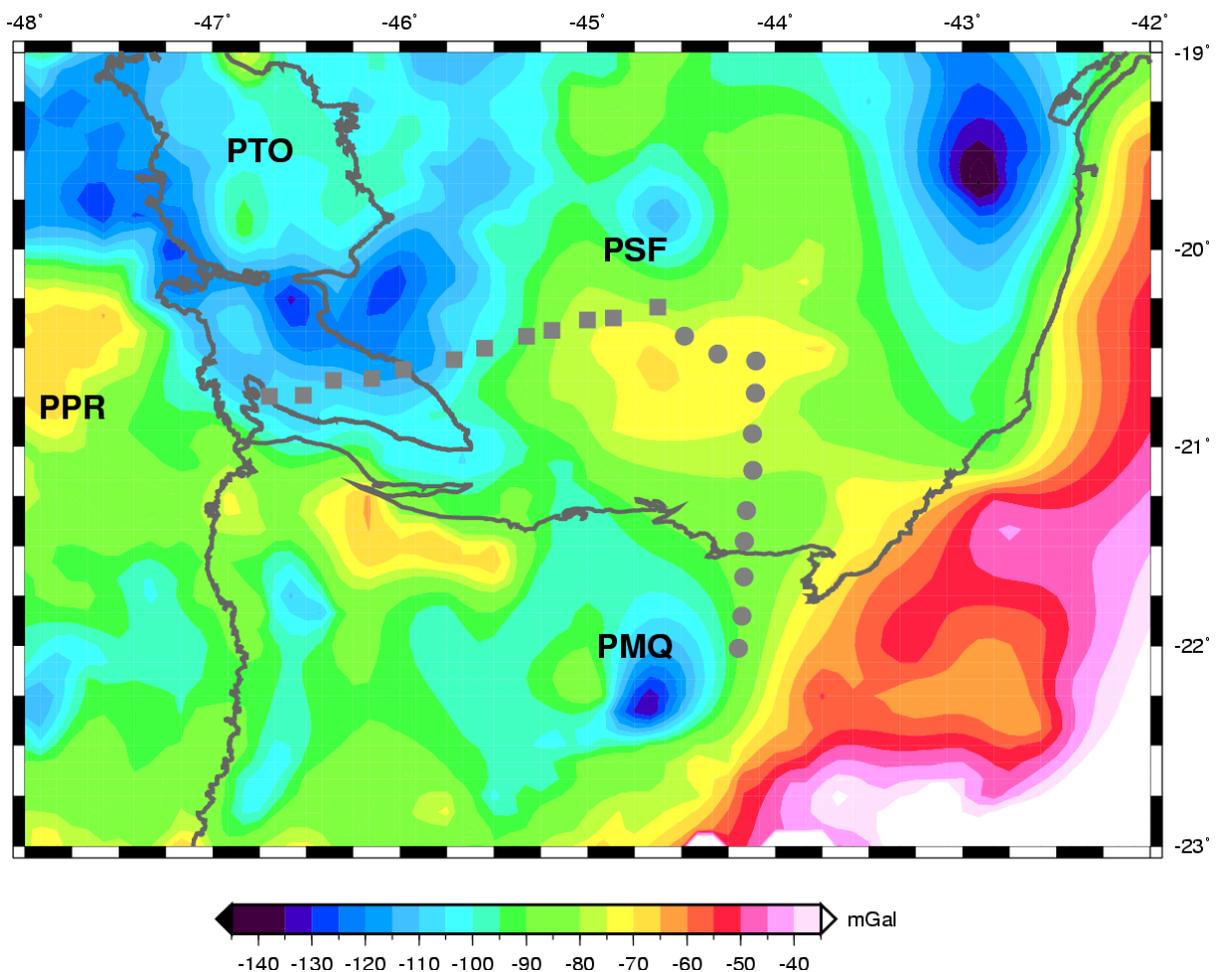


FIGURA 1.4 – Mapa de anomalias Bouguer da região em estudo, com os limites das províncias geológicas (ver Figura 1.2) e a localização das estações MT completas.

FONTE: Adaptada de Pinto (2003).

sido utilizados para caracterizar variações na velocidade das ondas e identificar descontinuidades e anisotropias sísmicas do manto sob a região centro-sudeste do Brasil. Resultados de inversão do tempo de percurso de ondas P e S têm fornecido imagens de anomalias das velocidades sísmicas em profundidades além de 600 km, inversões da função receptora de ondas P e S telessísmicas diretas e convertidas têm sido usadas para obter espessuras crustais sob as estações e análises da separação de ondas de cisalhamento das fases SKS e SKKS têm fornecido informação sobre anisotropias no manto superior.

Velocidades relativamente altas são encontradas sob a região do Cráton do São Francisco, alcançando profundidades além de 300 km, e na porção central da Bacia do Paraná, com considerável aumento a profundidades abaixo de 300 km. Na parte nordeste da bacia, a tomografia indicou uma faixa de baixa velocidade em toda a profundidade do manto, mais acentuada porém a partir dos 200 km (VanDecar et al., 1995). Esses resultados foram corroborados por estudos posteriores de Schimmel et al. (2003) que, além de confirmar a anomalia de baixa velocidade sob a região nordeste da bacia e a de alta velocidade abaixo do cráton, apontaram uma correlação entre as províncias de intrusões alcalinas do Cretáceo Superior com áreas de baixa velocidade sísmica. As Figuras (1.5) a (1.8) mostram os mapas de tomografia sísmica para ondas S (profundidades de 30, 100 e 150 km) e P (profundidade de 200 km), disponíveis desses estudos. Todos esses mapas mostram valores de velocidade das ondas relativamente alto na região dos perfis MT.

Outros trabalhos de tomografia sísmica que englobam essa região foram feitos usando ondas de superfície (Silveira et al., 1998; Vdovin et al., 1999). Nesse caso, as estruturas observadas são mais rasas, devido à menor penetração dessas ondas, e sua resolução lateral é pequena, devido aos longos períodos utilizados. Com isso, apenas estruturas de larga escala (centenas de quilômetros) são mapeadas, não permitindo uma correlação clara com feições tectônicas e províncias geológicas conhecidas da Plataforma Sul-Americana.

Estudos de função do receptor mostraram uma crosta mais espessa na Bacia do Paraná (média de 44 km, com máximo de 47 km), uma crosta relativamente mais fina no Cráton do São Francisco e no cinturão Brasília adjacente (média de 42 km) e variando entre 34-42 km no cinturão Ribeira, com uma tendência de afinamento em direção à costa (Assumpção et al., 2002; França e Assumpção, 2004). Esses resultados concordam com aqueles de perfis de refração sísmica disponíveis para o cráton e a região da Serra da Mantiqueira (cinturão Ribeira). No cráton, um perfil não revertido realizado na região de Itabira (19,6° S, 43,2° W, nordeste da região em estudo) não indicou fases claras de ondas refratadas pela Moho, mas um aumento gradual de velocidade a partir de 28 km

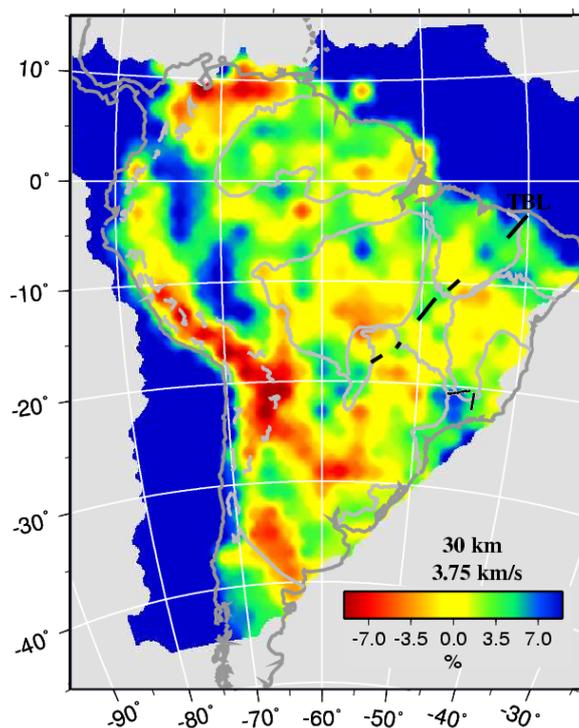


FIGURA 1.5 – Velocidade relativa de onda S na profundidade de 30 km do modelo de tomografia sísmica. Velocidade de referência indicada sobre a escala. TBL refere-se ao lineamento Transbrasiliano, as linhas em cinza separam as províncias geológicas e a localização das estações MT é indicada ao sul do Cráton do São Francisco.
 FONTE: Adaptada de Feng et al. (2004).

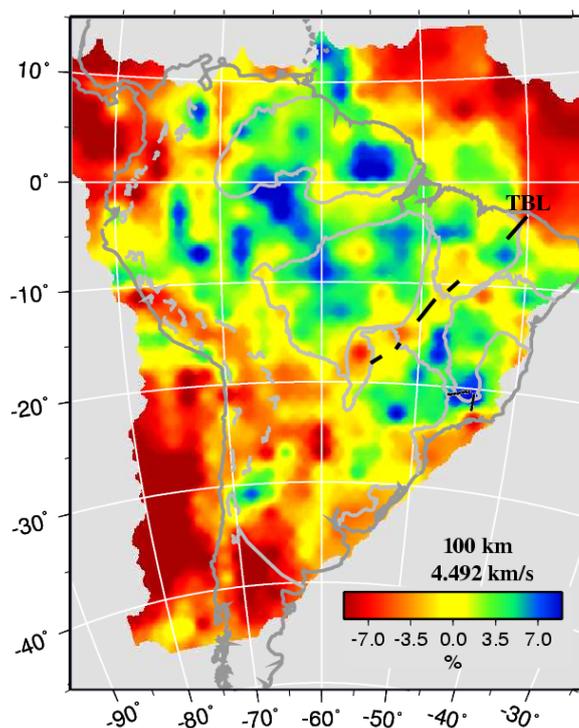


FIGURA 1.6 – Idem à Figura (1.5), para uma profundidade de 100 km.

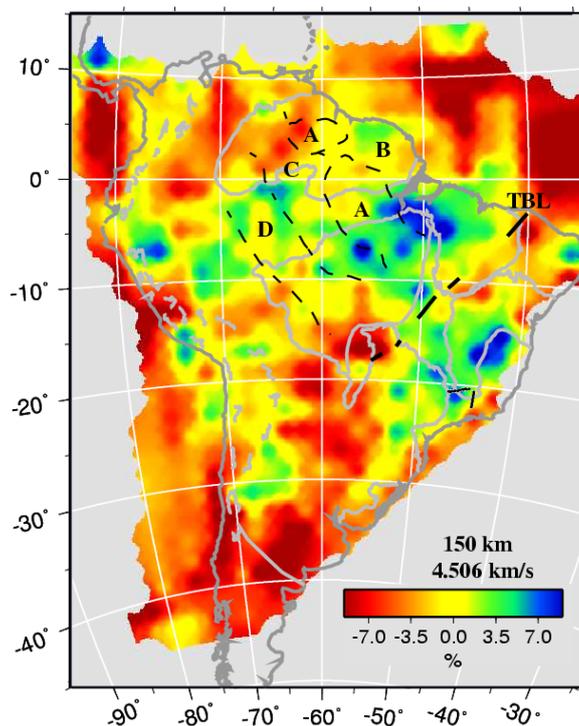


FIGURA 1.7 – Idem à Figura (1.5), para uma profundidade de 150 km. As regiões identificadas pelas letras A a D no norte do Brasil são discutidas no trabalho de Feng et al. (2004).

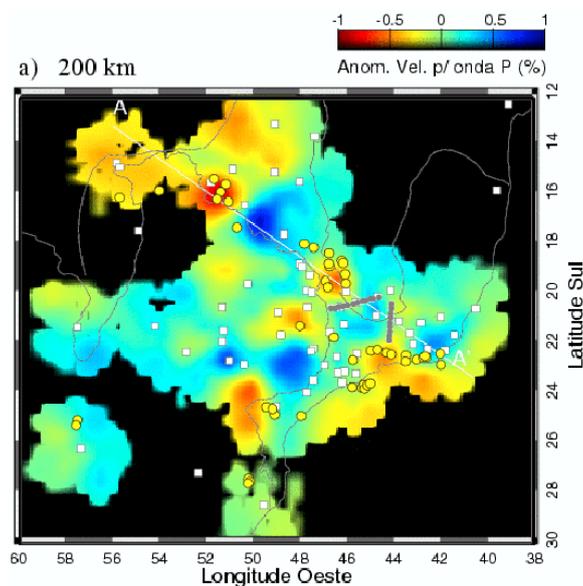


FIGURA 1.8 – Velocidade relativa de onda P na profundidade de 200 km do modelo de tomografia sísmica. Quadrados referem-se à localização das estações sísmicas, círculos a intrusões alcalinas. A localização das estações MT e os limites das províncias geológicas são também indicados.
 FONTE: Adaptada de Rocha e Assumpção (2003).

de profundidade (Giese e Shutte, 1975). Velocidades típicas do manto foram alcançadas em profundidades da ordem de 42 km. O perfil da Serra da Mantiqueira, também não revertido, mostrou espessuras crustais da ordem de 36-37 km (Bassini, 1986; França e Assumpção, 2004).

A Figura (1.9) mostra as espessuras crustais calculadas pela função do receptor nos trabalhos supra-citados sobre um mapa de anomalias de Bouguer, componente regional. A eliminação do campo residual nesse caso foi obtida através de uma continuação para cima de 50 km. Observa-se que há 3 estações sísmicas ao longo do perfil MT de direção leste-oeste, com espessuras da crosta variando entre 39 e 41 km, mas nenhuma estação ao longo do perfil de direção norte-sul. A anomalia gravimétrica regional mostra um alto gravimétrico ao sul de Belo Horizonte (centrado quase no extremo norte de um de nossos perfis MT). As características desse alto são obscurecidas pelo forte gradiente de aumento da anomalia em direção à costa oceânica (afinamento da crosta oceânica em relação à crosta continental). Infelizmente não há nenhuma estação sísmica na região desse alto gravimétrico. A estação sísmica que mostra 37 km de espessura encontra-se na borda da anomalia, sendo necessárias outras informações para confirmar que a anomalia se deve a um afinamento crustal local.

Uma outra forma de se obter espessuras crustais foi apresentada por Van der Lee et al. (2001). Com inversão de formas de onda foi obtido um mapa da Moho cobrindo a América do Sul. Em relação às análises de função de receptor, esse estudo tem a vantagem de obter espessuras da crosta não apenas sob as estações sísmicas, mas, em contrapartida, não tem resolução suficiente para ser utilizado em estudos mais localizados.

Em termos de anisotropia relacionada a deformações no manto, estudos de separação das ondas de cisalhamento registram pequena diferença entre o tempo de percurso da onda mais lenta com a mais rápida, o que indica um valor relativamente baixo de anisotropia no manto no sudeste do Brasil. Entretanto, as direções de polarização rápida observadas nesses estudos são aproximadamente coincidentes com as direções estruturais dos eventos Brasileiros na porção marginal NE da Bacia do Paraná (WNW-ESE) e a oeste dela (NE-SW), direções essas paralelas àquelas encontradas na Faixa Brasília e do Rio Apa respectivamente (James e Assumpção, 1996). Ao sudeste do cráton, Heintz et al. (2003) observaram que as ondas são polarizadas em um plano N60-80° E, paralelo ao cinturão Ribeira. Observaram também que os padrões de anisotropia não podem ser explicados apenas com direções estruturais do manto litosférico herdadas dos eventos neoproterozóicos, requerendo que estejam também relacionados às características do fluxo astenosférico ao redor da borda sul do cráton.

1.2.3 Anomalias de Geóide

Além da tomografia sísmica, outra fonte complementar de informação sobre a dinâmica do manto e estrutura térmica em escalas litosféricas é o geóide (Haxby e Turcotte, 1978). Modelos do geóide para o Brasil têm sido determinados utilizando dados gravimétricos combinados com outros elementos do campo de gravidade, como altura geoidal, desvio da vertical e, no caso de regiões oceânicas, altimetria por satélite (Sá, 1988).

O resultado do cálculo das anomalias de geóide para a região de nosso estudo é mostrado na Figura (1.10) (Molina e Ussami, 1999). Observa-se a presença de uma anomalia de 8 m de amplitude, centrada na parte sul do cráton (sul de Belo Horizonte) e com diâmetro de centenas de quilômetros. Uma interpretação semi-quantitativa preliminar dessa anomalia sugere que ao menos parte dela seria causada por uma diminuição de densidade devido a uma possível anomalia térmica no manto sob a região e a um aumento de densidade

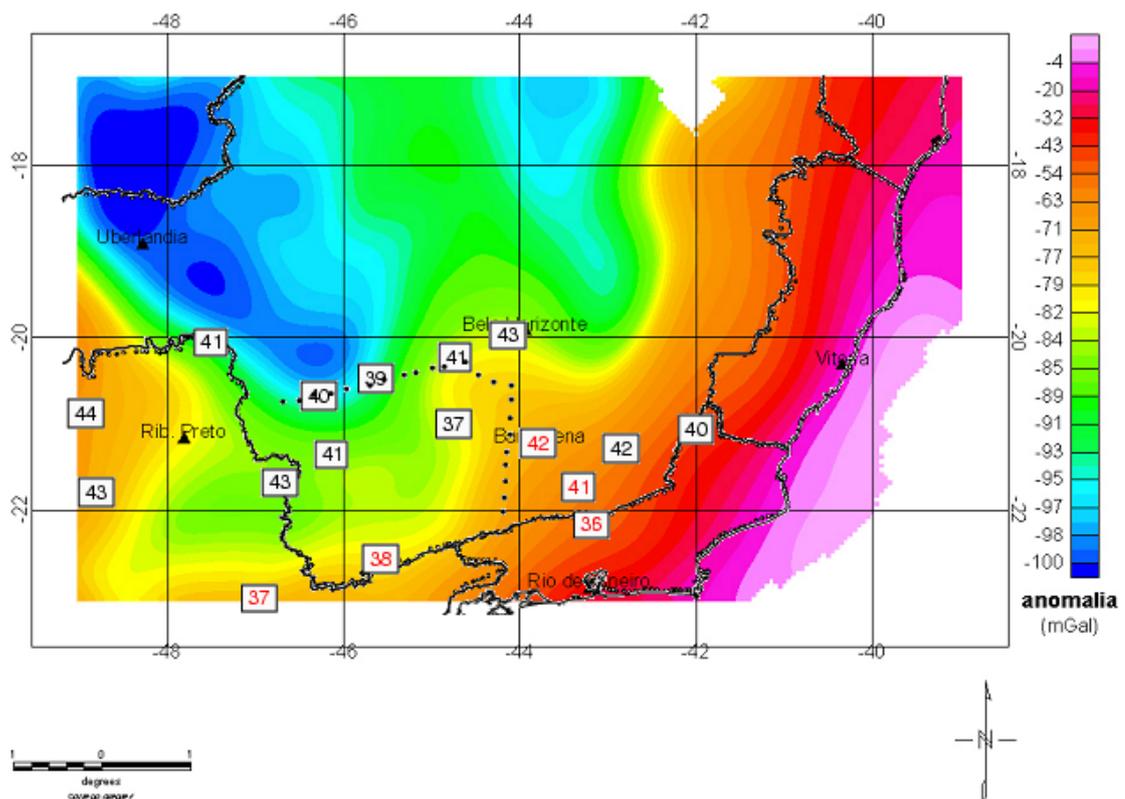


FIGURA 1.9 – Espessuras crustais (em km) obtidas pela função do receptor (Assumpção et al., 2002; França e Assumpção, 2004) sobre um mapa de anomalias Bouguer regional (continuação para cima de 50 km). Algumas das principais cidades são indicadas; linhas contínuas referem-se aos limites entre os estados do Sudeste do Brasil; os pontos localizam as estações MT completas.

FONTE: Adaptada de Pinto (2003).

no interior da crosta devido a intrusões magmáticas (Molina e Ussami, 1999; Ussami, 1999). Um possível afinamento crustal na região meridional do cráton poderia estar relacionado ao mesmo processo geológico que ainda persiste no registro do alto do geóide. A concentração de ocorrências sísmicas nessa região (Assumpção et al., 2004) também pode estar correlacionada à existência dessa anomalia do geóide. Como mostrado na figura, os perfis MT foram posicionados em direção aproximada à região central dessa anomalia, restringidos por fatores logísticos (existência de estradas) e minimização de ruídos culturais (estações distantes de linhas de transmissão de energia e cidades de médio/grande porte).

1.2.4 Levantamento GDS Regional

Um levantamento de indução eletromagnética regional utilizando o método GDS está sendo desenvolvido na região sul-sudeste do Brasil com o objetivo de mapear a distribuição de condutividade elétrica em diferentes profundidades da litosfera nessa região. Magnetômetros do tipo fluxgate estão sendo operados em pelo menos uma centena

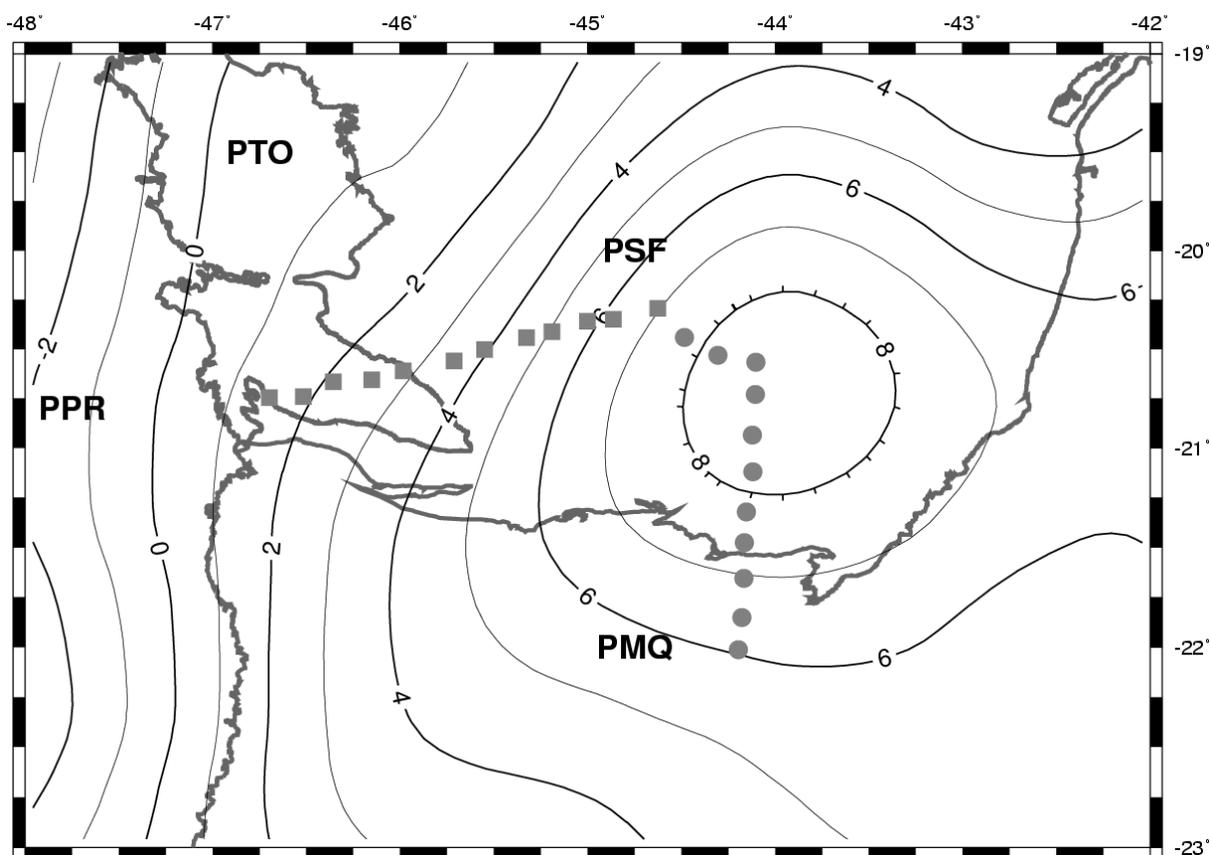


FIGURA 1.10 – Mapa de anomalias de geóide na região sudeste do Brasil, com intervalo de contorno de 1 m. Limites entre as províncias geológicas e localização das estações MT completas são também incluídos.
FONTE: Adaptada de Molina e Ussami (1999).

de estações, formando uma grade com espaçamento de 100 km entre cada ponto de sondagem.

A Figura (1.11) mostra o resultado de uma modelagem 3-D (*thin sheet*) sobre as funções de transferência (vetores de indução) desse levantamento em uma região que engloba a área do estudo desenvolvido nesta tese. Maiores detalhes sobre a aquisição, processamento, correções para eliminar efeitos da costa e das bacias marginais e limitações da modelagem efetuada podem ser obtidos em Subbarao et al. (2003). São identificadas quatro anomalias principais de baixa condutância (produto entre a espessura e a condutividade de uma determinada camada). Duas delas posicionadas na parte oeste da área do levantamento (letras A e B), uma correlacionada com uma anomalia gravimétrica negativa interpretada como uma zona de cisalhamento subvertical profunda sob a Bacia do Paraná, preenchida por sedimentos em sua parte superior caracterizando uma espessa bacia do tipo rifte (Vidotti et al., 1998), e a outra coincidente com uma anomalia gravimétrica positiva, provavelmente associada com as intrusões máficas da província ígnea Iporá. As outras duas anomalias situam-se no lado leste da área, uma delas no limite continental com a Bacia de Campos, originada seja por uma elevada concentração de sedimentos altamente condutores na bacia ou por material hidrotermal introduzido na litosfera por ocasião de eventos magmáticos recentes, e a outra situada na região de nossos levantamentos MT, aproximadamente coincidente com a localização da anomalia positiva do geóide mostrada na Figura (1.10). Ressalte-se aqui que esse método é mais utilizado para fornecer um mapeamento regional qualitativo da localização das principais concentrações de corrente elétrica em subsuperfície. Tanto os limites laterais das anomalias como as profundidades em que se localizam não são quantificadas, devido ao grande espaçamento entre as estações (100 km) e o método *thin sheet* utilizado na modelagem 3-D.

1.2.5 Outros Dados Relevantes

Outros dados disponíveis para a região provêm de análises de densidade de fluxo de calor na porção meridional do cráton, especificamente em Nova Lima (MG). Esses resultados indicam valores de 56 mW/m^2 , bem superiores aos esperados para áreas estáveis do Arqueano (40 mW/m^2). Estão, porém, em concordância com a média de dados obtidos por Vitorello et al. (1980) para as faixas Brasília (Vazante e Morro Agudo, em Minas Gerais) e Ribeira (Poços de Caldas e Serra do Mar).

Datação por traço de fissão em apatitas de rochas do embasamento sugere idades de resfriamento desde 240 Ma para a região do cráton meridional, decorrentes de soerguimento e erosão, e desde 90 Ma para a região da APIP (Amaral et al., 1997).

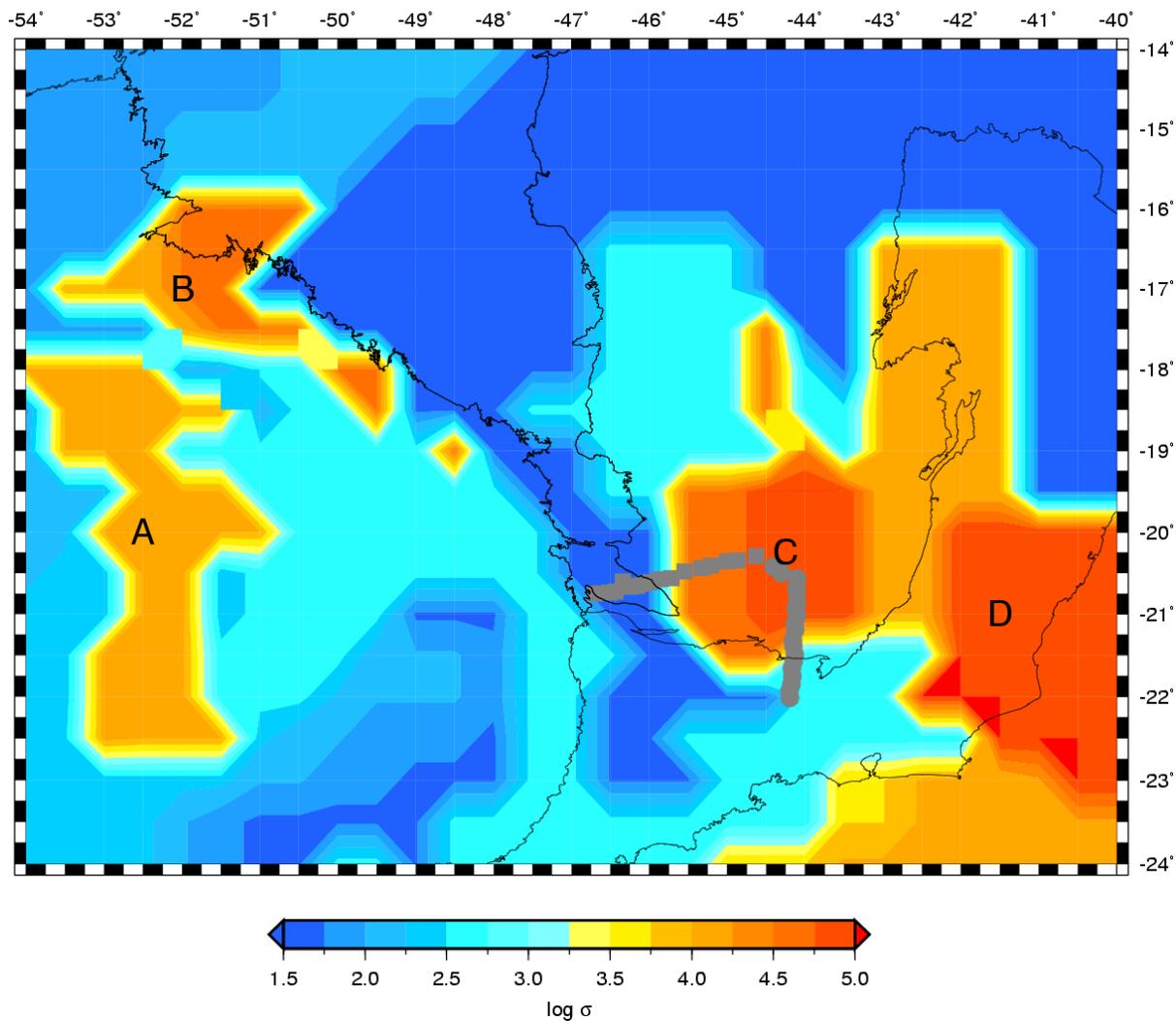


FIGURA 1.11 – Distribuição geral de condutâncias (escala logarítmica mostrada na parte inferior da figura) na região centro-sudeste do Brasil, obtida a partir da modelagem 3-D (*thin sheet*) dos dados GDS disponíveis na região. A localização das 4 anomalias principais mapeadas (letras maiúsculas) é indicada, assim como das estações MT.
 FONTE: Adaptada de Subbarao et al. (2003).

Também, determinações de espessura elástica indicam valores de 80-90 km para a região do cráton e 60-72 km para as áreas adjacentes a SW, S, e SE (Mantovani et al., 1999).

Através da interpretação de dados aeromagnéticos no intervalo 18-21° S, 40-45° W, adquiridos no projeto geofísico Brasil-Alemanha, Corrado et al. (1979) estimaram a profundidade na qual as rochas perdem sua magnetização, a chamada profundidade de Curie. Estimaram profundidades entre 22-27 km que correlacionaram ao topo de uma camada crustal inferior com densidade de 3 g/cm³ e velocidade de ondas P de 7,4 km/s (Blitzkow et al., 1979; Giese e Shutte, 1975). Segundo os autores, essa camada estaria correlacionada com um limite composicional entre uma crosta superior mais ácida (minerais com temperatura de Curie entre 500-800 °C) e uma crosta inferior mais máfica (temperatura de Curie entre 200-300 °C).

1.3 Objetivos do Trabalho

O objetivo genérico de qualquer estudo de indução eletromagnética no interior da Terra é buscar zonas anômalas de concentração de correntes elétricas em diferentes profundidades litosféricas, as quais estão geralmente relacionadas com inomogeneidades geoeletricas significativas. No caso específico deste estudo na borda meridional do Cráton do São Francisco, e áreas remobilizadas circunvizinhas, essas inomogeneidades devem estar vinculadas a feições estruturais importantes, tanto próximas à superfície como na parte mais profunda da litosfera. Interpretados conjuntamente com outros dados geofísicos, os levantamentos MT devem fornecer vínculos cruciais para a definição dos processos de evolução tectônica da região e detecção das assinaturas deixadas por esses processos na litosfera local.

De acordo com os argumentos apresentados e pelo posicionamento dos dois perfis analisados, em relação as províncias geológicas onde se encontram, pode-se especificar melhor os objetivos do trabalho em termos de avanços pretendidos para o aprimoramento do conhecimento sobre os vínculos das propriedades físicas da litosfera com a recorrência de eventos tecto-termiais:

- Identificar descontinuidades litosféricas relacionadas com as bordas do Cráton do São Francisco;
- Avaliar as diferenças das propriedades geofísicas entre as litosferas da Faixa de Dobramentos Brasília Meridional e dos Terrenos Brasileiros, respectivamente ao sudoeste e sul do Cráton do São Francisco;
- Avançar o conhecimento sobre as causas de atenuações de resistividade na crosta e manto superior;

- Melhorar o entendimento sobre as origens da anomalia positiva do geóide e velocidades de tomografia sísmica, na região de estudo.

Crucial neste estudo é a disponibilidade de outros dados geofísicos complementares àqueles de indução eletromagnética especificamente coletados para esta tese. Deve-se considerar em primeiro lugar que os métodos eletromagnéticos medem um parâmetro físico diferente (condutividade elétrica), cuja variação não necessariamente está relacionada aos mesmos fatores que causam, por exemplo, alterações de densidade e/ou de velocidade das ondas sísmicas. Também, esses diferentes métodos apresentam nível de resolução diferente dependendo da profundidade de interesse. Assim, a gravimetria apresenta limitações para detectar estruturas anômalas em grandes profundidades. Esse não é um aspecto crítico para os métodos de indução eletromagnética que, operando em períodos com diferentes profundidades de penetração, pode identificar a ocorrência dessas estruturas. Por outro lado, a tomografia sísmica fornece informações sobre estruturas de grande porte, mas não tem resolução suficiente para colocar vínculos precisos sobre descontinuidades mais localizadas. Além disso, tem dificuldade em resolver estruturas rasas (profundidades inferiores a 100 km) devido ao pequeno número de ondas telessísmicas cruzando sob as estações nessas profundidades. A técnica de função do receptor fornece resultados quantitativos bem mais precisos, mas apenas sob o local onde se situa a estação. Obviamente, os métodos de indução também apresentam limitações quando comparados a esses métodos. Eles não possuem a mesma resolução da gravimetria para estruturas muito próximas à superfície (sobretudo na identificação de falhamentos), apenas em casos excepcionais conseguem identificar o limite crosta-manto e também não mapeiam variações sublitosféricas como a sísmica. Devido a isso, a estratégia mais adequada nos estudos de indução é utilizar conjuntamente os dois métodos principais que utilizam fontes naturais. O GDS, de baixa resolução em profundidade, deve ser usado inicialmente para localizar espacialmente as estruturas geológicas anômalas, as quais podem ser melhor quantificadas (profundidade e condutividade) por levantamentos MT posteriores. No presente trabalho, serão utilizados os estudos GDS anteriores (Figura 1.11) para uma melhor interpretação 3D dos levantamentos MT.

CAPÍTULO 2

MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

O método magnetotelúrico (MT) foi proposto por Tikhonov (1950) e Cagniard (1953). Consiste na medição simultânea do sinal elétrico e magnético na superfície terrestre para a obtenção de um modelo da estrutura geolétrica do interior do planeta. No início, o modelo restringia-se ao caso 1-D no qual a estrutura geolétrica varia apenas com a profundidade. O modelo 1-D é inferido das grandezas escalares resistividade aparente e fase, que por sua vez são obtidas das relações entre os campos eletromagnéticos (EM).

O método MT evoluiu em diversos seguimentos permitindo a solução de problemas 2-D e 3-D, melhorias no processamento das séries temporais através de métodos robustos e referência remota e remoção das distorções galvânicas.

Neste capítulo será feita uma breve exposição sobre a origem do sinal medido pelo método MT, seus princípios físicos e processamentos utilizados.

2.1 Fonte do Sinal

As sondagens magnetotelúricas utilizam-se dos campos magnéticos naturais como fonte de sinal para explorar a subsuperfície¹. A Figura (2.1) mostra o espectro do campo magnético natural, destacando-se as principais fontes do sinal: as ressonâncias de Schumann, as micropulsações e as variações diurnas.

O largo espectro do campo natural usado nas sondagens MT, entre 10^{-4} e 10^4 Hz, possibilita a sondagem de poucos metros até centenas de quilômetros onde as fontes artificiais seriam inviáveis. A utilização de fonte natural facilita a logística das sondagens por não precisar instalar os transmissores, embora deva-se ter um cuidado especial na instalação do equipamento de sondagem MT (receptor) para minimizar o efeito de ruídos.

A desvantagem do uso da fonte natural está em não ser um parâmetro sob controle. As fontes naturais afetam negativamente as sondagens MT quando sua intensidade é pequena comparada com os ruídos e quando elas não podem ser aproximadas para o modelo de ondas planas.

Para melhor avaliar estes fatores nas sondagens MT, faz-se em seguida uma revisão sobre

¹Há o método MT de fonte controlada que se utiliza de fontes artificiais para a exploração de subsuperfície (Goldstein e Strangway, 1975; Sandberg e Hohmann, 1982). Nesse método tem-se uma melhora na qualidade do sinal em altas frequências, porém em detrimento das demais vantagens do método MT convencional.

as fontes dos sinais naturais usados no método MT.

2.1.1 Ressonâncias de Schumann

Para frequências extremamente baixas (ELF: *extremely low frequency*) a superfície da Terra e a ionosfera comportam-se como bons condutores, formando uma cavidade ressonante chamada cavidade Terra-ionosfera. As frequências de ressonância desta cavidade são conhecidas como ressonâncias de Schumann.

A principal fonte responsável pela excitação da cavidade são os relâmpagos nuvem-solo. A taxa média global é de 100 relâmpagos por segundo, com picos de corrente da ordem de 20.000 a 30.000 A, fornecendo a energia necessária para manter a excitação da cavidade Terra-Ionosfera nas intensidades observadas. Também observa-se que as amplitudes médias das ressonâncias de Schumann aumentam com o aumento das descargas elétricas no Globo. Dados de satélites (Figura 2.2) mostram que as tempestades elétricas concentram-se sobre os continentes em três principais regiões tropicais: 1) entre o sudeste asiático e o norte da Austrália; 2) a África subsaariana e 3) a América do Sul e Central. As tempestades nestas áreas concentram-se no final da tarde, em torno das 18h hora local (*LT local time*), o que equivale aproximadamente às 10, 16 e 22h hora universal (*UT universal time*) para a Ásia, África e América, respectivamente.

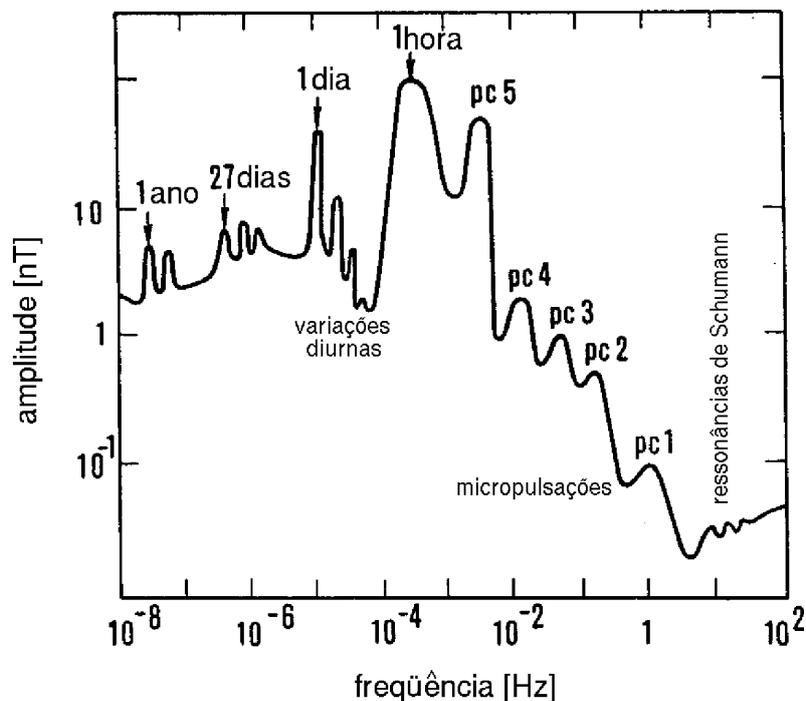


FIGURA 2.1 – Espectro do campo magnético natural, destacando-se as principais fontes de sinal.

A amplitude média dos campos EM observados para as ressonâncias de Schumann apresentam uma variação que depende tanto da hora universal como da hora local. A dependência com a hora universal deve-se principalmente ao aumento dos relâmpagos nas três principais áreas de ocorrência de tempestades citadas anteriormente. A dependência com a hora local é atribuída à variação da altura da ionosfera.

Sentman e Fraser (1991) mostraram esta dependência da amplitude das ressonâncias de Schumann com a hora local e universal através de medidas simultâneas na Califórnia e Austrália. Eles mostraram que a incoerência observada inicialmente entre as duas localidades pode ser atribuída a uma função dependente exclusivamente da hora local relacionada com a variação da altura da ionosfera. Uma vez removido a modulação da hora local, as medidas tornam-se bastante coerentes e os picos de intensidade observados podem ser atribuídos à intensificação das tempestades na Ásia, África e América (Figura 2.3).

2.1.2 Micropulsações

As micropulsações, também conhecidas como pulsações geomagnéticas ou ainda ondas de frequência ultra-baixa (ULF – *ultra-low frequency*), aparecem como perturbações nos

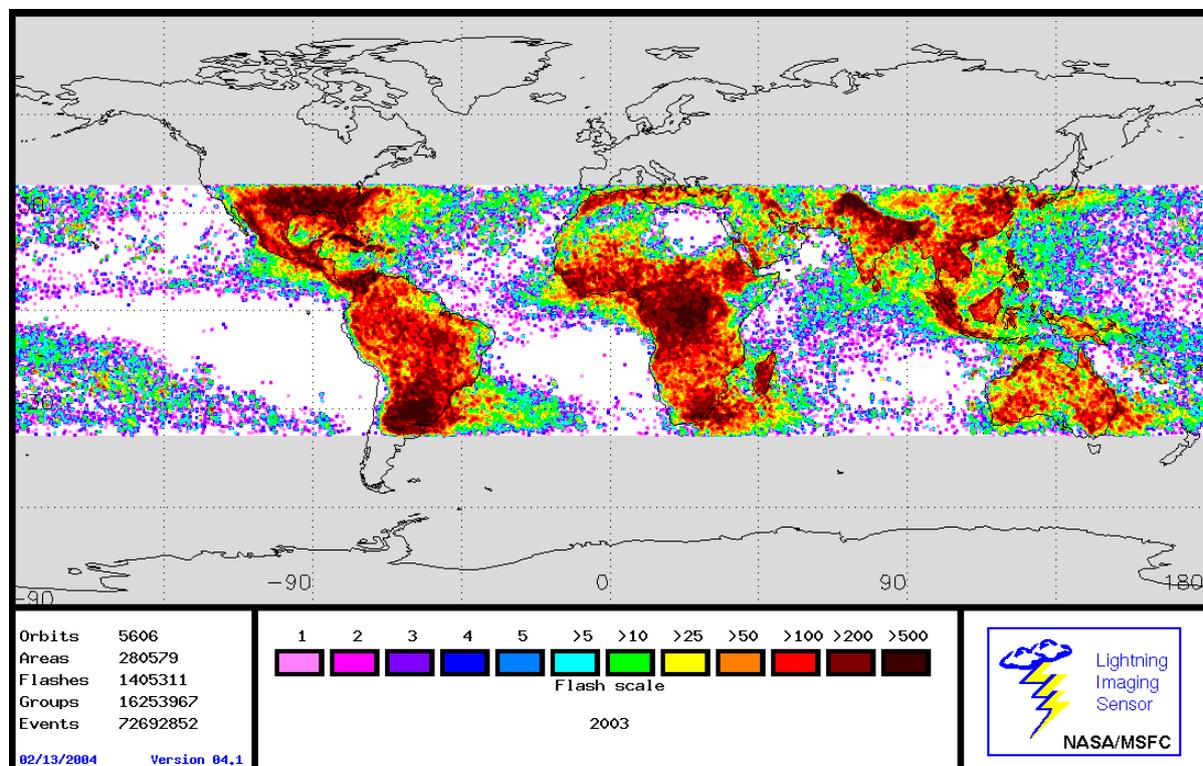


FIGURA 2.2 – Distribuição global dos relâmpagos no ano de 2003 observada pelo LIS (Lightning Imaging Sensor).
FONTE: Nasa/Msfc (2004).

magnetogramas na faixa de períodos de 0,2 a 600 s. Elas são normalmente classificadas em duas categorias, a saber: pulsações contínuas, ou seja, sinais quase-senoidais de frequência bem definida com duração de vários ciclos; e pulsações irregulares, significando sinais com uma banda espectral mais larga, sem uma frequência bem definida. Estas duas divisões básicas são subdivididas em faixas de período, como mostra a Tabela (2.1).

Acredita-se que as micropulsações Pc1 e Pc2 sejam originadas das instabilidades eletromagnéticas cíclotron do íon (EMIC – *electromagnetic ion cyclotron*). A energia para estas ondas magnetosféricas EMIC provém dos prótons energéticos com anisotropia térmica ($T_{perpendicular} > T_{paralela}$ em relação ao campo magnético). Neste caso, a energia das partículas pode ser transferida para as ondas EM quando a girofrequência da partícula se iguala a frequência da onda percebida pelo íon, ou seja, considerando-se o efeito Doppler. As compressões da magnetosfera devido ao vento solar favorece a formação das micropulsações Pc1 por aumentar a anisotropia térmica dos íons.

