

UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



CARACTERIZAÇÃO ELECTROMAGNÉTICA DA ZONA OSSA MORENA

Tese Orientada por:

Professor Catedrático Luís Alberto Mendes-Victor
Professor Doutor Fernando Acácio Monteiro dos Santos

Eugénio Manuel Carvalho Pina de Almeida

DOUTORAMENTO EM CIÊNCIAS GEOFÍSICAS E DA GEOINFORMAÇÃO
(GEOFÍSICA)

2010

Os trabalhos de investigação conducentes à realização desta tese de doutoramento foram desenvolvidos no âmbito dos seguintes projectos:

- BTE2000-0583-C02-02 e BTE2003-03046 do Ministério da Ciência e Tecnologia de Portugal;
- PB95-0269 da DGICYT de Espanha;
- Acções Integradas de Cooperação Luso-Espanhola (E-11/97,E-18/99,E-14/01, HP-91/01) dos Conselhos de Reitores das Universidades Portuguesas e Espanholas.

À Paula, Rodrigo e Beatriz

ÍNDICE

ÍNDICE.....	5
RESUMO	9
ABSTRACT	11
ÍNDICE DE FIGURAS	13
ÍNDICE DE TABELAS	17
LISTA DE SÍMBOLOS.....	19
AGRADECIMENTOS	23
CAPÍTULO 1- INTRODUÇÃO.....	25
CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTOS DO MÉTODO MAGNETO-TELÚRICO	31
2.1 - Introdução	31
2.2 - A teoria do campo electromagnético e o método magneto-telúrico (MT)	32
2.3 - Operadores magneto-telúricos	35
2.4 - Comportamento do campo electromagnético em meios condutores	37
2.4.1 - Modelo de Terra com simetria esférica	38
2.4.2 - Modelo de Terra plana	40
2.4.2.1 - Resistividade aparente e fase	45
2.4.3 - Estruturas bi-dimensionais (2D).....	46
2.4.4 -O Tensor das Impedâncias.....	48
2.4.5 - Estruturas tridimensionais (3D).....	53
CAPÍTULO 3 - AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E MODELAÇÃO DE DADOS EM MT.....	57

3.1 – Aquisição e processamento de dados de MT	57
3.2 - Análise espectral e cálculo do Tensor das Impedâncias	59
3.2.1 - Funções de Transferência Magnética	62
3.3 - Análise da dimensionalidade da estrutura.....	63
3.3.1 Decomposição do Tensor das Impedâncias	65
3.4 - Efeitos de Deslocamentos Estáticos (Static Shift)	68
3.5 - Modelação e Inversão de dados de MT	70
CAPÍTULO 4 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E GEODINÂMICO DA REGIÃO EM ESTUDO: ZONA	
OSSA MORENA.....	73
4.1 – O Maço Ibérico	73
4.2 – Evolução Geodinâmica da ZOM	77
4.3 – Limites geológicos da ZOM	83
4.4 – Arquitectura interna da ZOM	84
CAPÍTULO 5 - CARACTERIZAÇÃO ELECTROMAGNÉTICA DA ZONA OSSA MORENA.....	
5.1 – Introdução.....	87
5.1.1 – Metodologia geral adoptada na aquisição, processamento, análise e modelação de dados de MT	91
5.2 – Primeiros dados de MT na Zona Ossa Morena - Perfil P-inicial	93
5.2.1 – Reologia da crosta nas ZSP e ZOM.....	99
5.2.2 – Interpretação das estruturas de elevada condutividade no modelo 2D	103
5.3 – Metodologia para a correcção dos efeitos de costa em dados de magneto-telúrica	105
5.3.1 Efeito de costa nas funções de transferência magnetotelúricas.....	108
5.3.2 Metodologia para correcção dos efeitos de costa.....	117
5.3.3 Aplicação da metodologia a dados sintéticos.....	119
5.3.4 Aplicação da metodologia a dados de campo.....	121
5.4 – Caracterização Electromagnética da Zona Ossa Morena - Perfil P	122
5.5 – Caracterização Electromagnética da Zona Ossa Morena - Perfil S	133
5.5.1 – Interpretação dos modelos 2D de resistividades obtidos para a Zona Ossa Morena	141
5.6 – Caracterização electromagnética da Região de Intersecção entre a falha da Messejana e o Cavalgamento de Ferreira-Ficalho	144

5.6.1 – Modelação Tridimensional	149
5.6.2 – Testes de Sensibilidade.....	157
5.6.3 – Interpretação do modelo 3D.....	159
CAPÍTULO 6 - DISCUSSÃO E CONCLUSÃO.....	163
6.1 – Discussão dos resultados obtidos	163
6.2 – Perspectivas de trabalho futuro	167
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	171

RESUMO

Com o objectivo de se proceder à caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena (ZOM), a partir de dados de magneto-telúrica (MT), o Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (CGUL) e o Departamento de Geologia e Geodinâmica da Universidade de Barcelona (UB), no âmbito dos programas de cooperação bi-lateral e EUROPROBE, iniciaram em 1997 um projecto que consistiu na aquisição, processamento e interpretação de 191 sondagens de magneto-telúrica, das quais 149 foram realizadas em território português. Essas sondagens foram realizadas em vários perfis, nomeadamente, quatro perfis de grande extensão, os perfis **I**, **S**, **P** e **O**, orientados perpendicularmente às direcções das principais estruturas geológicas da região, quatro perfis de menor extensão, os perfis **B**, **C**, **D** e **E**, adquiridos entre o perfil **S** e o perfil **P**, na zona de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho e ainda um perfil **L**, realizado em Espanha e orientado segundo a direcção do perfil de sísmica de reflexão profunda IBERSEIS.

Os resultados obtidos a partir da interpretação e modelação dos dados dos perfis **S**, **C** e **P**, permitiram identificar a existência de corpos condutores, superficiais e profundos, interpretados como estando associados a zonas de descolamento e a presença de grafite, e caracterizar a distribuição de resistividades em profundidade nessa região, revelando-nos uma