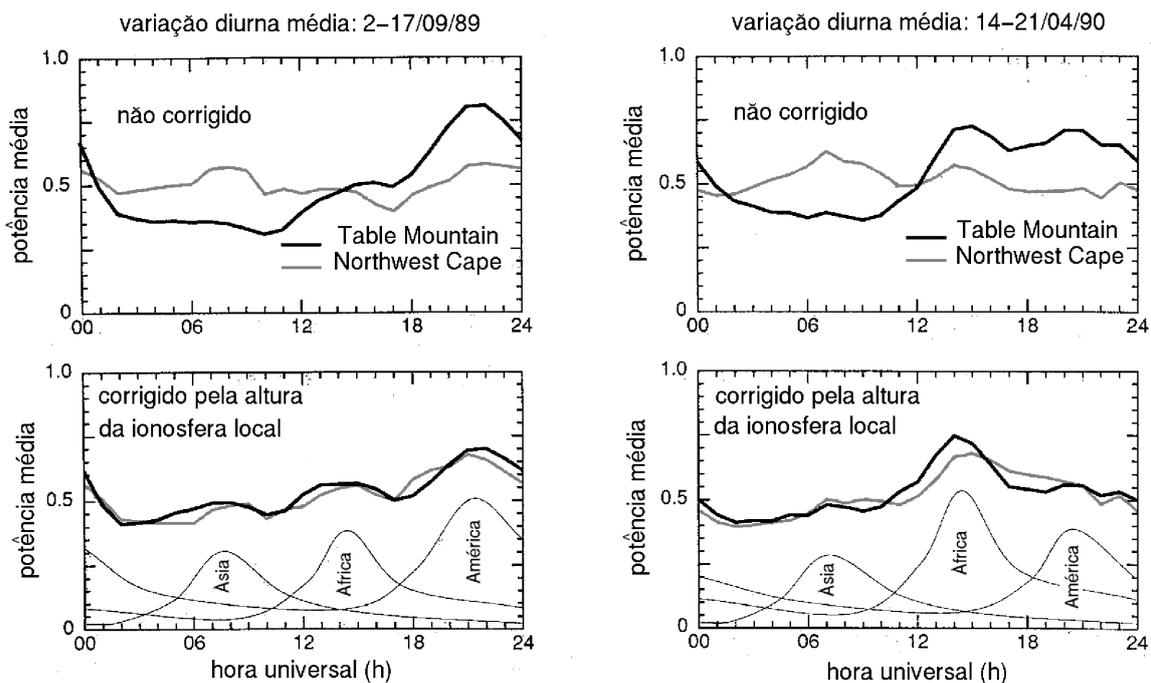


FIGURA 2.3 – Potência média do campo magnético horizontal (6–23 Hz) observadas simultaneamente em Table Mountain (Estados Unidos) e Northwest Cape (Austrália) mostrando a variação média da intensidade das ressonâncias de Schumann em setembro de 1989 e abril de 1990. Os painéis superiores mostram os dados sem a correção para o efeito da altura da ionosfera e os painéis inferiores mostram os dados corrigidos e uma estimativa da contribuição das três principais regiões de tempestades elétricas para o resultado final.

FONTE: adaptada de Sentman e Fraser (1991).

A origem das demais micropulsações é atribuída à ressonância das linhas de campo (FLR – *field line resonance*). As linhas de campo podem oscilar em dois modos básicos: o modo toroidal, no qual cada camada L oscila independentemente uma das outras; e o modo poloidal, no qual os meridianos magnéticos oscilam independentemente um dos outros. O primeiro e segundo harmônicos destes dois modos são ilustrados na Figura (2.4). A figura mostra ainda que as variações da componente D do campo magnético no modo toroidal são opostas nos hemisférios norte e sul para o primeiro harmônico e possuem o mesmo sentido para o segundo harmônico. Para o modo poloidal, a componente H comporta-se de modo oposto, varia com o mesmo sentido para o primeiro harmônico e em sentidos opostos para o segundo harmônico.

Cada linha de campo possui um período característico que aumenta das camadas mais internas para as mais externas da magnetosfera. As micropulsações observadas na superfície terrestre surgem quando estas linhas de campo entram em ressonância,

TABELA 2.1 – Classificação das micropulsações em função da faixa de períodos.

pulsações contínuas (s)					pulsações irregulares (s)	
Pc 1	Pc 2	Pc 3	Pc 4	Pc 5	Pi 1	Pi 2
0,2–5	5–10	10–45	45–150	150–600	1–40	40–150

FONTE: adaptada de Jacobs (1970).

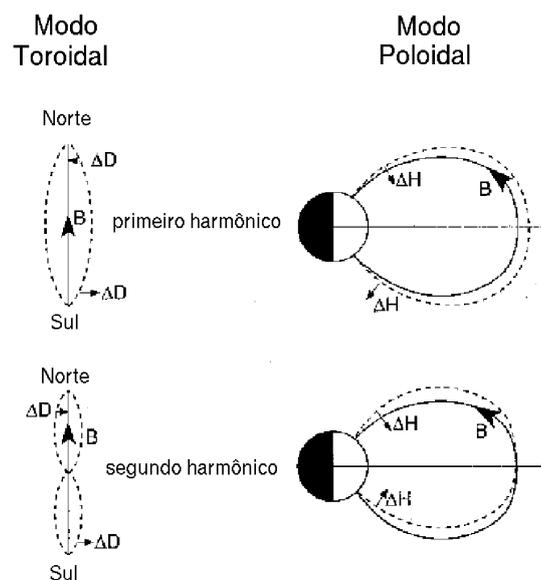


FIGURA 2.4 – Ilustração das oscilações das linhas de campo para o primeiro e segundo harmônicos para os modos toroidal e poloidal.

FONTE: adaptada de Hughes (1994).

analogamente às ondas sonoras que surgem quando as cordas de um violão são tocadas. Logo, aparece naturalmente a questão sobre qual processo físico é responsável por fazer as linhas de campo entrarem em ressonância. Um dos mecanismos propostos é a instabilidade de Kelvin-Helmholtz (Southwood, 1974). Neste processo surgem ondas superficiais na magnetopausa devido à interação do vento solar com a magnetosfera de modo semelhante ao surgimento das ondas nos oceanos devido à ação dos ventos atmosféricos. A Figura (2.5) ilustra como uma linha de campo pode entrar em ressonância através deste processo. Como mostra a figura no painel superior, as ondas superficiais também possuem um período característico (indicado como o período Kelvin-Helmholtz) independente dos períodos das linhas de campo. No painel inferior, vê-se que a amplitude das ondas superficiais decaem ao afastarem-se da magnetopausa. No entanto, quando o período Kelvin-Helmholtz iguala-se ao período de uma das linhas de campo, ocorre a ressonância e a transferência de energia para esta região mais interna da magnetosfera.

Outro processo proposto como responsável pela ressonância das linhas de campo são os modos de ressonância da cavidade magnetosférica (Kivelson et al., 1984). Neste modelo, a cavidade magnetosférica como um todo vibraria em resposta as variações do vento solar

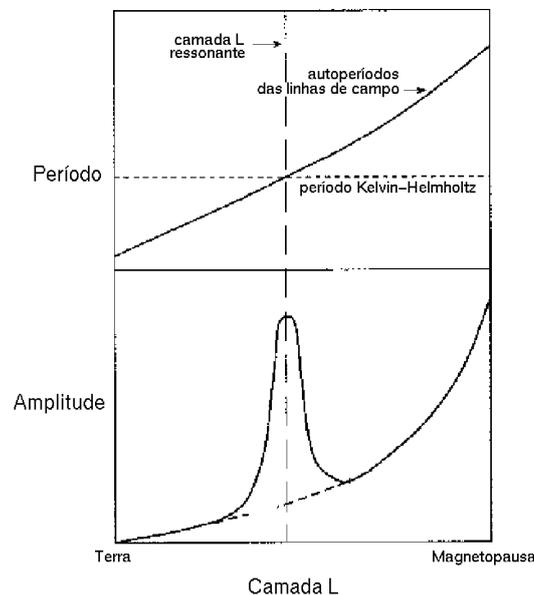


FIGURA 2.5 – Representação do processo de ressonância das linhas de campo devido à instabilidade de Kelvin-Helmholtz. O painel superior mostra a variação dos autoperíodos das linhas de campo e o período característico para a instabilidade de Kelvin-Helmholtz e a linha de ressonância. O painel inferior mostra o decaimento da amplitude da onda superficial da magnetopausa em direção da superfície da Terra e a amplificação devida à ressonância.

FONTE: adaptada de Hughes (1994).

de modo análogo às vibrações de um sino. A Figura (2.6) ilustra este processo. A cavidade magnetosférica possui seus próprios autoperíodos, independentes dos autoperíodos das linhas de campo. Quando estes iguamam-se a aqueles, ocorre a ressonância.

2.1.3 Variação Diurna

Em períodos de baixa atividade solar (dias geomagnéticos calmos) as componentes magnéticas registradas nos observatórios apresentam uma certa repetição, dominando os harmônicos de 24, 12, 8 e 6 horas devido principalmente a rotação da Terra. Há ainda variações menores devido às marés lunares.

Quando a influência das mares lunares (L) são removidas, estas variações em dias geomagnéticos calmos são conhecidas como variações diurnas ou variações diárias ou ainda campos S_q (do inglês *solar quiet*). Campbell (1997) sugere que o termo variação diurna seja usado apenas para a componente de 24 h dos campos S_q . Outra terminologia usada (Vassal et al., 1998) é de variações regulares (S_R) para as variações observadas para cada dia individualmente, reservando o termo S_q para a média das variações S_R . Como o objetivo desta seção é uma breve exposição sobre este tema, atendo-se apenas aos aspectos mais gerais, todos os termos anteriores podem ser tomados como sinônimos

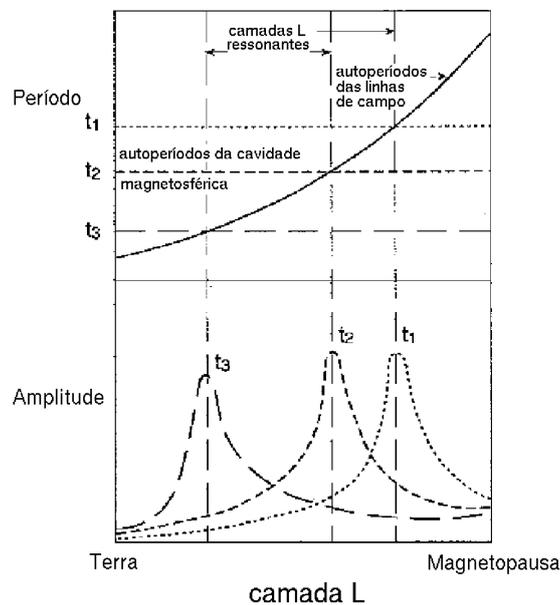


FIGURA 2.6 – Representação do processo de ressonância das linhas de campo devido aos modos de ressonância da cavidade magnetosférica. Na parte superior da figura mostra-se a variação dos autoperíodos das linhas de campo em função da camada L e os autoperíodos da cavidade magnetosférica. A parte inferior mostra as ressonâncias.

FONTE: adaptada de Hughes (1994).

e será usado preferencialmente o termo variação diurna.

A Figura 2.7 mostra o comportamento global das variações diurnas nas três componentes magnéticas $h(t)$, $d(t)$ e $z(t)$ mais o campo total $f(t)$ em diversas latitudes geomagnéticas em função da hora local e das estações do ano: equinócio de março, solstício de junho, equinócio de setembro e solstício de dezembro. Estas variações baseiam-se em um modelo proposto por Hitchman et al. (1998) que por sua vez baseia-se nos dados coletados durante o 1965 *International Year of the Quiet Sun*.

De modo geral, independente da estação, a componente $h(t)$ apresenta um máximo bastante acentuado na região do equador magnético por volta do meio-dia (LT), esta amplificação da componente $h(t)$ é conhecida como eletrojato equatorial. Para latitudes mais altas, a componente $h(t)$ comporta-se de maneira oposta, apresentando um mínimo em torno do meio-dia, no entanto, sua amplitude não é tão acentuada. Com relação a variação sazonal, a componente $h(t)$ em torno do equador apresenta amplitudes máximas nos equinócios. Para altas latitudes, as maiores amplitudes da componente $h(t)$ são observadas nos verões, e as menores amplitudes nos invernos.

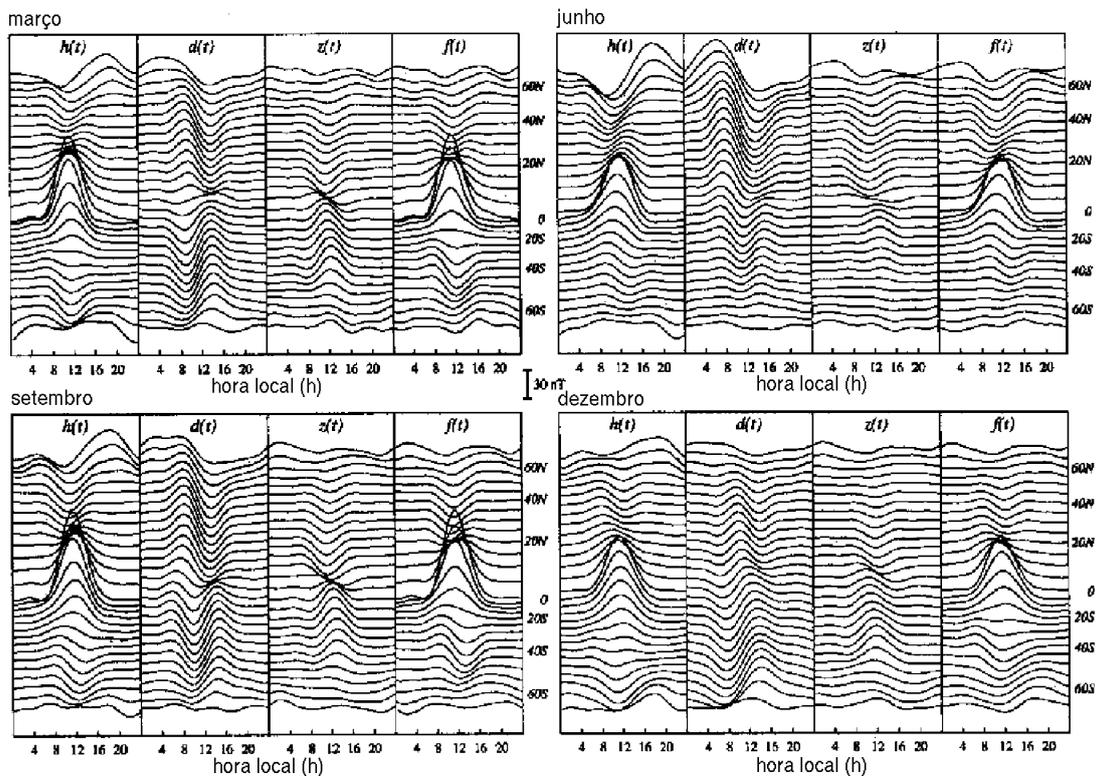


FIGURA 2.7 – Curvas das variações diurnas globais para cada estação do ano em diversas latitudes geomagnéticas.
 FONTE: Hitchman et al. (1998).

A componente $d(t)$ no hemisfério norte apresenta um máximo de manhã e um mínimo a tarde. O oposto ocorre para o hemisfério sul. Nos equinócios, as variações da componente $d(t)$ apresenta uma anti-simetria bastante regular entre os dois hemisférios. No verão, as variações da componente $d(t)$ amplificam-se e no inverno minimizam-se.

Estas características da variação diurna podem ser explicadas por um sistema de correntes equivalente como mostra a Figura 2.8. Estas correntes localizam-se na camada E da ionosfera, onde a condutividade ionosférica alcança o máximo. Os vórtices de corrente sobre ambos os hemisférios da Terra são formados devido aos ventos termosféricos e as marés atmosféricas fazendo com que a atmosfera ionizada se movimente através do campo geomagnético, gerando as correntes elétricas. Como este processo é semelhante ao funcionamento de um dínamo, esta teoria é conhecida como teoria do dínamo atmosférico.

O ângulo de incidência dos raios solares sobre a Terra tem grande influência nos ventos termosféricos, sendo controlados principalmente pelas estações do ano e as latitudes geográficas. Sua incidência uniforme durante os equinócios explica em grande parte a simetria observada nas variações diurnas. Por outro lado, a maior incidência dos raios

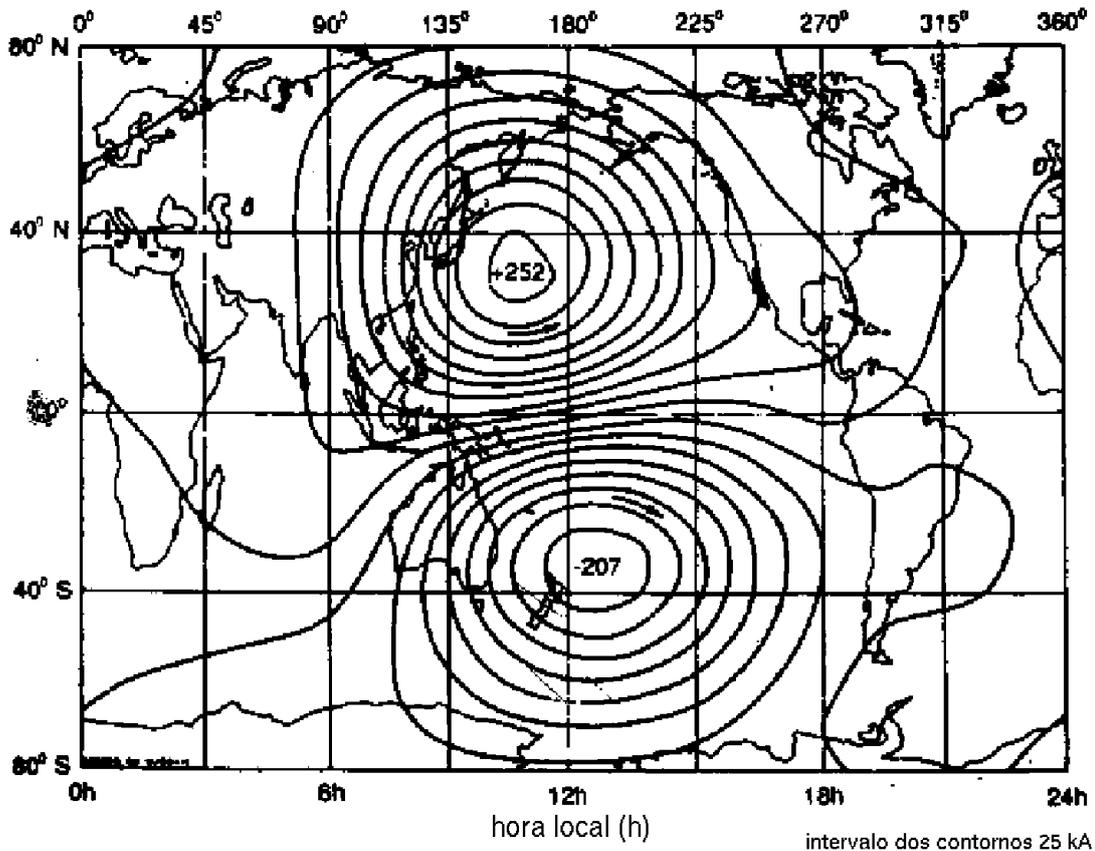


FIGURA 2.8 – Modelo das correntes responsáveis pela variação diurna para o equinócio de setembro.

FONTE: Rao (1997).

solares no solstício de verão explica as assimetrias observadas nestes períodos (veja a Figura 2.7).

As latitudes geomagnéticas também influenciam nas variações diurnas. Um dos efeitos mais notórios é o eletrojato equatorial na região do equador magnético. Nesta região o campo geomagnético é horizontal e as correntes dos dois vórtices hemisféricos alinham-se no sentido oeste para leste, propiciando a formação de uma corrente Hall vertical para baixo. Esta corrente é inibida nos limites da camada E devido ao contraste de condutividade, criando uma polarização nos limites desta camada e, conseqüentemente, produzindo um campo elétrico vertical para cima. A interação deste campo elétrico vertical com o magnético horizontal cria uma corrente Hall horizontal de oeste para leste, ampliando ainda mais as correntes dos dois vórtices nesta região.

A atividade solar também influencia as variações diurnas que tendem a ser mais intensas nos períodos de maior atividade solar.

2.2 Indução Eletromagnética

2.2.1 Indução Eletromagnética em um Semi-espço Infinito

Os fenômenos eletromagnéticos são regidos pelas equações de Maxwell dadas por (em unidades do SI):

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{E} + \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} &= 0; & \nabla \cdot \mathbf{B} &= 0; \\ \nabla \times \mathbf{H} - \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} &= \mathbf{J}; & \nabla \cdot \mathbf{D} &= \varrho;\end{aligned}$$

No caso particular das interações das ondas eletromagnéticas (EM) de fontes naturais com o interior da Terra, pode-se fazer algumas simplificações que serão expostas e justificadas em seguida.

A permeabilidade magnética do meio pode ser tomada como sendo a do espaço livre dada por $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ [H/m].

Essa aproximação é válida para a maioria das rochas da crosta e manto. No entanto, deve-se ter cuidado ao aplicar esta aproximação para as rochas basálticas, cuja suscetibilidade magnética pode chegar a 0,145 e, portanto, $\mu_{basalto} \sim 1,17\mu_0$. Contudo, mesmo neste caso extremo, o erro ao fazer $\mu \sim \mu_0$ aparenta ser apenas de segunda ordem (Padilha et al., 1992). O programa de modelagem 1D desenvolvido por Yadav e Lal (1997) pode ser usado para verificar esta influência.

Os campos EM naturais são pouco intensos, podendo-se usar as relações constitutivas:

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E}; \quad \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{H}; \quad \mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}.$$

Este resultado segue da polarização \mathbf{P} e da magnetização \mathbf{M} responderem linearmente aos campos EM fracos de baixa frequência. Note-se também que os meios são tomados como isotrópicos. Embora os meios anisotrópicos sejam importantes em algumas situações (veja, por exemplo, Bahr e Duba, 2000; Ji et al., 1996) eles não serão abordados neste trabalho.

Assume-se uma dependência temporal harmônica dada por $e^{i\omega t}$.

Não se perde em generalidade ao tratar apenas de uma frequência, pois uma série temporal pode ser decomposta em seus vários harmônicos através de uma transformada de Fourier, analisando-se então cada frequência em separado. Em todo este trabalho assume-se implicitamente a dependência com a frequência dos campos EM.

Não há cargas livres no meio ($\rho \simeq 0$).

Isto ocorre porque o interior da Terra poder ser considerado um bom condutor na faixa de frequência em que as sondagens MT são realizadas ($f < 10^4$ Hz). Neste caso as cargas livres são rapidamente dispersadas, acumulando-se apenas nos limites do meio. Por bom condutor entende-se os meios em que é válida a relação $\sigma \gg \varepsilon\omega$.

As equações de Maxwell podem então ser reescritas da seguinte forma:

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\mu_0 \mathbf{H} = 0 \quad (2.1a)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} - (i\omega\varepsilon + \sigma) \mathbf{E} = 0 \quad (2.1b)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (2.1c)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (2.1d)$$

Através das Equações de Maxwell, pode-se chegar facilmente a equação de onda. Em seguida, mostra-se a dedução para o campo magnético; a equação para o campo elétrico obtém-se de maneira análoga.

Inicia-se aplicando o rotacional à Equação (2.1b):

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} - (i\omega\varepsilon + \sigma) \nabla \times \mathbf{E} = 0$$

Pela Equação (2.1a), vê-se que $\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu_0\mathbf{H}$, obtendo-se:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{H} + i\omega\mu_0 (i\omega\varepsilon + \sigma) \mathbf{H} = 0$$

Usando a identidade vetorial $\nabla \times \nabla \times \mathbf{a} = \nabla\nabla \cdot \mathbf{a} - \nabla^2\mathbf{a}$ e a Equação (2.1c), o resultado anterior pode ser expresso como:

$$\nabla^2\mathbf{H} - k^2\mathbf{H} = 0 \quad (2.2)$$

onde:

$$k^2 = i\omega\mu_0 (i\omega\varepsilon + \sigma) \quad (2.3a)$$

e em um bom condutor ($\sigma \gg \varepsilon\omega$):

$$k^2 = i\omega\mu_0\sigma \quad (2.3b)$$

A Equação (2.2) é a representação usual da equação de onda para o campo magnético. Procedendo de modo análogo para o campo elétrico, chega-se no mesmo tipo de equação. A solução básica para a equação de onda é a onda plana que, para o campo magnético e elétrico respectivamente, é dada por:

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}) = \mathbf{H}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} + \mathbf{H}^- e^{+\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} \quad (2.4a)$$

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}) = \mathbf{E}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} + \mathbf{E}^- e^{+\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} \quad (2.4b)$$

onde \mathbf{k} é o vetor de onda cujo módulo é definido na Equação (2.3). Enquanto que \mathbf{H}^+ , \mathbf{H}^- , \mathbf{E}^+ e \mathbf{E}^- são vetores constantes. Como se verá logo adiante, o sobrescrito “+” indica que o sentido de propagação da onda é na direção do vetor \mathbf{k} e o sobrescrito “-”, na direção oposta.

No caso em estudo desta seção, o semi-espaco infinito, o segundo termo das Equações (2.4a) e (2.4b) diverge e, portanto, \mathbf{H}^- e \mathbf{E}^- devem ser iguais a zero. Com isto a Equação (2.4) toma a seguinte forma:

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}) = \mathbf{H}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} \quad (2.5a)$$

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}) = \mathbf{E}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} \quad (2.5b)$$

Convém explicitar o valor de k em um meio condutor. Pela própria definição dada

anteriormente, este valor se obtém da Equação (2.3b), ou seja:

$$k = (i\omega\mu_0\sigma)^{1/2} = \sqrt{\omega\mu_0\sigma} e^{i\frac{\pi}{4}} = \sqrt{\frac{\omega\mu_0}{2\rho}} (1 + i) = \frac{(1 + i)}{\delta} \quad (2.6)$$

onde ρ é a resistividade do meio (a recíproca da condutividade) e δ é chamada de espessura pelicular dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} \quad (2.7)$$

Substituindo a Equação (2.6) nas Equações (2.5a) e (2.5b), mostra-se que a espessura pelicular corresponde a distância na qual os campos EM são atenuados em $e^{-1} \sim 37\%$. A espessura pelicular controla a penetração da onda EM em um meio condutor, sendo esta penetração tanto maior quanto mais resistivo for o meio e quanto maior for o período da onda EM.

A utilização da solução de onda plana impõe que o campo EM natural seja uniforme em distâncias da ordem de várias espessuras peliculares. Madden e Nelson (1964) mostraram, a partir de dados experimentais, que a hipótese da onda plana é normalmente satisfeita pelo sinal natural.

Algumas propriedades importantes da solução de onda plana podem ser obtidas levando-se em conta que as Equações (2.5) devem satisfazer as Equações de Maxwell para serem soluções fisicamente válidas. Estas propriedades são facilmente obtidas levando-se em conta as seguintes igualdades:

$$\nabla (e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}) = -e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}\mathbf{k} \quad (2.8a)$$

$$\nabla \times (\mathbf{C}f(\mathbf{r})) = -\mathbf{C} \times \nabla f(\mathbf{r}) \quad (2.8b)$$

$$\nabla \cdot (\mathbf{C}f(\mathbf{r})) = \mathbf{C} \cdot \nabla f(\mathbf{r}) \quad (2.8c)$$

para \mathbf{C} constante.

Pode-se mostrar, por exemplo, que o vetor de onda \mathbf{k} é perpendicular ao campo magnético ($\mathbf{H} \cdot \mathbf{k} = 0$) substituindo a Equação (2.5a) em (2.1c) e usando as fórmulas das Equações (2.8c) e (2.8a). Análogamente, obtém-se que o vetor de onda também é ortogonal ao campo elétrico.

Outro resultado importante se obtém substituindo a Equação (2.5) na Equação (2.1b) e utilizando-se da igualdade da Equação (2.3a), obtendo:

$$\nabla \times (\mathbf{H}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}) = \frac{k^2}{i\omega\mu_0} \mathbf{E}^+ e^{-\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}$$

Usando-se as igualdades (2.8b) e (2.8a) a equação anterior torna-se:

$$\mathbf{E} = \frac{i\omega\mu_0}{k} \mathbf{H} \times \frac{\mathbf{k}}{k}$$

Por fim, definindo $Z = i\omega\mu_0/k$ e $\hat{\mathbf{k}} = \mathbf{k}/k$, isto é, o versor de \mathbf{k} , a equação anterior torna-se:

$$\mathbf{E} = Z\mathbf{H} \times \hat{\mathbf{k}} \quad (2.9)$$

A Equação (2.9) mostra que o campo elétrico é perpendicular ao campo magnético e ao vetor de onda. Por outro lado, já se indicou que o campo magnético é perpendicular ao vetor de onda, logo, estes vetores são ortogonais entre si. Mais do que isto, os versores destes vetores formam uma base ortogonal dextrôgena, isto é, $\hat{\mathbf{k}} = \hat{\mathbf{E}} \times \hat{\mathbf{H}}$. Agora fica evidente que o vetor de onda indica a direção do fluxo de energia da onda EM que é dada pelo vetor de Poynting ($\mathbf{S} = \mathbf{E} \times \mathbf{H}$).

Como os vetores da Equação (2.9) são ortogonais, chega-se facilmente que Z é igual à razão dos módulos do campo elétrico pelo magnético, explicitamente:

$$Z = \frac{|\mathbf{E}|}{|\mathbf{H}|} = \frac{i\omega\mu_0}{k} \quad (2.10)$$

Esta razão é conhecida como impedância intrínseca do meio, por ser válida em qualquer ponto, caracterizando o meio (não depende de \mathbf{r}). A impedância intrínseca pode ser reescrita de uma maneira mais conveniente, usando-se o resultado da Equação (2.6):

$$Z = \frac{i\omega\mu_0}{k} = \frac{i\omega\mu_0}{(1+i)} \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} = \frac{i(1-i)}{2} \sqrt{2\omega\mu_0\rho} = \sqrt{\frac{\omega\mu_0\rho}{2}}(1+i) = \sqrt{\omega\mu_0\rho}e^{i\frac{\pi}{4}} \quad (2.11)$$

Comparando o resultado anterior com a Equação (2.9), vê-se que a diferença de fase entre os campos elétrico e magnético é de 45° em um semi-espaço infinito. Também pode-se obter o valor da resistividade do meio pela equação anterior, explicitamente:

$$\rho = \frac{ZZ^*}{\omega\mu_0} \quad (2.12)$$

onde “*” indica o complexo conjugado.

A essência do método magnetotélico (MT) para a exploração do interior da Terra está na espessura pelicular (Equação 2.7) e na resistividade (Equação 2.12). A primeira indica a que profundidade se está sondando e a segunda fornece a resistividade nesta região.

Obviamente, ao se procurar explorar a resistividade do interior do planeta, o modelo

estudado nesta seção (o semi-espaço infinito) não faz muito sentido. No entanto, mesmo para modelos mais realistas, a resistividade encontrada pela Equação (2.12) é utilizada para apresentar os resultados através da impedância obtida pela razão dos campos \mathbf{E} e \mathbf{H} medidos na superfície que, em geral, é distinta da impedância intrínseca do meio definida anteriormente. Para explicitar melhor esta distinção, define-se impedância aparente (Z_a) como aquela obtida da razão entre os módulos do campo elétrico e magnético em uma superfície. Esta razão só será igual à impedância intrínseca (Equação 2.11) se o espaço abaixo desta superfície puder ser aproximado a um semi-espaço infinito. Desta forma, a resistividade obtida a partir de Z_a é uma resistividade aparente (ρ_a) que varia com a frequência, dada por:

$$\rho_a = \frac{Z_a Z_a^*}{\omega \mu_0} \quad (2.13)$$

Em termos gerais, a resistividade aparente pode ser entendida como a média da resistividade no interior da Terra em algumas espessuras peliculares. Na seção seguinte será mostrado como a impedância aparente medida em uma superfície se relaciona com as impedâncias intrínsecas das camadas inferiores em um modelo de Terra Estratificada. Mas antes será conveniente mostrar que a onda EM se propaga perpendicularmente à superfície da Terra no modelo de semi-espaço infinito e da Terra estratificada. Isto pode ser verificado pela Lei de Snell:

$$k_a \text{sen} \theta_a = k_t \text{sen} \theta_t$$

onde os índices ‘a’ e ‘t’ referem-se à atmosfera neutra e ao interior da Terra respectivamente, enquanto θ é o ângulo do vetor de onda com a normal em cada um dos meios, como mostra a Figura (2.9). Para baixas frequências, $k_a/k_t \sim 0$ e, portanto, $\text{sen} \theta_t \sim 0 \Rightarrow \theta_t \sim 0^\circ$.

2.2.2 Terra estratificada

Considere-se uma Terra estratificada como mostra a Figura (2.10). Como visto na seção anterior, a onda EM propaga-se verticalmente para baixo ao penetrar na Terra, convém então fazer $\mathbf{k} = k\hat{\mathbf{z}}$. Por outro lado, foi mostrado que $\hat{\mathbf{k}} = \hat{\mathbf{E}} \times \hat{\mathbf{H}}$, portanto, tem-se $\mathbf{E} = E_x \hat{\mathbf{x}}$ e $\mathbf{H} = H_y \hat{\mathbf{y}}$. Por fim, deve-se notar que a cada interface entre as camadas, parte da onda EM é refletida, deslocando-se no sentido negativo do eixo z . Esta componente corresponde ao segundo termo da Equação (2.4). Desta forma, o campo EM na m -ésima camada pode ser representado da seguinte maneira:

$$\begin{aligned} E_{x,m}(z) &= Z_m [H_m^+ e^{-k_m(z-z_m)} - H_m^- e^{+k_m(z-z_m)}] \\ H_{y,m}(z) &= H_m^+ e^{-k_m(z-z_m)} + H_m^- e^{+k_m(z-z_m)} \end{aligned}$$

para $z_m \leq z \leq z_{m+1}$, onde Z_m é a impedância intrínseca do meio dada pela Equação (2.11) e z_m é o limite superior da m -ésima camada.

Convém reforçar a escolha do sobrescrito “+” para indicar a componente da onda EM que se propaga no sentido positivo de z (verticalmente para baixo) e o sobrescrito “-” para indicar o componente que se propaga no sentido oposto. Note-se também que, como a última camada é considerada um semi-espaço infinito, ela não possui a componente “-”, pois não há mais nenhum refletor (interface entre as camadas) para gerá-la. Fisicamente, esta última camada corresponde à camada em que a onda EM é completamente atenuada.

O sistema anterior pode ser convenientemente representado em notação matricial.

$$\begin{bmatrix} E_{x,m}(z) \\ H_{y,m}(z) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_m e^{-k_m(z-z_m)} & -Z_m e^{+k_m(z-z_m)} \\ e^{-k_m(z-z_m)} & e^{+k_m(z-z_m)} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_m^+ \\ H_m^- \end{bmatrix} \quad (2.14)$$

Nos limites $z = z_m$ os campos devem ser iguais para satisfazer as condições de contorno, ou seja:

$$E_{x,m}(z_m) = E_{x,m+1}(z_m) = E_x(z_m) \quad (2.15a)$$

$$H_{y,m}(z_m) = H_{y,m+1}(z_m) = H_y(z_m) \quad (2.15b)$$

onde o subscrito m do campo EM da última igualdade foi removido, uma vez que nos limites não é necessário distinguir as camadas.

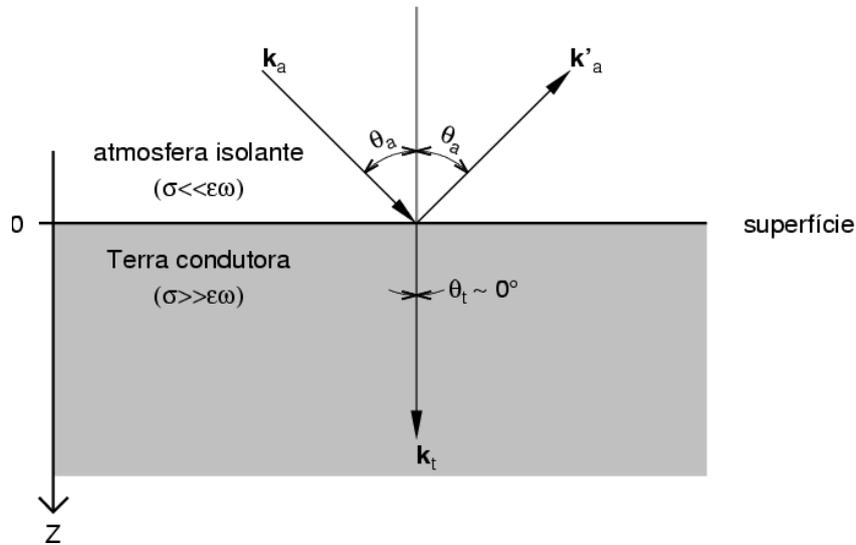


FIGURA 2.9 – Representação de uma onda plana atingindo a superfície da Terra. \mathbf{k}_a - vetor de onda incidente; \mathbf{k}'_a - vetor de onda refletido; \mathbf{k}_t - vetor de onda refratado. Os subscritos ‘a’ e ‘t’ referem-se ao meio em que a onda está propagando-se: a atmosfera e o interior da Terra respectivamente.

Utilizando a Equação (2.14), pode-se calcular os campos EM nos limites superior e inferior de cada camada ($z = z_m$ e $z = z_{m+1}$), obtendo-se:

$$\begin{bmatrix} E_x(z_m) \\ H_y(z_m) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_m & -Z_m \\ 1 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_m^+ \\ H_m^- \end{bmatrix} \quad (2.16)$$

$$\begin{bmatrix} E_x(z_{m+1}) \\ H_y(z_{m+1}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_m e^{-k_m h_m} & -Z_m e^{+k_m h_m} \\ e^{-k_m h_m} & e^{+k_m h_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_m^+ \\ H_m^- \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

onde $h_m = z_{m+1} - z_m$, como mostra a Figura (2.10).

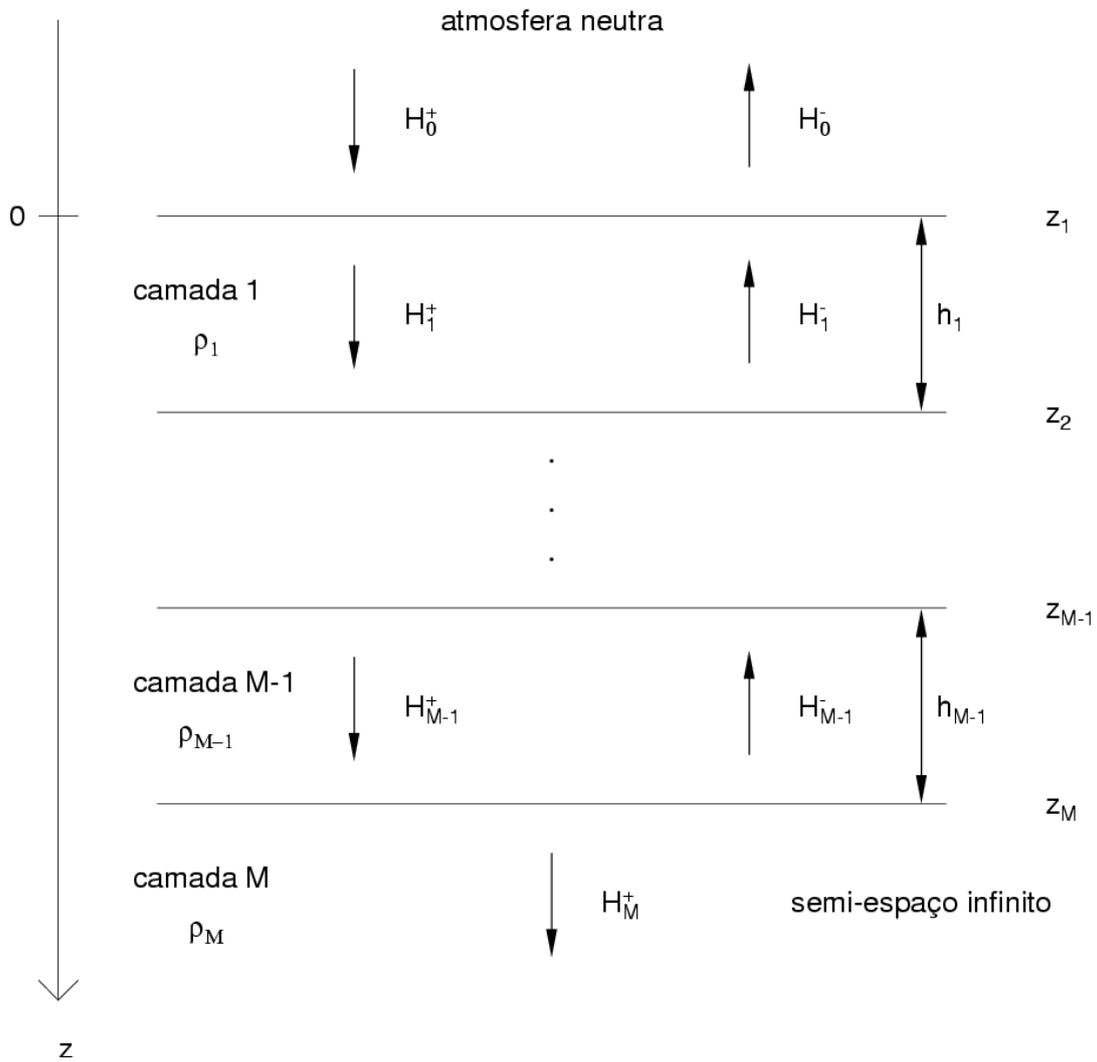


FIGURA 2.10 – Modelo da Terra estratificada

Invertendo a Equação (2.17), tem-se:

$$\begin{aligned}
\begin{bmatrix} H_m^+ \\ H_m^- \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} Z_m e^{-k_m h_m} & -Z_m e^{+k_m h_m} \\ e^{-k_m h_m} & e^{+k_m h_m} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} E_x(z_{m+1}) \\ H_y(z_{m+1}) \end{bmatrix} \\
\begin{bmatrix} H_m^+ \\ H_m^- \end{bmatrix} &= \frac{1}{2Z_m} \begin{bmatrix} e^{+k_m h_m} & -e^{-k_m h_m} \\ Z_m e^{+k_m h_m} & Z_m e^{-k_m h_m} \end{bmatrix}^T \begin{bmatrix} E_x(z_{m+1}) \\ H_y(z_{m+1}) \end{bmatrix} \\
&= \frac{1}{2} \begin{bmatrix} e^{+k_m h_m}/Z_m & e^{+k_m h_m} \\ -e^{-k_m h_m}/Z_m & e^{-k_m h_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x(z_{m+1}) \\ H_y(z_{m+1}) \end{bmatrix}
\end{aligned} \tag{2.18}$$

Substituindo a Equação (2.18) na Equação (2.16) obtém-se:

$$\begin{aligned}
\begin{bmatrix} E_x(z_m) \\ H_y(z_m) \end{bmatrix} &= \frac{1}{2} \begin{bmatrix} Z_m & -Z_m \\ 1 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} e^{+k_m h_m}/Z_m & e^{+k_m h_m} \\ -e^{-k_m h_m}/Z_m & e^{-k_m h_m} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x(z_{m+1}) \\ H_y(z_{m+1}) \end{bmatrix} \\
&= \begin{bmatrix} \cosh(k_m h_m) & Z_m \sinh(k_m h_m) \\ \sinh(k_m h_m)/Z_m & \cosh(k_m h_m) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x(z_{m+1}) \\ H_y(z_{m+1}) \end{bmatrix}
\end{aligned} \tag{2.19}$$

A Equação (2.19) pode ser vista como uma função de transferência que aplica aos campos EM os efeitos de atenuação da camada m , onde a entrada são os campos no limite inferior ($z = z_{m+1}$) e a saída são os campos no limite superior ($z = z_m$). Como os campos EM são iguais nos limites entre as camadas (ver Equação 2.15), pode-se relacionar o campo EM na superfície ($z = z_1$) com o campo EM no limite mais profundo ($z = z_M$) através de uma produtória da função de transferência:

$$\begin{bmatrix} E_x(z_1) \\ H_y(z_1) \end{bmatrix} = \prod_{m=1}^{M-1} \begin{bmatrix} \cosh(k_m h_m) & Z_m \sinh(k_m h_m) \\ \sinh(k_m h_m)/Z_m & \cosh(k_m h_m) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_x(z_M) \\ H_y(z_M) \end{bmatrix}$$

A produtória resulta em uma matriz $P_{(2 \times 2)}$ de modo que relação dada pela equação anterior pode ser explicitada na forma:

$$\begin{aligned}
E_x(z_1) &= p_{11} E_x(z_M) + p_{12} H_y(z_M) \\
H_y(z_1) &= p_{21} E_x(z_M) + p_{22} H_y(z_M)
\end{aligned}$$

Podendo-se então calcular a impedância aparente na superfície:

$$Z_a(z_1) = \frac{E_x(z_1)}{H_y(z_1)} = \frac{p_{11} E_x(z_M) + p_{12} H_y(z_M)}{p_{21} E_x(z_M) + p_{22} H_y(z_M)} = \frac{p_{11} Z_a(z_M) + p_{12}}{p_{21} Z_a(z_M) + p_{22}}$$

Note-se que a impedância $Z_a(z_M)$ é a impedância na superfície de um semi-espaco infinito que é igual a impedância intrínseca do meio Z_M , dada pela Equação (2.11). Desta forma

a impedância na superfície fica completamente determinada, ou seja:

$$Z_a(z_1) = \frac{p_{11}Z_M + p_{12}}{p_{21}Z_M + p_{22}} \quad (2.20)$$

2.3 Princípios Básicos do Processamento dos Dados

A obtenção de informações geológicas através dos dados MT depende muito da estimativa dos elementos da matriz de impedância com a maior precisão e acurácia possíveis. Para isto desenvolveram-se várias técnicas de análise espectral baseadas no método dos mínimos quadrados, métodos robustos e de referência remota (RR). Nesta seção será feita uma breve descrição destes métodos, mas convém fazer primeiro alguns comentários sobre a preparação dos dados e uma exposição simplificada de como se obtém os elementos do Tensor de Impedância.

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

Será usada a seguinte nomenclatura para representar estes subgrupos: para o campo elétrico na direção x do primeiro subgrupo, a transformada de Fourier é representada por E_{x1} , deixando implícito sua dependência a uma dada frequência. Para se obter os elementos do Tensor de Impedância, será considerado o caso mais simples em que há dois subgrupos independentes, o que equivale a dizer que os campos medidos são não-polarizados. Pode-se então escrever um sistema da forma:

$$E_{x1} = Z_{xx}H_{x1} + Z_{xy}H_{y1} \quad (2.21a)$$

$$E_{x2} = Z_{xx}H_{x2} + Z_{xy}H_{y2} \quad (2.21b)$$

De onde se obtém o valor de Z_{xy} dado por:

$$Z_{xy} = \frac{\begin{vmatrix} H_{x1} & E_{x1} \\ H_{x2} & E_{x2} \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} H_{x1} & H_{y1} \\ H_{x2} & H_{y2} \end{vmatrix}} \quad (2.22)$$

com $H_{x1}H_{y2} - H_{x2}H_{y1} \neq 0$

Através de procedimentos análogos, obtém-se os demais componentes do tensor de impedância. A condição do denominador não ser nulo expressa a representação matemática da suposição de que os subgrupos são independentes.

No entanto, para alcançar um melhor resultado estatístico, convém utilizar todos os N dados independentes obtidos em uma dada frequência. Isto será feito nas próximas seções.

2.3.1 Mínimos Quadrados

O método dos mínimos quadrados é o procedimento clássico para obterem-se os elementos de uma função de transferência, que neste caso particular é o Tensor de Impedância. Ele consiste na minimização de uma função erro definida por:

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^N |E_{xi} - (Z_{xx}H_{xi} + Z_{xy}H_{yi})|^2 \quad (2.23)$$

Isto é feito igualando-se a zero a derivada da função ε em relação à Z_{xx} , fazendo-se depois o mesmo para Z_{xy} . Obtém-se assim:

$$\sum_{i=1}^N E_{xi}H_{xi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi}H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi}H_{xi}^* \quad (2.24)$$

$$\sum_{i=1}^N E_{xi}H_{yi}^* = Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi}H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi}H_{yi}^* \quad (2.25)$$

Nota-se que as somatórias representam os auto espectros e espectros cruzados do espectro de densidade. As Equações (2.24) e (2.25) são mais convenientemente representadas pela

seguinte notação matricial:

$$(\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E}_x) = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H}) \hat{\mathbf{Z}}_x \quad (2.26)$$

onde,

$$\mathbf{E}_x = \begin{bmatrix} E_{x1} \\ \vdots \\ E_{xN} \end{bmatrix} \quad \mathbf{H} = \begin{bmatrix} H_{x1} & H_{y1} \\ \vdots & \vdots \\ H_{xN} & H_{yN} \end{bmatrix} \quad \hat{\mathbf{Z}}_x = \begin{bmatrix} \hat{Z}_{xx} \\ \hat{Z}_{xy} \end{bmatrix}$$

e o símbolo \dagger representa a hermitiana da matriz e “ $\hat{}$ ” indica a estimativa mensurada de \mathbf{Z}_x .

$\hat{\mathbf{Z}}_x$ é facilmente obtido da Equação (2.26) e é dado por:

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E}_x) \quad (2.27)$$

De modo análogo, obtém-se as demais componentes do tensor de impedância. Sims et al. (1971) mostraram que estas estimativas dos elementos do tensor têm um desvio para baixo devido ao ruído aleatório em \mathbf{H} . Para ilustrar este fato, considere-se o caso unidimensional com uma fonte não-polarizada. Neste caso $\sum_{i=1}^N E_x H_x^*$ e $\sum_{i=1}^N H_y H_x^*$ tendem a zero. Com isso, Z_{xx} torna-se desprezível e Z_{xy} simplifica-se em:

$$Z_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^N E_x H_y^*}{\sum_{i=1}^N H_y H_y^*} \quad (2.28)$$

onde os canais eletromagnéticos medidos são considerados como sendo a soma do sinal eletromagnético que satisfaz a Equação (2.21) mais um ruído, na forma:

$$E_x = E_{xs} + E_{xr}, \quad (2.29)$$

e de modo análogo para E_y , H_x e H_y . Assume-se que os ruídos são aleatórios, independentes do sinal e uns dos outros. Neste caso, o valor esperado para Z_{xy} será

da forma:

$$\hat{Z}_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^N E_{xs} H_{ys}^*}{\sum_{i=1}^N H_{ys} H_{ys}^* + \sum_{i=1}^N H_{yr} H_{yr}^*}$$

$$\hat{Z}_{xy} = \frac{Z_{xy}}{(1 + \text{razão ruído-sinal de } H_y)} \quad (2.30)$$

Portanto, quanto mais ruidoso for o sinal magnético, maior será o desvio para baixo do valor estimado de Z_{xy} e, conseqüentemente, da resistividade aparente calculada pela Equação (2.12). Sims et al. (1971) também mostraram que, refazendo os cálculos partindo do tensor de admitância, ao invés do de impedância, a resistividade aparente estimada terá um desvio para cima devido ao ruído nos canais elétricos. Deste modo, o método dos mínimos quadrados estima um limite máximo e mínimo para a resistividade aparente e, esperançosamente, a resistividade aparente “verdadeira” estará entre estes dois limites.

Infelizmente, o sinal eletromagnético raramente segue as premissas sobre o ruído e o sinal indicadas na Equação (2.29), ao menos em parte dos dados. Uma fonte de sinal mais complexa provavelmente não seguirá a relação linear dada pela Equação (2.21) e a condição de que o ruído siga uma distribuição gaussiana nem sempre é mantida. Os métodos baseados em mínimos quadrados normalmente reagem abruptamente a estas inadequações ao modelo, obtendo valores de baixa qualidade para a resistividade aparente. Este resultado aparece em diversos trabalhos sobre estimativa da função de transferência, sendo revisado por Jones et al. (1989).

2.3.2 Referência Remota

O método de RR para sondagens MT foi proposto por Gamble et al. (1979) e segue, em linhas gerais, o mesmo procedimento do método de mínimos quadrados. A diferença básica está em que ele usa o sinal magnético coletado em uma estação remota para o cálculo dos espectros cruzados do espectro de densidade. A preferência do uso do sinal magnético ao sinal elétrico deve-se principalmente a dois fatores. Primeiro, o sinal magnético normalmente é menos ruidoso que o sinal elétrico. Segundo, ele é pouco afetado pela geologia da região, de modo que a geologia da região onde está a estação remota não precisa ser levada em conta. Denotando o campo magnético medido na estação remota por \mathbf{H}_R , a Equação (2.27) toma a forma:

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{E}_x) \quad (2.31)$$

Neste caso, como não há auto espectro e mantendo-se as hipóteses sobre a natureza dos ruídos, as resistividades estimadas não sofrem nenhum tipo de desvio, apenas a flutuação estatística da qual pode-se estimar os erros dos valores de resistividade. No entanto, o método de RR, como o de mínimos quadrados, não é robusto, produzindo também dados de baixa qualidade quando os ruídos ou a fonte do sinal não seguem as premissas do método MT.

2.3.3 Métodos Robustos

Por métodos robustos entende-se aqueles procedimentos estatísticos que são relativamente insensíveis à presença moderada de dados ruins ou a inadequações ao modelo, e que reagem gradualmente ao invés de abruptamente a estas perturbações. Nas sondagens de indução eletromagnética, estes métodos foram introduzidos como um processo iterativo de mínimos quadrados ponderados (Egbert e Booker, 1986; Chave et al., 1987). Neste caso, a Equação (2.27) toma a forma:

$$\hat{\mathbf{Z}}_x = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{E}_x) \quad (2.32)$$

onde \mathbf{W} é uma matriz diagonal $N \times N$ cujos elementos são os pesos atribuídos a cada subgrupo. Normalmente estes pesos são escolhidos de modo que a parte central da distribuição seja gaussiana, enquanto as extremidades são laplacianas. Egbert e Booker (1986) e Chave e Thomson (1989) usam os seguintes pesos:

$$W_i = \begin{cases} 1 & \text{se } |r_i| \leq r_0, \\ r_0/|r_i| & \text{se } |r_i| > r_0. \end{cases} \quad (2.33)$$

onde $r_0 = 1,5$ e r_i é dado por:

$$r_i = \frac{E_{xi} - (Z_{xx}H_{xi} + Z_{xy}H_{yi})}{\hat{\sigma}} \quad (2.34)$$

onde $\hat{\sigma}$ é uma estimativa da escala típica do erro.

Note que $\hat{\mathbf{Z}}$ estimado pela Equação (2.32) minimiza uma função erro ponderada dada

por:

$$\varepsilon = \sum_{i=1}^N W_i |E_{xi} - (Z_{xx}H_{xi} + Z_{xy}H_{yi})|^2 \quad (2.35)$$

Os pesos da Equação (2.33) têm o ponto de transição em $r_0\hat{\sigma}$. Resíduos inferiores a este valor são tratados normalmente, como no método dos mínimos quadrados. Já para resíduos maiores, os dados são reduzidos pelo fator de escala $\hat{\sigma}$.

O processo iterativo para resolver a Equação (2.32) começa estimando os parâmetros por mínimos quadrados. Os resíduos obtidos são usados para calcular os pesos e faz-se uma nova estimativa de $\hat{\mathbf{Z}}$ pela Equação (2.32). O processo é repetido até obter-se a convergência, que é garantida por Huber (1981).

2.4 Decomposição do Tensor de Impedância

Parte-se da hipótese de que as estruturas geoeletricas regionais de interesse podem ser aproximadas por uma estrutura bidimensional (2D), com as resistividades variando com a profundidade e em umas das direções horizontais. No sistema de coordenadas natural, ou seja, em que um dos eixos é paralelo (por exemplo, o eixo x) e o outro perpendicular às estruturas geoeletricas, as Equações de Maxwell se desacoplam em dois modos: o transversal elétrico (TE) e o transversal magnético (TM). Com isto o tensor de impedância toma a seguinte forma simplificada:

$$\mathbf{Z}_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ -Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad (2.36)$$

No entanto, ao realizar-se uma sondagem MT, não se sabe qual é a direção das estruturas geoeletricas. Portanto, o tensor de impedância medido \mathbf{Z}_{med} será provavelmente o tensor \mathbf{Z}_{2D} rotacionado por um ângulo θ , ou seja:

$$\mathbf{Z}_{med} = \mathbf{R}(\theta)\mathbf{Z}_{2D}\mathbf{R}^T(\theta) \quad (2.37)$$

onde:

$$\mathbf{R}(\theta) = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\text{sen } \theta \\ \text{sen } \theta & \cos \theta \end{bmatrix}$$

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

diagonal principal.

É conveniente introduzir as seguintes impedâncias modificadas:

$$\begin{aligned}
 \alpha_0 &= Z_{xx} + Z_{yy} \\
 \alpha_1 &= Z_{xy} + Z_{yx} \\
 \alpha_2 &= Z_{xy} - Z_{yx} \\
 \alpha_3 &= Z_{xx} - Z_{yy}
 \end{aligned} \tag{2.38}$$

sendo que α_0 e α_2 são invariantes rotacionais.

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

$$\kappa = \frac{|\alpha_0|}{|\alpha_2|} \ll 1 \tag{2.39}$$

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

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

$$\begin{aligned}
 \mathbf{Z}_{dist} &= \mathbf{D}\mathbf{Z}_{2D} \\
 &= \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} \\ d_{21} & d_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ -Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \\
 &= \begin{bmatrix} -d_{12}Z_{TM} & d_{11}Z_{TE} \\ -d_{22}Z_{TM} & d_{21}Z_{TE} \end{bmatrix}
 \end{aligned} \tag{2.40}$$

A Equação (2.40) mostra que, mesmo no sistema natural de coordenadas, a diagonal principal do tensor de impedância não tende a se anular, como no caso do modelo 2D puro (Equação 2.36). No entanto, vê-se que a primeira coluna do tensor possui apenas o

modo TM e a segunda, o modo TE. Suas amplitudes sofrem uma distorção que independe da frequência conhecido como deslocamento estático (*static shift*), mas as fases ficam inalteradas. Logo, o novo critério para se achar a direção das estruturas geoeletricas regionais é o ângulo de rotação que faz com que os elementos de cada coluna do tensor de impedância tenham a mesma fase. Este processo foi proposto por Bahr (1988). Neste mesmo trabalho, Bahr mostra que quando este modelo é válido o seguinte parâmetro tende a zero:

$$C = [\alpha_3, \alpha_1] - [\alpha_0, \alpha_2]$$

onde $[\alpha_i, \alpha_j]$ é um comutador definido como:

$$[\alpha_i, \alpha_j] = \Re(\alpha_i)\Im(\alpha_j) - \Im(\alpha_i)\Re(\alpha_j) = \Im(\alpha_j\alpha_i^*)$$

Pode-se então definir um *skew regional* η dado por:

$$\eta = \frac{\sqrt{C}}{\alpha_2} \quad (2.41)$$

Analogamente ao *skew local*, $\eta \ll 1$ se o modelo de distorção apresentado acima for válido e também é um invariante rotacional.

Na prática, o método proposto por Bahr (1988) apresenta algumas dificuldades, pois o ângulo de rotação normalmente é um parâmetro muito instável, apresentando uma grande dispersão com as frequências e tornando difícil a avaliação da direção das estruturas geoeletricas. Um método alternativo para resolver o problema da distorção causada por \mathbf{D} foi proposto por Groom e Bailey (1989). Neste caso, a matriz \mathbf{D} é fatorada da seguinte forma:

$$\mathbf{D} = g\mathbf{TSA} \quad (2.42)$$

onde:

$$\mathbf{T} = \begin{bmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{bmatrix}$$

são os tensores *twist*, *shear* e *anisotropia* respectivamente, e o fator g é um ganho escalar local. O tensor *twist* equivale a uma rotação do campo elétrico no sentido horário por um ângulo $\tan^{-1} t$. O tensor *shear* produz uma anisotropia rotacionando um vetor sobre

o eixo x por um ângulo $\tan^{-1} e$ no sentido horário e um vetor sobre o eixo y pelo mesmo ângulo, mas no sentido anti-horário. Devido a esta relação com rotações, os parâmetros t e e são apresentados pelos seus valores de arco tangente em graus, outro ponto importante é que estes dois parâmetros podem ser determinados e separados do tensor \mathbf{Z}_{2D} . Já o tensor *anisotropia* causa uma separação entre os modos TE e TM, esta anisotropia não pode ser separada da anisotropia causadas pelas estruturas 2D regionais. Igualmente o ganho g não pode ser definido sem o auxílio de dados extras. Por esta razão, \mathbf{A} e g são incorporados à \mathbf{Z}_{2D} resultando em um tensor de impedância regional $\mathbf{Z}_{regional}$ definido por:

$$\mathbf{Z}_{regional} = g\mathbf{A}\mathbf{Z}_{2D} \quad (2.43)$$

Com isto a Equação (2.37) toma a forma:

$$\mathbf{Z}_{med} = \mathbf{R}(\theta)\mathbf{TS}\mathbf{Z}_{regional}\mathbf{R}^T(\theta) \quad (2.44)$$

Tem-se então 8 parâmetros medidos (amplitude e fase de cada um dos 4 componentes de \mathbf{Z}_{med}) e 7 parâmetros da decomposição (amplitude e fase dos 2 componentes de $\mathbf{Z}_{regional}$, t , e e θ). Este sistema fracamente superestimado pode ser resolvido através de um ajuste de mínimos quadrados.

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

2.5 Funções de Transferência Magnética

Normalmente considera-se que a componente $H_z \simeq 0$, exceto em locais próximos a mudanças laterais de condutividade, casos em que o $\nabla \times \mathbf{E}$ tem uma componente vertical. Há uma relação entre H_z e as componentes horizontais dos campos magnéticos que a qualquer frequência é dada por:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (2.45)$$

onde os elementos T_i são termos complexos pelo fato de poderem incluir deslocamento de fase, sendo denominados funções de transferência magnética (ou *tipper*). Para uma estrutura 2-D alinhada na direção x' , a Equação (2.45) pode ser simplificada para:

$$H_z = T'_{y'} H'_{y'}$$

onde T' representa a inclinação do vetor H' para fora do plano horizontal, sendo que para situações 1-D esse vetor é zero. O ângulo de rotação exigido (θ) pode ser estimado a partir dos dados de campo, determinando-se a direção horizontal, y' , na qual $H(\theta)$ seja altamente coerente com H_z . Além de em alguns casos ajudar a solucionar a ambigüidade na determinação da direção do *strike*, as funções de transferência magnética indicam também qual lado de um contato é mais condutivo.

A forma mais conveniente de representar essas funções de transferência entre as componentes horizontais e vertical do campo magnético é através dos chamados vetores de indução. São elementos reais e imaginários, cuja amplitude (A) e direção (d) são dadas por:

$$A = \sqrt{(T_x)^2 + (T_y)^2}; \quad d = \arctan\left(\frac{T_y}{T_x}\right)$$

com as componentes reais e imaginárias de A e d sendo calculadas respectivamente a partir das partes reais e imaginárias de T_x e T_y .

Os vetores de indução reais, quando revertidos em sua direção, geralmente apontam para zonas de maior condutividade e podem ser usados para localizar essas regiões no interior da Terra. Por ser relativamente insensível a anomalias superficiais de pequena escala que podem distorcer os campos elétricos, esse método (denominado GDS - *Geomagnetic Deep Sounding*) é uma excelente ferramenta para mapeamento e localização de estruturas regionais anômalas.

2.6 Inversão dos Dados

Normalmente o método MT procura descrever a estrutura geoeétrica da Terra através de uma malha de espaçamento aritmético na direção horizontal e geométrico na direção vertical, atribuindo a cada bloco um parâmetro geofísico, no caso a resistividade. O vetor de parâmetros \mathbf{p} é então associado ao vetor de observações \mathbf{y}^0 através de uma relação funcional f . Procura-se então os parâmetros \mathbf{p} que se ajustem às observações \mathbf{y}^0 dentro de um erro experimental δ através de mínimos quadrados, ou seja:

$$\|\mathbf{y}^0 - f(\mathbf{p})\|^2 < \delta \quad (2.46)$$

A solução da Equação (2.46) é instável, no sentido em que há várias combinações bastante distintas dos elementos de \mathbf{p} que são uma solução para o problema. É necessário a introdução de um estabilizador matemático $\Phi(\mathbf{p})$ via um multiplicador de Lagrange μ para remover esta ambigüidade. Ou seja, a solução que se procura agora é dada por:

$$\text{mín.} \tau = \|\mathbf{y}^0 - f(\mathbf{p})\|^2 + \mu\Phi(\mathbf{p}) \quad (2.47)$$

O estabilizador matemático $\Phi(\mathbf{p})$ deve ser condizente com as informações *a priori* do problema, como informações geológicas ou limites do método geofísico aplicado. O multiplicador de Lagrange determina o grau de confiabilidade desta informação *a priori*, quanto menor o valor de μ , menor a confiança nesta informação. A maioria dos métodos de inversão de dados MT usa como estabilizador a suavidade, assumindo que a resistividade entre blocos contíguos do problema não devem variar muito. Isto equivale a reduzir o número de estruturas implicitamente dado pelo número de blocos da discretização inicial. Neste caso, procura-se aumentar μ até que a solução encontrada seja estável, tendo-se então provavelmente chegado à real resolução do método. No entanto, muitas inversões de dados MT usam o princípio de Occam em que se deve procurar a solução estável com a maior suavização possível, ou seja, procura achar automaticamente o maior μ que ainda produza uma solução estável (por exemplo, Groot-Hedlin e Constable, 1990). Isto pode levar a uma perda de informações contidas nos dados. No entanto, o princípio de Occam não costuma degradar muito os resultados da inversão MT devido a informação em profundidade que o método tem graças a variação da penetração do sinal com o período, ou seja, uma camada condutora não pode ser suavizada em excesso sem desajustar muito os dados. Em todo caso, os métodos de inversão que fazem uma busca automática do coeficiente de Lagrange μ devem ser analisados com cautela.

CAPÍTULO 3

COLETA DE DADOS

A aplicabilidade do método MT em sondagens geofísicas deriva do fato de que as amplitudes, fases e relações direcionais entre componentes ortogonais dos campos elétricos e magnéticos naturais na superfície da Terra dependem da distribuição da condutividade elétrica em subsuperfície. Também, a profundidade de penetração desses campos está relacionada com a da frequência do sinal medido de tal forma que, com uma gama de frequências suficientemente grande, podem-se explorar estratificações geoeletricas desde a superfície até grandes profundidades.

Genericamente, a aquisição de dados MT em um local requer a medida de variações temporais das três componentes ortogonais do campo magnético (H_x , H_y , H_z) e das duas componentes horizontais do campo elétrico (E_x e E_y). Esses sinais são geralmente de muito baixa amplitude, o que requer a disponibilidade de sensores com excelente razão de sinal sobre ruído e alta capacidade de amplificação. O campo elétrico é medido registrando-se a variação da tensão elétrica no tempo entre um par de eletrodos separados por pelo menos uma centena de metros. Essa separação é escolhida de forma que a tensão medida seja muito maior que o ruído gerado pelos eletrodos, os quais são geralmente do tipo não-polarizável (baixo ruído). Por outro lado, os sensores utilizados para medida do campo magnético devem ter alta sensibilidade e baixo ruído intrínseco nos intervalos de frequência de interesse. Na dependência do intervalo de frequências (e conseqüentemente de profundidades) de interesse são utilizados dois tipos diferentes de magnetômetros. Para baixas frequências (geralmente abaixo de 0,1 Hz; correspondente a períodos superiores a 10 s) são utilizados magnetômetros do tipo fluxgate, bastante robustos e adequados à razão sinal/ruído nesse intervalo. Em frequências mais altas (períodos mais baixos), porém, as variações geomagnéticas naturais têm amplitudes da ordem de décimos a centésimos de nT, o que se encontra abaixo do nível de ruído intrínseco desses magnetômetros. Nessas frequências, magnetômetros do tipo indução são empregados para medir as variações geomagnéticas.

3.1 Equipamentos utilizados

Os equipamentos usados para medidas MT são constituídos de vários módulos que coletam simultaneamente sinais elétricos e magnéticos e os armazenem em formato digital para análise posterior. Em geral, cada equipamento consiste em uma central de processamento, um sistema de posicionamento global (GPS) para sincronização do relógio, pares de eletrodos para medição do campo elétrico, magnetômetros para medição

do campo magnético e um jogo de baterias para alimentação do sistema. O equipamento é programado por um microcomputador portátil.

De acordo com os objetivos do estudo, trabalhou-se em uma ampla faixa de períodos, entre 1/1.000 a 13.600 s. Para isto, utilizaram-se dois tipos diferentes de equipamentos, chamados genericamente de banda larga e longo período, disponíveis junto ao grupo de Geomagnetismo do INPE. O equipamento de banda larga trabalha em períodos curtos e em uma ampla faixa de períodos, entre 1/1.000 a 100 s. O equipamento de longo período trabalha em períodos maiores, entre 20 e 13.600 s. Entre 20 e 100 s, há uma sobreposição nas faixas de períodos em que cada equipamento trabalha. Esse intervalo serve de guia no momento em que os resultados independentes dos dois equipamentos são unidos para formar uma única sondagem entre 1/1.000 e 13.600 s.

3.1.1 Equipamento de banda larga

Nessas medidas, foram utilizados dois equipamentos de banda larga, ambos do tipo *GMS-06* comercializados pela Metronix, da Alemanha. Eles consistem de uma central de processamento (ADU-06), magnetômetros de indução (MFS-05 ou MFS-06), eletrodos não polarizáveis do tipo Pb-PbCl₂ e cabos para comunicação entre esses componentes.

Os ADU-06 são de 5 canais, três magnéticos e dois elétricos. Possui também um relógio de precisão sincronizado por GPS (± 130 ns). O sinal analógico que chega a essa unidade central (no caso as variações medidas das componentes dos campos elétricos e magnéticos) é convertido para digital por um conversor de 24 bits e armazenado em um disco *flash*. Neste estudo, os dados foram coletados em três bandas diferentes, especificadas na Tabela (3.1). As funções de resposta de cada canal do ADU-06 são idênticas, de modo que a correção dependente do período pode ser desprezada devido a divisão E/H , exceto por um fator de ganho calculado durante a calibração automática, a qual é realizada toda vez que o aparelho é ligado.

As características dos magnetômetros de indução (MFS-05 e MFS-06) utilizados são apresentadas na Tabela (3.2). Por outro lado, a escolha dos eletrodos não polarizados de

TABELA 3.1 – Bandas de aquisição do ADU-06.

nome da banda	taxa de amostragem (Hz)	filtragem digital	maior frequência (Hz)	menor frequência
LF1	4.096	por <i>hardware</i>	1.000	DC
LF2	64	por <i>hardware</i>	30	DC
LF3	2	por <i>software</i>	0,9	DC

chumbo-cloreto de chumbo (Pb-PbCl₂) para medida do sinal elétrico foi motivada pela sua boa estabilidade e baixo ruído (Petiau, 2000).

3.1.2 Equipamentos de longo período

Foram utilizados seis equipamentos de longo período, três do tipo *MTU-LR* e outros três do tipo *LRMT*, todos comercializados pela Phoenix Geophysics, do Canadá.

Os *MTU-LR* são de 5 canais, três magnéticos e dois elétricos, e possuem um relógio de precisão sincronizado por GPS (± 1.500 ns). O sinal analógico é convertido para digital com um conversor de 24 bits e armazenado em disco. Antes de cada sondagem, o equipamento faz uma calibração automática, com a qual é possível calcular a função de resposta do aparelho.

Os *LRMT* são também de 5 canais, três magnéticos e dois elétricos, e possuem um relógio de precisão sincronizado por GPS no início da aquisição e verificado novamente no final. O sinal analógico é convertido para digital com um conversor de 16 bits e armazenado em memória RAM não volátil. Esse equipamento utiliza filtros analógicos do tipo passa-baixa Bessel de 6-pólos, valor nominal de 5 Hz, e passa-alta Butterworth de pólo simples, valor nominal de 30.000 s. O valor efetivo dos filtros são definidos na calibração feita pelo fabricante e utilizados no cálculo da função de resposta do aparelho.

TABELA 3.2 – Dados Técnicos dos magnetômetros.

Magnetômetro MFS-05

ruído	1×10^{-4} nT $\sqrt{\text{Hz}}$	a 1 Hz
	4×10^{-6} nT $\sqrt{\text{Hz}}$	entre 40 e 8 KHz
sensibilidade	0,2 V/(nT Hz)	para $f < 4$ Hz
	0,8 V/nT	para $f > 4$ Hz

Magnetômetro MFS-06

ruído	1×10^{-2} nT $\sqrt{\text{Hz}}$	a 0,01 Hz
	1×10^{-4} nT $\sqrt{\text{Hz}}$	a 1 Hz
	5×10^{-7} nT $\sqrt{\text{Hz}}$	a 1.000 Hz (chopper desligado)
sensibilidade	0,2 V/(nT Hz)	para $f < 4$ Hz
	0,8 V/nT	para $f > 4$ Hz

Magnetômetro NGL STE

ruído	1×10^{-2} nT $\sqrt{\text{Hz}}$	a 1 Hz
	1.2×10^{-2} nT	
sensibilidade	0,01 V/nT	

Os magnetômetros NGL STE utilizados por todos os equipamentos de longo período são *fluxgate* do tipo *ring-core*, produzidos pela Narod Geophysics, do Canadá. Suas características são apresentadas na Tabela (3.2). Analogamente aos equipamentos de banda larga, o sinal elétrico foi medido com pares de eletrodos não polarizados de chumbo-cloreto de chumbo (Pb-PbCl₂).

3.2 Instalação do equipamento

O equipamento MT deve ser instalado em uma região o mais plana possível, preferencialmente com relevo pouco acentuado para evitar distorções devido à topografia. Deve-se também escolher sítios situados o mais distante possível de redes de distribuição de energia elétrica (pelo menos centenas de metros de redes locais e alguns quilômetros de redes de alta tensão).

A Figura (3.1) mostra a configuração da instalação do equipamento *GMS-06* no campo. Em cada uma das nossas estações, os magnetômetros foram posicionados de modo a formar um sistema ortogonal, com a direção x na horizontal apontando para o norte magnético, y , também na horizontal, para o leste magnético e z , vertical, para baixo. Os magnetômetros foram alinhados utilizando-se uma bússola Brunton de 0,5 graus de precisão e o auxílio de uma linha de referência feita com barbante e duas estacas. Um nível foi utilizado para posicioná-los na horizontal ou vertical. Também, os magnetômetros foram enterrados para evitar que se movimentassem pela ação do vento ou animais.

Os pares de eletrodos também foram alinhados na direção norte-sul e leste-oeste magnéticos, separados em torno de 100 m. Eles foram enterrados em torno de 50 cm de profundidade, em uma mistura de água e sal para auxiliar no contato elétrico. Em terrenos mais arenosos foi também utilizada bentonita para manter a umidade. Todos os cabos de conexão entre eletrodos, magnetômetros e o sistema central foram enterrados, novamente para proteger contra os animais e evitar que se movessem pela ação do vento.

A instalação dos equipamentos de longo período foi feita de modo semelhante aos de banda larga. A diferença principal foi na utilização de um espaçamento maior do par de eletrodos, em torno de 150 m, para melhorar a captação do sinal telúrico, mais fraco para períodos longos. Também houve diferença na instalação do magnetômetro *fluxgate*, no qual os três sensores para o campo magnético já vêm montado em uma base ortogonal acondicionados em um único cilindro. Na instalação do magnetômetro, procurou-se garantir que a base estivesse nivelada, com o eixo x orientado para o norte. Antes de iniciar a aquisição dos dados, verificou-se se a linha de base da componente y estava próxima de zero, o que serve para confirmar o correto alinhamento do magnetômetro.

Quando possível, as sondagens de banda larga e longo período foram conduzidas usando a mesma instalação dos pares de eletrodos. Com isso minimiza-se o efeito de deslocamento estático entre as sondagens de uma mesma estação, facilitando a composição das duas medidas.

3.3 Campanhas

Para facilitar a compreensão do texto, são feitos aqui alguns comentários sobre a rotulação das estações MT. Adotou-se um código de três letras para os dois perfis medidos, PIU e SJR. As estações são identificadas por um número mais a letra “a” ou “b”. A letra “a” indica uma estação com sondagem de longo período e banda larga, enquanto a letra “b” indica uma sondagem apenas de banda larga. Há duas exceções à regra: a estação piu01a, na qual há apenas sondagem de longo período, e a estação sjr04a, na qual realizou-se uma sondagem de banda larga durante um longo intervalo de tempo, permitindo chegar a períodos de 6.500 s.

Quando rotuladas nas figuras, as estações completas (banda larga e longo período) aparecem em azul e as estações apenas com banda larga aparecem em vermelho (ver Figura 3.2). Em alguns casos apresentados neste texto, removeu-se a letra no nome da estação, ficando apenas a cor para identificar se esta é completa, rótulos em azul, ou apenas banda larga, rótulos em vermelho (caso por exemplo da Figura 1.2 do Capítulo 1). Também, nos casos em que se quer apenas dar uma noção geral da localização dos perfis, os rótulos das estações são omitidos e plotam-se apenas a localização das estações completas (caso por exemplo da Figura 1.4 do Capítulo 1).

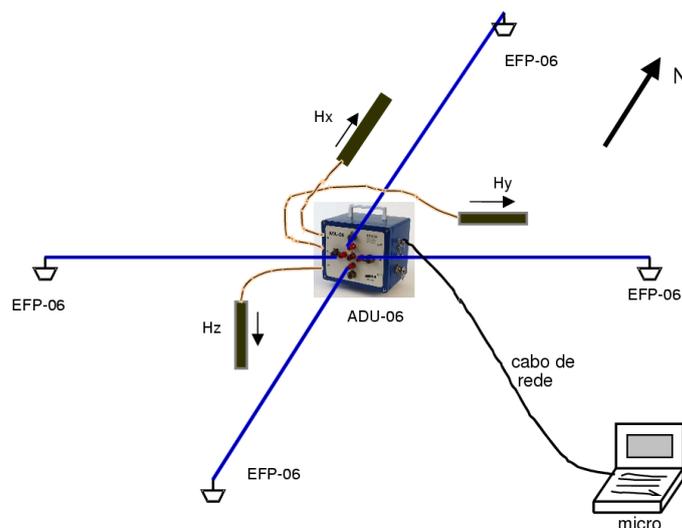


FIGURA 3.1 – Esquema da instalação do equipamento banda larga.
FONTE: Adaptado de Matzander (2002).

Foram feitos dois perfis de sondagens MT. Um deles com direção quase leste-oeste (N75E), aqui denominado PIU, e o outro praticamente norte-sul (N5E), chamado SJR. Ambos dirigem-se para o centro do embasamento exposto no sul do Cráton do São Francisco, onde também ocorre uma significativa anomalia positiva do geóide (ver figuras 1.2 para a geologia da área e 1.10 para as anomalias do geóide). Como já discutido anteriormente, no lado oeste, o perfil PIU começa sobre a *Nappe* de Passos, passa pela província de Piumhi (o que motivou o nome do perfil), cruza o extremo sul da formação Ibiá, chegando ao embasamento exposto do Cráton. O perfil SJR começa ao sul sobre os meta-sedimentos do grupo Andrelândia, passa pela formação São João del Rei (o que motivou o nome do perfil), chegando ao embasamento exposto do Cráton.

A Figura (3.2) mostra a localização das estações em relação às principais cidades de Minas Gerais (acima de 50.000 habitantes) e estradas. O perfil PIU segue ao longo da MG-050. Um fator complicador para obtenção de dados de boa qualidade ao longo desse perfil é que, próximo a essa estrada, passa uma linha de alta-tensão ligando a hidrelétrica de Furnas à cidade de Belo Horizonte. Para minimizar ruídos eletromagnéticos, procurou-se

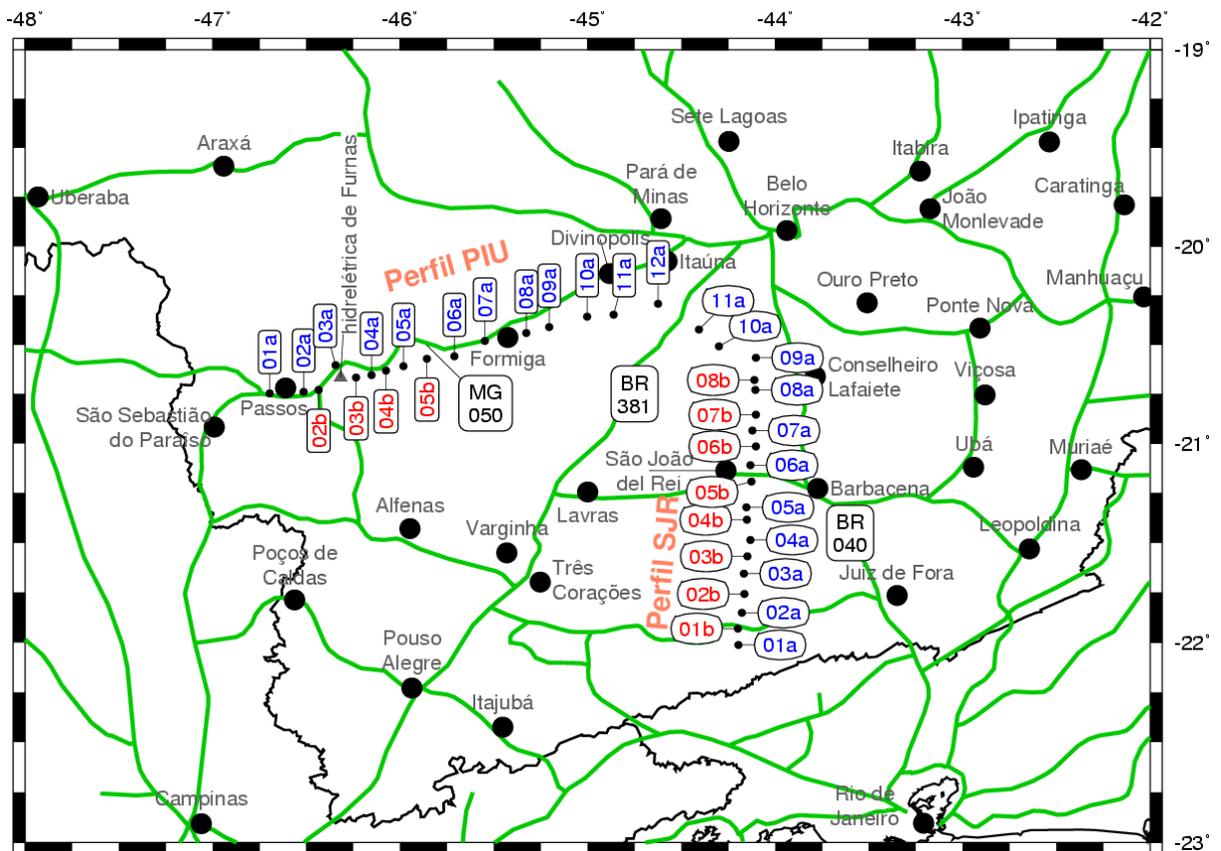


FIGURA 3.2 – Mapa da localização dos perfis MT. Rótulo em azul indica estação completa e, em vermelho, estação banda larga. Linhas em verde indicam as principais estradas, destacando-se as BR-040, BR-381 e MG-050. Contornos pretos marcam as divisas de estado.

manter o perfil afastado tanto da hidrelétrica (a estação mais próxima, piu03a, está a 7,5 km de distância) como da linha de transmissão, a qual fica predominantemente ao norte da estrada. Também, a linha de transmissão divide-se na cidade de Formiga, havendo uma linha que segue mais ao sul. O perfil foi posicionado para ficar à meia distância dessas duas linhas.

As sondagens MT ao longo desse perfil foram feitas em duas campanhas. A primeira entre setembro e outubro de 2001, quando foram realizadas 12 sondagens de longo período, e a segunda entre maio e julho de 2003, repetindo-se 5 sondagens de longo período e realizando-se 15 novas sondagens de banda larga. A instalação de cada instrumento foi feita por uma equipe composta por pelo menos 3 participantes. Também, como havia necessidade de se dispor de pelo menos 2 instrumentos operando simultaneamente para minimizar ruídos locais não correlacionados pela técnica de referência remota, trabalhou-se em grande parte das campanhas com duas equipes de instalação (total de 6 participantes, incluindo técnicos do grupo de Geomagnetismo do INPE, além do autor deste trabalho). Em cada estação, os equipamentos de banda larga coletaram dados durante pelo menos 24 horas, enquanto os de período longo necessitaram de cerca de 14 dias para obter dados de boa qualidade até períodos superiores a 10.000 s.

Como mostra a Figura (3.2), o perfil SJR localiza-se entre estradas que ligam algumas das principais metrópoles do país: a BR-381 (Rodovia Fernão Dias) e a BR-040 (Rodovia JK). Há nesse caso uma grande concentração de linhas de transmissão próximas à cidade de São João del Rei. Mesmo utilizando as mais modernas técnicas de processamento de dados, não se conseguiu remover o efeito gerado por esses sinais artificiais, o que inutilizou os dados adquiridos na sondagem sjr06a. Também, ao norte do perfil, quando nos aproximamos da cidade de Belo Horizonte, há uma grande concentração de linhas de transmissão e de redes elétricas locais, tornando muito ruidosas as sondagens sjr11a e sjr10a. Novamente, nem as técnicas de referência remota e processamento robusto mostraram-se eficientes para eliminar os efeitos dos ruídos artificiais. Devido a isso, essas sondagens não foram analisadas na inversão.

As sondagens MT no perfil SJR também foram feitas em duas campanhas. A primeira entre abril e junho de 2002, quando foram realizadas 11 sondagens de longo período. A segunda ocorreu entre março e abril de 2003, realizando-se 19 sondagens de banda larga. Repetiram-se nessa segunda campanha as sondagens de longo período para as estações sjr10a e sjr11a, mas mesmo assim os dados mostraram-se muito ruidosos, inviabilizando seu uso. O número de participantes e o tempo de aquisição de dados em cada estação foram os mesmos daqueles especificados para o perfil PIU.

CAPÍTULO 4

PROCESSAMENTO DOS DADOS

4.1 Programa utilizado

Para os dados coletados com o equipamento de banda larga, foi utilizado o programa MAPROS (Friedrichs, 2003) pela sua facilidade na inspeção das séries temporais e análise inicial dos dados. Mas estes resultados não foram utilizados para a inversão dos dados, e sim os obtidos por programas mais robustos descritos a seguir.

Os programas para o cálculo da função de transferência disponíveis para uso acadêmico na época em que este trabalho foi feito eram Jones (1999), Chave (1998) e Egbert (1998). Pela experiência adquirida em outro trabalho (Pádua, 2000), o programa utilizado foi o Egbert (1998) por obter resultados melhores ou de igual qualidade em relação aos outros programas. Será feita aqui uma breve descrição deste programa; maiores referências sobre estes e outros programas podem ser encontradas em Jones et al. (1989).

O programa de Egbert calcula a TF usando uma abordagem semelhante ao *cascade decimation*. A função de transferência é estimada através de uma regressão *M-estimate* (Huber, 1981) de modo análogo ao programa de Chave. Os erros são estimados usando uma abordagem assintótica padrão descrita em Egbert e Booker (1986).

As principais dificuldades encontradas no processamento dos dados de banda larga foram nas frequências próximas a 60 Hz (0,0167 s) e 180 Hz (0,00556 s), devido ao ruído gerado pela rede elétrica, e em torno de 1 s, região do espectro conhecida como banda morta devido ao fraco sinal natural. Para minimizar o efeito da rede elétrica usou-se janelas de dados grandes (4.096 amostras) para aumentar a resolução do espectro. Com isso os picos de 60 Hz e seus harmônicos ficam bem definidos, facilitando sua eliminação. Para que este procedimento tivesse o efeito esperado, também teve-se o cuidado de escolher períodos alvos fora da região dos harmônicos de 60 Hz.

Para ilustrar o efeito deste procedimento, foi feita uma comparação entre as curvas de resistividade aparente e fase da estação sjr03a processado com o programa MAPROS e Egbert (Figura 4.1). Nota-se que o processamento robusto do programa Egbert obteve uma suavização dos dados para períodos inferiores a 0,02 s, que são mais afetados pelo ruído da rede elétrica.

Nota-se também nessa mesma figura que o processamento do programa MAPROS apresenta uma queda acentuada da componente yx da resistividade aparente entre 1

e 10 s, enquanto a resistividade aparente da componente xy e as fases de ambas as componentes não são afetadas. Padilha (1995) sugere que este tipo de ruído bastante polarizado e com pouco efeito na fase é devido a Anomalia Magnética do Atlântico Sul e aparece claramente na região da banda morta justamente pelo sinal natural ser mais fraco nesta faixa de períodos. Para processar os dados em uma região com sinal natural reduzido, Egbert e Livelybrooks (1996) sugerem que os dados sejam ordenados primeiramente por coerência e só então deve-se aplicar o processamento robusto. Usou-se esta opção do processamento do programa Egbert, conseguindo uma grande redução da distorção, como mostra a Figura (4.1).

4.2 Remoção das distorções galvânicas e escolha do *strike* geoeletrico

Após a obtenção das funções de transferência (impedâncias) entre as componentes eletromagnéticas ao longo dos eixos de medidas (descrito nos itens anteriores), o passo seguinte no processamento dos dados experimentais é a remoção de efeitos não indutivos, galvânicos, gerados por pequenos corpos 3D próximos à superfície no local de medidas. Objetiva-se com isso recuperar as impedâncias paralelas e perpendiculares à direção principal (*strike*) das estruturas geoeletricas regionais. O modelo básico considerado é do tipo 3D/2D na descrição de Bahr (1988), ou seja, que as distorções superficiais 3D encontram-se sobrepostas a um modelo de Terra que possa ser regionalmente representada por um modelo 2D.

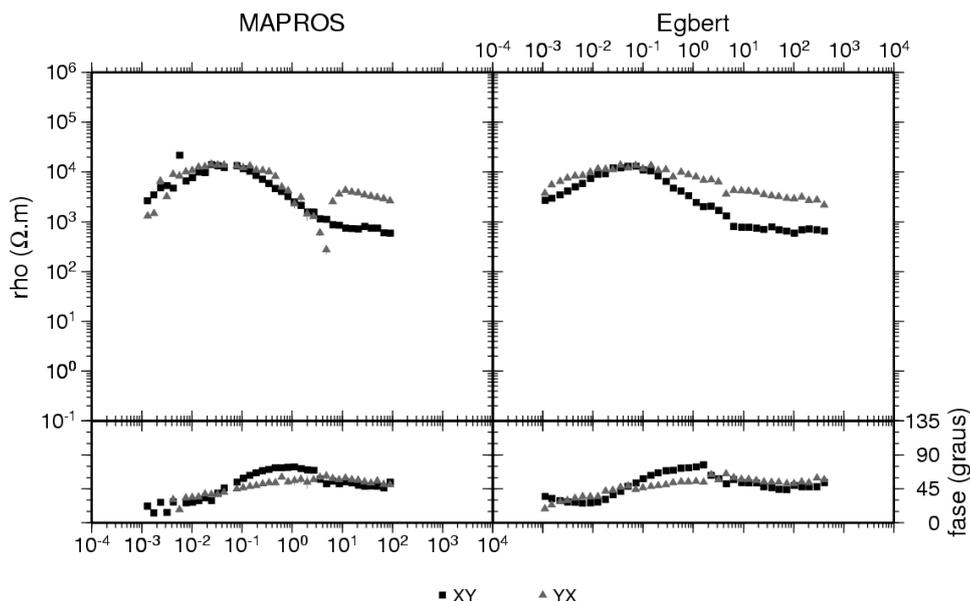


FIGURA 4.1 – Curvas de resistividade aparente e fase da estação sjr03a processado com os programas MAPROS e Egbert.

A seqüência utilizada segue aquela descrita na Seção (2.4), iniciando-se com a técnica proposta por Bahr (1988, 1991), para verificar a dimensionalidade da estrutura regional (ou seja, se ela pode efetivamente ser considerada 2D), e seguindo-se com o procedimento de Groom e Bailey (1989), para eliminar as distorções geradas pelos corpos superficiais e obter as impedâncias já projetadas em um eixo de coordenadas definido pelo *strike* geoeletrico regional (calculado durante o processo).

4.2.1 Fase 1: análise dos parâmetros de Bahr

Iniciou-se o procedimento com uma análise preliminar das distorções galvânicas dos perfis PIU e SJR, usando o roteiro proposto por Bahr (1991). Nessa fase buscou-se determinar o valor do *skew* regional (η) com o objetivo de avaliar a presença de distorções 3D regionais (o que é observado nos casos em que $\eta > 0,3$). Valores altos nesse parâmetro indicam uma violação das hipóteses iniciais dos métodos para remoção das distorções galvânicas, pois a estrutura regional não poderia ser representada na forma 2D.

Os resultados obtidos são apresentados nas Figuras 4.2 e 4.3, respectivamente para todas as estações dos perfis PIU e SJR. Observa-se que, para a maioria das sondagens, obteve-se $\eta < 0,3$. Algumas exceções a esse comportamento geral podem ser justificadas como efeito de ruídos: linhas de transmissão em torno dos 60 Hz e a região de banda morta em torno de 1 s. Além disso, a estação sjr06a mostrou-se muito ruidosa, não tendo sido utilizada nos procedimentos subseqüentes de inversão dos dados. Também, as estações ao norte do perfil SJR (08a a 09a) apresentaram valores de η sistematicamente superiores a 0,3, uma possível indicação de distorção 3D indutiva. Devido a isso, essas estações tiveram pouco peso na escolha do *strike* regional. Com base nesses resultados, concluiu-se que a maioria das estações obedece o critério estabelecido por Bahr (1988) para situações 3D/2D. O procedimento de Groom e Bailey (1989) pode então ser utilizado para remoção das distorções galvânicas.

4.2.2 Fase 2: determinação dos parâmetros de Groom e Bailey

Nesta fase, fez uso do programa STRIKE, desenvolvido por McNeice e Jones (2001) e que é livremente disponível para a comunidade que trabalha em indução eletromagnética. Trata-se de uma extensão da decomposição tradicional proposta por Groom e Bailey (1989), segundo a qual os vínculos físicos implícitos no modelo de decomposição são impostos simultaneamente sobre um grande conjunto de dados, podendo incluir várias estações e bandas de freqüências. Tal procedimento torna possível a estimativa do *strike* de forma estatisticamente mais consistente. Permite também avaliar a mudança do *strike* de uma estação para outra e de uma faixa de períodos para outra. Para exemplificar o

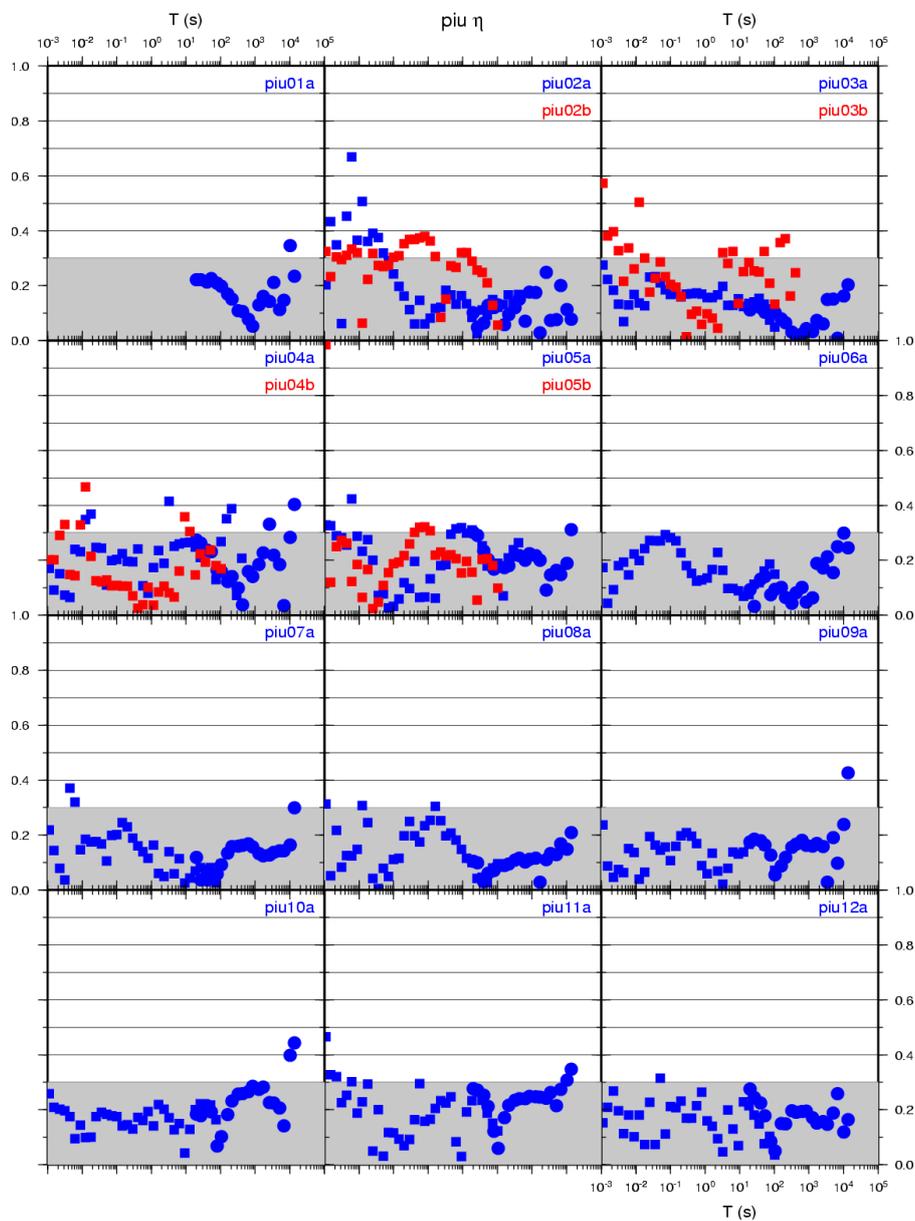


FIGURA 4.2 – *Skew* regional (η) das estações do perfil PIU. Quadrados são dados de banda larga; círculos são dados de longo período. As estações completas estão em azul e as de banda larga intermediárias estão em vermelho. Destaca-se em cinza a região em que $\eta < 0,3$.

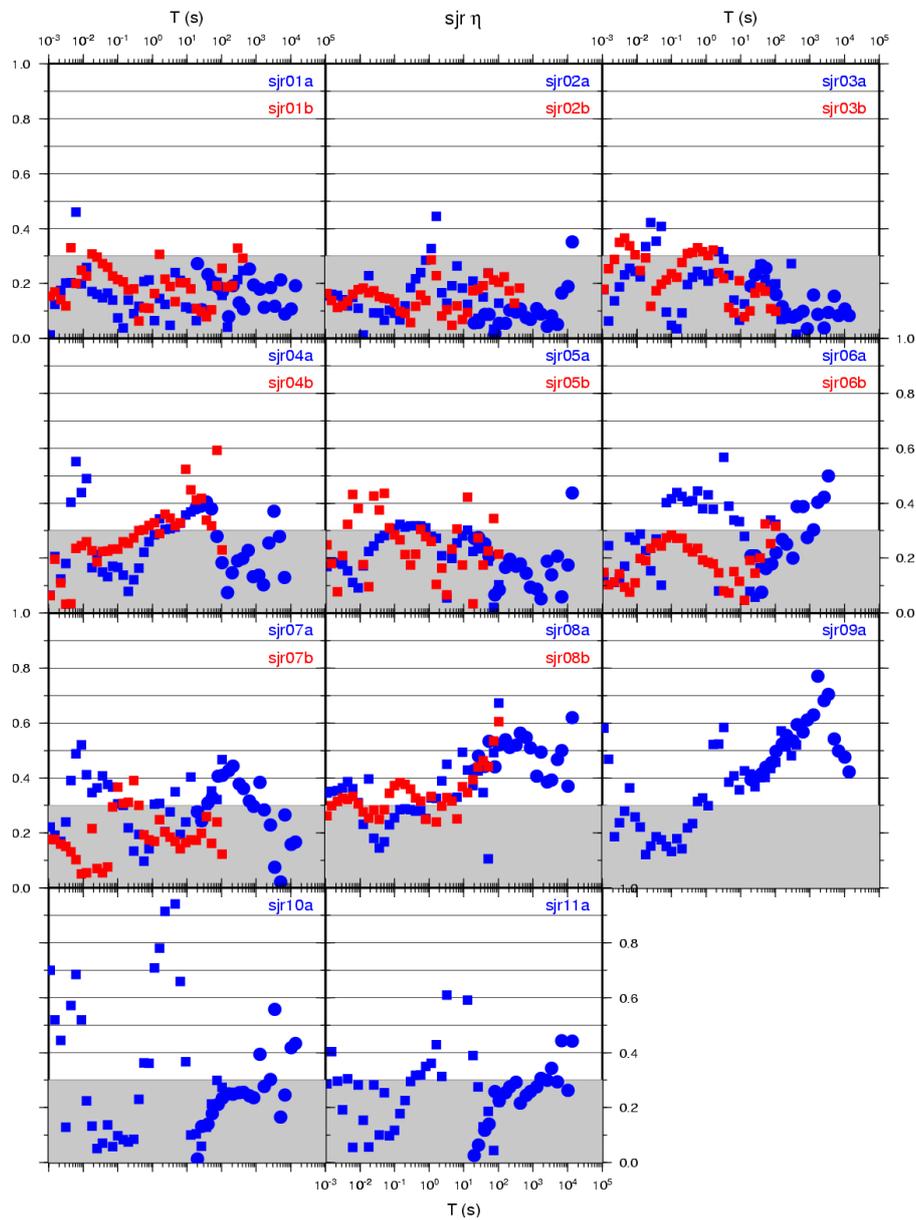


FIGURA 4.3 – Idem à Figura (4.2), para as estações do perfil SJR.

processo, são apresentados aqui apenas os resultados obtidos para os dados de banda larga da estação piu05b e para os dados de longo período da estação piu11a. Essas estações foram escolhidas por apresentarem diferentes tipos de distorções: presença de ruído cultural em altas frequências, banda morta em frequências intermediárias e ausência de *strike* bem definido em baixas frequências.

O primeiro passo na análise dos dados consiste do uso do programa STRIKE com o ângulo de rotação fixo e deixando os demais parâmetros variando livremente e de modo independente para cada período. Essa operação é repetida para outros ângulos até varrer 90° de rotação, o que equivale a verificar todas as direções possíveis, dada a ambigüidade de 90° do método MT. Os parâmetros de decomposição obtidos (*shear*, *twist* e *channeling*) e o log do erro de ajuste do modelo são então representados em função do ângulo de rotação (*strike* em relação ao norte geográfico) e dos períodos, como mostram as Figuras (4.4), para a sondagem de banda larga, e (4.5), para a sondagem de longo período. Ressalte-se nesse caso que se fez a rotação entre -30° e 90°, de modo que o padrão entre -30° e 0° se repita entre 60° e 90°. Esse cuidado é importante para evitar que uma transição suave em torno de 0° (ou 90°) apareça como abrupta pelo interrompimento do gráfico. Os gráficos podem então ser inspecionados visualmente na busca de uma direção de *strike* que apresente os parâmetros de decomposição mais estáveis ao longo de um grande intervalo de períodos (o que equivale a procurar colunas nas Figuras (4.4) e (4.5) em que haja pouca variação de cores) e o menor erro de ajuste.

Na prática, porém, a situação ideal de um *strike* em que haja um erro mínimo e parâmetros *shear* e *twist* variando pouco em uma grande faixa de períodos é muito difícil de ser encontrada devido aos ruídos antropogênicos e geológicos. Para facilitar o processo de análise, agruparam-se os períodos em quatro diferentes bandas, as quais são destacadas nas isopletas do log do erro (Figuras 4.4 e 4.5).

A banda 1, entre 10^{-3} e $2,5 \times 10^{-2}$ s, é extremamente afetada pelo ruído de 60 Hz e seu 3° harmônico (indicados pelas setas numeradas 1 e 2 na Figura 4.4). Nessa banda, o log do erro praticamente independe do *strike* o que, em conjunto com os valores baixos do *skew local*, indica uma região com características 1D. Por essas razões, a banda 1 não foi levada em conta na escolha do *strike*.

A banda 2, entre $2,5 \times 10^{-2}$ e 2 s, é afetada pela região de baixa intensidade no sinal eletromagnético natural (a chamada banda morta, indicada pela seta numerada 3 na Figura 4.4), o que leva a valores de erro bastante alto independente do *strike*. Também, a banda 2 apresenta *strikes* bastante variados entre as estações, devido basicamente a estruturas geoeletricas mais rasas. Esses resultados são normalmente incompatíveis com

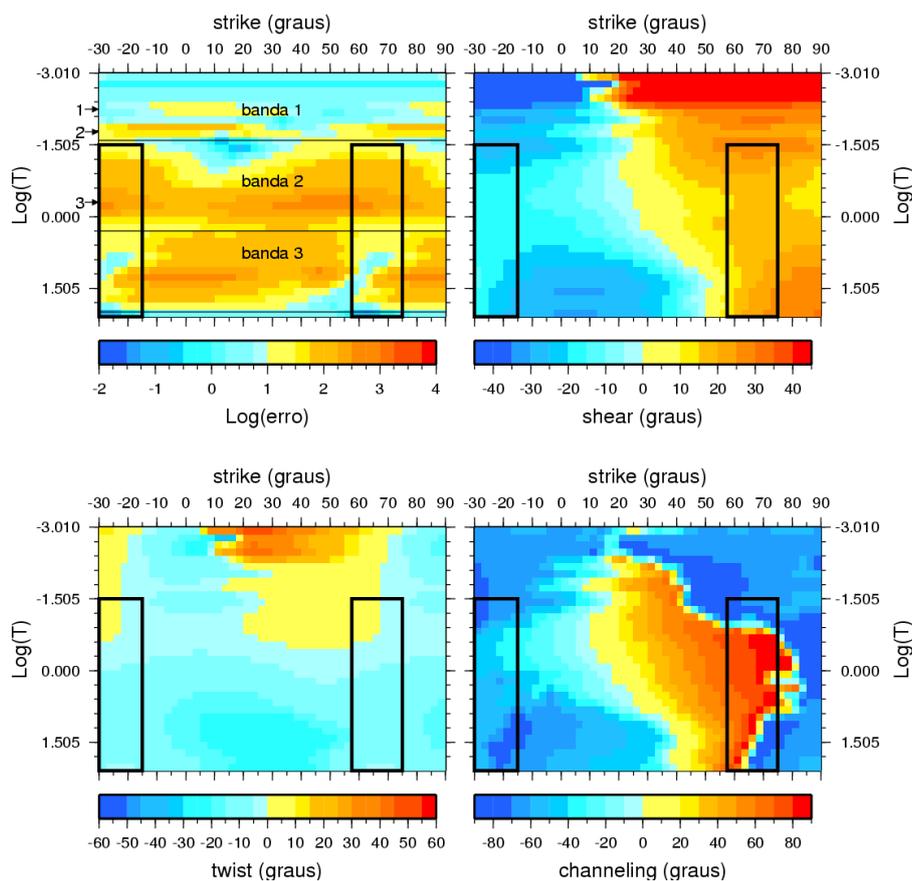


FIGURA 4.4 – Isopletas dos parâmetros de distorção galvânica obtidas para a estação piu05b (banda larga). *Strike* fixo, demais parâmetros livres e independentes para cada período. Os retângulos destacam a região para a menor média do log do erro e menor variação do *shear* e do *twist*. Apresenta-se dois retângulos devido a ambigüidade de 90°. No log do erro destaca-se as três bandas analisadas separadamente (ver texto). As setas numeradas indicam regiões ruidosas: 1 - 3° harmônico do 60 Hz; 2 - 60 Hz; 3 - região da banda morta.

as estruturas encontradas na banda seguinte. Isso pode ser notado no caso da estação piu05b, onde o menor erro para banda 2 situa-se em torno do *strike* 10° (ou sua direção ortogonal, -80°), enquanto para a banda 3 o *strike* está em torno de 60° (ou -30°). Note-se também que, ao analisar as duas bandas em conjunto, a região de menor erro encontra-se em torno do *strike* 65° (ou -25° ; ambos os ângulos destacados por retângulos nas figuras).

Por fim, como a banda 2 é de períodos mais curtos, o efeito indutivo das estruturas encontradas nesta banda afetam menos as estações vizinhas, quando comparadas com as estruturas encontradas na banda 3 que trazem informações mais profundas e regionais. Por essa razão, na busca de um *strike* comum a todo o perfil, deu-se maior peso ao resultado da banda 3 do que da banda 2.

Quanto à banda 4, entre 100 e $1,4 \times 10^4$ s, ela geralmente apresentou um *strike* pouco definido, facilmente ajustável ao *strike* da banda anterior. Esse resultado é devido ao fato do log do erro depender pouco do *strike*, como pode ser observado na Figura 4.5.

Há algumas formas alternativas de sistematizar essa busca pelo *strike* que forneça os resultados mais consistentes na decomposição do tensor de impedâncias. Uma delas consiste em calcular a média do log do erro e o desvio padrão do *shear* e do *twist*

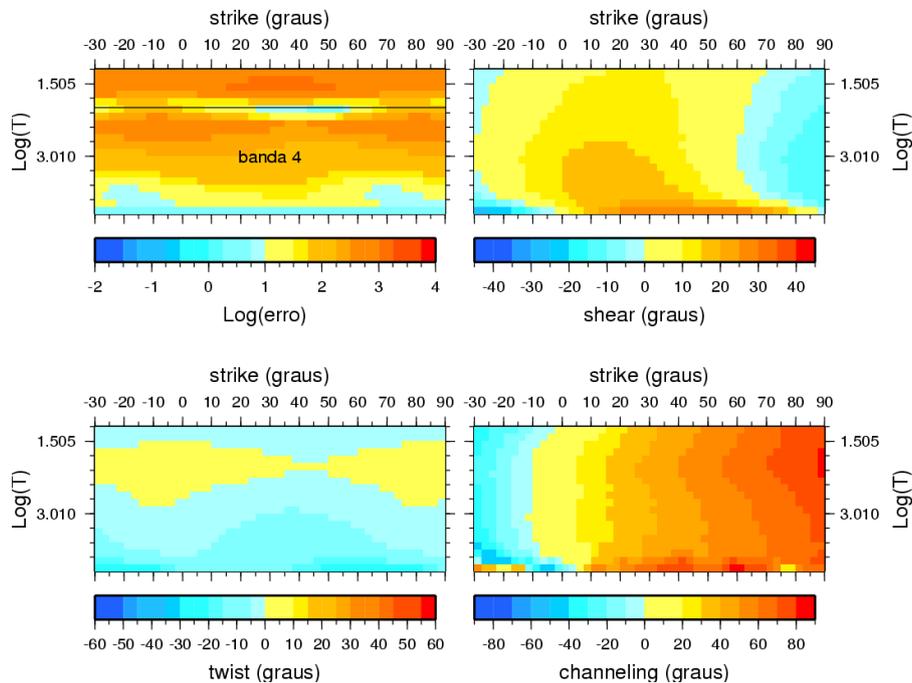


FIGURA 4.5 – Isopletas dos parâmetros de distorção galvânica obtidas para a estação piu11a (longo período). *Strike* fixo, demais parâmetros livres e independentes para cada período. No log do erro destaca-se a banda 4 analisada separadamente (ver texto).

para cada *strike* em uma dada faixa de períodos de interesse¹. A partir desse cálculo, procura-se identificar regiões em que se obtenham a menor média do log do erro e os menores desvios padrões para os parâmetros *shear* e *twist*.

A Figura (4.6) mostra os resultados dessa análise para a estação piu05b (banda larga) enquanto a Figura (4.7) mostra essa mesma análise para a estação piu11a (longo período). Observa-se que essa técnica permite identificar os mesmos ângulos de *strike* definidos pela análise anterior para a estação piu05b, e torna ainda mais evidente que na banda 4 da estação piu011 não há um valor de *strike* que torne a média do log do erro ou o desvio padrão do *shear* e do *twist* significativamente menores (indicativo de que não há uma direção de *strike* bem definida nessa banda).

4.2.3 Fase 3: verificação da consistência dos dados e escolha do *strike*

No processo de decomposição do tensor de impedâncias para remover as distorções galvânicas e achar o *strike* geoeétrico mais consistente dentro de uma determinada faixa de períodos, procuram-se os valores de *shear* e *twist* mais estáveis, ou seja, valores que variem pouco com o período. Fixados esses valores, escolhe-se então um *strike* médio. Essa escolha do *strike* somente pode ser considerada consistente se, ao fixá-lo, os valores de *shear* e *twist* forem recuperados.

¹Para evitar uma perturbação forte por dados ruidosos, um quarto dos dados mais dispersos ou mais distantes da média foram descartados.

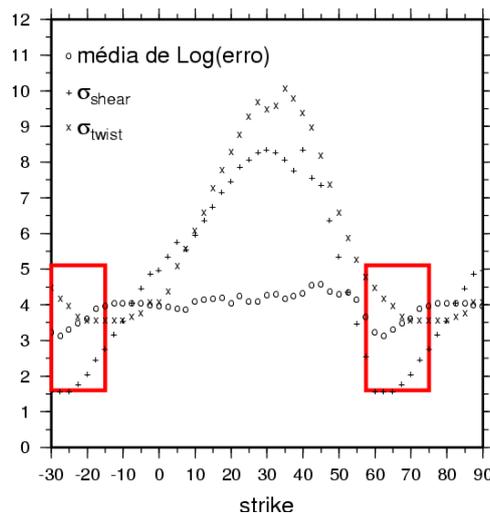


FIGURA 4.6 – Média do log do erro e desvio padrão do *shear* e do *twist* da estação piu05b (banda larga) entre $-1,505 < \log(T) < 2,107$ para cada *strike*. Em destaque a região para a menor média do log do erro e menor desvio padrão do *shear* e do *twist*.

A Figura (4.8) ilustra como foi feito este teste de consistência para a estação piu05b. Nesse caso específico, o valor mais estável para o *shear* na banda 3 foi de -18° enquanto para o *twist* foi de -10° . Fixaram-se então o *shear* e o *twist* nesses valores e permitiu-se que o *strike* variasse independentemente para cada período. Calculou-se então a média do *strike* na banda 3, que forneceu um valor de -25° (Figura 4.8, parte superior). Para verificar a consistência dessa escolha, fixou-se o *strike* em -25° e permitiu-se que o *shear* e o *twist* variassem independentemente para cada período. Calculou-se então a média do *shear* e do *twist* na banda 3 (Figura 4.8, parte central), recuperando-se os valores utilizados na etapa anterior. Com esse procedimento comprovou-se a consistência da escolha do *strike*.

Um último teste consiste em realizar a decomposição com todos os parâmetros fixos (Figura 4.8, parte inferior), e verificar se o erro não varia muito em todas as etapas (painéis do lado esquerdo na Figura 4.8) na faixa de períodos analisada (banda 3). Observa-se que os valores obtidos para o erro são similares aos obtidos nas decomposições anteriores, uma comprovação de que a decomposição recuperou adequadamente os parâmetros de *strike* e de distorção.

Por fim, a Figura 4.9 mostra o resultado final da decomposição e o ajuste do modelo obtido com o tensor de impedância medido. Observa-se que o ajuste é muito bom para as componentes Z_{xy} e Z_{yx} em toda a faixa de períodos, enquanto para as componentes Z_{xx} e Z_{yy} um bom ajuste é obtido apenas dentro da banda analisada (entre 2 e 100 s).

Todo esse procedimento foi exaustivamente reproduzido para todas as demais estações de

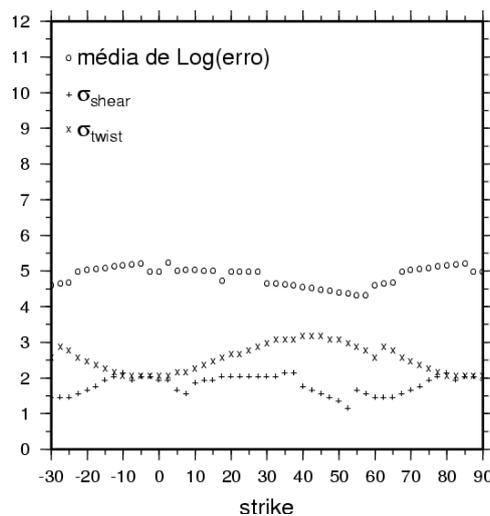


FIGURA 4.7 – Média do log do erro e desvio padrão do *shear* e do *twist* da estação piu11a (longo período) para cada *strike*.

nossos perfis. Também, procurou-se ao longo de cada perfil um valor de *strike* consistente que pudesse ser usado para todas as estações e possibilitasse o melhor ajuste dos tensores de impedância medidos. Tomou-se também o cuidado de verificar se a fase não passava de 90°, um indício de distorção 3D. Os valores de *strike* que melhor atenderam todas essas características foram de N25W (-25°) para o do perfil PIU e de N80W (-80°) para o perfil SJR (ver resultado final da decomposição dos dados no Apêndice A).

Devido à ambigüidade de 90° na determinação do *strike* para o método MT, a escolha dessas direções em relação às ortogonais (65° para o perfil PIU e 10° para o perfil SJR) foi definida a partir de informações geológicas e do comportamento das funções de transferência magnéticas (vetores de indução para as estações dos 2 perfis).

Em relação às informações geológicas, tem-se que o perfil PIU atravessa a Faixa Brasília e dirige-se para o embasamento Arqueano exposto do Cráton do São Francisco. Na região da Faixa Brasília, as direções estruturais mais importantes correlacionam-se com a colisão

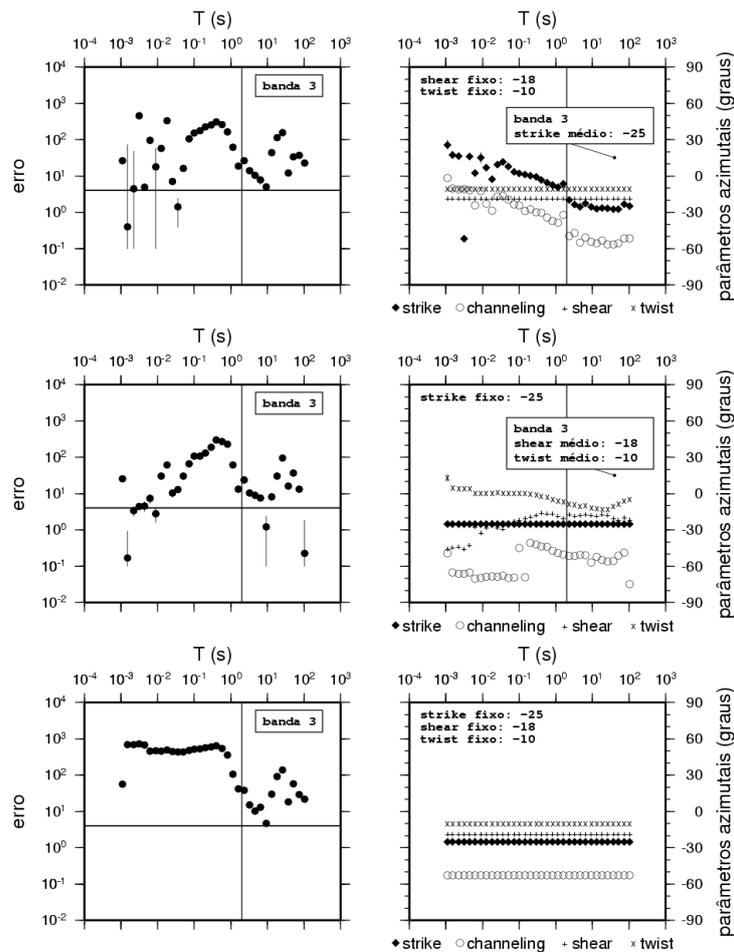


FIGURA 4.8 – Teste de consistência da escolha do *strike*, do *shear* e do *twist* para piu05b (ver texto).

de direção aproximada SW-NE entre a placa São Francisco e o bloco sob a Bacia do Paraná. Conseqüentemente, elementos estruturais perpendiculares a essa direção são mais característicos. Esse fato pode ser conferido na Figura (4.10), a qual apresenta as direções das principais falhas e diques na região. Observa-se claramente nessa figura que esses elementos são preferencialmente de direção NW-SE, portanto mais compatíveis com a direção N25W do que com a N65E. Por outro lado, o perfil SJR atravessa uma região bem mais complexa, afetada por diversas colisões entre blocos (ver discussão no Item 1.1.2). Novamente, a análise dos elementos estruturais da Figura (4.10), indica que a direção principal nessa região é prioritariamente E-W. Conseqüentemente, um *strike* geotéctico na direção N80W é mais coerente que na direção N10E.

Por outro lado, a Figura (4.11) mostra o comportamento dos vetores de indução nas estações dos 2 perfis em 3 períodos representativos das bandas 2 a 4 definidas nas Figuras (4.4) e (4.5). A situação ideal nesse caso seria que os vetores de indução apontassem em direção ortogonal ao *strike* geotéctico anteriormente determinado. Observa-se que, na banda 2, os vetores do perfil PIU têm valores muito altos na parte

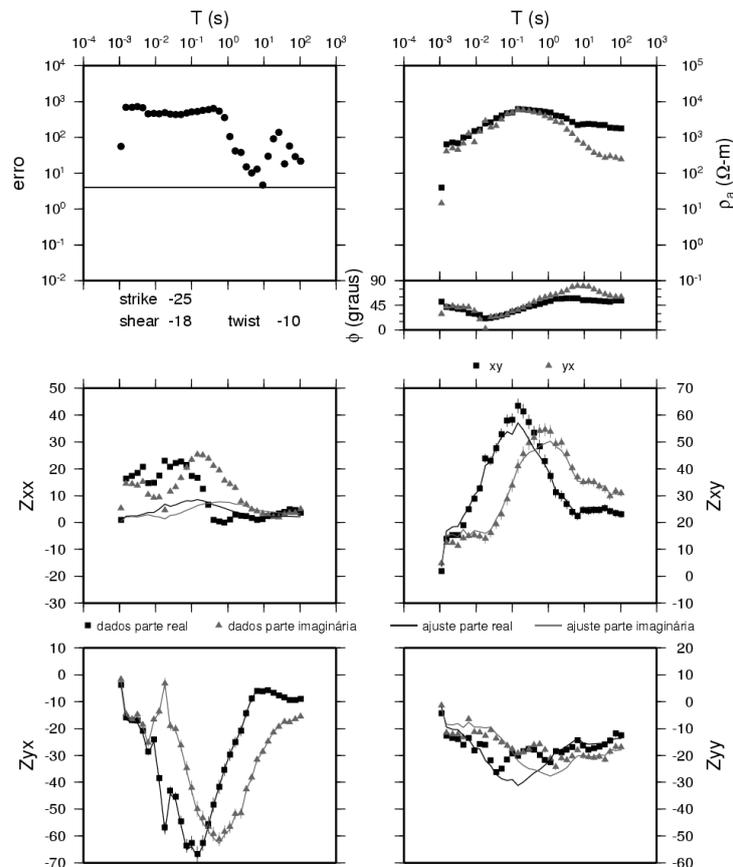


FIGURA 4.9 – Decomposição final do tensor de impedância para piu05b. Também é mostrado o ajuste entre os dados medidos e o modelo calculado.

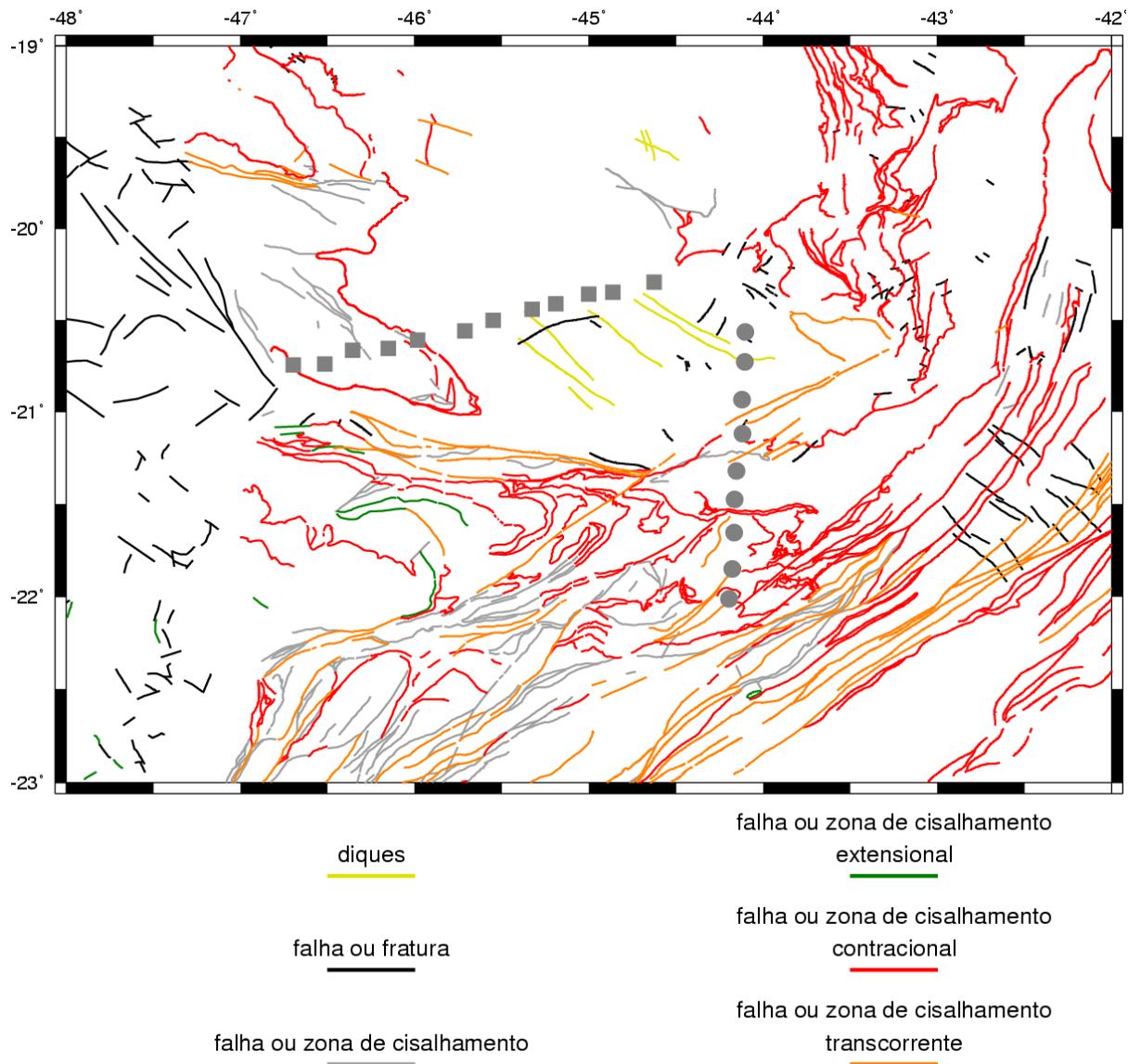


FIGURA 4.10 – Mapa de distribuição de elementos estruturais, como falhas e diques. Também é apresentado a localização das estações MT completas. FONTE: Adaptada de Bizzi et al. (2001).

oeste e apontam para fora desse perfil. Esse fato pode ser indicativo de estruturas anômalas em profundidades rasas ao norte do perfil ou de forte influência de ruído cultural nessa região (proximidades da represa de Furnas). Observe-se nesse último caso que os ruídos afetam sobremaneira as medidas da componente vertical do campo magnético, cuja intensidade do sinal natural é bastante fraca. Exatamente por isso não se conseguiram dados em algumas das estações na parte leste do perfil (magnetômetros de indução não são apropriados para medir a componente vertical do campo). Por sua vez, a banda 2 no perfil SJR mostra vetores apontando na direção média NS. Apenas ao sul do perfil há uma tendência para apontar em direções ortogonais, mas a mudança abrupta de direção em estações contíguas também leva a desconfiar da ocorrência de ruídos. Para a banda 3, aquela na qual foi dada maior peso na definição do *strike*, os vetores concentram-se prioritariamente na direção paralela aos perfis. Esse fato é um indicativo de que o *strike* deve ser aproximadamente perpendicular à direção do perfil, confirmando os valores N25W para PIU e N80W para SJR. Por fim, na banda 4, os vetores de indução são controlados por estruturas condutoras situadas a grandes distâncias dos perfis (efeitos da costa e a anomalia identificada pela letra D no modelamento dos dados GDS da Figura 1.11). Dessa forma, os vetores de indução também confirmam as direções de *strike* geológico anteriormente definidas.

4.3 Auto-consistência dos dados

Como passo final no processamento dos dados, deve-se verificar se eles são intrinsecamente consistentes antes de proceder à modelagem ou inversão em 1D ou 2D. Um dos testes propostos é o da consistência entre os valores obtidos para a resistividade aparente, em ambas as direções principais em cada estação, com as estimativas de resistividade aparente que podem ser obtidas diretamente dos valores das fases (relacionadas através da transformada de Hilbert). Isso equivale a verificar se os valores medidos de resistividade aparente e fase são auto-consistentes. Essa verificação pode ser feita usando o programa RHOPUS desenvolvido por Parker e Booker (1996). Embora esse algoritmo tenha sido originalmente desenvolvido para situações 1D, ele também pode ser aplicado para situações 2D, individualmente para os modos TM e TE de propagação das ondas eletromagnéticas (ver discussão em Jones e Garcia, 2003).

A Figura (4.12) mostra o procedimento adotado, usando como exemplo a estação piu02b. Na figura, a direção xy corresponde ao modo TE, enquanto yx corresponde ao modo TM. Sobre os valores medidos de resistividade aparente e fase (representados por círculos) são apresentados os limites teóricos máximos e mínimos para os valores calculados teoricamente para esses parâmetros a partir do RHOPUS, individualmente para os

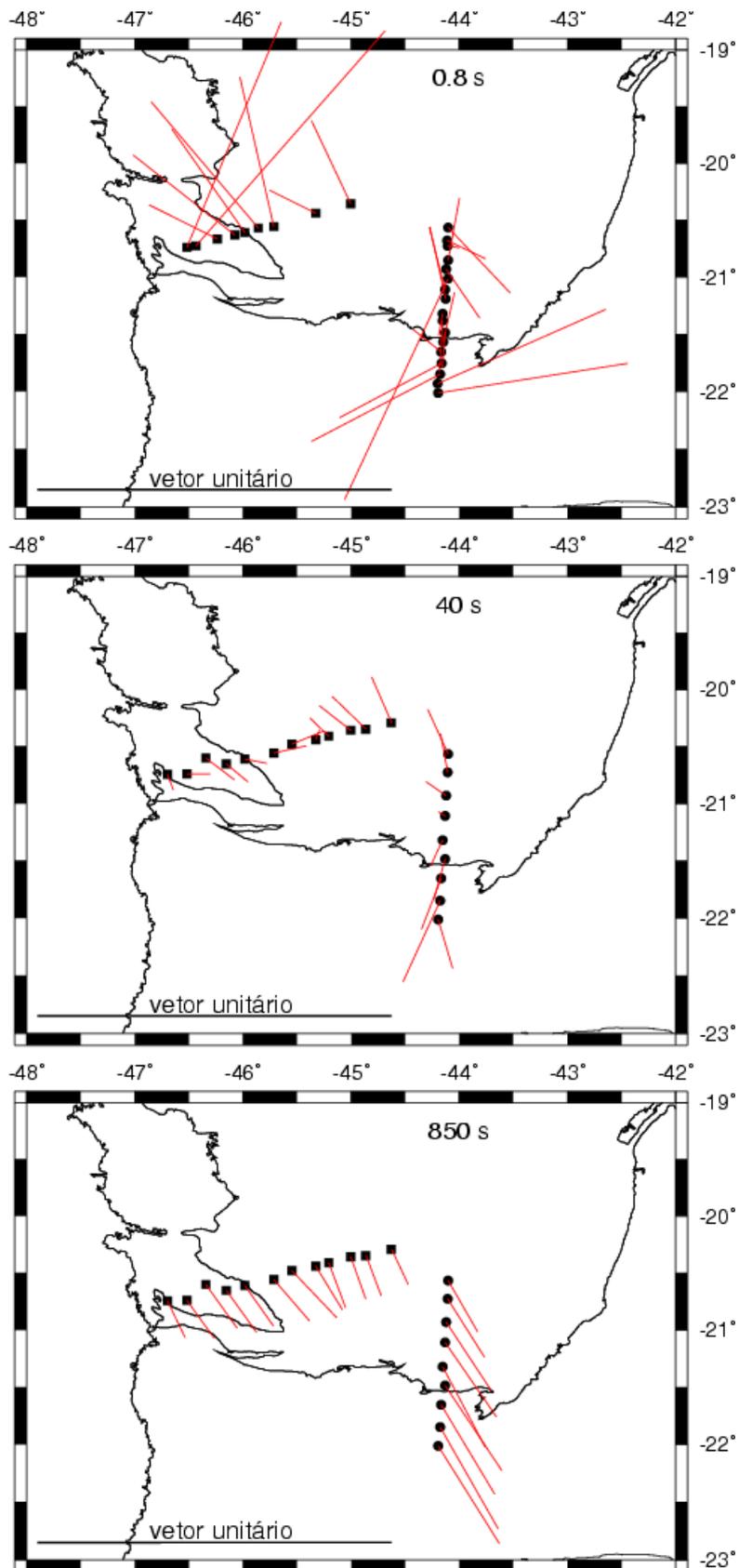


FIGURA 4.11 – Vetores de indução nos períodos 0,8, 40 e 850 s ao longo dos perfis PIU e SJR.

modos TE e TM. Observa-se que, para a maioria dos casos, os valores máximos e mínimos preditos para os parâmetros são praticamente idênticos e coincidentes com os dados experimentais (nesse caso representados por círculos fechados). Apenas em alguns casos, os dados experimentais ficam fora desse limite (representados por círculos abertos). Seguindo a discussão apresentada pelos autores do programa, esses dados não são consistentes com aqueles dos demais períodos para essa curva como também para aqueles da outra curva correspondente para o mesmo modo de propagação (resistividade aparente ou fase). Esses valores são então descartados e aqueles previstos pelo algoritmo são usados nos passos seguintes de inversão dos dados.

Deve-se observar aqui que, no Apêndice A, onde se mostram os resultados da decomposição em cada estação, apresentam-se os dados brutos (antes da utilização do RHOPLUS). Por outro lado, no Apêndice B, onde se comparam as curvas geradas pelos modelos 2D com os dados experimentais, esses últimos já estão corrigidos da forma descrita neste item. Observe-se também que, em alguns casos, optou-se por não

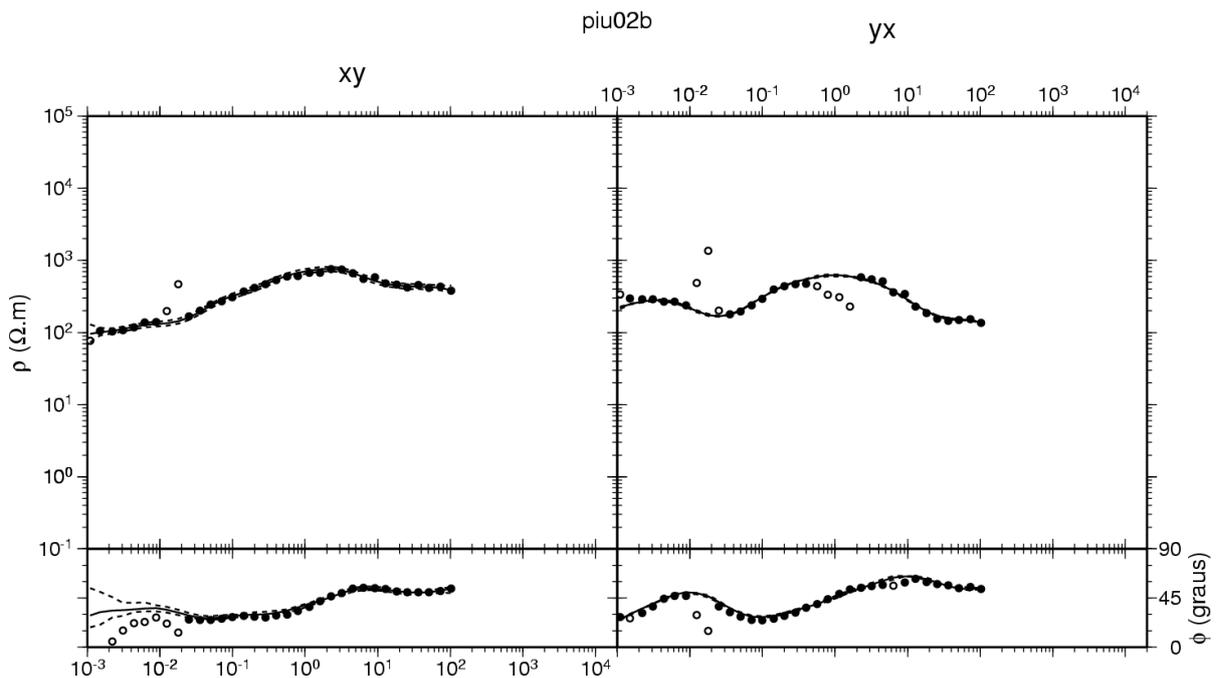


FIGURA 4.12 – Uso do programa RHOPLUS na estação piu02b. À esquerda mostram-se as curvas de resistividade aparente e fase para o modo TE, enquanto à direita as curvas correspondentes para o modo TM. As linhas tracejadas (coincidentes para a maioria dos períodos) correspondem aos limites máximos e mínimos aceitos para os dados experimentais. Os círculos cheios são os dados experimentais aprovados pelo RHOPLUS e os círculos abertos àqueles que devem ser corrigidos pelo valor médio predito (linha contínua).

usar os dados corrigidos pelo programa. Isso foi feito quando esses dados distorcidos encontravam-se no início ou final do intervalo medido de períodos. Especificamente no caso da estação PIU02b, foram descartados os dados da fase do modo TE em períodos inferiores a 0,02 s.

4.4 Pseudo-seções

O resultado do processamento descrito nos itens anteriores é a obtenção das diferentes funções de transferência MT (resistividades aparentes, fases e funções de transferência magnética) ao longo das direções paralelas e ortogonais do *strike* geoeletrico (modos TE e TM de propagação do sinal eletromagnético) para todas as estações de medida.

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

As Figuras (4.13) e (4.14) fornecem as pseudo-seções para resistividade aparente (modos TE e TM), fase (TE e TM) e funções de transferência magnética (real e imaginária no modo TE), respectivamente para os perfis PIU e SJR. Genericamente, os mapas de resistividade aparente são dominados por valores muito altos (acima de 10^3 ohm.m), indicativo da alta resistividade das rochas precambrianas encontradas na superfície dessa região. As fases trazem mais informação, apontando para estruturas resistivas (fase acima de 45°), que se convertem em condutoras (fase abaixo de 45°) em períodos superiores a 1 s. Parecem haver duas regiões condutoras em sub-superfície, uma mais rasa e descontínua (provavelmente na crosta) e outra mais profunda e contínua, sobretudo ao longo do perfil PIU (profundidades prováveis do manto). Os mapas de função de transferência magnética são mais utilizados para verificar variações laterais de condutividade. Mostram que tais variações concentram-se principalmente nos períodos mais curtos (parte crustal). A confirmação dessa análise qualitativa pode ser obtida através da inversão dos dados, a ser discutida no próximo capítulo.

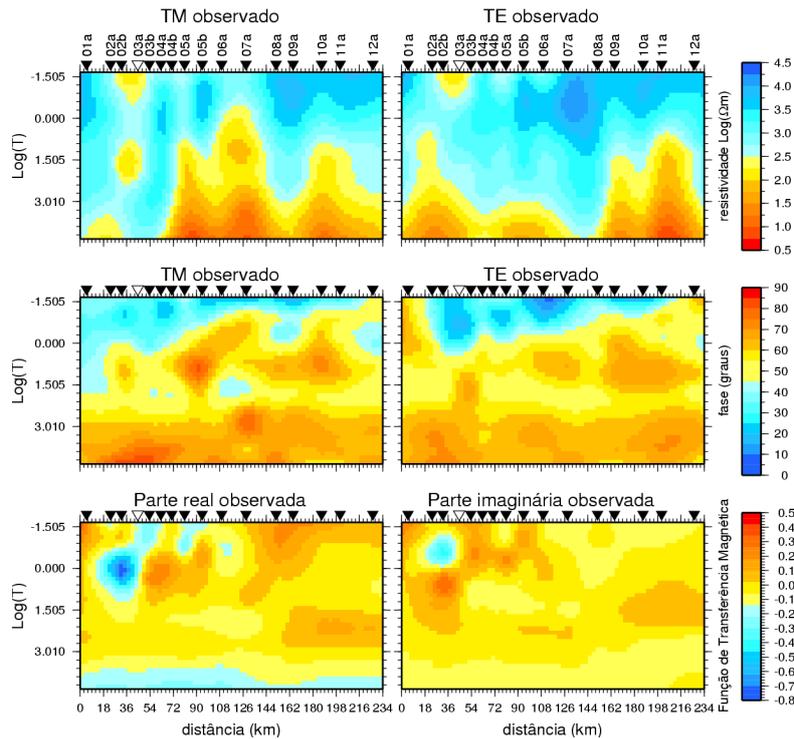


FIGURA 4.13 – Pseudo-seções de resistividade aparente (modos TM e TE), fase (modos TM e TE) e funções de transferência magnética (partes real e imaginária) para o perfil PIU. Símbolos claros na localização das estações indicam significativa contaminação por ruído (dados não utilizados na inversão dos dados).

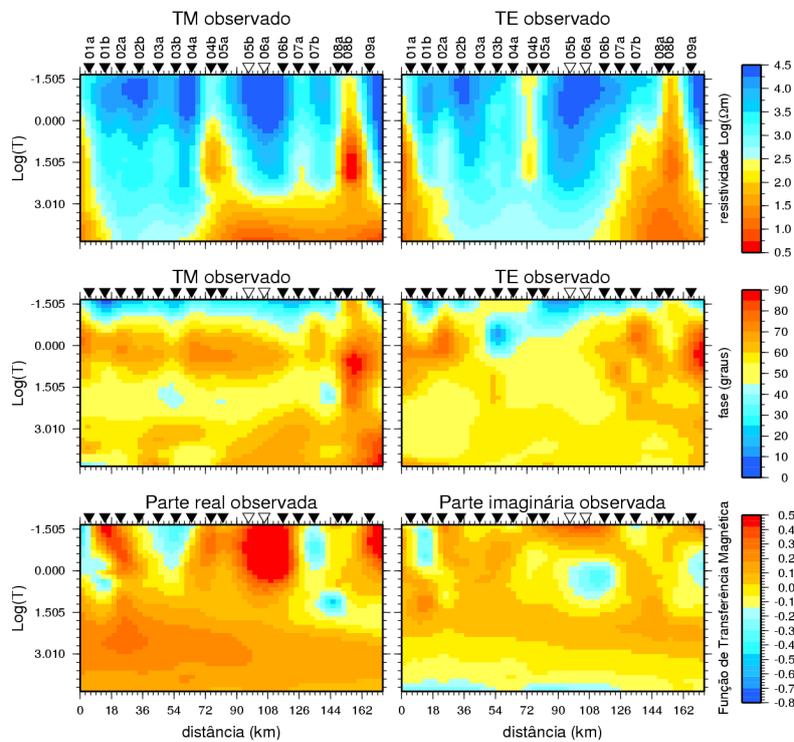


FIGURA 4.14 – Idem à Figura (4.13) ao longo do perfil SJR.

CAPÍTULO 5

INVERSÃO DOS DADOS

A inversão de dados MT consiste na obtenção de um modelo de distribuição de condutividades sob o perfil de medidas que ajuste, dentro de certos limites pré-estabelecidos (erros), os diferentes parâmetros obtidos nos levantamentos de campo. Há vários programas livremente disponíveis para inversão desse tipo de dados. Neste caso específico, optou-se para gerar o modelo final pelo algoritmo de gradientes lineares não conjugados (NLCG) proposto por Rodi e Mackie (2001), principalmente por sua capacidade de trabalhar com sondagens com quantidades diferentes de períodos amostrados nas diferentes estações. Esse é exatamente o caso de nossos 2 perfis que contam com estações em que foram amostradas uma larga gama de períodos (uso de equipamentos de banda larga e de período longo) e outras com um número bem menor de períodos (apenas equipamento de banda larga).

O primeiro passo no processo de inversão consiste em discretizar o semi-espaco sob o perfil, o que deve ser feito respeitando algumas regras básicas para melhorar a precisão da solução numérica (Mackie, 2002). Basicamente essas regras consistem em que, para o espaçamento vertical da grade deve-se ter:

- espessura da camada na superfície com $1/10$ do *skin depth* do bloco superficial mais condutivo, considerando o período mais curto;
- espessuras das camadas sucessivas aumentando por um fator de 1,2 a 1,5, até alcançar $1/2$ *skin depth* na base do modelo nos períodos mais longos;
- profundidade total do modelo aproximadamente o dobro do *skin depth* para o período mais longo; caso o bloco mais profundo tenha espessura maior que $1/2$ *skin depth*, deve-se reduzir o fator usado para aumentar a espessura de cada camada.

Para o espaçamento horizontal da grade deve-se observar que:

- as larguras das colunas devem ser aproximadamente $1/3$ do *skin depth*, nos blocos onde o gradiente indutivo lateral seja significativo; se houver um número grande de estações próximas, deve-se usar um bloco por estação para evitar problemas de *aliasing* na variação lateral da resposta;
- a largura dos blocos pode aumentar por um fator 1,2 a 1,5, dependendo do espaçamento entre as estações;

- a largura dos blocos deve ser tão uniforme quanto possível dentro da área delimitada pelas estações;
- a largura dos blocos pode aumentar por um fator de 1,5 a 2,0 fora da área delimitada pelas estações; idealmente, a largura do modelo deve ser aproximadamente duas vezes maior que sua profundidade.

No final, a grade para o perfil PIU foi composta por 86 colunas (horizontal), sendo que as 78 colunas na parte central têm largura de 3 km. Dessa forma, a parte central e interpretável do modelo perfaz uma distância total de 234 km. Além disso, há mais 4 colunas em cada extremidade do perfil, cuja largura aumenta geometricamente de forma a obedecer os critérios de relacionamento entre profundidade e largura definidos anteriormente. Na vertical, o modelo é composto por 39 linhas distribuídas aproximadamente em progressão geométrica. Para definição das espessuras de cada camada procurou-se ter uma amostragem uniforme dos dados em cada camada. Para fazer essa avaliação usou-se as espessuras definidas pela transformada de Niblett-Bostick, conforme indicado na Figura (5.1).

A grade para o perfil SJR foi construída de forma análoga, exceto por ter na horizontal apenas 66 colunas, das quais 58 constituem a parte central e interpretável do modelo, totalizando 174 km.

No procedimento usado para a inversão, adotou-se inicialmente o roteiro proposto por Pous et al. (2004) que consiste em fazer primeiro a inversão do *tipper* (função de transferência magnética). O modelo de partida utilizado nesse caso foi um semi-espaço homogêneo, discretizado em blocos de acordo com a grade descrita anteriormente. O resultado obtido da inversão do *tipper* foi a seguir usado como modelo inicial para a inversão conjunta do *tipper* e do modo TM. Finalmente, utilizou-se esse modelo como inicial para a inversão conjunta do *tipper* e dos modos TM e TE.

Outra alternativa empregada no processo de inversão foi o de utilizar um outro programa mais simples de inversão no estágio inicial. Nesse caso o código utilizado foi o REBOCC (Siripunvaraporn e Egbert, 2000), para o qual foram gerados alguns dados fictícios (excluídos da inversão) para permitir se ter a mesma quantidade de dados em todas as estações. O modelo gerado por esse código foi posteriormente utilizado como entrada para uma modelagem mais acurada, usando o programa NLCG anteriormente citado. Na discussão dos resultados da inversão vai se mostrar que esse foi o procedimento que forneceu os melhores resultados.

Um ponto importante para a inversão dos dados consiste na escolha do multiplicador de

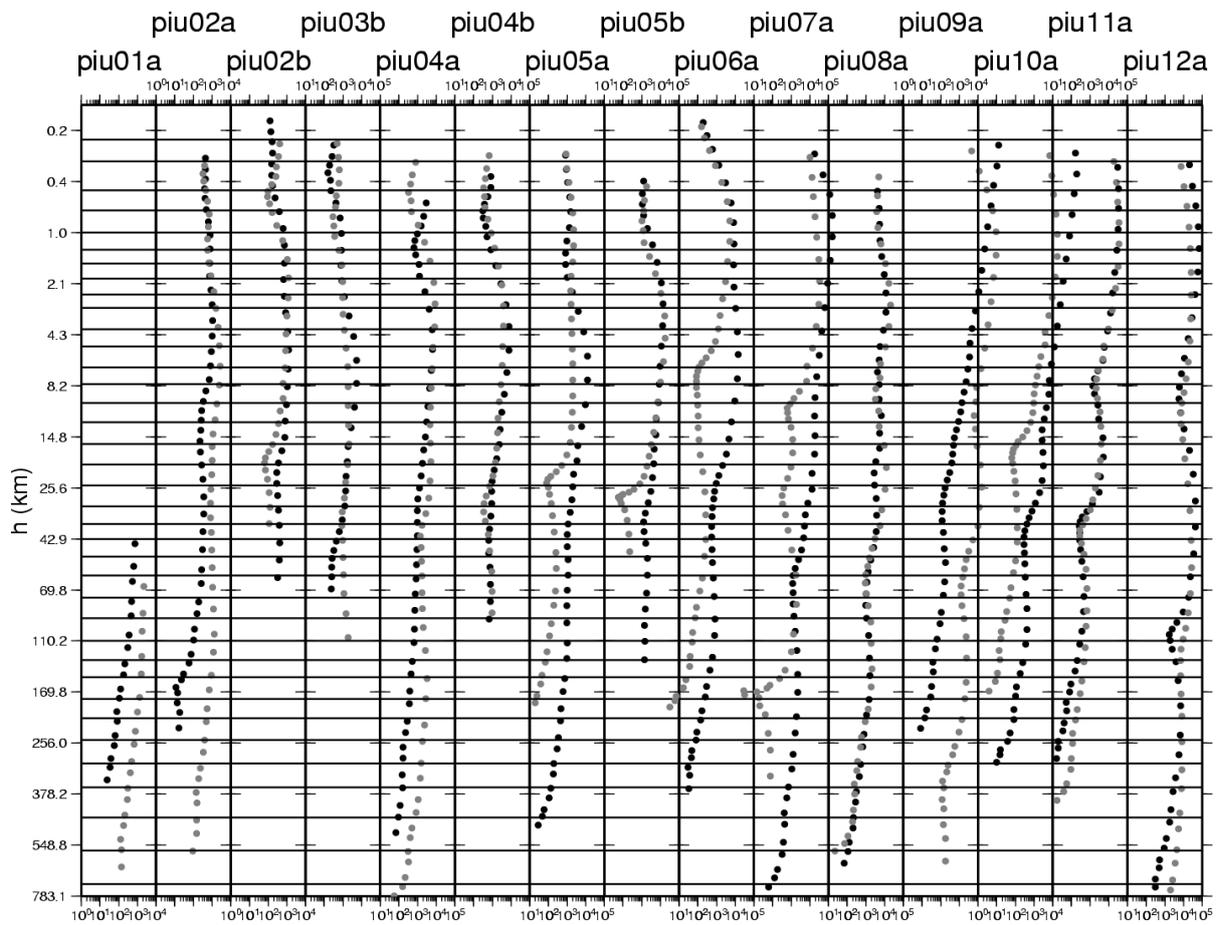


FIGURA 5.1 – Transformada 1D de Niblett-Bostick para as estações ao longo do perfil PIU, usada para converter os valores de resistividade aparente e fase em função do período em valores de resistividade em função da profundidade (Niblett e Sayn-Wittgenstein, 1960; Bostick, 1977). Os círculos pretos correspondem aos dados na direção TE e aqueles em cinza à direção TM. As linhas horizontais correspondem às profundidades da malha vertical definida para o modelo 2D.

Lagrange (μ) adequado. Para isso, usou-se a abordagem proposta por (Silva et al., 2001) que consiste em buscar o menor multiplicador de Lagrange que ainda produza soluções estáveis. Para verificar a estabilidade das soluções, usou-se a seguinte abordagem: a partir dos dados originais, foram gerados outros conjuntos de dados, acrescentando-se uma perturbação com distribuição gaussiana de 2% para o *tipper*, 4% para a fase e 8% para a resistividade aparente no espaço logarítmico. Fixado um valor pequeno para o multiplicador de Lagrange, obtém-se os modelos a partir de cada nova base de dados e calcula-se o erro relativo para cada célula do modelo¹. Em seguida, aumenta-se o valor do multiplicador de Lagrange até que o modelo obtido varie pouco apesar da perturbação dos dados.

A Figura (5.2) mostra o resultado obtido da análise dos multiplicadores de Lagrange para o modelo do perfil PIU apresentado na Figura (5.5). Foram usados multiplicadores de Lagrange iguais a 1, 3 e 10. Do valor 1 para o 3, observa-se um significativo ganho em estabilidade no modelo. De 3 para 10, porém, as diferenças são pequenas, exceto para algumas estruturas na borda leste do modelo. Dessa forma, o valor ideal para o multiplicador de Lagrange situa-se entre 3 e 10 para este modelo.

5.1 Inversão 2D dos dados do perfil PIU

O primeiro aspecto a considerar na inversão MT é o tipo do dado a ser ajustado pelo modelo de distribuição de condutividades. Os dados usados não são valores absolutos de resistividade aparente, fase ou *tipper*, mas um intervalo de variação dentro do qual os dados teóricos devem se ajustar. Para esse limite de variação não se usam as barras de erros obtidas dos dados experimentais, pois essas são afetadas por variações estatísticas da quantidade de dados amostrados em diferentes períodos. Tendem por isso a fornecer desvios muito baixos em regiões onde se esperaria que o erro deveria ser grande (*banda morta*, por exemplo), em detrimento de outros períodos em que se esperaria estimativas mais estáveis dos diferentes parâmetros. Devido a isso prefere-se utilizar desvios percentuais fixos (*error floor*) para um determinado parâmetro em todo o intervalo de períodos amostrados. Para a primeira inversão do perfil PIU, os desvios fixos usados foram 0,01 para o *tipper* (valor absoluto adimensional), 10% para a resistividade aparente e 5% para a fase. Outro aspecto a se considerar para os resultados obtidos com essa primeira inversão é que foram incluídos entre os dados experimentais aqueles provenientes da estação 03a, possivelmente perturbada pela proximidade da represa de FURNAS.

¹Por erro relativo entende-se a razão entre o desvio padrão e a média calculada a partir do log da resistividade de cada célula.

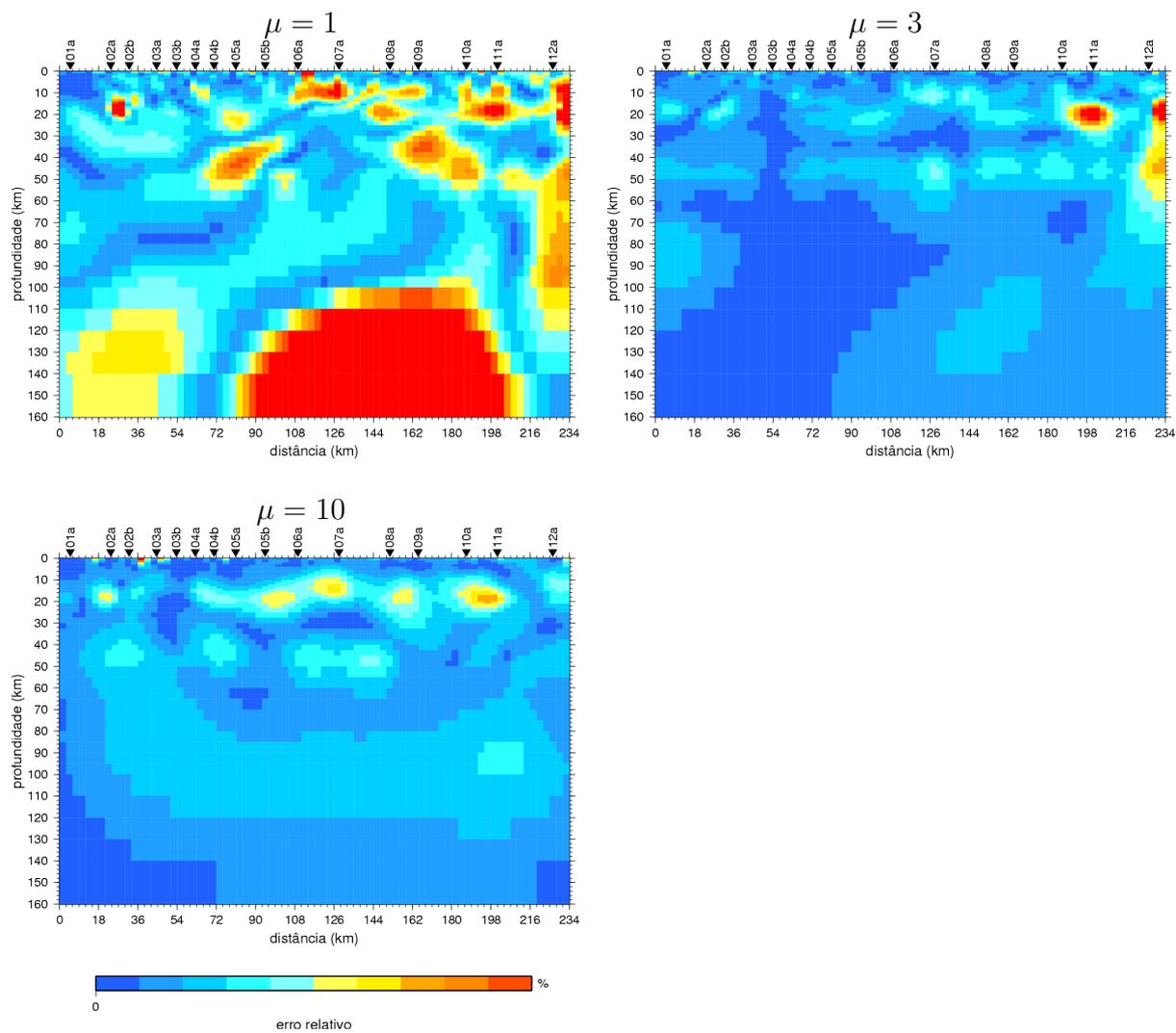


FIGURA 5.2 – Variação relativa do modelo da Figura (5.5) devido a perturbação dos dados originais para diferentes multiplicadores de Lagrange (μ).

Na Figura (5.3) mostra-se o resultado da inversão usando apenas os dados do *tipper*. Esse modelo apresentou raiz quadrática média (*rms*) de 3,62. O resultado obtido permite a identificação de algumas estruturas condutoras localizadas na crosta, não identificando qualquer variação anômala em maiores profundidades.

Seguindo o procedimento descrito anteriormente, esse modelo foi usado como ponto de partida para a inversão conjunta do *tipper* e resistividade aparente e fase do modo TM. O modelo resultante é apresentado na Figura (5.4) e apresenta *rms* de 4,417. Além das diversas estruturas condutoras localizadas na crosta médio-inferior já presentes no modelo anterior, este novo modelo identifica um aumento de condutividade em profundidades do manto, apresentando aparentemente profundidades mais rasas na parte leste do perfil.

Por fim, este último modelo foi usado como inicial para a modelagem conjunta de todos os dados disponíveis (*tipper* e resistividade aparente e fase nos modos TE e TM). O modelo resultante é apresentado na Figura (5.5) e apresenta *rms* de 6,14. Esse modelo mostra uma crosta superior extremamente resistiva, com algumas anomalias localizadas na crosta médio-inferior. A mais proeminente delas situa-se perto do extremo leste do perfil (região do Cráton do São Francisco). Essa mesma região apresenta também uma condutividade mais alta do manto em profundidades mais rasas. Não é mostrado aqui, mas esse modelo reproduz de forma genericamente adequada o comportamento geral dos dados observados (com exceção das resistividades aparentes do modo TE, caso a ser discutido posteriormente). O modelo apresenta, porém, um *rms* muito alto (erro de ajuste superior a 30%).

Em outra tentativa para ajustar os dados, utilizou-se o programa REBOCC para uma inversão inicial. Diferentemente do caso anterior, excluiu-se a estação 03a das análises e aumentou-se significativamente os desvios fixos para o *tipper* (0,038) e para a resistividade aparente (30%). Nesse último caso, procurou-se minimizar efeitos de deslocamento estático (*static shift*) sobre os dados. Esses efeitos são causados pela presença de inomogeneidades superficiais que afetam o campo elétrico nas medidas MT e tem como resultado um desvio do nível das curvas de resistividade aparente, sem afetar a fase. Está relacionado com o fator de ganho g da decomposição dos dados MT (ver Equação 2.42). Aumentando-se o intervalo aceitável para o ajuste dos dados de resistividade aparente, permite-se que as curvas possam oscilar para cima ou para baixo, na tentativa de ajustar o deslocamento estático.

O modelo gerado pelo programa REBOCC sobre os dados do perfil PIU é apresentado na Figura (5.6). Ele apresenta *rms* de 2,4745, significativamente inferior aos resultados obtidos nos modelos anteriores. A distribuição de resistividades em subsuperfície não

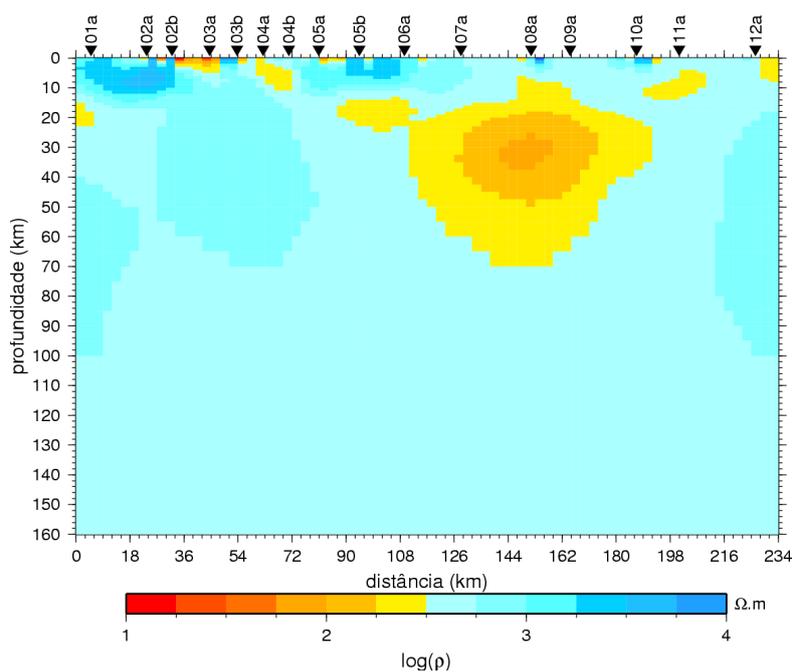


FIGURA 5.3 – Modelo geolétrico 2D do perfil PIU, usando apenas os dados do *tipper*. O *rms* para esse modelo é de 3,62.

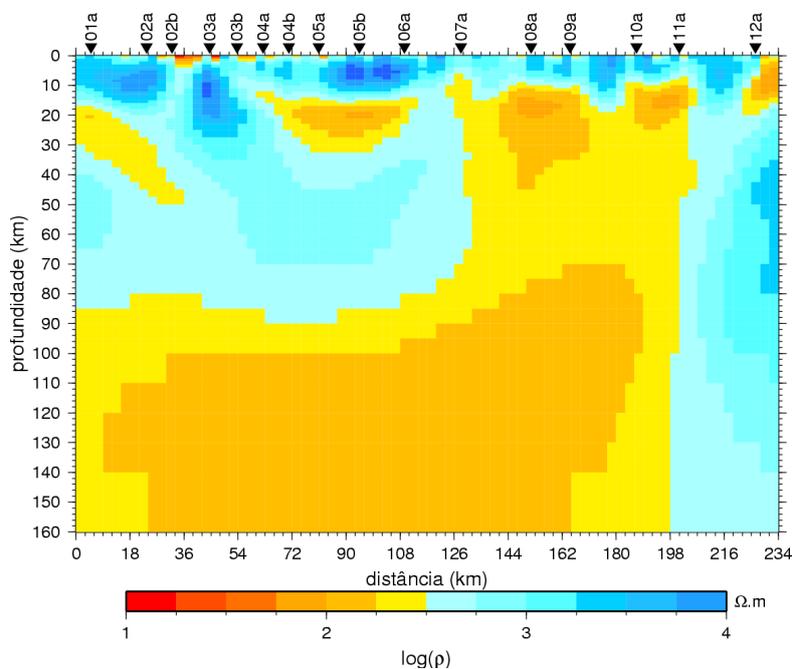


FIGURA 5.4 – Modelo geolétrico 2D do perfil PIU, usando dados do *tipper* e de resistividade aparente e fase do modo TM. O *rms* para esse modelo é de 4,417.

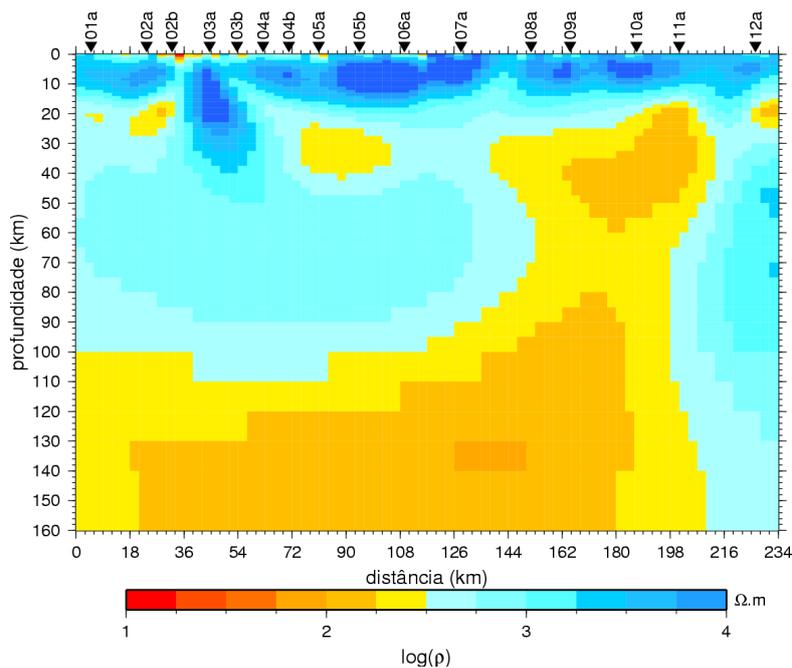


FIGURA 5.5 – Modelo geolétrico 2D do perfil PIU, usando todos os dados disponíveis (*tipper* e resistividade aparente e fase dos modos TM e TE). O *rms* para esse modelo é de 6,14.

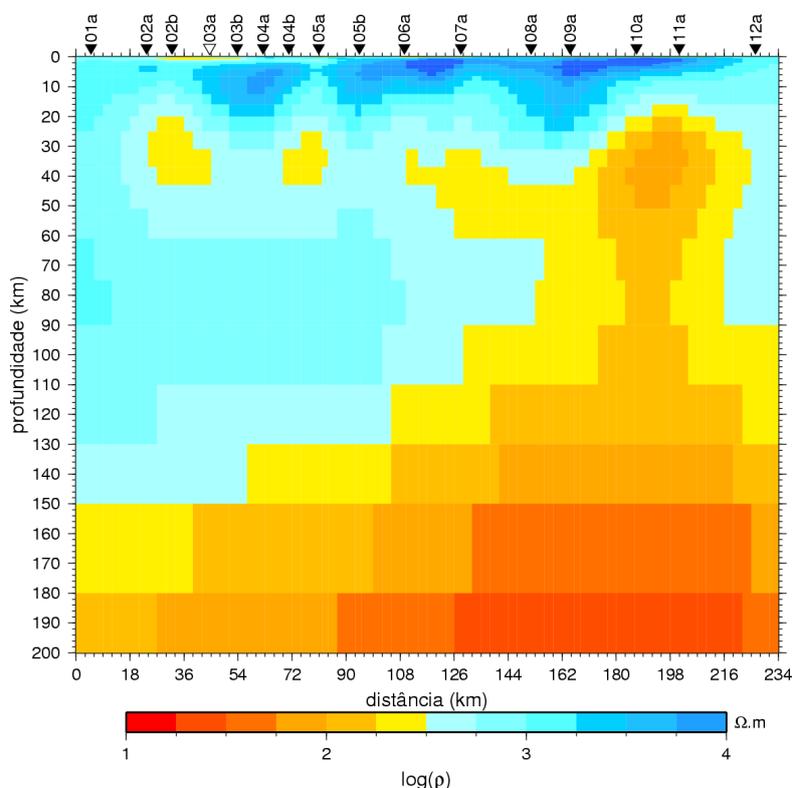


FIGURA 5.6 – Modelo geolétrico 2D do perfil PIU derivado do programa REBOCC, usando todos os dados disponíveis (*tipper* e resistividade aparente e fase dos modos TM e TE) e excluindo a estação 03a. O *rms* para esse modelo é de 2,4745.

é muito diferente daquela observada nos modelos anteriores, indicando apenas valores de condutividade mais altos para maiores profundidades do manto superior, as quais se estendem também até o extremo leste do perfil.

O multiplicador de Lagrange desse modelo derivado do REBOCC foi de 100. Para fazer-se uma nova avaliação do menor multiplicador de Lagrange (μ) que ainda produza soluções estáveis, como descrito anteriormente, o programa REBOCC mostrou-se inviável, pois não permite a inversão dos dados com um multiplicador de Lagrange fixo². Usou-se então esse modelo derivado do REBOCC como entrada para o programa NLCG, com os dados apresentando os mesmos desvios fixos daquela inversão e também excluindo a estação 03a das análises. Com isso, além de verificar a não dependência do modelo obtido com o programa de inversão, pretende-se também verificar a estabilidade do modelo e se o multiplicador de Lagrange (μ) utilizado foi adequado. A Figura (5.7) mostra os resultados obtidos para μ igual a 3, 10, 32 e 100. Entre os valores 3 e 32, observa-se uma maior variação nas estruturas até 30 km. Como esperado, o erro relativo diminui com o aumento de μ , reduzindo-se bastante para $\mu = 100$, onde o erro relativo é majoritariamente inferior a 2,5% com erros máximos de 4,5%. Por estas características, escolheu-se $\mu = 100$ para o modelo final (em concordância com a escolha do programa REBOCC), o qual é apresentado na Figura (5.8), com *rms* de 2,32 no ajuste dos dados (equivalente a um erro de ajuste pouco superior a 11%).

Como esperado, o modelo obtido não apresenta diferenças significativas em relação ao anterior, especialmente em profundidades do manto superior. A localização das anomalias condutoras da crosta médio-inferior é também pouco alterada, apenas estendendo a anomalia central um pouco mais para leste (abrangendo as estações 05a e 05b). A anomalia crustal mais proeminente, próxima à borda leste do perfil, sob os terrenos arqueanos do Cráton do São Francisco, é confinada entre as estações 08a e 11a e parece estender-se, com alguma descontinuidade vertical, até o manto superior.

A comparação entre os dados experimentais e aqueles gerados teoricamente pelo modelo é feita nas Figuras (5.9), (5.10) e (5.11). Nessas figuras são apresentadas as pseudo-seções observadas (dados experimentais) e calculadas a partir do modelo. Observa-se que os dados teóricos reproduzem corretamente os experimentais, uma comprovação da adequação do modelo 2D obtido. A principal discrepância é observada no ajuste dos dados de resistividade aparente em longos períodos no modo TE. Essa discrepância é provavelmente associada ao fato desses dados serem extremamente suscetíveis a distorções geradas por estruturas externas ao perfil. Exatamente por isso em muitos

²Há uma opção do REBOCC para fixar o multiplicador de Lagrange, no entanto, verificou-se que esta opção apenas diminui a quantidade de vezes que este parâmetro muda, mas não o fixa.

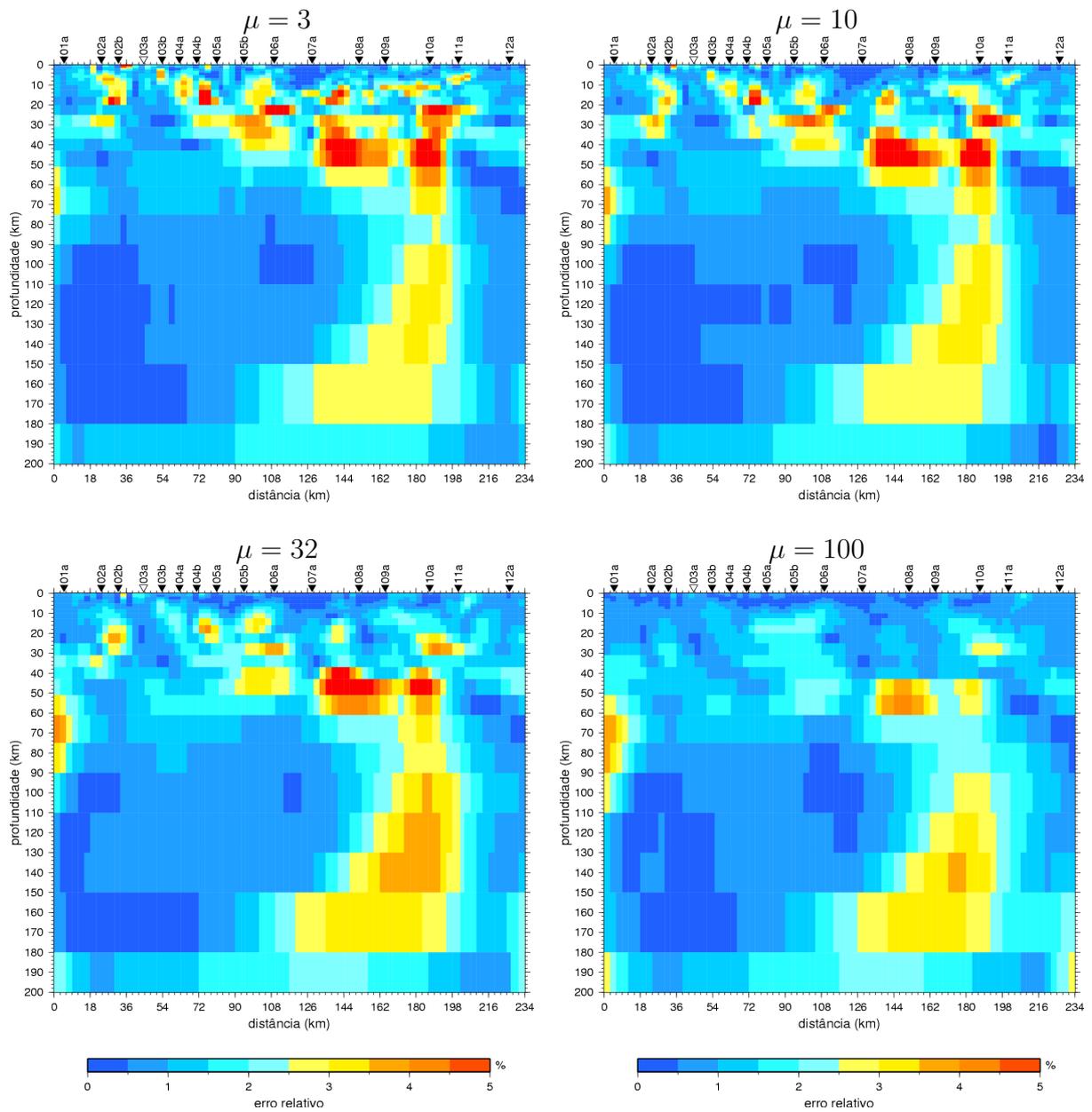


FIGURA 5.7 – Teste de estabilidade do modelo do perfil PIU através da variação relativa do modelo devido a perturbação dos dados originais para diferentes multiplicadores de Lagrange (μ).

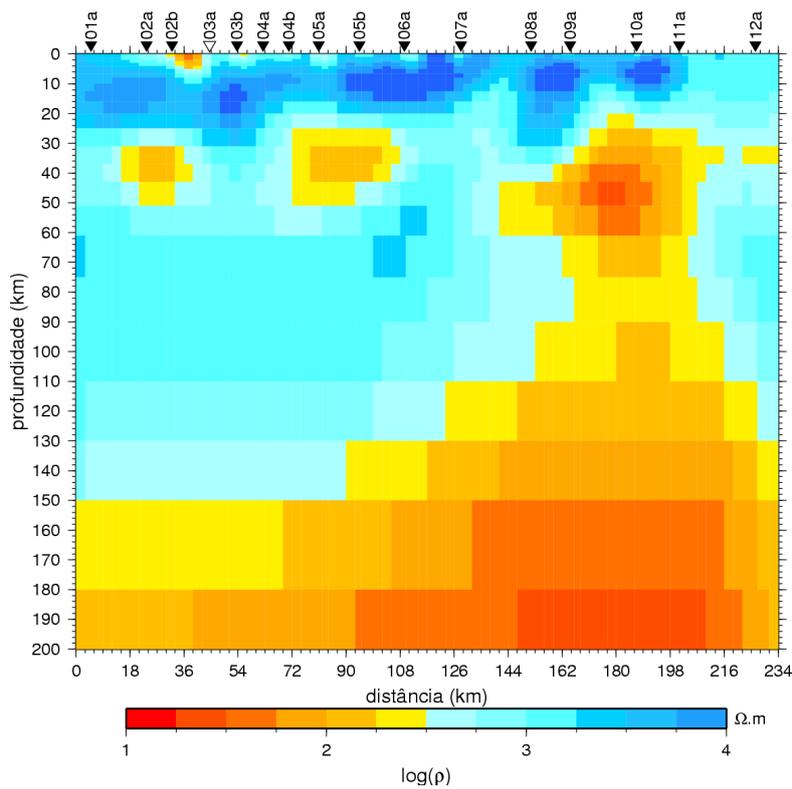


FIGURA 5.8 – Modelo geoeétrico 2D final do perfil PIU derivado a partir do programa NLCG, usando todos os dados disponíveis (*tipper* e resistividade aparente e fase dos modos TM e TE) e excluindo a estação 03a. O *rms* para esse modelo é de 2,32.

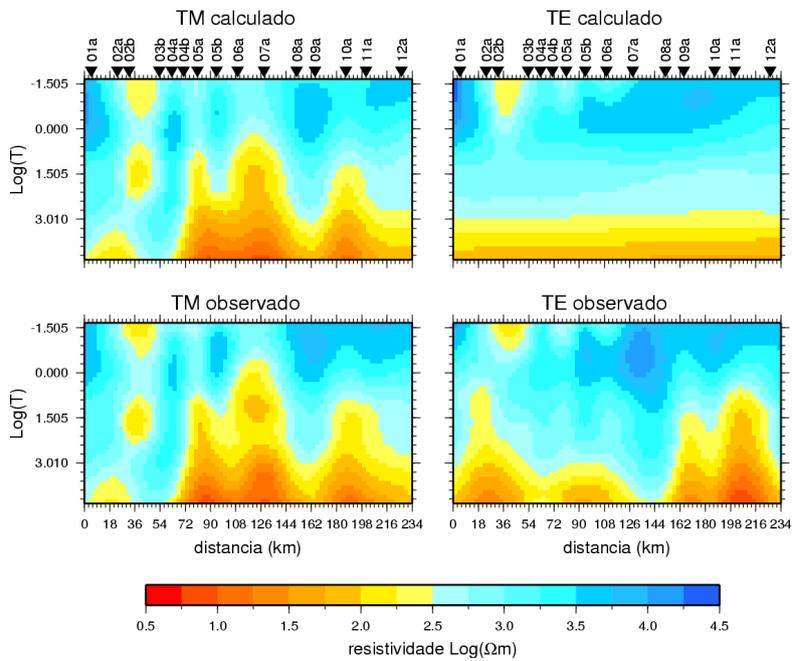


FIGURA 5.9 – Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de resistividade aparente (modos TE e TM) para o perfil PIU.

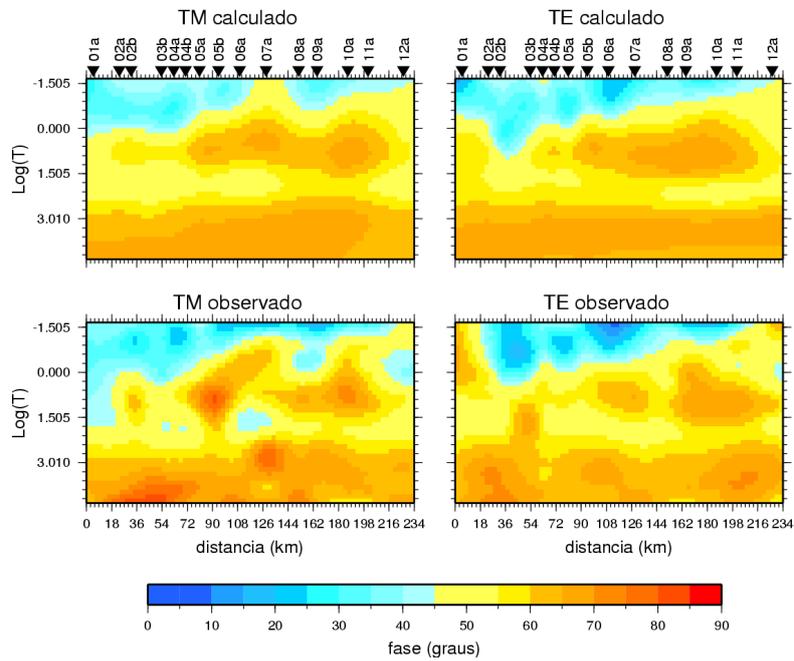


FIGURA 5.10 – Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de fase (modos TE e TM) para o perfil PIU.

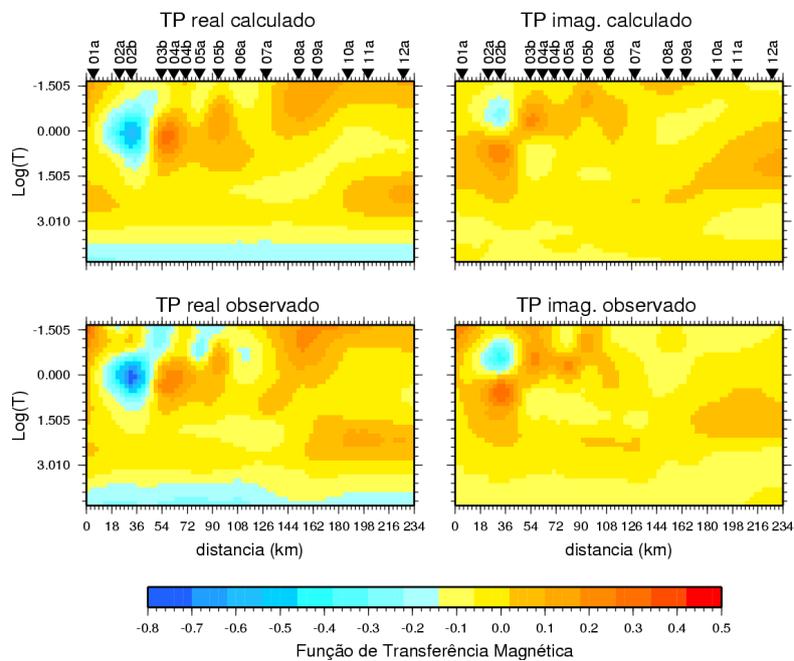


FIGURA 5.11 – Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de *tipper* (partes reais e imaginárias no modo TE) para o perfil PIU.

estudos que amostram dados MT de longo período, os dados de resistividade aparente no modo TE não são usados na inversão (ver, por exemplo, a publicação recente de Booker et al. (2004)). Uma verificação dessas distorções somente seria possível através de uma modelagem 3D dos dados.

5.2 Inversão 2D dos dados do perfil SJR

A partir da experiência obtida na inversão dos dados do perfil PIU, resolveu-se adotar o mesmo procedimento para inverter os dados do perfil SJR. Assim, o programa REBOCC foi inicialmente utilizado para derivar um modelo de partida para a inversão final pelo programa NLCG. Os desvios fixos (*error floor*) adotados para representar os dados experimentais foram os mesmos do perfil anterior, a saber 0,038 para o *tipper*, 30% para a resistividade aparente e 5% para a fase. Também, devido a ruídos culturais elevados, as estações 05b e 06a não foram usadas na inversão.

O modelo gerado pelo programa REBOCC sobre os dados do perfil SJR é apresentado na Figura(5.12) e apresenta *rms* de 2,9683. Analogamente ao perfil PIU, a crosta superior nessa região apresenta-se bastante resistiva (valores aproximando-se de 10^4 ohm.m) e algumas anomalias isoladas de condutividade são detectadas em profundidades crustais. A mais saliente dessas anomalias posiciona-se no extremo norte do perfil, novamente sob os terrenos arqueanos do cráton. Grande parte do manto superior é aqui caracterizada por altos valores de resistividade, com a condutividade localmente mais alta em maiores profundidades sob a região do cráton.

Esse modelo derivado do programa REBOCC foi a seguir usado como entrada para a inversão pelo programa NLCG. Fez-se a análise do multiplicador de Lagrange (μ) como no caso do perfil PIU. A Figura (5.13) mostra os resultados obtidos para μ igual a 3, 10, 32 e 100. Similar ao caso do perfil PIU, observa-se uma maior variação nas estruturas até 40 km, com uma redução significativa desta variação já em $\mu = 32$. Há um ganho de estabilidade para $\mu = 100$ em relação à $\mu = 32$ na estrutura abaixo da estação 09a em torno de 40 km de profundidade; nas demais estruturas os resultados são equivalentes. Devido a este ganho de estabilidade escolheu-se $\mu = 100$ para o modelo final, apesar do pequeno aumento do valor do *rms* (*rms* de 2,713 para $\mu = 32$ e *rms* de 2,99 para $\mu = 100$). O resultado obtido é apresentado na Figura (5.14), com o modelo tendo *rms* de 2,99 no ajuste dos dados (equivalente a um erro de ajuste da ordem de 15%), pouco superior ao caso anterior.

Novamente não se observam diferenças significativas em relação ao modelo derivado pelo REBOCC. O NLCG elimina algumas anomalias isoladas, desloca para o norte a anomalia

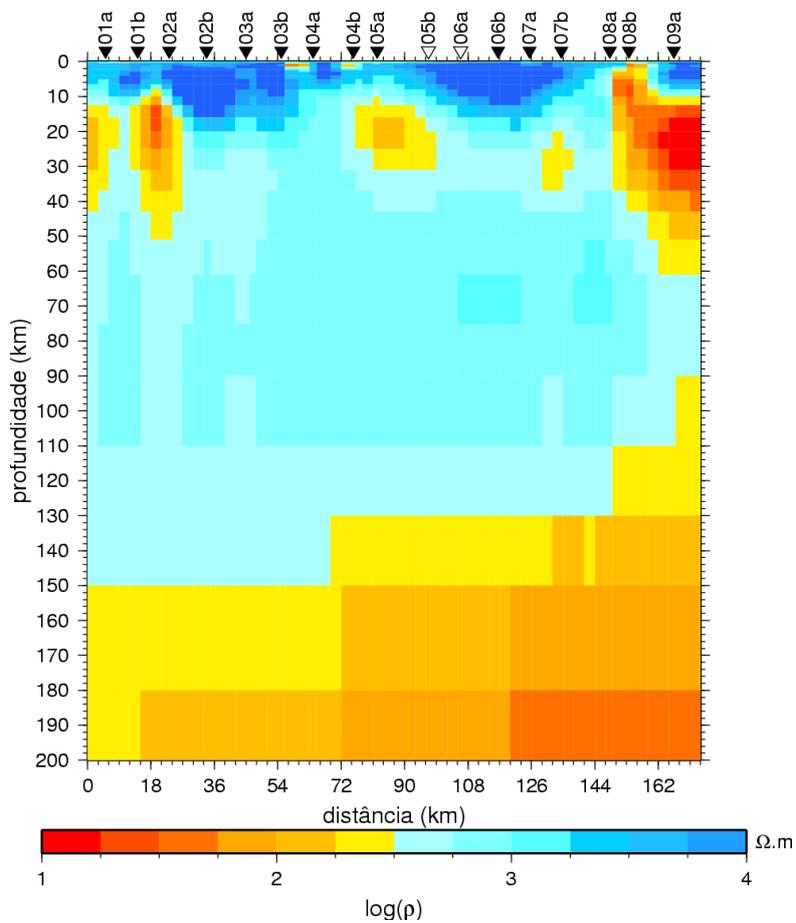


FIGURA 5.12 – Modelo geolétrico 2D do perfil SJR derivado do programa REBOCC, usando todos os dados disponíveis (*tipper* e resistividade aparente e fase dos modos TM e TE) e excluindo as estações 05b e 06a. O *rms* para esse modelo é de 2,9683.

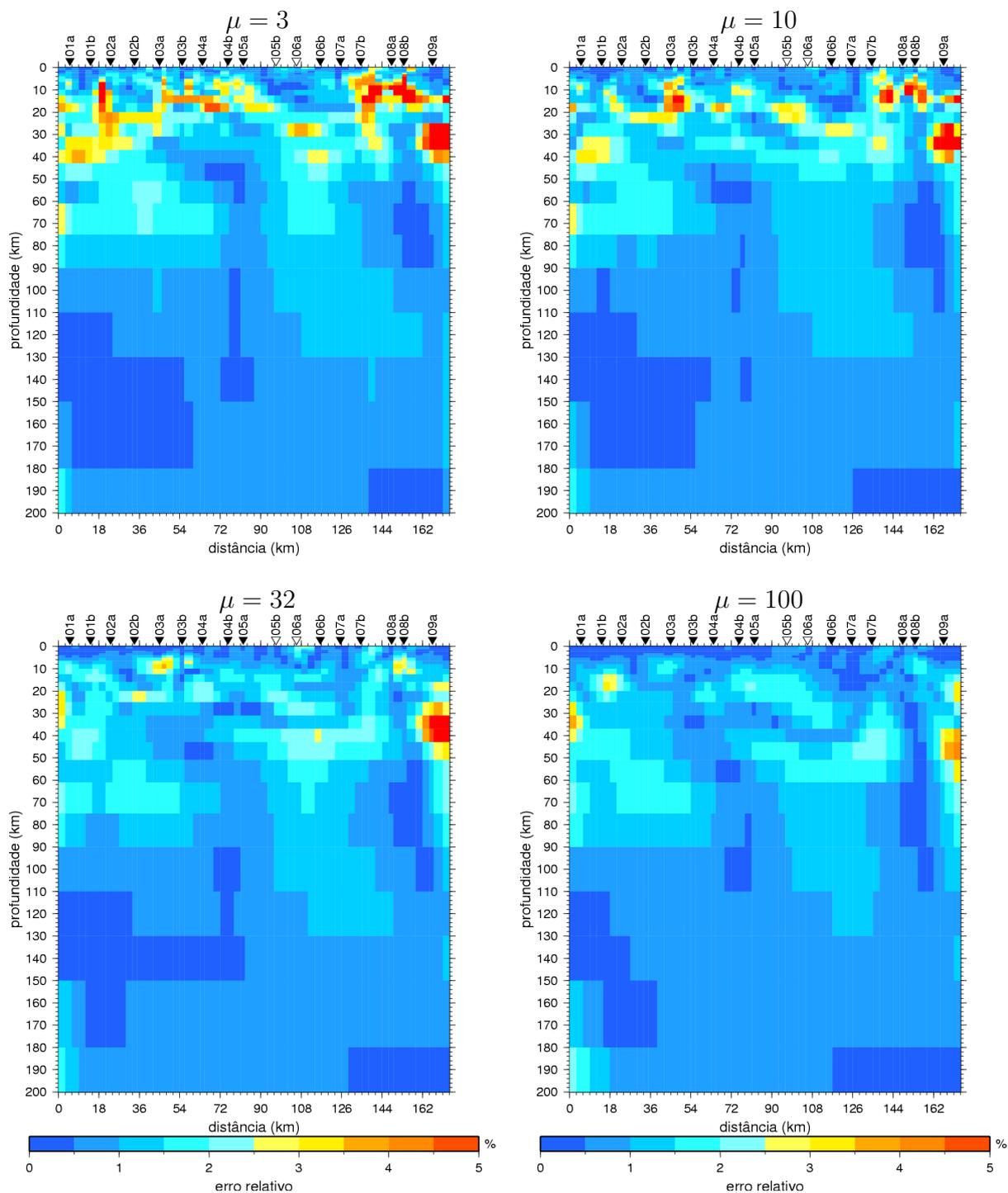


FIGURA 5.13 – Teste de estabilidade do modelo do perfil SJR através da variação relativa do modelo devido a perturbação dos dados originais para diferentes multiplicadores de Lagrange (μ).

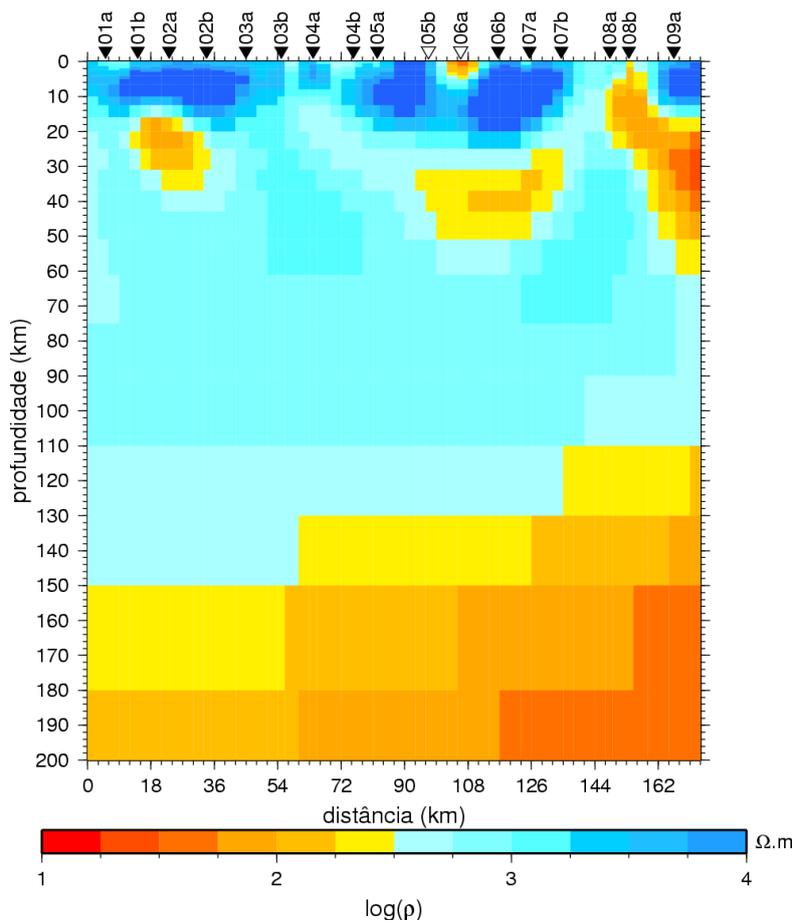


FIGURA 5.14 – Modelo geolétrico 2D final do perfil SJR derivado a partir do programa NLGG, usando todos os dados disponíveis (*tipper* e resistividade aparente e fase dos modos TM e TE) e excluindo as estações 05b e 06a. O *rms* para esse modelo é de 2,99.

crustal anteriormente concentrada sob as estações 04b e 05a e confirma que a anomalia na parte norte do perfil aproxima-se da superfície nas proximidades das estações 08a e 08b. Modifica muito pouco o modelo a grandes profundidades, confirmando uma maior condutância (produto da espessura pela condutividade) na região sob o cráton.

A comparação entre os dados experimentais e os calculados pelo modelo é apresentada na forma de pseudo-seções nas Figuras (5.15), (5.16) e (5.17). Analogamente ao caso do perfil PIU, os dados teóricos reproduzem corretamente os experimentais, com a principal discrepância sendo novamente observada no ajuste dos dados de resistividade aparente em longos períodos no modo TE. Considerando que esses dados devem ter sido distorcidos por estruturas fora do perfil, pode-se considerar que o modelo 2D obtido é adequado para representar as variações de condutividade elétrica ao longo do perfil SJR.

5.3 Comentários gerais sobre os resultados das inversões

Genericamente, os resultados obtidos para os dois perfis são bastante similares, especialmente na parte crustal. Observa-se uma crosta superior com alta resistividade, típica de terrenos proterozóicos e arqueanos com pequeno fraturamento e conseqüentemente baixa condução eletrolítica. Por outro lado, a crosta médio-inferior apresenta algumas anomalias isoladas, possivelmente correlacionadas a eventos do passado. A principal anomalia crustal aparece sob o cráton do São Francisco, na região

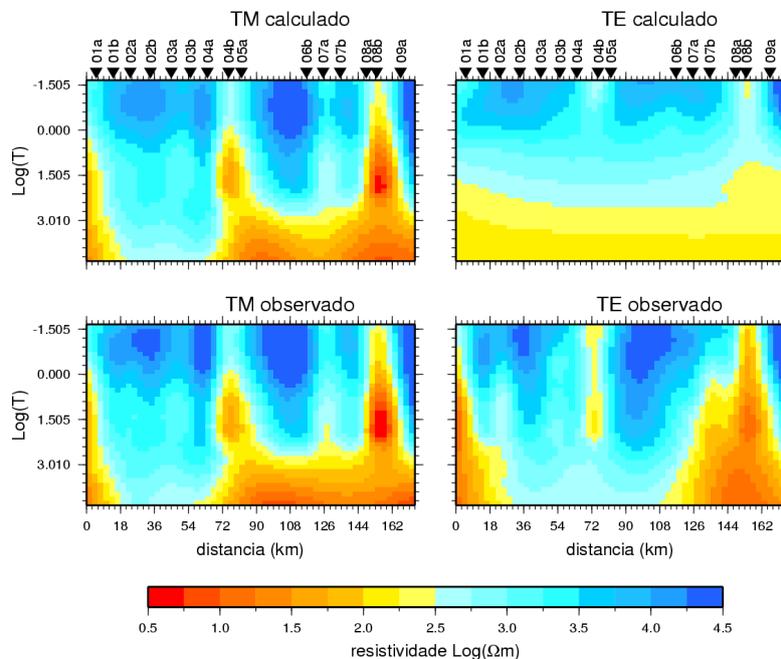


FIGURA 5.15 – Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de resistividade aparente (modos TE e TM) para o perfil SJR.

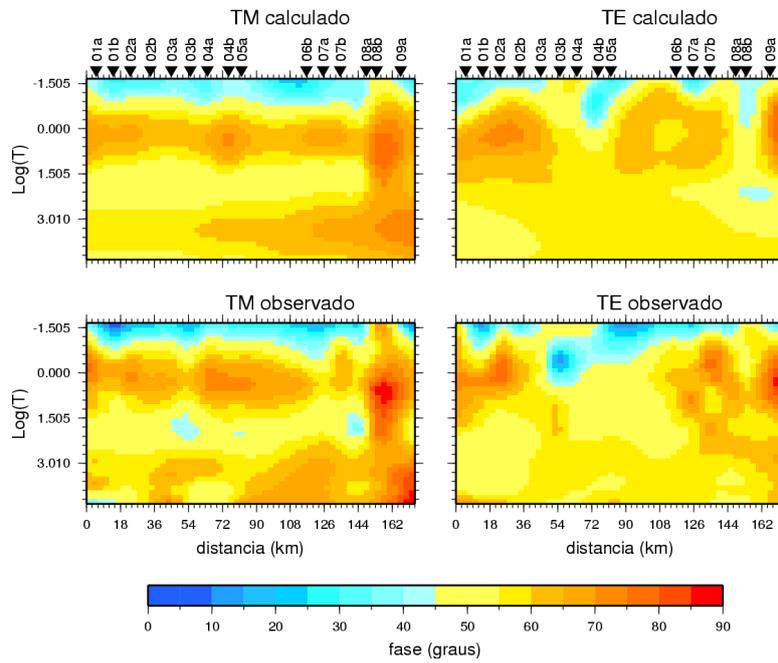


FIGURA 5.16 – Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de fase (modos TE e TM) para o perfil SJR.

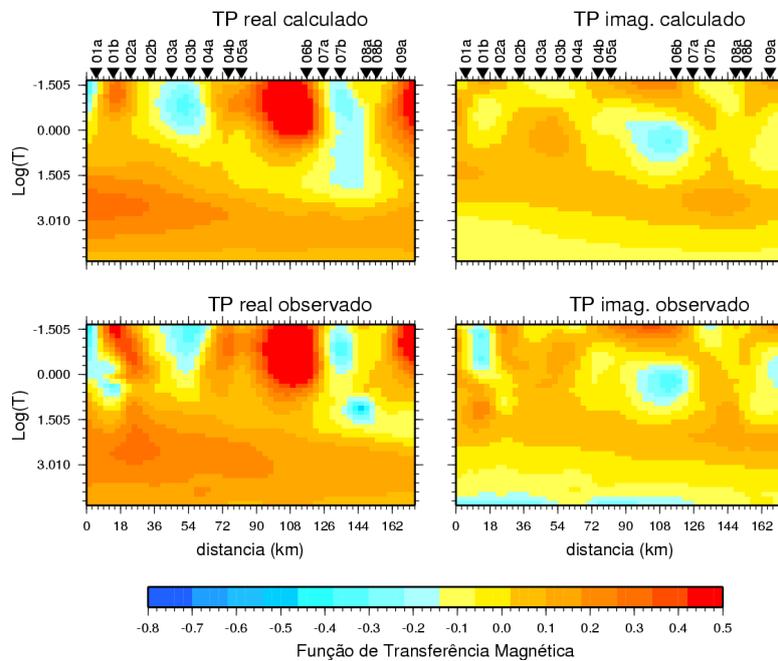


FIGURA 5.17 – Comparação das pseudo-seções experimentais e teóricas de *tipper* (partes reais e imaginárias no modo TE) para o perfil SJR.

onde afloram as rochas arqueanas e onde outras anomalias geofísicas são observadas (principalmente gravimétricas). O manto superior, por sua vez, parece ser lateralmente heterogêneo, com as mais altas condutividades concentradas novamente sob o cráton.

Alguns resultados surpreendentes são observados. O primeiro é que não existe uma assinatura geolétrica significativa da transição entre o cráton e os terrenos remobilizados circunvizinhos. De fato, não há nenhuma transição lateral nos parâmetros geolétricos que possa ser associada à borda do cráton. Outro aspecto, é que a condutância da litosfera sob o cráton, especialmente na região onde os dois perfis se encontram, é mais elevada que nas demais regiões cruzadas por nossos perfis. Esse resultado contradiz o que se encontra publicado na literatura, na qual se afirma que a condutividade diminui com o aumento da idade das rochas. A explicação mais plausível para esse resultado é que a porção sul do cráton do São Francisco teria sido afetada, posteriormente ao Proterozóico, por importante evento tectono-térmico que teria provocado significativa remobilização na crosta médio-inferior e no manto superior. Esse evento deixou resíduos na crosta-manto local que facilitam a circulação da corrente elétrica nessas profundidades. Esses resultados serão discutidos mais detalhadamente no próximo item desta tese.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO

As inversões 2D e direções geoeletricas (*strike*) obtidas para os dados MT ao longo dos perfis indicam características geoeletricas relativamente distintas para a parte oeste-sudoeste (Perfil PIU) e sul-sudeste (Perfil SJR) do cráton do São Francisco. A determinação das variações geoeletricas com a profundidade, em seções verticais fornecidas pelo método MT, pode ser extrapolada lateralmente através da integração com informações sobre outros parâmetros geofísicos e geológicos, fornecendo desta forma imagens regionalizadas para uma melhor percepção 3D.

Exceto para a porção mais superficial, de algumas centenas de metros, a crosta superior se apresenta muito resistiva, típica de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos, variando de 10^3 a 10^4 ohm.m, até profundidades ao redor de aproximadamente 20 km para ambos os perfis. Somente na parte norte do perfil SJR, ao redor das sondagens 08, ocorre na crosta superior uma faixa lateralmente estreita com maior condutividade, próximo do cruzamento do perfil com a Zona de Cisalhamento de Jaceaba-Bom Sucesso, conforme denominação de Campos et al. (2003).

Abaixo da crosta resistiva, ocorre uma camada subhorizontal de menor resistividade, segmentada na crosta intermediária e inferior em blocos com condutividade mais elevada localizados particularmente na região do Complexo Metamórfico Arqueano, próxima do Quadrilátero, e na porção sul da faixa do Grupo Andrelândia, onde ocorrem falhas de empurrão com vergência NW. Na parte leste do perfil PIU, a camada de menor resistividade, com valores de 10^2 ohm.m, encontra-se em profundidades entre 20 e 50 km. No perfil SJR, a camada de menor resistividade é um pouco mais rasa e aparentemente menos resistiva, abaixo de 80 ohm.m, entre 15 e 35 km, concentrada em dois segmentos de maior condutividade, na parte mais ao norte e mais ao sul do perfil, respectivamente no Complexo Metamórfico Arqueano e parte sul da faixa de Andrelândia.

São dois os fatores que favorecem o desenvolvimento de condutividade elétrica na crosta. É essencial a presença de bons condutores como fluidos salinos, grafita, sulfetos e óxidos metálicos, minerais hidratados e possivelmente buracos p (*p holes*). Além disso, exceto para os buracos p, para ser realçada a condutividade em meio rochoso, é necessária uma perfeita interconexão entre os elementos condutores. Para os fluidos, o aumento da pressão que ocorre com a profundidade pode reduzir a conexão pelo fato desta relacionar-se com a porosidade e permeabilidade (Shankland et al., 1997). Portanto, a atenuação da resistividade por fluidos é limitada pela profundidade da transição

rúptil-dúctil que normalmente ocorre entre 350 e 450 °C em profundidades da crosta intermediária e inferior. Adicionalmente, a presença de fluidos aquosos intersticiais na crosta inferior só poderia ser mantida em um regime de geoterma reduzida que inibiria os processos de metamorfismo retrógrado (Yardley e Valley, 1997). Portanto, a ocorrência de uma atenuação simultânea da resistividade e velocidade sísmica na crosta sugere um meio rochoso onde a porosidade e a permeabilidade mantêm a conexidade dos fluidos intersticiais.

Na área de estudo, o alto nível de resistividade obtido para a crosta superior sugere seja a ausência de fluidos e materiais condutores sólidos seja a ausência de condições apropriadas de conexão entre esses componentes. Essas são as condições necessárias para permitir a condução elétrica na crosta, como indicam os dados de furos profundos efetuados na Alemanha, ao redor de 9 km (Smithson et al., 2000). A ausência de fluidos na crosta superior da área de estudo é inferida pela compatibilidade entre os altos valores de resistividade com os dados de tomografia sísmica para ondas Rayleigh e Love de 20 s que também amostra a crosta superior e mostra maiores velocidades para a região sul do cráton do São Francisco (Feng et al., 2004). Também, as profundas minas de ouro na região de Nova Lima comprovam a ausência de fluidos aquosos circulando a profundidades de até 2 km, nesta região do Quadrilátero, no prolongamento dos perfis para NE.

Tanto os mapas de velocidade de grupo para ondas Rayleigh e Love de 50 s como o de velocidade S estimada para 30 km (Figura 1.5) mostram maiores velocidades para a região sul do cráton do São Francisco e áreas adjacentes ao sudoeste (Feng et al., 2004), condizentes tanto com uma crosta menos espessa como também com uma crosta inferior mais seca. Levando-se em consideração a pobre resolução espacial dos dados sísmicos, pode-se somente concluir que a crosta intermediária e inferior são relativamente desprovidas de fluidos em quantidades suficientes para afetar esses dados.

Por outro lado, a alternativa de condução elétrica por condutores sólidos também requer boas condições de conexidade. Por exemplo, xistos pretos e filitos ricos em material carbonoso metamórfico podem apresentar uma significativa condutância mesmo quando inseridos na crosta em colisões de blocos continentais (Jödicke, 1992). No nosso caso específico, rochas carbonosas são comuns na área de estudo e em alguns locais são exploradas como, por exemplo, na região do Quadrilátero Ferrífero (Santos et al., 1995). A inexistência de terrenos condutores próximos da superfície indica que tais rochas teriam pouco efeito sobre a condutividade da crosta superior. Por outro lado, películas contínuas de grafita, que originalmente estariam associadas com manifestações magmáticas ou processos de cisalhamento, podem se tornar descontínuas por processos

tectônicos, como soerguimentos e movimentos de blocos crustais (Katsube e Mareschal, 1993). Também, a ocorrência de filmes interconectados de grafita pode estar associada a precipitação por resfriamento de fluidos de CO₂-CO (Frost et al., 1989), durante eventos anteriores de infiltração de material do interior do manto, ou por processos de grafitização em zonas de cisalhamento (ELEKT B Group, 1997). Em ambos esses casos, dados de gravimetria e de sísmica poderiam registrar contrastes de densidade e presença de estruturas, respectivamente. As velocidades S para 30 km da Figura (1.5) não contrariam possíveis intrusões magmáticas do manto na base da crosta.

No presente estudo, a comparação dos resultados MT com o mapa Bouguer Residual da Figura (6.1) sugere uma correlação espacial entre a ocorrência da camada mais condutora na crosta intermediária e inferior com as faixas de valores gravimétricos menos negativos (anomalias positivas), principalmente nas proximidades do Quadrilátero e na porção sul da faixa Andrelândia. A correlação também é notada entre as regiões crustais mais resistivas com valores gravimétricos mais negativos (anomalias negativas), em regiões recobertas pelas rochas do Grupo Bambuí e do *Nappe* de Passos, no perfil PIU e na região próxima de São João Del Rei, no perfil SJR. Os dados MT, portanto, apontam para uma correlação com intrusivas básicas na crosta inferior, nas regiões de maiores valores de condutividade, nos perfis PIU e SJR. Coincidentemente, ocorrem diques máficos nas regiões de maior condutividade crustal, sendo observado na superfície ao redor da estação 08 do perfil SJR (Figura 4.10). A profundidade máxima da fonte da anomalia gravimétrica positiva, nas proximidades do Quadrilátero, foi estimada em 19 km por Pinto (2003), que sugere como fonte da anomalia a presença do Complexo Metamórfico Arqueano, composto principalmente por gnaisses, até essas profundidades. Entretanto, os dados MT apontam para uma correlação com possíveis intrusivas básicas na crosta intermediária-inferior, nas regiões de maiores valores de condutividade.

A presença de buracos p é uma proposta mais recente sugerida para explicar a generalizada ocorrência de camadas de maior condutividade na crosta intermediária e inferior (Freund, 2003). São buracos na estrutura mineral com cargas positivas originadas em minerais que sofreram cristalização ou re-cristalização anterior em ambientes com H₂O e se encontram presentemente ativados na faixa termal de 400 a 600 °C. Nesta fase, entretanto, a presença de fluidos causaria uma destruição dos buracos p. Este mecanismo é atrativo por ter um forte vínculo com o estado térmico da crosta, da mesma maneira que a profundidade da transição rúptil-dúctil, sendo uma alternativa aceitável em substituição a fluidos na crosta inferior. Portanto, o topo e a base da camada condutora se desenvolvem, respectivamente, em 400 e 600 °C, em profundidades vinculadas a geoterma local.

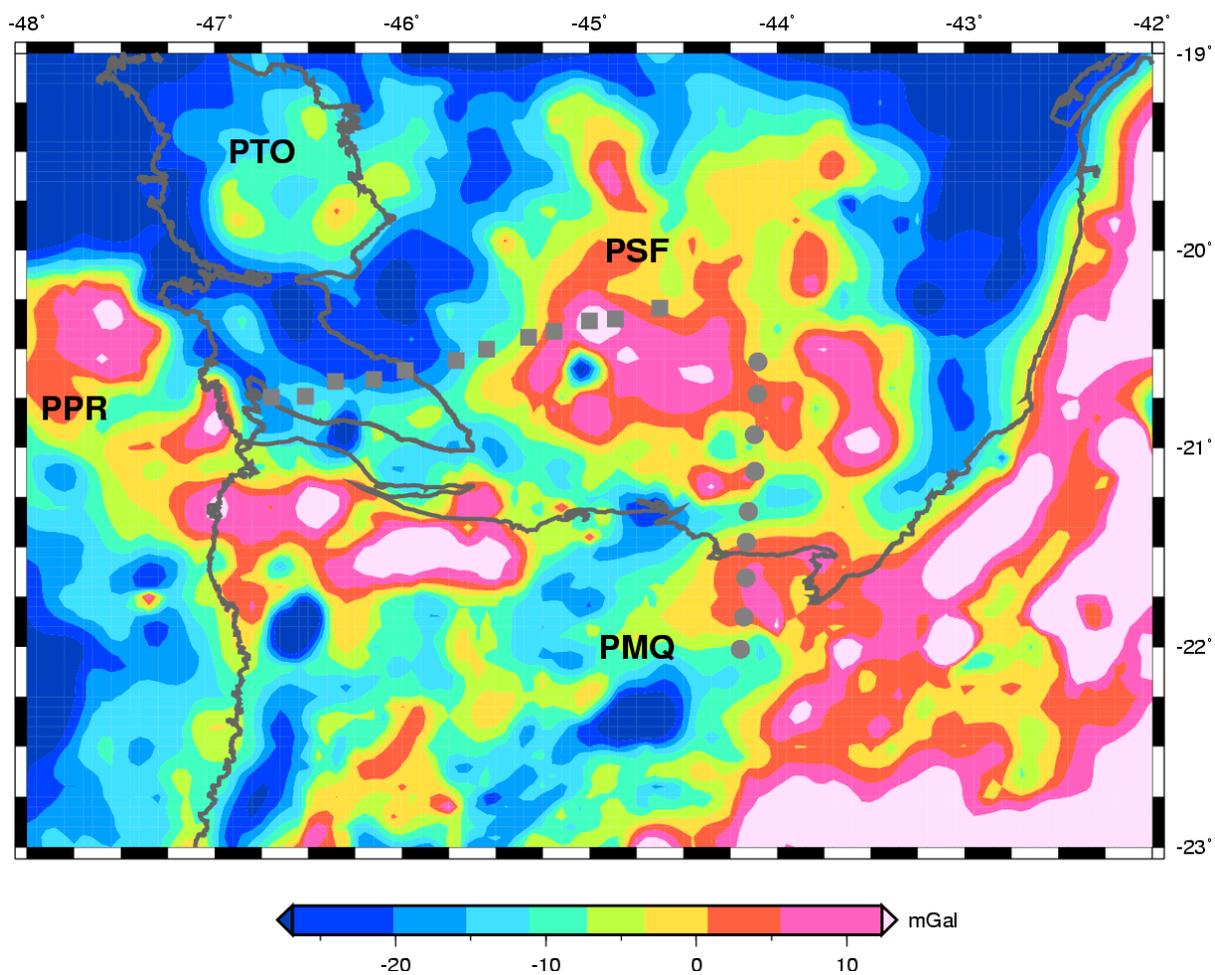


FIGURA 6.1 – Mapa de anomalias Bouguer residual da região em estudo, derivado de modelo regional calculado com continuação para cima de 50 km. As anomalias de condutividade coincidem com as anomalias gravimétricas positivas. Também são apresentados os limites das províncias geológicas (ver Figura 1.2) e a localização das estações MT completas.
 FONTE: Adaptada de Pinto (2003).

Considerando somente as profundidades do topo da camada mais condutora nos dois perfis, visto que a base é pobremente definida pelo método MT, o perfil SJR estaria em um terreno com uma geoterma mais elevada porque a atenuação da resistividade se inicia em profundidades inferiores a 20 km, em comparação com as profundidades acima de 20 km observadas no perfil PIU. Entretanto, o topo da camada condutora aparenta ter profundidades variáveis e, em alguns segmentos, a crosta é muito resistiva em toda sua espessura, como na parte central do *Nappe* de Passos e no Bambuí, do perfil PIU, e parte norte da faixa Andrelândia e região de São João Del Rei e Lavras, do perfil SJR. Essas variações poderiam estar correlacionadas com o processo de re-cristalização durante o magmatismo responsável pelas intrusões básicas já mencionadas. Entretanto, sugerem também a possibilidade da resistividade medida ser o resultado da atuação dos diversos outros fatores discutidos acima, o que torna difícil uma interpretação confiável.

As camadas de maior condutividade na crosta intermediária e inferior aparentam ter uma maior profundidade na porção intermediária do perfil SJR e aproximadamente a mesma profundidade ao longo do perfil PIU. Os dados de Função do Receptor obtidos por França e Assumpção (2004), entretanto, indicam uma crosta menos espessa sob os terrenos das partes intermediárias dos dois perfis. As três estações sismográficas localizadas no perfil PIU indicam profundidades pontuais do Moho em 40, 39 e 41 km, respectivamente do oeste para leste (Figura 1.9). Uma outra estação próxima da extremidade oeste do perfil PIU apresenta um valor de 44 km, e a outra no outro extremo, no Quadrilátero Ferrífero, tem 43 km, enquanto que a estação localizada a NO do perfil, próxima da parte intermediária do perfil, mostra uma crosta com 37 km. Estações próximas da parte intermediária do perfil SJR apresentam profundidade de 37 e 42 km, respectivamente a oeste e leste do perfil. Um afinamento crustal de cerca de 5 km foi sugerido por Pinto (2003), em concordância com essas variações do Moho, para explicar anomalias gravimétricas positivas sobre a região ao sul do Quadrilátero, no mapa Bouguer Regional (Figura 1.9). A possível relação inversa da profundidade da camada condutora da crosta com a do Moho poderia ser explicada se o componente condutor se estender abaixo da crosta, na região do afinamento crustal, por causa de processos magmáticos relacionados com o afinamento.

Abaixo da crosta, o manto superior se apresenta nos dois perfis com alta resistividade, ao redor de 10^3 ohm.m, principalmente em sua porção superior. Nesse caso também se assume ausência de fatores apropriados para a condução elétrica. Esses valores encontram-se na faixa estimada para uma composição litológica de olivina seca do modelo de Constable et al. (1992) e concordam razoavelmente com modelos MT obtidos no Canadá, em regiões de cráton estável (Schultz et al., 1993).

Com o aumento da profundidade, ocorre uma faixa de transição, onde a resistividade é acentuadamente atenuada, alcançando valores abaixo de 10^2 ohm.m nas camadas menos resistivas. No perfil PIU, o manto mais resistivo alcança profundidades de 100 a 150 km na parte oeste do perfil, porém é mais raso sob a região do Complexo Metamórfico Arqueano, podendo até estar ausente no manto abaixo da anomalia de condutividade da crosta. Em direção ao Quadrilátero, no extremo leste do perfil, a camada do manto com maior resistividade aparenta se aprofundar em direção ENE. Já no perfil SJR, a profundidade da atenuação da resistividade, de 10^3 para 10^2 ohm.m, ocorre aproximadamente nos mesmos níveis de profundidade, não exibindo porém a significativa redução de profundidade sob o Complexo Metamórfico Arqueano. Nessa região, porém, a condutividade em maiores profundidades é mais elevada.

Os mapas de velocidade de grupo de 70 s e o de velocidade S estimada para 100 km (Figura 1.6) mostram maiores velocidades para toda a região sul do cráton do São Francisco e áreas adjacentes ao sudoeste (Feng et al., 2004). Esses resultados são condizentes com um manto superior resistente nessa profundidade, o que sugere que a zona de maior condutância na crosta inferior pode não ser contínua verticalmente com a faixa menos resistiva a maiores profundidades do manto.

A imagem regional da distribuição da condutância na litosfera, fornecida pelo modelo GDS da Figura (1.11), mostra boa concordância com os resultados dos perfis MT. A concentração de maior condutância na parte ENE da área de estudo, relaciona-se com a anomalia de condutividade da crosta e da porção mais profunda do manto superior observada nos dados MT em coincidência com a região de anomalia gravimétrica positiva a SW do Quadrilátero (Figura 1.4). Essa anomalia gravimétrica positiva pode representar uma litosfera de maior densidade nessa região enquanto que as anomalias negativas podem representar litosferas menos densa. Uma possível explicação para essa aparente relação entre litosfera menos densa com maiores valores de resistividade e litosfera mais densa com resistividade atenuada pode representar, respectivamente, mantos *depletados* e secos por processos anteriores de fusão parcial, e mantos *refertilizados* e molhados por processos metassomáticos. A atenuação da resistividade na parte leste do manto *refertilizado*, portanto, poderia estar vinculada a difusão de hidrogênio em minerais do manto pela introdução de H_2O (Karato, 1990; Lizarralde et al., 1995). A comprovação poderia ser obtida de dados de V_p/V_s que, conforme Lee (2003), diminuem em função do aumento de Mg#, indicador do nível de *depleção*. Esses parâmetros ainda não são disponíveis para a região de estudo.

A possibilidade de grafita ser responsável pela diminuição da resistividade a

profundidades além dos 100-150 km, inexistem por ultrapassarem a zona de equilíbrio deste mineral para uma faixa de geotermas prováveis de ocorrerem na região de estudo, entre 40 e 55 mW/m².

Como alternativa, a atenuação da resistividade poderia também estar associada com outros três fatores: aumentos da temperatura entre 100-300 °C, como mostram os dados de laboratório nos estudos de Xu et al. (2000); da fugacidade de oxigênio e do conteúdo de ferro na composição dos minerais do manto. Conseqüentemente, a ligeira atenuação das velocidades da onda S em profundidades de 150 km (Figura 1.7) e da onda P em 200 km (Figura 1.8), que ocorrem para leste e sudeste, poderia estar relacionada com temperaturas um pouco mais elevadas, se não forem causadas por fatores relacionados com a composição mineralógica. Assim, o excesso de massa responsável pela anomalia positiva do geóide, centrada a SW do Quadrilátero Ferrífero (Figura 1.10), poderia ter também um componente associado a uma pequena anomalia térmica abaixo de 100 km, além de um componente relacionado com o afinamento crustal modelado por Pinto (2003). Este fato poderia explicar o valor do fluxo térmico de 56 mW/m² determinado para a região do Quadrilátero Ferrífero, em Nova Lima (MG), o qual é muito elevado para terrenos granulíticos de alto grau metamórfico e de *greenstones* de idade arqueana-paleoproterozóica (Vitarello et al., 1980). Essas rochas não geram calor radiogênico suficiente para explicar o fluxo observado, o qual estaria então associado ou a um calor radiogênico na crosta inferior, ou no manto superior, ou em ambos.

Processos de *refertilização* geralmente se associam a regimes de distensão tectônica intraplacas e a região meridional do cráton do São Francisco foi palco de recorrentes eventos marcados por enxames de diques máficos, durante a sua evolução geológica. A identificação de diques de idade Mesozóica, na parte leste da área de estudo, especificamente na porção meridional do Espinhaço, no Quadrilátero Ferrífero, e na região de Lavras (Dossin et al., 1995; Silva et al., 1995) estabelece o período do último evento de distensão continental ocorrido na região de estudo, os quais poderiam estar relacionados com as observações decorrentes deste estudo.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÃO

A interpretação dos dados de indução eletromagnética, em conjunto com os dados gravimétricos e de tomografia sísmica disponíveis, aponta para uma litosfera relativamente espessa (>150 km) e heterogênea abaixo da porção sul do Cráton do São Francisco e das faixas de dobramentos dos terrenos Brasilianos, a sudoeste e sul do cráton. A integração dessas informações indica, para toda a região de estudo, características geofísicas de alta resistividade elétrica e velocidade sísmica, porém de baixa densidade, normalmente encontradas em terrenos cratônicos antigos, o que sugere um manto exaurido de componentes basálticos e de elementos voláteis. Entretanto, a litosfera abaixo do Complexo Metamórfico Arqueano apresenta uma maior condutância e provavelmente é constituída por rochas de maior densidade, em comparação com as áreas circunvizinhas. Portanto, os parâmetros geoeletricos obtidos indicam uma litosfera subcrustal com altos valores de resistividade (>100 ohm.m) em profundidades que variam de 100 km até pelo menos 200 km, formando quilhas resistivas profundas ao lado de zonas mais condutoras que se aproximam do Moho, em alguns locais.

A interpretação preliminar que está sendo sugerida neste estudo para explicar os resultados alcançados baseia-se na persistência de um manto litosférico profundo constituído por peridotitos depauperados em componentes basálticos e materiais voláteis (quilhas de alta resistividade), alterado por processos de refertilizações (metassomatismo) localizadas, que poderiam ter produzido um gradiente de *subsolidus* menos acentuado. Essa distribuição heterogênea de *subsolidus* teria favorecido a transferência adiabática de calor pelas faixas metassomatizadas, durante eventos térmicos de caráter regional, com a produção de geotermas transientes. Em condições apropriadas de fugacidade de oxigênio e faixa de pressão e temperatura de equilíbrio da grafita, o transporte de fluidos enriquecidos em CO₂ resultaria na precipitação intersticial de filmes desse mineral em patamares mais rasos da litosfera, tornando-se responsável pelas zonas mais condutoras observadas em porções superiores do manto e crosta inferior. Na região leste da área de estudo, o evento térmico responsável pelas camadas condutoras, estaria associado aos diques do Cretáceo Inferior, registrando os esforços de distensão da ruptura do Gondwana.

Essas conclusões têm várias implicações, relacionadas principalmente com os seguintes tópicos:

- modelos de convergência Neoproterozóica do Cráton do São Francisco com o suposto bloco continental abaixo da Bacia do Paraná devem levar em

consideração a presença de uma litosfera profunda (>150 km) mais antiga, sob a cobertura de terrenos Brasileiros;

- a estabilidade da região do cráton do São Francisco pode ter sido comprometida por processos metassomáticos durante ou após sua consolidação (subducções?), os quais tornaram frágil a sua rigidez mecânica e facilitaram a ocorrência de fissuras litosféricas incipientes. A recorrência de enxames de diques máficos na região do Quadrilátero e de magmatismos ultramáficos-ultrapotássicos e carbonatitos-alcálicos na Província do Alto Paranaíba atestam essas condições;
- as bordas do Cráton do São Francisco não apresentam assinaturas geofísicas evidentes de descontinuidades no manto superior;
- a inclusão de métodos de Indução Eletromagnética (Magnetotelúrico e GDS) aliados aos avanços na coleta de tomografia sísmica e gravimetria alavanca consideravelmente o conhecimento da litosfera do continente Sul Americano.

Estudos futuros a serem desenvolvidos na região devem incluir a modelagem 3D dos dados MT, para verificar o efeito de estruturas fora do perfil nos resultados obtidos. Igualmente importante seria a disponibilidade de outros dados geológico/geofísicos, como por exemplo a datação das rochas do embasamento por traço de fissão em apatita (AFT). Esses dados poderiam datar o soerguimento e erosão dessa parte meridional do cráton, relacionados com o limite erosional do Grupo Bambuí nessa região. Tais processos devem estar relacionados ao último processo de reativação Mesozóica(?) da região, o qual deixou algumas das principais assinaturas geoeletricas detectadas neste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim, F. F.; Neves, B. B. B.; Alves, J. A. C. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco - uma Revisão. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, 1993. **Anais...** Salvador: SBG/SGM/CNPq, 1993. p. 45–62. [26](#), [29](#)
- Almeida, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349–364, Dec. 1977. [22](#), [26](#), [28](#)
- . O Cráton do Paramirim e suas Relações com o do São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, 1979. **Anais...** Salvador: SBG/NBA-SE,SGM/Secretaria de Minas e Energia, 1981. p. 1–10. [26](#), [32](#)
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Neves, B. B. B.; Fuck, R. A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., Campina Grande, 1977. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363–391. [29](#)
- . Brazilian Structural Provinces: an Introduction. **Earth-Science Reviews**, v. 1, p. 1–29, 1981. [28](#)
- Amaral, G.; Born, H.; Hadler, J. C.; Iunes, P. J.; Kawashita, K.; Machado, D. L.; Oliveira, E. P.; Paulo, S. R.; A., T. C. Fission Track Analysis of Apatites from São Francisco Craton and Mesozoic Alkaline-Carbonatite Complexes from Central and Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 10, n. 3–4, p. 285–294, May–July 1997. [31](#), [40](#)
- Anderson, D. L. The Sublithospheric Mantle as the Source of Continental Flood Basalts: The Case Against the Continental Lithosphere and Plume Head Reservoirs. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 123, n. 1–4, p. 269–280, May 1994. [19](#)
- Artur, A. C. **Evolução policíclica da infraestrutura da porção sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do estado de São Paulo**. 215 p. Tese (doutorado) – Instituto de Geociências - USP, São Paulo. 1988. [22](#)
- Assumpção, M.; James, D.; Snoko, A. Crustal Thicknesses in SE Brazilian Shield by Receiver Function Analysis: Implications for Isostatic Compensation. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. B1 ESE2, p. 1–14, 2002. [34](#), [38](#)
- Assumpção, M.; Schimmel, M.; Escalante, C.; Barbosa, J. R.; Rocha, M.; Barros, L. V. Intraplate Seismicity in SE Brazil: Stress Concentration in Lithospheric Thin Spots. **Geophysical Journal International**, v. 159, n. 1, p. 390–399, Oct. 2004. [39](#)

- Bahr, K. Interpretation of the Magnetotelluric Impedance Tensor: Regional Induction and Local Telluric Distortion. **Journal of Geophysics**, v. 62, p. 119–127, 1988. [70](#), [84](#), [85](#)
- . Geological Noise in Magnetotelluric Data: A Classification of Distortion Types. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 66, p. 24–38, 1991. [85](#)
- Bahr, K.; Duba, A. Is the Asthenosphere Electrically Anisotropic? **Earth and Planetary Science Letters**, v. 178, p. 87–95, 2000. [55](#)
- Bassini, A. M. **Levantamento sismográfico na região sudeste do Brasil**. 162 p. Dissertação (mestrado em geofísica) – Universidade de São Paulo, São Paulo. 1986. [37](#)
- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Gonçalves, J. H.; Baars, F. J.; Delgado, I. M.; Abram, M. B.; Leão Neto, R.; Matos, G. M. M.; Santos, J. O. S. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG**. CPRM, Brasília, 2001. Mapas na Escala 1:2.500.000. 1 CD-ROM. [24](#), [95](#)
- Blitzkow, D.; Gasparini, P.; Sá, N. C.; Mantovani, M. S. M. Crustal Structure of Southeastern Minas Gerais, Brazil. Deduced from Gravity Measurements. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, n. 1, p. 39–43, Mar. 1979. [42](#)
- Boerner, D. E.; Kurtz, R. D.; Craven, J. A.; Ross, G. M.; Jones, F. W.; Davis, W. J. Electrical Conductivity in the Precambrian Lithosphere of Western Canada. **Science**, v. 283, n. 5402, p. 668–670, Jan. 1999. [20](#)
- Bologna, M. S. **Investigação magnetotelúrica da litosfera na província ígnea do Alto Paranaíba**. jul. 2001. 225 p. (INPE-2603-TDI/788). Tese (doutorado em geofísica espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2001. [20](#)
- Booker, J. R.; Favetto, A.; Pomposiello, M. C. Low Electrical Resistivity Associated with Plunging of the Nazca Flat Slab Beneath Argentina. **Nature**, v. 429, n. 6990, p. 399–403, May 2004. [113](#)
- Bostick, F. **A simple almost exact method of MT analysis**. Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration, USGS Rept, 1977. No. 140800018359. [103](#)
- Cagniard, L. Basic Theory of the Magneto-telluric Method of Geophysical Prospecting. **Geophysics**, v. 18, n. 3, p. 605–635, 1953. [45](#)

Campbell, W. H. **Introduction to geomagnetic fields**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 290 p. [51](#)

Campos, J. C. S.; Carneiro, M. A.; Basei, M. A. S. U-Pb Evidence for Late Neoproterozoic Crustal Reworking in the Southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 75, n. 4, p. 497–511, Dec. 2003. [121](#)

Chave, A. D. **MTIPS: Robust Remote-Reference MT (rrrmt): Version 9**. programa de computador on line. Disponível em: <<http://www.who.edu/julie/MTIPS>>. Acesso em: Nov. 1998. [83](#)

Chave, A. D.; Thomson, D. J. Some Comments on Magnetotelluric Response Function Estimation. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B10, p. 14215–14225, Oct. 1989. [67](#)

Chave, A. D.; Thomson, D. J.; Ander, M. E. On the Robust Estimation of Power Spectra, Coherences, and Transfer Functions. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. B1, p. 633–648, Jan. 1987. [67](#)

Comin-Chiaramonti, P.; Cundari, A.; DeGraff, J. M.; Gomes, C. B.; Piccirillo, E. M. Early Cretaceous-Tertiary Magmatism in Eastern Paraguay (Western Paraná Basin): Geological, Geophysical and Geochemical Relationships. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4–5, p. 375–391, Nov. 1999. [31](#)

Constable, S.; Shankland, T. J.; Duba, A. The Electrical Conductivity of an Isotropic Olivine Mantle. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B3, p. 3397–3404, Mar. 1992. [125](#)

Cordani, U. G.; Sato, K. Crustal Evolution of the South American Platform, Based on Nd Isotopic Systematics on Granitoid Rocks. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 167–173, 1999. [28](#)

Cordani, U. G.; Sato, K.; Teixeira, W.; Tassinari, C. C. G.; Basei, M. A. S. Crustal Evolution of the South American Platform. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 19–40. [21](#)

Corrado, G.; Rapolla, A.; Gasparini, P.; Mantovani, M. S. M. Depth of Curie Temperature Computed from Aeromagnetic Anomalies in Southeastern Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 9, n. 1, p. 33–38, 1979. [42](#)

DNPM. **Rio de Janeiro/Vitória/Iguape:SF.23/SF.24/SG.23**. Rio de Janeiro, 1979. Mapa Geológico. Escala 1:1.000.000. [25](#)

———. **Mapa geológico do Brasil**. Rio de Janeiro, 1981. Mapa Geológico. Escala 1:2.500.000. [25](#)

Dossin, T. M.; Dossin, I. A.; Charvet, J.; Bonhomme, M. G. K-Ar Chronology of a Mesozoic Dike Swarm from Southern Espinhaço Region (SE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 1, p. 47–53, Jan. 1995. [127](#)

Ebert, H. The Manganese-Bearing Lafaiete Formation as a Guide-Horizon in the Pré-Cambrian of Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 35, p. 545–559, 1963. [28](#)

Egbert, G. **Gary Ebert's codes**. programa de computador on line. Disponível em: <ftp://ftp.oce.orst.edu/dist/egbert/EMTF/EMTF.tar.Z>. Acesso em: Nov. 1998. [83](#)

Egbert, G. D.; Booker, J. R. Robust Estimation of Geomagnetic Transfer Functions. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 87, n. 1, p. 173–194, Oct. 1986. [67](#), [83](#)

Egbert, G. D.; Livelybrooks, D. W. Single Station Magnetotelluric Impedance Estimation: Coherence Weighting and the Regression M-estimate. **Geophysics**, v. 61, n. 4, p. 964–970, July–Aug. 1996. [84](#)

ELEKTB Group. KTB and the Electrical Conductivity of the Crust. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B8, p. 18289–18305, Aug. 1997. [123](#)

Endo, I.; Machado, R. Reavaliação e Novos Dados Geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da Região do Quadrilátero Ferrífero e Adjacências. **Geologia USP - Série Científica**, v. 2, n. 1, p. 23–40, 2002. [26](#)

Feng, M.; Assumpção, M.; Van der Lee, S. Group-Velocity Tomography and Lithospheric S-Velocity Structure of the South American Continent. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 147, n. 4, p. 315–331, Dec. 2004. [35](#), [36](#), [122](#), [126](#)

França, G. S.; Assumpção, M. Crustal Structure of the Ribeira Fold Belt, SE Brazil, Derived from Receiver Functions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 16, n. 8, p. 743–758, June 2004. [34](#), [37](#), [38](#), [125](#)

- Freund, F. On the Electrical Conductivity Structure of the Stable Continental Crust. **Journal of Geodynamics**, v. 35, n. 3, p. 353–388, Apr. 2003. [123](#)
- Friedrichs, B. **MAPROS v. 0.876b**. programa de computador on line. Disponível em: <ftp://ftp.metronix.de/Geo/software/mapros/mapros.exe>. Acesso em: June 2003. [83](#)
- Frost, B. R.; Fyfe, W. S.; Tazaki, K.; Chan, T. Grain-Boundary Graphite in Rocks and Implications for High Electrical-Conductivity in the Lower Crust. **Nature**, v. 340, n. 6229, p. 134–136, July 1989. [123](#)
- Fuck, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília, 1994. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p. 184–187. [30](#)
- Gallagher, K.; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. The Denudation History of the Onshore Continental Margin of SE Brazil Inferred from Apatite Fission Track Data. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 18117–18145, 1994. [31](#)
- Gamble, T. D.; Goubau, W. M.; Clarke, J. Magnetotellurics with a Remote Magnetic Reference. **Geophysics**, v. 44, n. 1, p. 53–68, Jan. 1979. [66](#)
- Gibson, S. A.; Thompson, R. N.; Leonardos, O. H.; Dickin, A. P.; Mitchell, J. G. The Late Cretaceous Impact of the Trindade Mantle Plume: Evidence from Large Volume, Mafic, Potassic Magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, p. 189–229, 1995. [31](#)
- Giese, P.; Shutte, J. **Preliminary report on the results of seismic measurements in the Brazilian coastal mountains in March/April 1975**. Free Univ. Berlin, Germany, 1975. [37](#), [42](#)
- Goldstein, M. A.; Strangway, D. W. Audio-Frequency Magnetotellurics with a Grounded Electric Dipole Source. **Geophysics**, v. 40, n. 04, p. 669–683, Apr. 1975. [45](#)
- Groom, R. W.; Bailey, R. C. Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensors in the Presence of Local Three-Dimensional Galvanic Distortion. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B2, p. 1913–1925, Feb. 1989. [70](#), [85](#)
- Groot-Hedlin, C.; Constable, S. Occam's Inversion to Generate Smooth, Two-Dimensional Models from Magnetotelluric Data. **Geophysics**, v. 55, n. 12, p. 1613–1624, Dec. 1990. [73](#)

Hasui, Y.; Haralyi, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57–77, 1991. [31](#)

Haxby, W.; Turcotte, D. On isostatic geoid anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, p. 5473–5478, 1978. [38](#)

Heilbron, M.; Mohriak, W. U.; Valeriano, C. M.; Milani, E. J.; Almeida, J.; Tupinambá, M. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W.; Talwani, M. (eds.). **Atlantic rifts and continental margins**. Washington: American Geophysical Union, 2000. v. 115, p. 1–32. [29](#)

Heintz, M.; Vauchez, A.; Assumpção, M.; Barruol, G.; Egydio-Silva, M. Shear Wave Splitting in SE Brazil: an Effect of Active or Fossil Upper Mantle Flow, or Both? **Earth and Planetary Science Letters**, v. 211, n. 1–2, p. 79–95, June 2003. [37](#)

Hitchman, A. P.; Lilley, F. E. M.; Campbell, W. H. The Quiet Daily Variation in the Total Magnetic Field: Global Curves. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 11, p. 2007–2010, June 1998. [52](#)

Huber, P. J. **Robust Statistics**. New York: John Wiley, 1981. 320 p. [68](#), [83](#)

Hughes, W. J. Magnetospheric ULF Waves: A Tutorial with a Historical Perspective. In: Engebretson, M. J.; Takahashi, K.; Scholer, M. (eds.). **Solar wind sources of magnetospheric ultra-low-frequency waves**. Washington: American Geophysical Union, 1994. p. 1–11. [49](#), [50](#), [51](#)

Hurter, S. J.; Pollack, H. N. Effect of the Cretaceous Serra Geral Igneous Event on the Temperatures and Heat Flow of the Paraná Basin, Southern Brazil. **Basin Research**, v. 7, n. 2, p. 215–220, June 1995. [20](#)

Jacobs, J. A. **Geomagnetic micropulsations**. Berlin: Springer-Verlag, 1970. 179 p. [49](#)

James, D. E.; Assumpção, M. Tectonic Implications of S-Wave Anisotropy Beneath SE Brazil. **Geophysical Journal International**, v. 126, p. 1–10, 1996. [37](#)

Janasi, V. A.; Alves, A.; Vlach, S. R. F.; Leite, R. J. Granitos Peraluminosos da Porção Central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos Eventos de Reciclagem da Crosta Continental no Neoproterozóico. **Geologia USP - Série Científica**, v. 3, n. 1, p. 13–24, 2003. [22](#)

Ji, S.; Rondenay, S.; Mareschal, M.; Senechal, G. Obliquity between Seismic and Electrical Anisotropies as a Potential Indicator of Movement sense for Ductile Shear Zones in the Upper Mantle. **Geology**, v. 24, n. 11, p. 1033–1036, Nov. 1996. 20, 55

Jödicke, H. Water and Graphite in the Earth's Crust - an Approach to Interpretation of Conductivity Models. **Surveys in Geophysics**, v. 13, n. 3-5, p. 381–407, Sep. 1992. 122

Jones, A. G. **LIMS codes**: Version 4.2. [programa de computador on line]. Disponível em: <http://www.cg.nrcan.gc.ca/staff/jones/progs/lims/lims_v42.tar.Z>. Acesso em: Mar. 1999. 83

Jones, A. G.; Chave, A. D.; Egbert, G.; Auld, D.; Bahr, K. A Comparison of Techniques for Magnetotelluric Response Function Estimation. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B10, p. 14201–14213, Oct. 1989. 66, 83

Jones, A. G.; Garcia, X. Okak Bay AMT Data-set Case Study: Lessons in Dimensionality and Scale. **Geophysics**, v. 68, n. 1, p. 70–91, Jan.–Feb. 2003. 96

Karato, S. The Role of Hydrogen in the Electrical Conductivity of the Upper Mantle. **Nature**, v. 347, p. 272–273, Sep. 1990. 126

Katsube, T. J.; Mareschal, M. Petrophysical Model of Deep Electrical Conductors - Graphite Lining as a Source and its Disconnection due to Uplift. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. B5, p. 8019–8030, May 1993. 123

Kivelson, M. G.; Etcheto, J.; Trotignon, J. G. Global Compressional Oscillations of the Terrestrial Magnetosphere: The Evidence and a Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. A11, p. 9851–9856, Nov. 1984. 50

Lee, C.-T. A. Compositional Variation of Density and Seismic Velocities in Natural Peridotites at STP Conditions: Implications for Seismic Imaging of Compositional Heterogeneities in the Upper Mantle. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. B9 ECV6, p. 1–20, Sep. 2003. 126

Van der Lee, S.; James, D. E.; Silver, P. Upper Mantle S Velocity Structure of Central and Western South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 30821–30834, 2001. 19, 37

Lesquer, A.; Almeida, F. F. M.; Davino, A.; Lachaud, J. C.; Maillard, P. Signification Structurale des Anomalies Gravimétriques de la Partie Sud du Craton de Sao Francisco (Brésil). **Tectonophysics**, v. 76, n. 3–4, p. 273–293, July 1981. 32

- Lizarralde, D.; Chave, A.; Hirth, G.; Schultz, A. Northeastern Pacific Mantle Conductivity Profile from Long-Period Magnetotelluric Sounding Using Hawaii-to-California Submarine Cable Data. **Journal of Geophysical Research**, v. 100, n. B9, p. 17837–17854, Sep. 1995. [126](#)
- Mackie, R. **Users manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data**. GSY-USA, Inc, San Francisco, CA, 6. (ed.), Sep. 2002. [101](#)
- Madden, T.; Nelson, P. **A Defense of Cagniard’s magnetotelluric method**. Geophysics Laboratory, Cambridge, 1964. (Project NR-371-401, M.I.T.). [57](#)
- Mantovani, M. S. M.; Shukowsky, W.; Freitas, S. R. C. Tectonic Pattern of South America Inferred from Tidal Gravity Anomalies. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 114, n. 1–2, p. 91–98, July 1999. [42](#)
- Marsh, J. S. Relationships Between Transform Directions and Alkaline Igneous Rock Lineaments in Africa and South America. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 18, n. 2, p. 317–323, Mar. 1973. [31](#)
- Matzander, U. **ADU-06 Product Manual v. 1.7**. Metronix Measurement Instruments and Electronics Ltd., Braunschweig, 2002. [79](#)
- McNeice, G. W.; Jones, A. G. Multisite, Multifrequency Tensor Decomposition of Magnetotelluric Data. **Geophysics**, v. 66, n. 1, p. 158–173, Jan.–Feb. 2001. [85](#)
- Molina, E. C.; Ussami, N. The Geoid in Southeastern Brazil and Adjacent Regions: New Constraints on Density Distribution and Thermal State of the Lithosphere. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4–5, p. 357–374, Nov. 1999. [20](#), [38](#), [39](#)
- Nasa/Msfc. **Data Access**. banco de dados on line. Disponível em: <http://thunder.msfc.nasa.gov/data/query/distributions.html>. Acesso em: June 2004. [47](#)
- Neves, B. B. B.; Campos Neto, M. C.; Fuck, R. A. From Rodinia to Western Gondwana: An Approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 155–166, 1999. [21](#), [22](#)
- Niblett, E. R.; Sayn-Wittgenstein, C. Variation of Electrical Conductivity with Depth by the Magnetotelluric Method. **Geophysics**, v. 25, n. 5, p. 998–1008, Oct. 1960. [103](#)

Padilha, A. L. Distortions in Magnetotelluric Fields Possibly Due to ULF Activity at the South Atlantic Magnetic Anomaly Region. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 47, p. 1311–1323, 1995. [84](#)

Padilha, A. L.; Trivedi, N. B.; Vitorello, Í.; Costa, J. M. Upper Crustal Structure of the Northeast Paraná Basin, Brazil, Determined from Integrated Magnetotelluric and Gravity Measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B3, p. 3351–3365, Mar. 1992. [54](#)

Pádua, M. B. **Estudo experimental de distorções geradas por linhas férreas eletrificadas em sondagens magnetoteluricas**. fev. 2000. 78 p. (INPE-7531-TDI/737). Dissertação (mestrado em geofísica espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 2000. [83](#)

Parker, R. L.; Booker, J. R. Optimal One-dimensional Inversion and Bounding of Magnetotelluric Apparent Resistivity and Phase Measurements. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 98, p. 269–282, 1996. [96](#)

Petiau, G. Second Generation of Lead–Lead Chloride Electrodes for Geophysical Applications. **Pure and Applied Geophysics**, v. 157, n. 3, p. 357–382, Mar. 2000. [77](#)

Pimentel, M. M.; Fuck, R. A.; Botelho, N. F. Granites and the Geodynamic History of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a Review. **Lithos**, v. 46, n. 3, p. 463–483, Mar. 1999. [30](#)

Pinese, J. P. P. Diques Máficos Mesozóicos da Região de Lavras (MG), Porção Extremo Sul do Cráton do São Francisco. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 8., São Pedro, 2003. **Boletim de Resumos**. Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleos SP,RJ/ES, 2003. p. 203–204. [27](#)

Pinese, J. P. P.; Teixeira, W.; Quemeneur, J. J. G. and Piccirillo, E. M.; Petrini, R.; Bellieni, G. Archean Basic-Noritic Dykes in the Southern Part of the São Francisco Craton: Geochemical and Geochronological Characteristics. In: Archaen Terranes of the South American Platform Symposium, Brasília. **Extended Abstracts**. Brasília: SBG, 1996. p. 62. [27](#)

Pinto, L. G. R. **Aquisição e interpretação de dados gravimétricos do Sudeste do Cráton do São Francisco**. 30 p. Trabalho de graduação (curso de geofísica) – IAG-USP, São Paulo. 2003. [32](#), [33](#), [38](#), [123](#), [124](#), [125](#), [127](#)

- Pous, J.; Muñoz, G.; Heise, W.; Melgarejo, J. C.; Quesada, C. Electromagnetic Imaging of Variscan Crustal Structures in SW Iberia: the Role of Interconnected Graphite. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 217, p. 435–450, 2004. [102](#)
- Rao, D. R. K. Geomagnetic Transient Variations. In: Arora, B. R.; Niwas, S. (eds.). **Natural source electromagnetic induction in the Earth**. New Delhi: New Age, 1997. Cap. 2, p. 9–47. [53](#)
- Renne, P. R.; Ernesto, M.; Pacca, I. G.; Coe, R. S.; Glen, J. M.; Prévot, M.; Perrin, M. The age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. **Science**, v. 258, n. 5084, p. 975–979, Nov. 1992. [19](#)
- Ribeiro, A.; Trouw, R. A. J.; Andreis, R. R.; Paciullo, F. V. P.; Valença, J. G. Evolução das Bacias Proterozóicas e o Termo-Tectonismo Brasileiro na Margem Sul do Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 235–248, Dec. 1995. [28](#), [29](#)
- Riccomini, C.; Peloggia, A. U. G.; Saloni, J. C. L.; Kohnke, M. W.; Figueira, R. M. Neotectonic Activity in the Serra do Mar Rift System (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 2, n. 2, p. 191–197, 1989. [31](#)
- Richards, M. A.; Duncan, R. A.; Courtillot, V. E. Flood Basalts and Hot-Spot Tracks: Plume Heads and Tails. **Science**, v. 246, n. 4926, p. 103–108, Oct. 1989. [19](#)
- Rocha, M. P.; Assumpção, M. Tomografia Sísmica do Manto Superior no SE do Brasil Utilizando ondas P. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 8., Rio de Janeiro, 2003. **Proceedings...** Niterói: Mundo Virtual, 2003. CD-ROM. [36](#)
- Rodi, W.; Mackie, R. L. Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm for 2-D Magnetotelluric Inversion. **Geophysics**, v. 66, n. 1, p. 174–187, Jan.–Feb. 2001. [101](#)
- Sá, N. C. **Modelos estatísticos e representação integrada do campo de gravidade no Brasil**. 219 p. Tese (doutorado) – IAG/USP, São Paulo. 1988. [38](#)
- Sá, N. C.; Ussami, N.; Molina, E. C. Gravity map of Brazil I: representation of Bouguer and Free-Air anomalies. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 2187–2198, 1993. [32](#)
- Sandberg, S.; Hohmann, G. W. Controlled-Source Audiomagnetotellurics in Geothermal Exploration. **Geophysics**, v. 47, n. 1, p. 100–116, Jan. 1982. [45](#)

- Santos, R. V.; Fernandes, S.; Menezes, M. G.; Oliveira, C. G. Geoquímica de Isótopos Estáveis de Carbono de Rochas Carbonosas do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 85–91, June 1995. [122](#)
- Schimmel, M.; Assumpção, M.; VanDecar, J. C. Seismic Velocity Anomalies Beneath SE Brazil from P and S Wave Travel Time Inversions. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. B4 ESE3, p. 1–15, 2003. [19](#), [34](#)
- Schobbenhaus, C.; Campos, D. A.; Derze, G. R.; Asmus, H. E. **Geologia do Brasil**: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984. 501 p. [27](#)
- Schultz, A.; Kurtz, R. D.; Chave, A. D.; Jones, A. G. Conductivity Discontinuities in the Upper Mantle Beneath a Stable Craton. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 24, p. 2941–2944, Dec. 1993. [21](#), [125](#)
- Sentman, D. D.; Fraser, B. J. Simultaneous Observations of Schumann Resonances in California and Australia: Evidence for Intensity Modulation by the Local Height of the D Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A9, p. 15973–15984, Sep. 1991. [47](#), [48](#)
- Shankland, T. J.; Duba, A. G.; Mathez, E. A.; Peach, C. L. Increase of Electrical Conductivity with Pressure as an Indicator of Conduction Through a Solid Phase in Midcrustal Rocks. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B7, p. 14741–14750, July 1997. [121](#)
- Silva, A. M.; Chemale Jr, F.; Kuyumjian, R. M.; Heaman, L. Mafic Dike Swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 124–137, June 1995. [127](#)
- Silva, J. B. C.; Medeiros, W. E.; Barbosa, V. C. F. Pitfalls in Nonlinear Inversion. **Pure and Applied Geophysics**, v. 158, n. 5–6, p. 945–964, 2001. [104](#)
- Silveira, G.; Stutzmann, E.; Griot, D. A.; Montagner, J. P.; Victor, L. M. Anisotropic Tomography of the Atlantic Ocean from Rayleigh Surface Waves. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 106, n. 3–4, p. 257–273, Apr. 1998. [34](#)
- Sims, W. E.; Bostick Jr., F. X.; Smith, H. W. The Estimation of Magnetotelluric Impedance Tensor Elements from Measured Data. **Geophysics**, v. 36, p. 938–942, 1971. [65](#), [66](#)

Siripunvaraporn, W.; Egbert, G. An Efficient Data-Subspace Inversion Method for 2-D Magnetotelluric Data. **Geophysics**, v. 65, n. 3, p. 791–803, May–June 2000.

[102](#)

Smithson, S. B.; Wenzel, F.; Ganchin, Y. V.; Morozov, I. B. Seismic Results at Kola and KTB Deep Scientific Boreholes: Velocities, Reflections, Fluids, and Crustal Composition. **Tectonophysics**, v. 329, n. 1–4, p. 301–317, Dec. 2000. [122](#)

Southwood, D. J. Some Features of Field Line Resonances in the Magnetosphere. **Planetary and Space Science**, v. 22, p. 483–491, 1974. [50](#)

Subbarao, P. B. V.; Pádua, M. B.; Bologna, M. S.; Vitorello, Í.; Padilha, A. L.; Chamalaun, F. H.; Rigoti, A. Preliminary Results of ongoing GDS survey in Center-Southeast Brazil. [CD-ROM]. In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 8., Rio de Janeiro, 2003. **Proceedings...** Niterói: Mundo Virtual, 2003. Electromagnetic & Resistivity Session. [40](#), [41](#)

Swift, C. M. **A Magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States**. Ph.d. thesis – Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1967. [69](#)

Teixeira, W.; Carneiro, M. A.; Noce, C. M.; Machado, N.; Sato, K.; Taylor, P. N. Pb, Sr and Nd Isotope Constraints on the Archean Evolution of Gneissic-Granitoid Complexes in the Southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, n. 1–3, p. 151–164, May 1996. [22](#)

Teixeira, W.; Cordani, U. G.; Nutman, A. P.; Sato, K. Polyphase Archean Evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, Southern São Francisco Craton, Brazil: SHRIMP U-Pb Zircon Evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 3, p. 279–289, May 1998. [26](#)

Teixeira, W.; Figueiredo, M. C. H. An Outline of Early Proterozoic Crustal Evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a Review. **Precambrian Research**, v. 53, n. 1–2, p. 1–22, Oct. 1991. [28](#)

Thompson, R. N.; Gibson, S. A.; Mitchell, J. G.; Dickin, A. P.; Leonardos, O. H.; Brod, J. A.; Greenwood, J. C. Migrating Cretaceous-Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the Deflected Trindade Mantle Plume? **Journal of Petrology**, v. 39, n. 8, p. 1493–1526, Aug. 1998. [31](#)

Tikhonov, A. N. On Determining Electrical Characteristics of the Deep Layers of the Earth's Crust. **Doklady Akad. Nauk SSSR**, v. 73, n. 2, p. 295–297, 1950. [45](#)

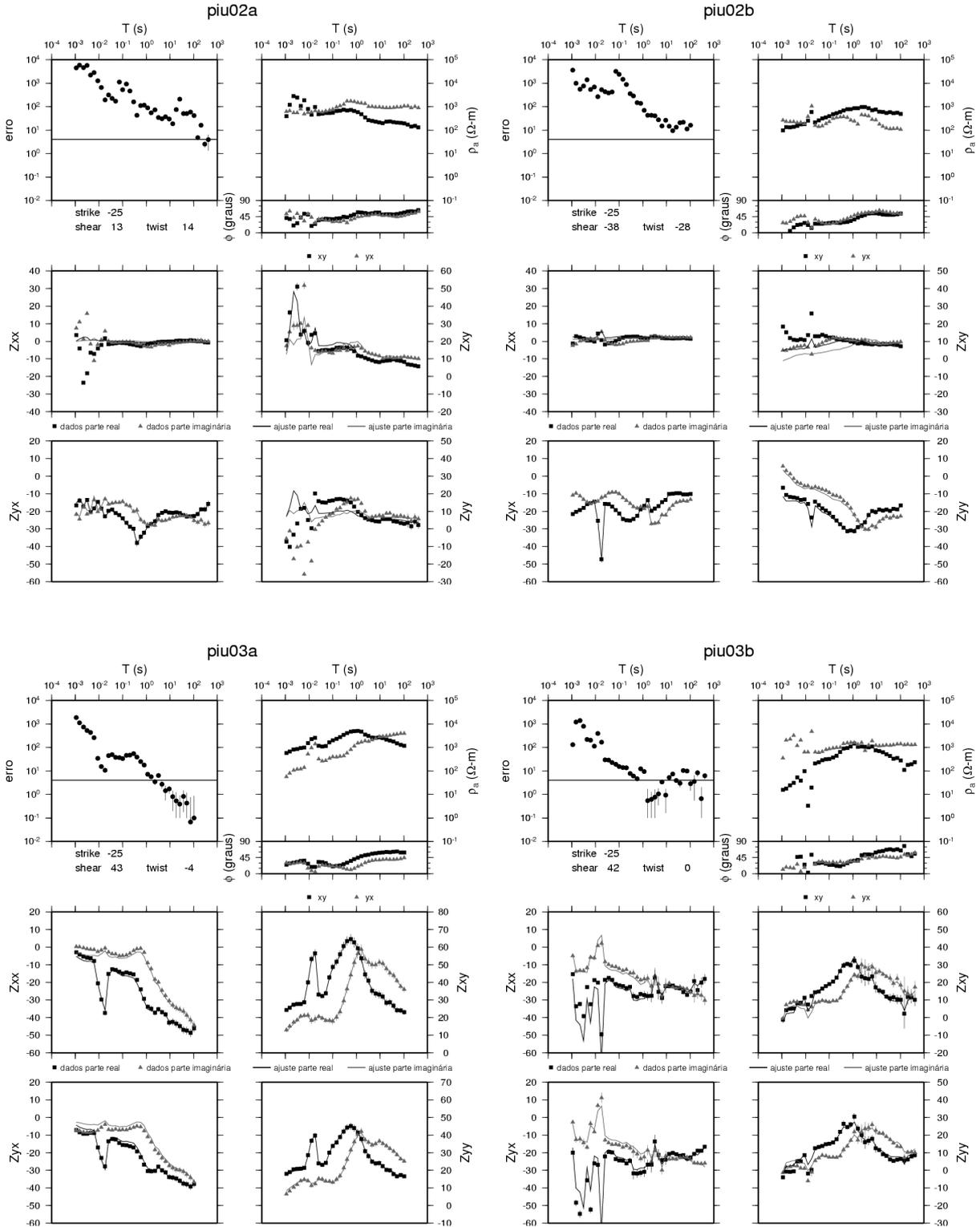
- Trompette, R. **Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma):** Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam: Balkema, 1994. 350 p. [22](#)
- Trouw, R.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.; Valeriano, C. M.; Almeida, J. C. H.; Tupinambá, M.; Andreis, R. R. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (eds.). **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 287–310. [19](#), [27](#), [28](#), [29](#)
- Turner, S. P.; Peate, D. W.; Hawkesworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. Chemical Stratigraphy of the Paraná Basalt Succession in Western Uruguay: Further Evidence for the Diachronous Nature of the Paraná Magma Types. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4–5, p. 459–469, Nov. 1999. [31](#)
- Ulbrich, H. H. G.; Gomes, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 121, p. 333–348, 1981. [31](#)
- Ussami, N. **Estruturação e limites da placa litosférica São Franciscana:** Contribuição Gravimétrica. 54 p. Tese (livre-docência) – Instituto Astronômico e Geofísico/USP, São Paulo. 1999. [32](#), [39](#)
- Valeriano, C. M.; Simões, L. S. A. Geochemistry of Proterozoic Mafic Rocks from the Passos Nappe (Minas Gerais, Brazil): Tectonic Implications to the Evolution of the Southern Brasilia Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 99–110, Mar. 1997. [31](#)
- Valeriano, C. M.; Teixeira, W.; Heilbron, M.; Simões, L. S. A. Southern Brasília Belt (SE Brazil): Tectonic Discontinuities, K-Ar Data and Evolution During the Neoproterozoic Brasiliano Orogeny. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 195–199, Mar. 2000. [25](#), [30](#)
- VanDecar, J. C.; James, D. E.; Assumpção, M. Seismic Evidence for a Fossil Mantle Plume Beneath South America and Implications for Plate Driving Forces. **Nature**, v. 378, n. 6552, p. 25–31, Nov. 1995. [19](#), [20](#), [34](#)
- Vassal, J.; Menvielle, M.; Cohen, Y.; Dukhan, M.; Doumouya, V.; Boka, K.; Fambitakoye, O. A Study of Transient Variations in the Earth's Electromagnetic Field at Equatorial Electrojet Latitudes in Western Africa (Mali and the Ivory Coast). **Annales Geophysicae**, v. 16, n. 6, p. 677–697, June 1998. [51](#)

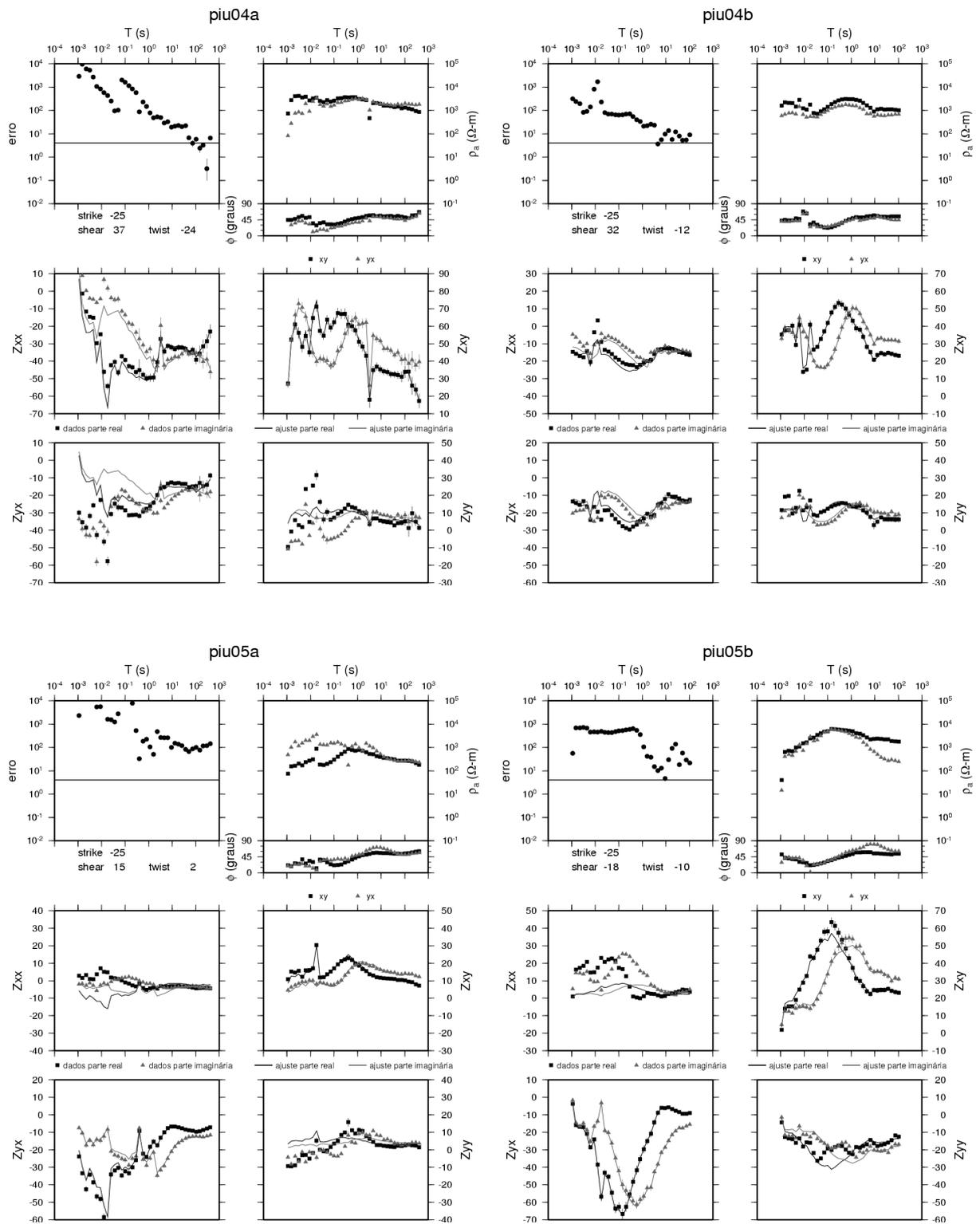
- Vdovin, O.; Rial, J. A.; Levshin, A. L.; Ritzwoller, M. H. Group-Velocity Tomography of South America and the Surrounding Oceans. **Geophysical Journal International**, v. 136, n. 2, p. 324–340, Feb. 1999. [34](#)
- Vidotti, R. M.; Ebinger, C. J.; Fairhead, J. D. Gravity Signature of the Western Paraná Basin, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 159, n. 3–4, p. 117–132, June 1998. [40](#)
- Vitorello, Í.; Hamza, V. M.; Pollack, H. N. Terrestrial Heat-Flow in the Brazilian Highlands. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, n. B7, p. 3778–3788, July 1980. [40](#), [127](#)
- Vitorello, Í.; Padilha, A. L.; Bologna, M. S.; Pádua, M. B. Upper Mantle Electrical Structures Beneath a Stable Craton and Attached Collisional Terrains. [CD-ROM]. In: International Geological Congress, 31., Rio de Janeiro, 2000. **Proceedings...** Brasília: CPRM, 2000. [20](#)
- White, R.; McKenzie, D. Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. B6, p. 7685–7729, June 1989. [19](#)
- Wight, D. E.; Bostick, F. X. Cascade Decimation – A Technique for Real Time Estimation of Power Spectra. In: IEEE International Conference on Acoustic Speech and Signal Processing, Denver, 1980. **Proceedings...** Piscataway: IEEE, 1980. p. 626–629. [63](#)
- Xu, Y. S.; Shankland, T. J.; Poe, B. T. Laboratory-Based Electrical Conductivity in the Earth's Mantle. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. B12, p. 27865–27875, Dec. 2000. [127](#)
- Yadav, G. S.; Lal, T. A Fortran 77 Program for Computing Magnetotelluric Response Over a Stratified Earth with Changing Magnetic Permeability. **Computers & Geosciences**, v. 23, n. 10, p. 1035–1038, Dec. 1997. [54](#)
- Yardley, B. W. D.; Valley, J. W. The Petrologic Case for a Dry Lower Crust. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B6, p. 12173–12185, June 1997. [122](#)

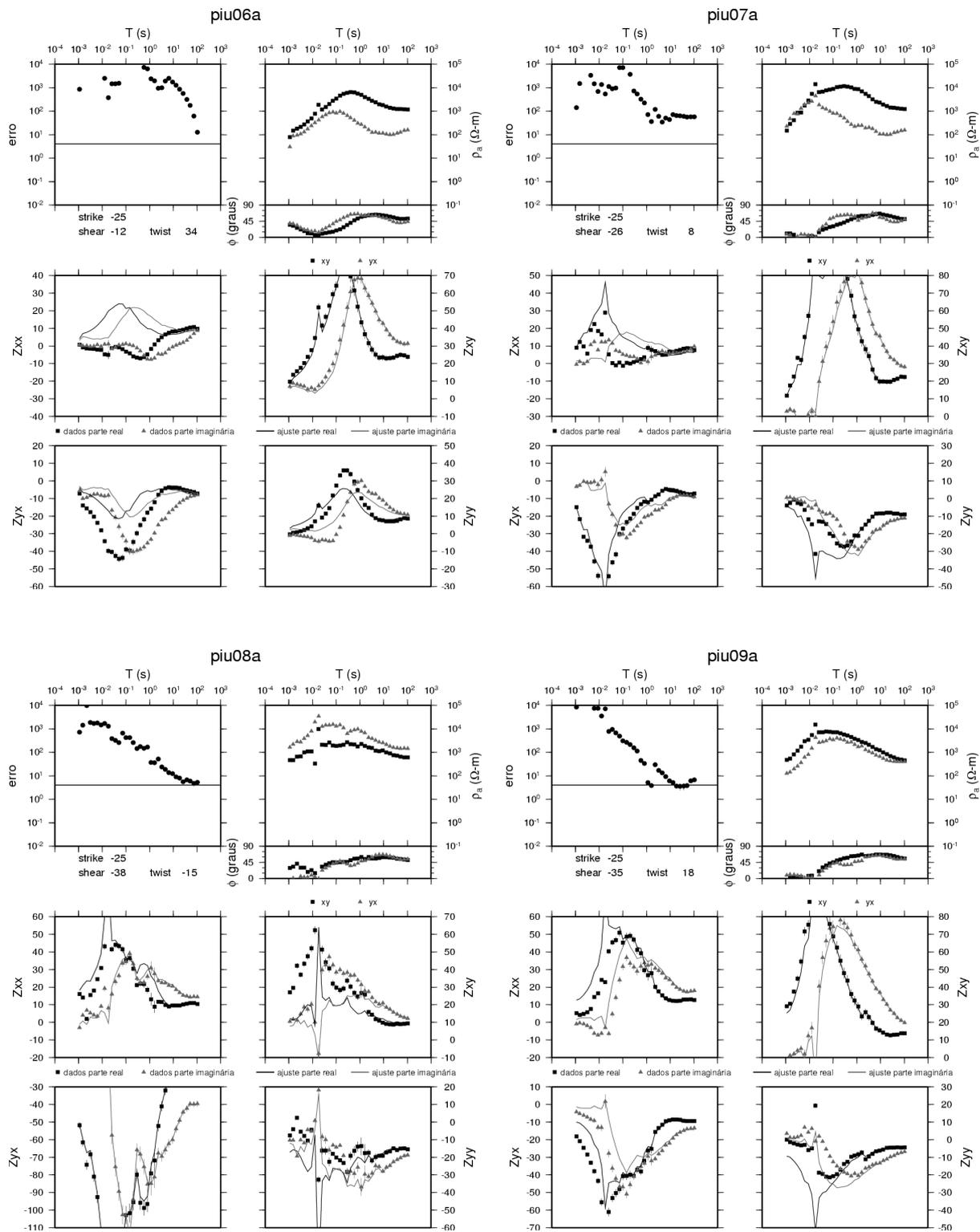
APÊNDICE A

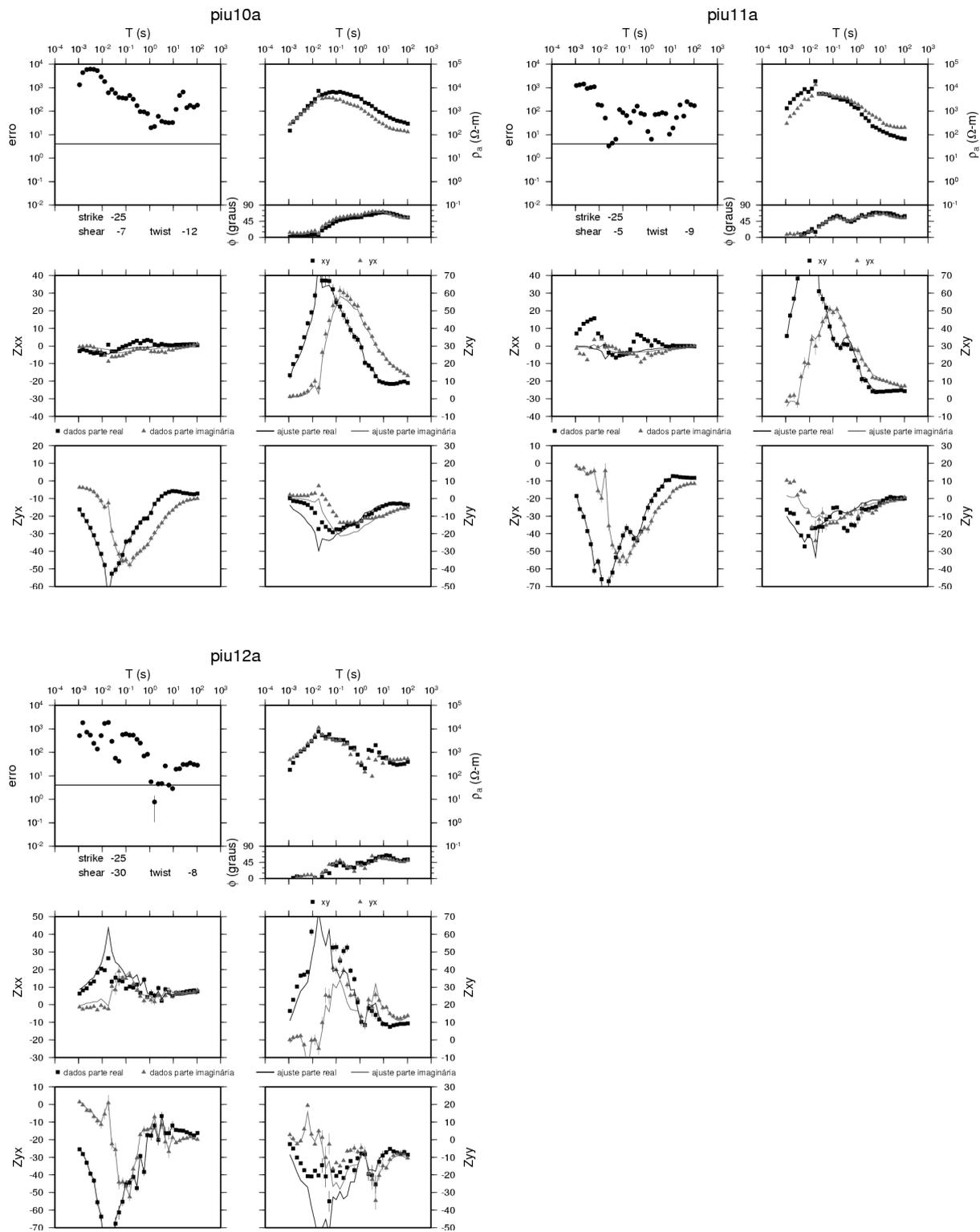
DECOMPOSIÇÃO DOS DADOS

Decomposição final dos tensores de impedância das sondagens de banda larga do perfil PIU para o *strike* de -25° (xy é o modo TE; yx é o modo TM).

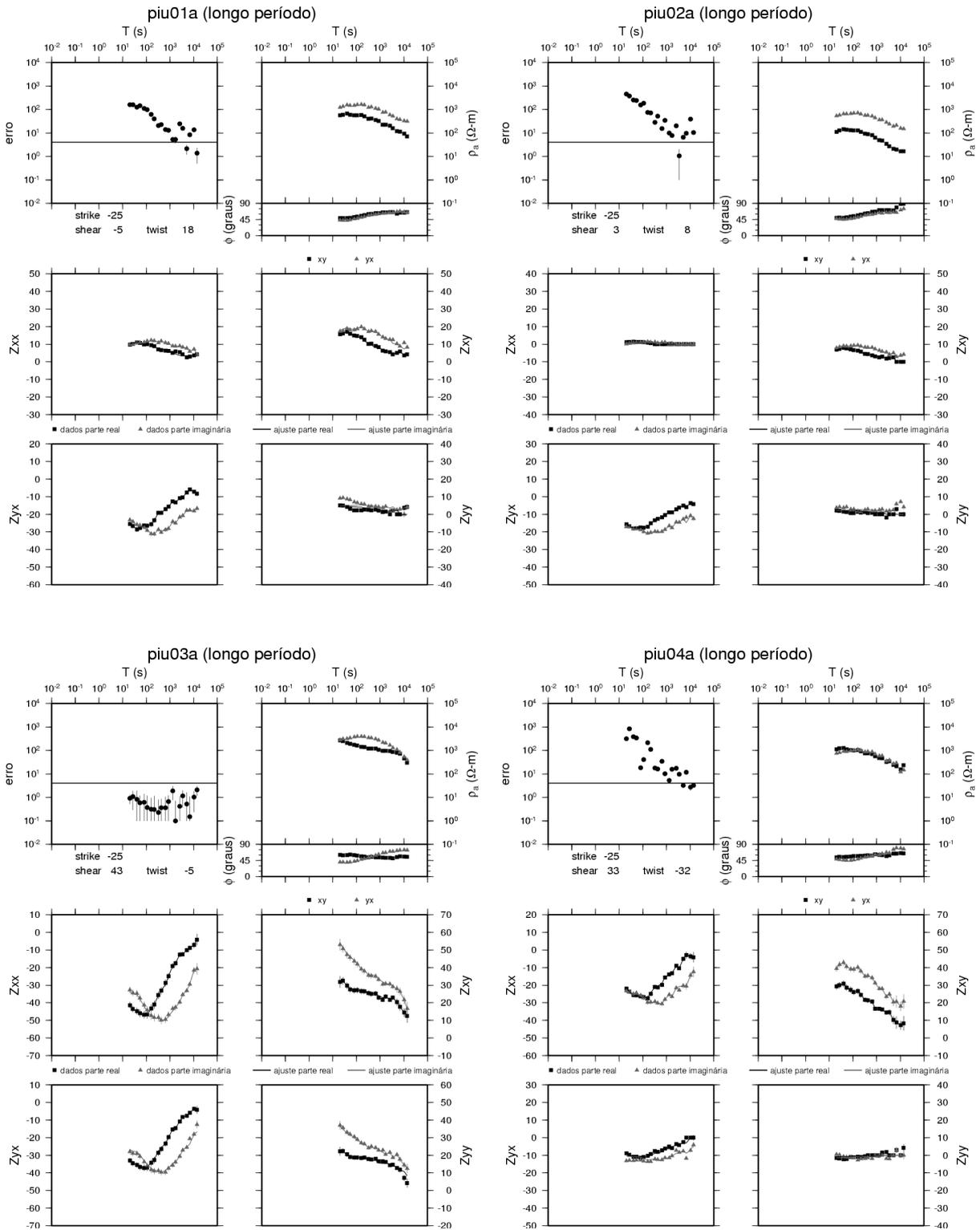


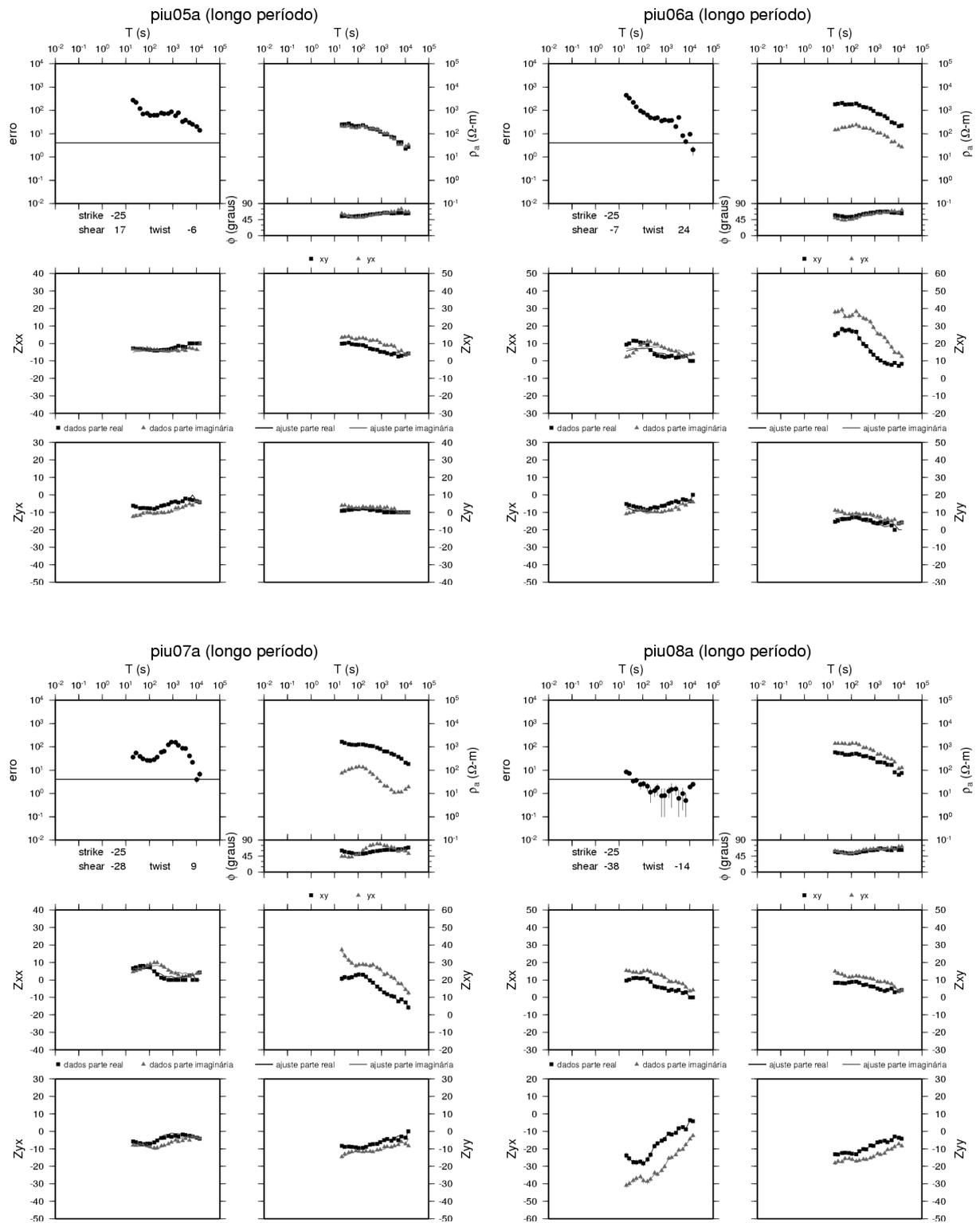


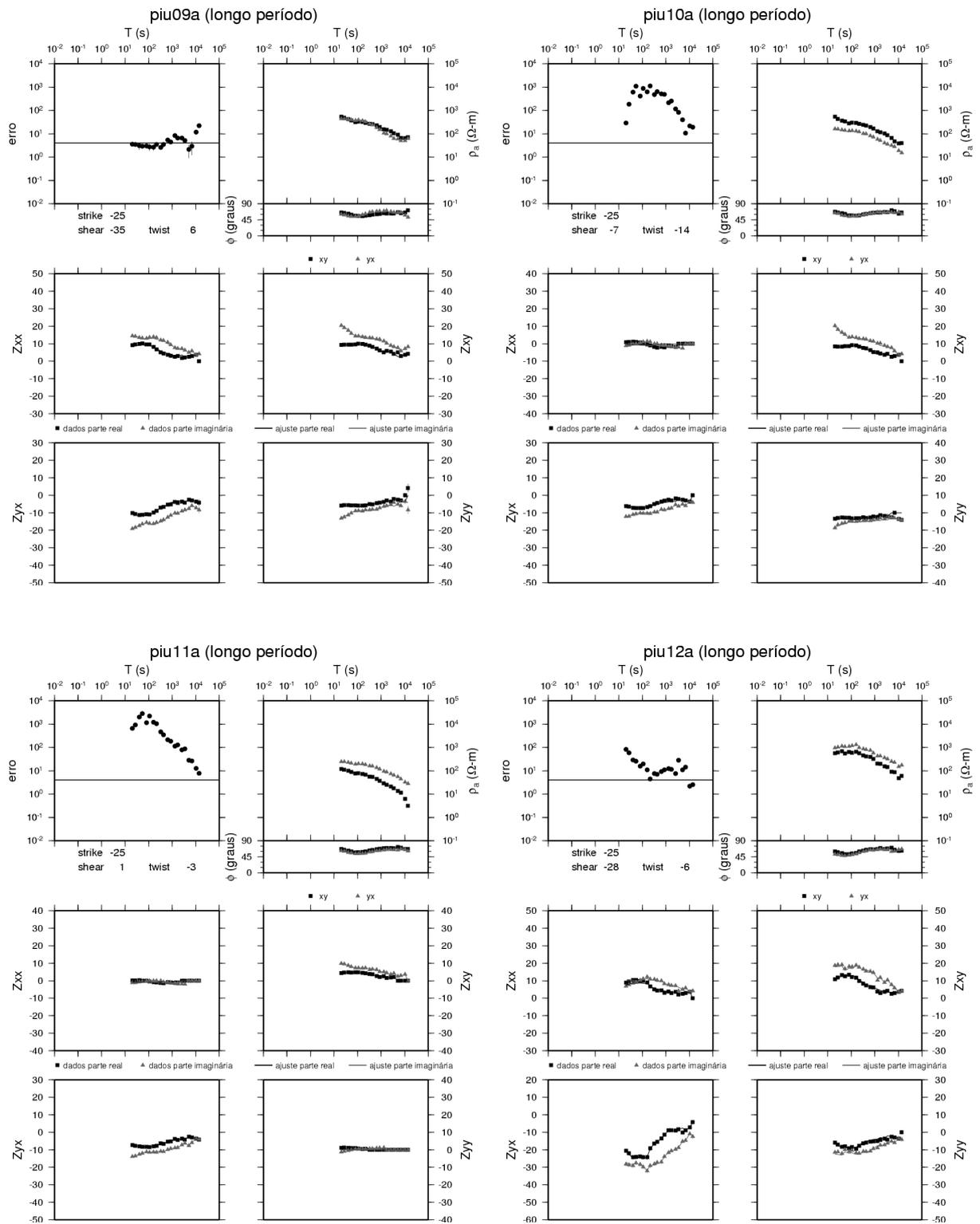




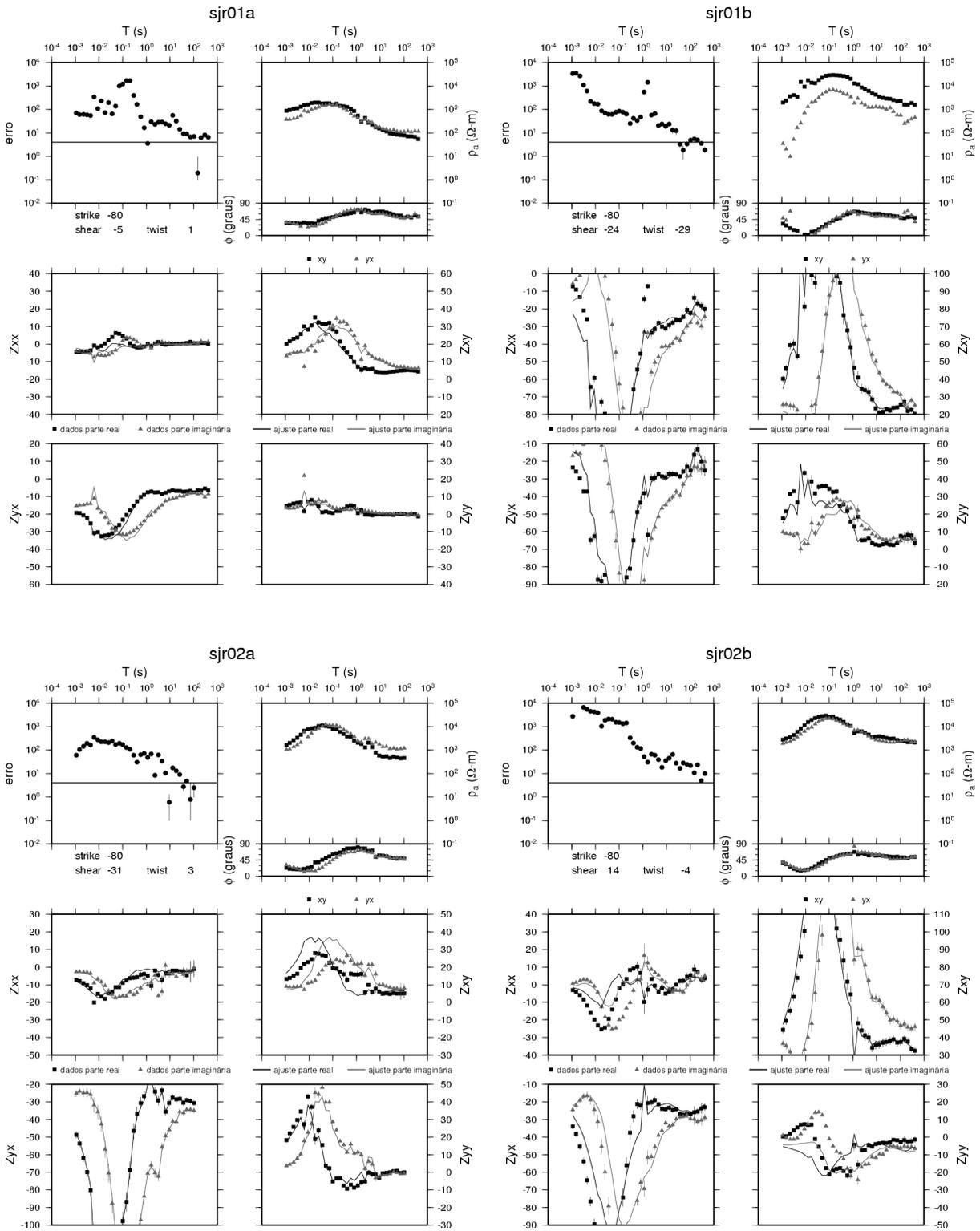
Decomposição final dos tensores de impedância das sondagens de longo período do perfil PIU para o *strike* de -25° (xy é o modo TE; yx é o modo TM).

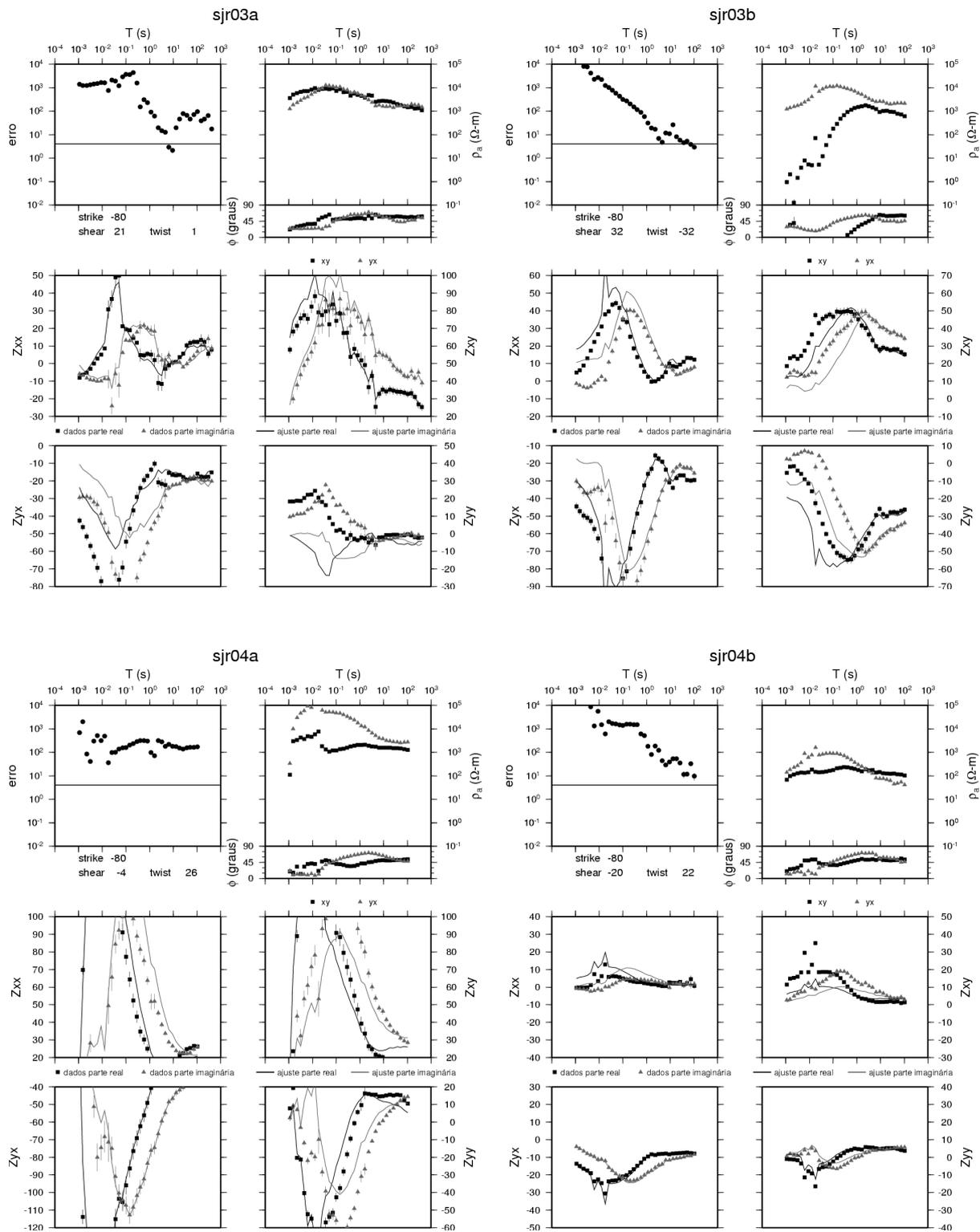


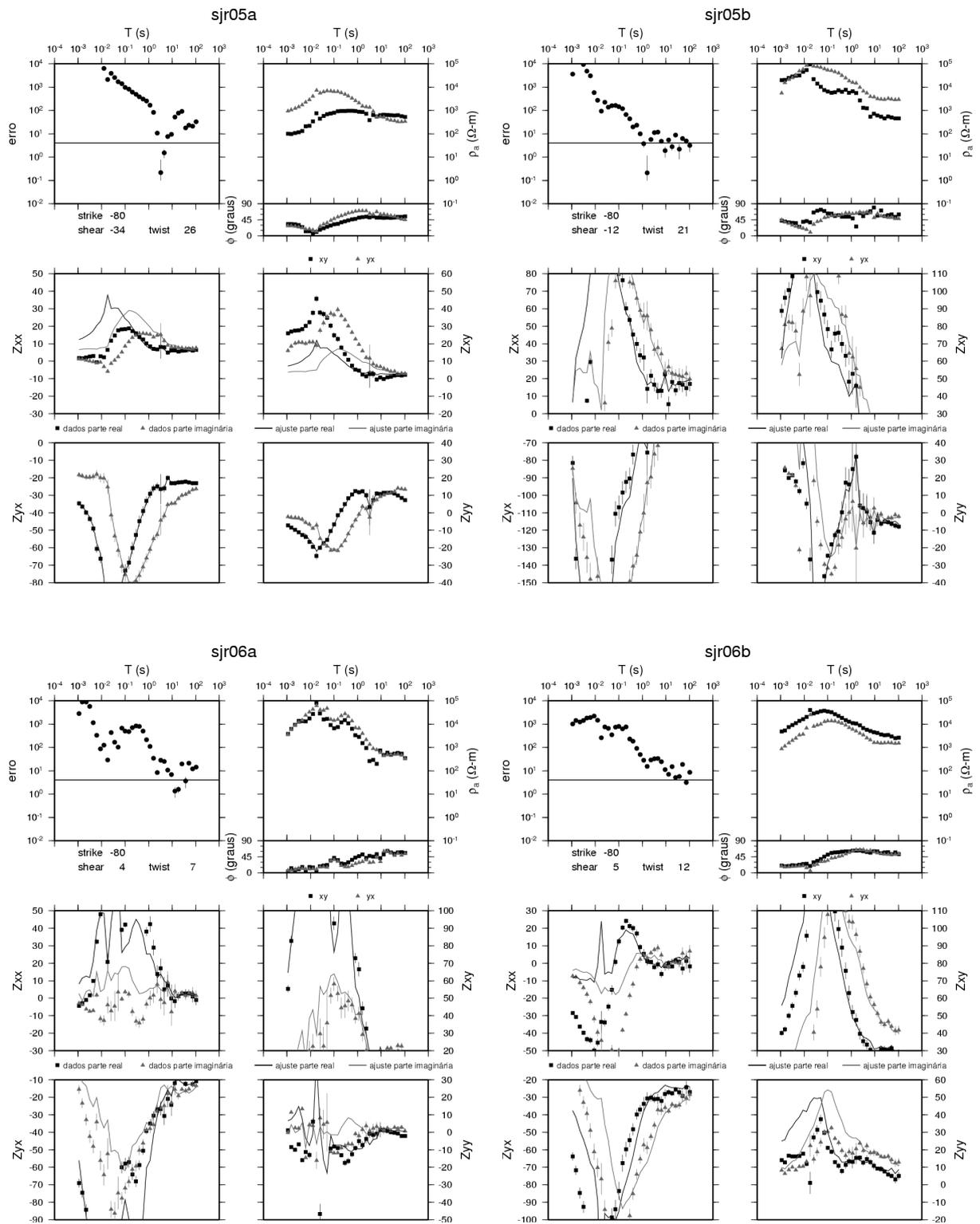


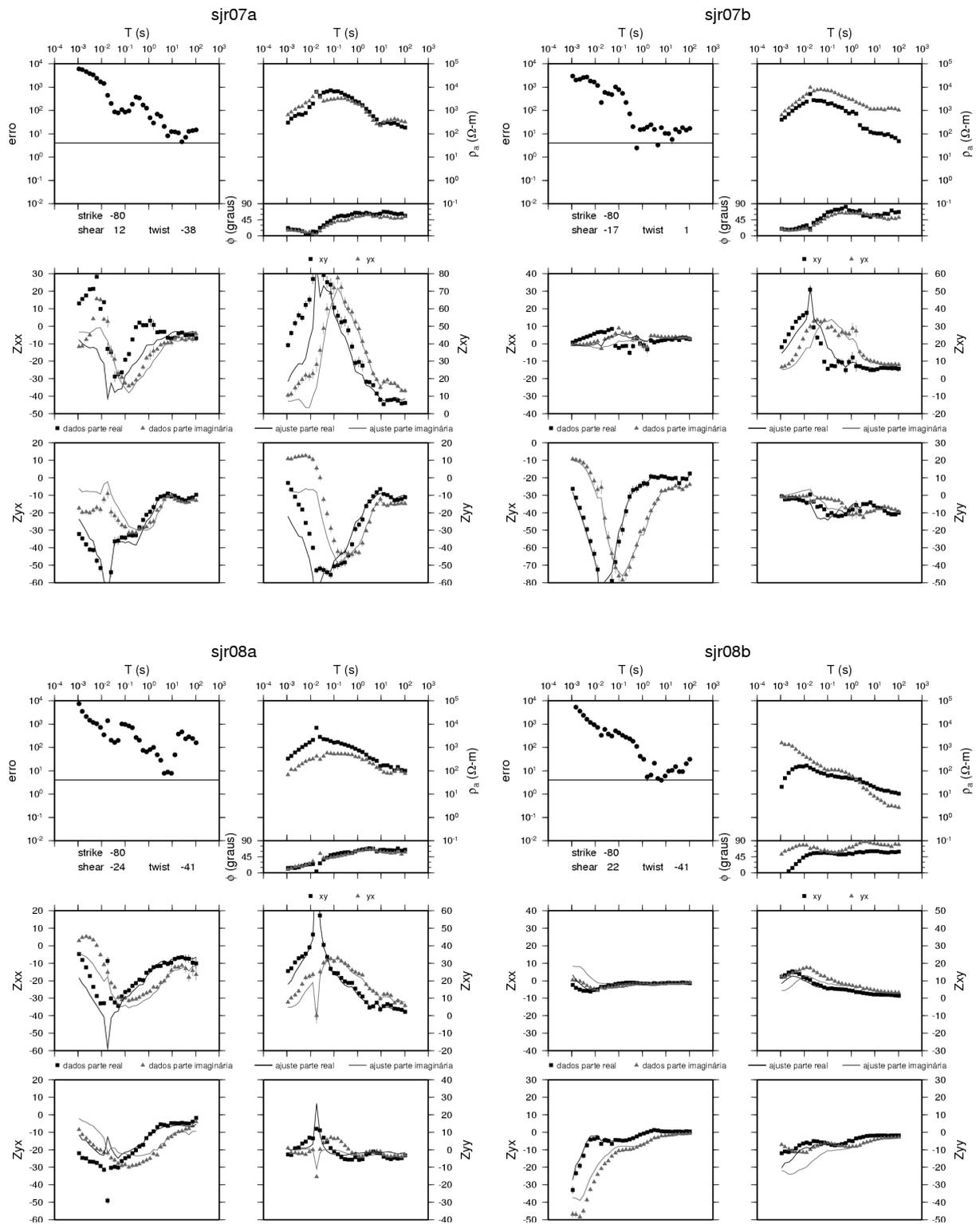


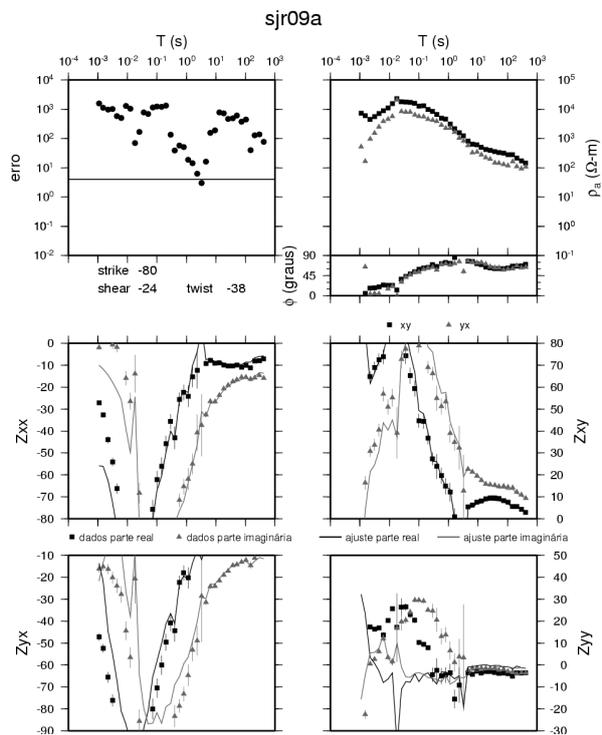
Decomposição final dos tensores de impedância das sondagens de banda larga do perfil SJR para o *strike* de -80° (xy é o modo TE; yx é o modo TM).



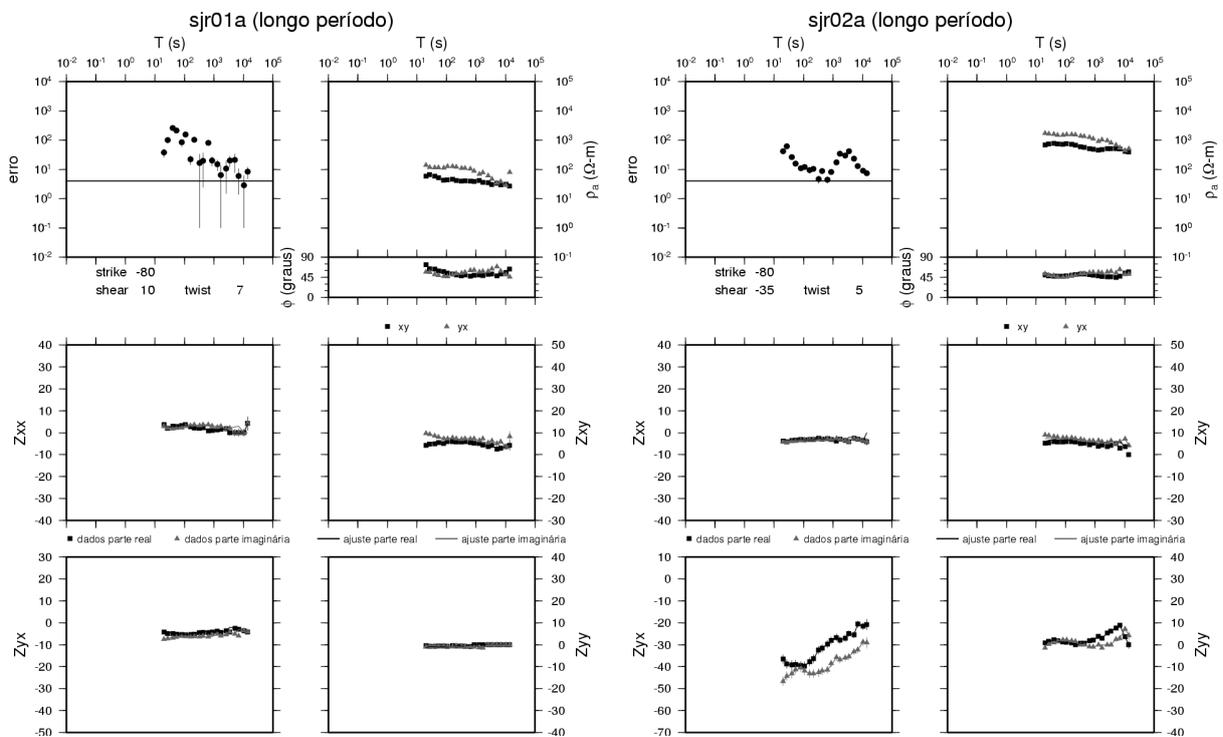


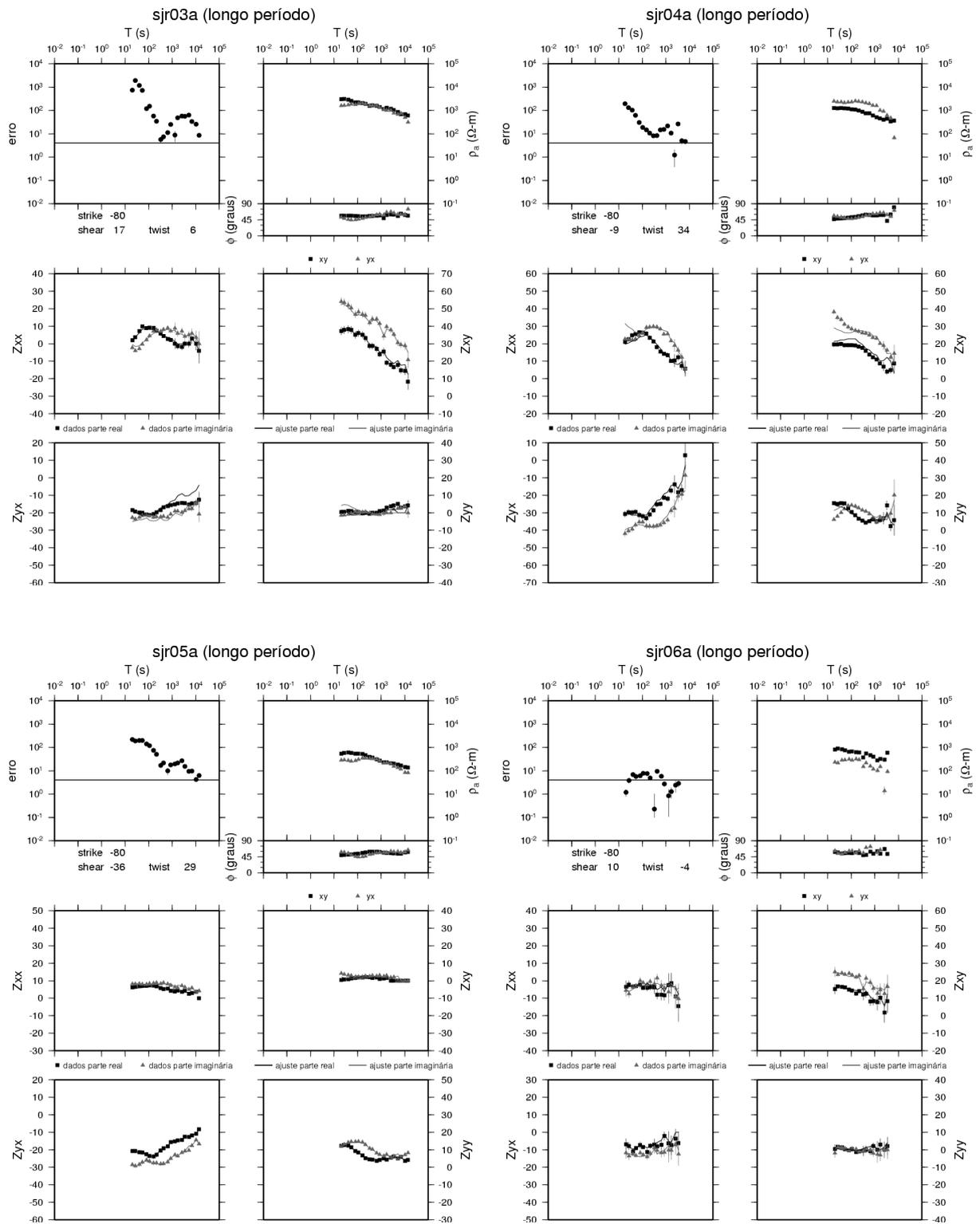


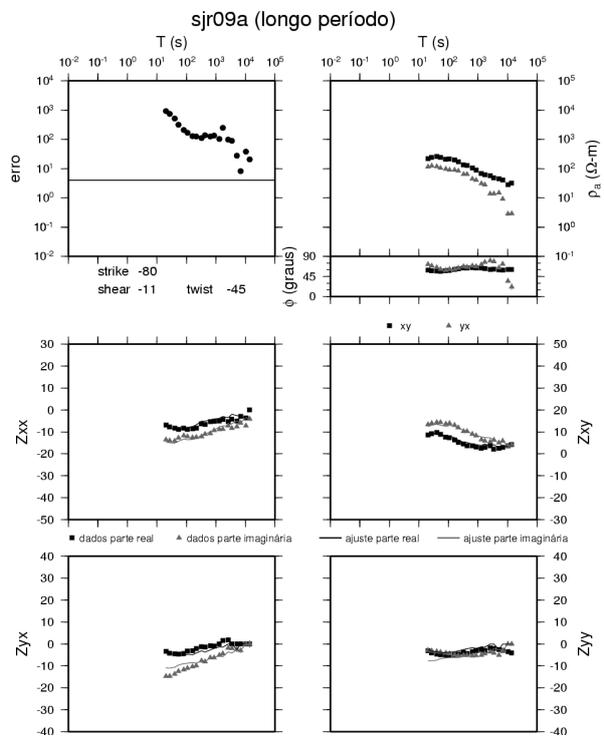
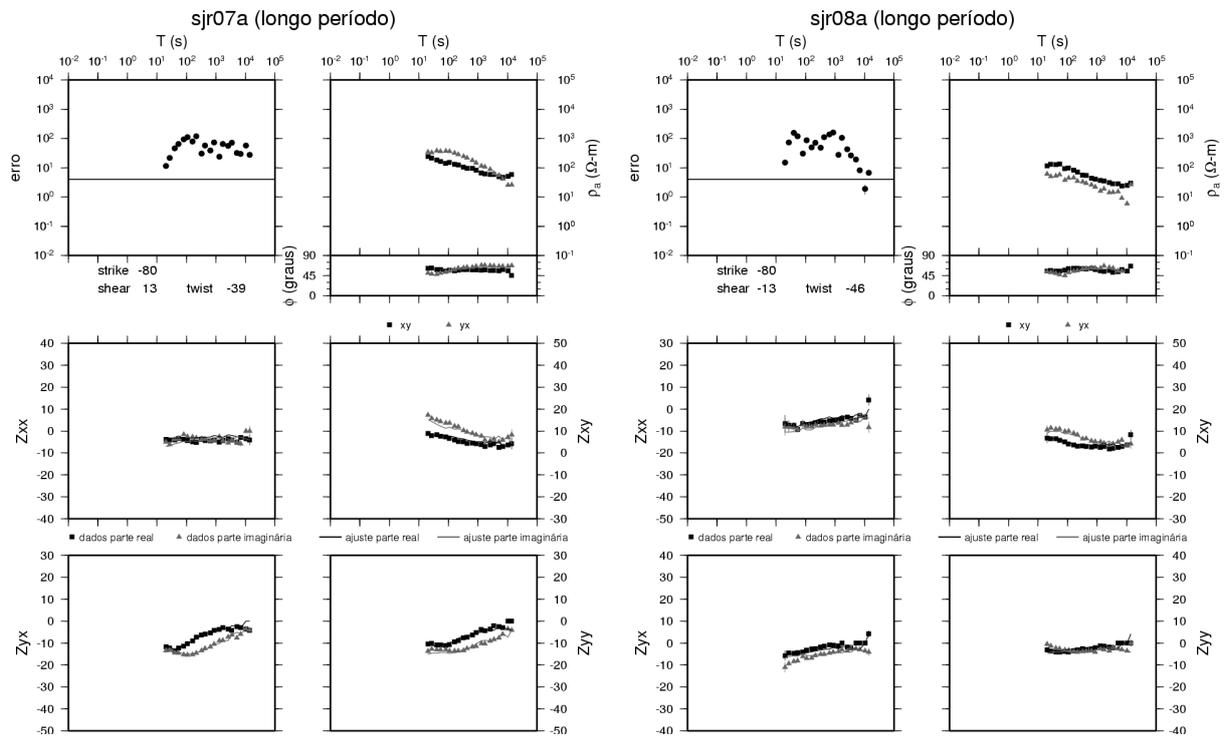




Decomposição final dos tensores de impedância das sondagens de longo período do perfil SJR para o *strike* de -80° (*xy* é o modo TE; *yx* é o modo TM).



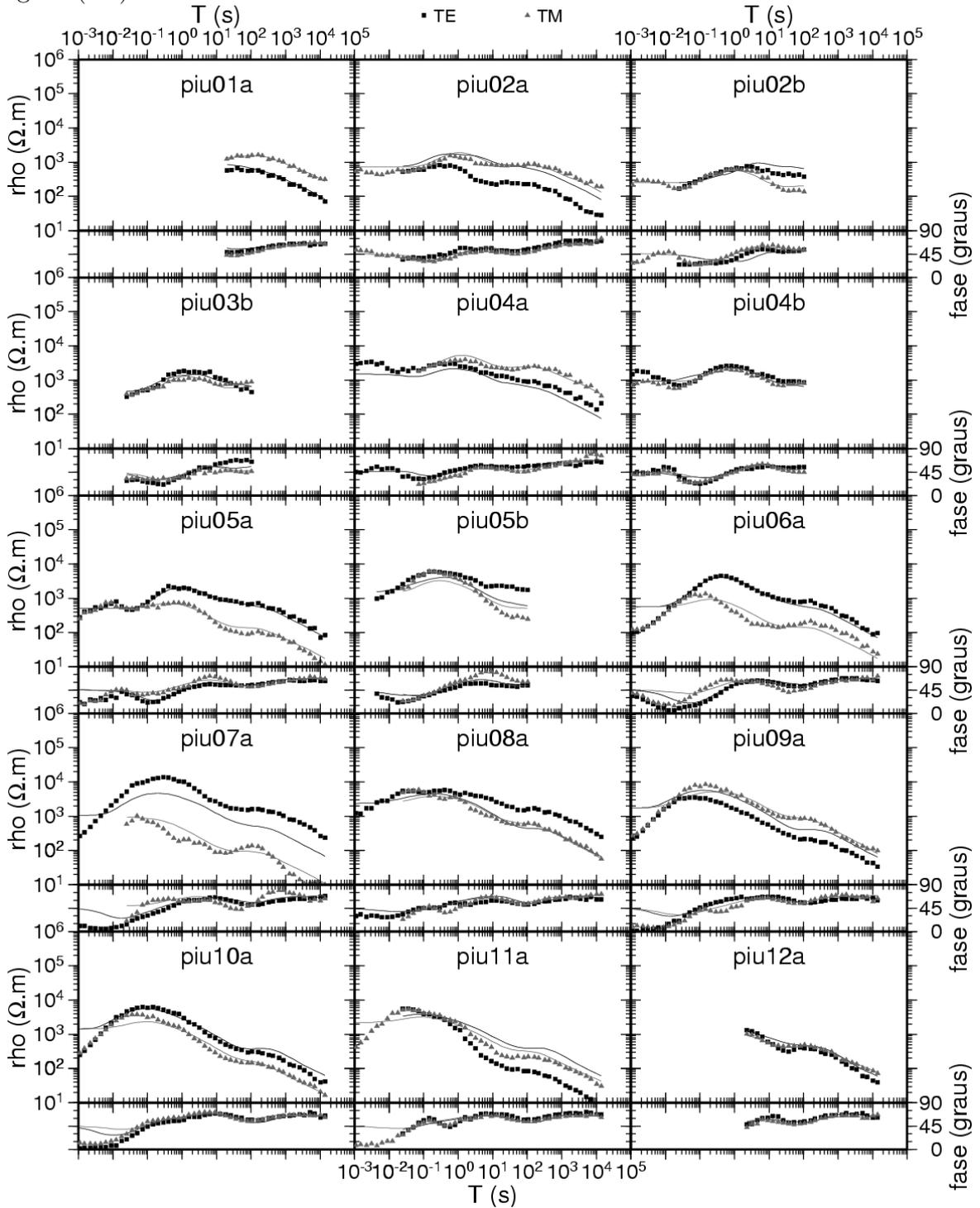




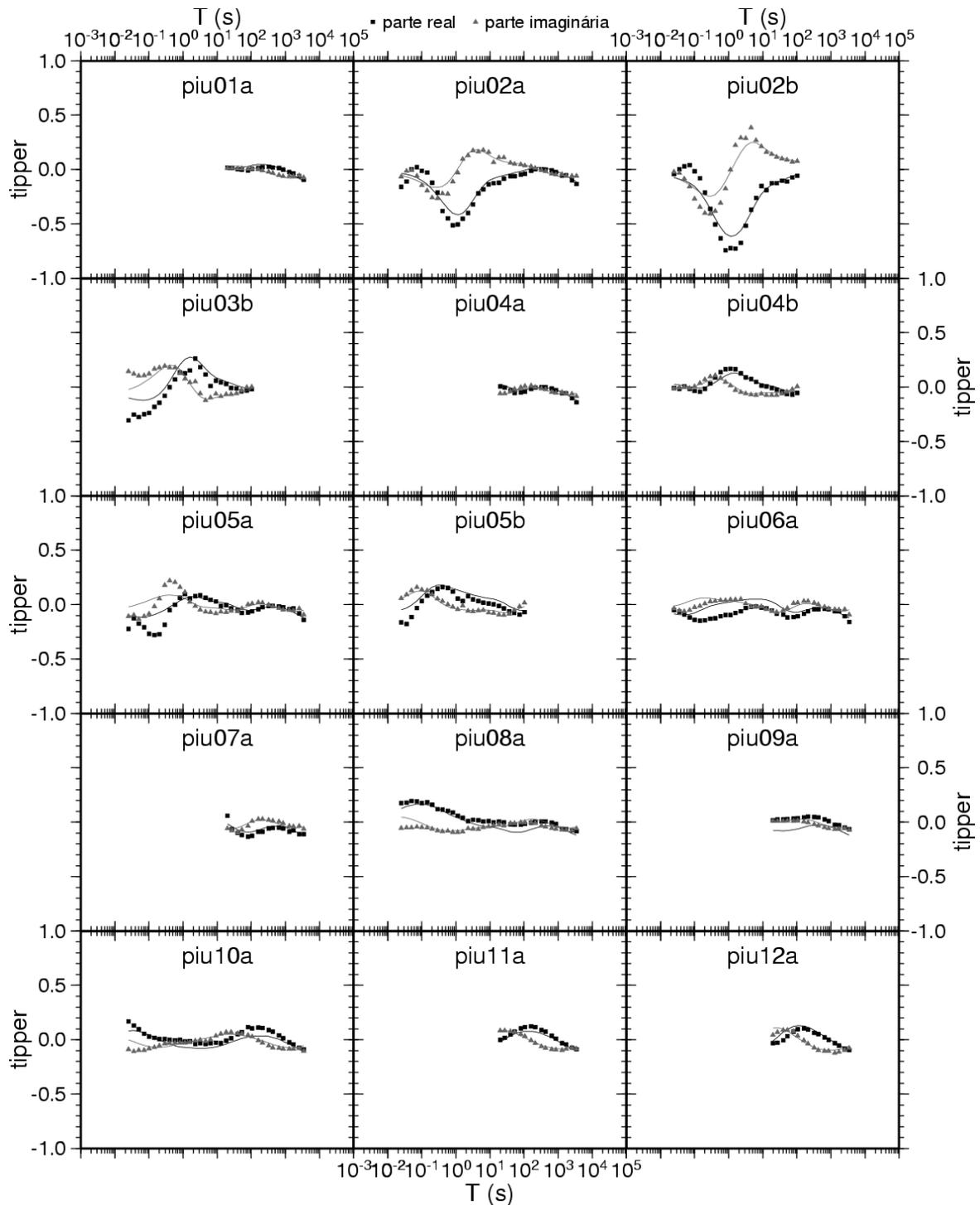
APÊNDICE B

DADOS E CURVAS DE AJUSTE

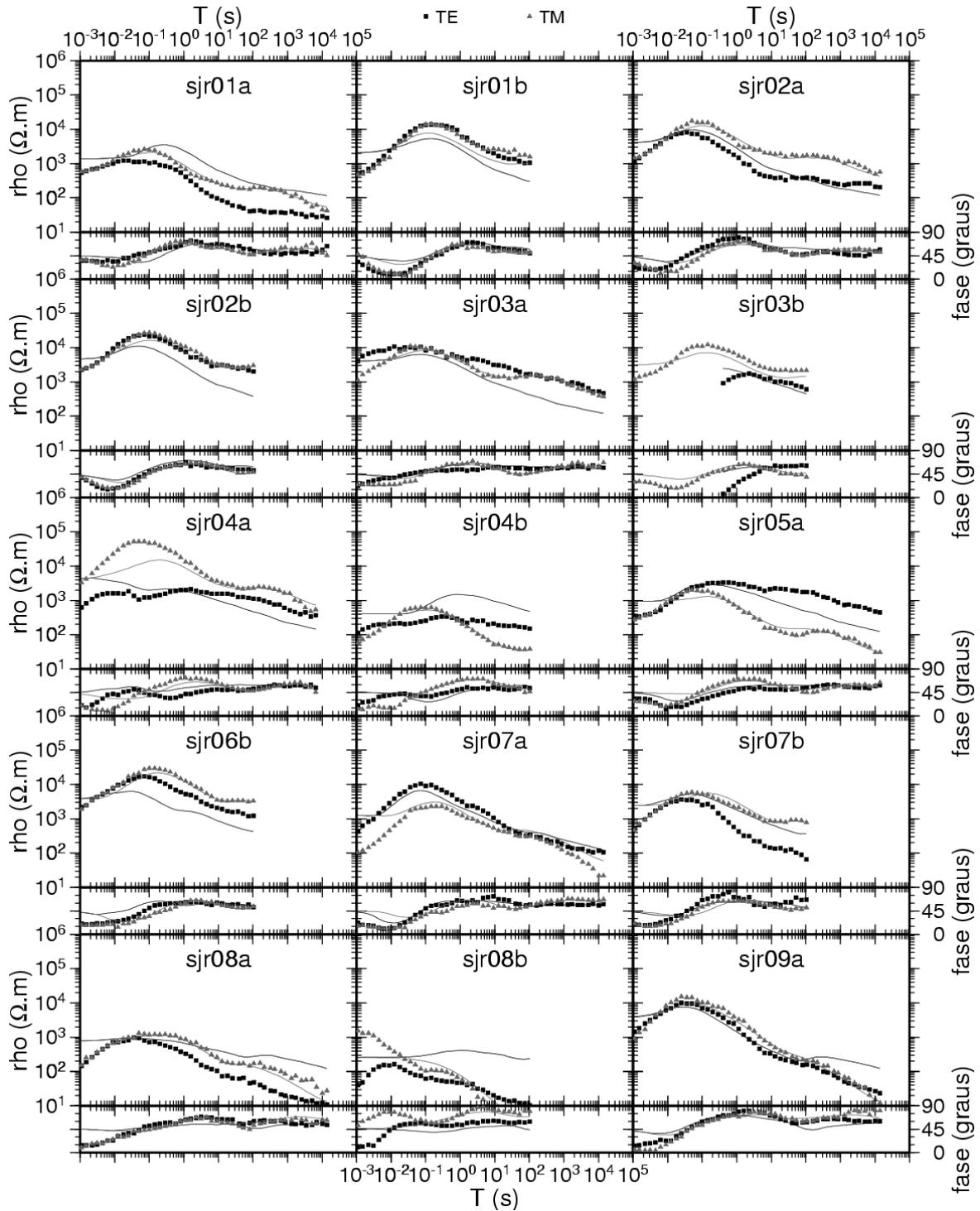
Dados de resistividade aparente e fase dos modos TE e TM observados do perfil PIU e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final apresentado na Figura (5.8).



Dados de *tipper* (parte real e imaginária) observados do perfil PIU e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final apresentado na Figura (5.8).



Dados de resistividade aparente e fase dos modos TE e TM observados do perfil SJR e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final apresentado na Figura (5.14).



Dados de *tipper* (parte real e imaginária) observados do perfil SJR e as curvas de ajuste obtidas (linhas contínuas) para o modelo final apresentado na Figura (5.14).

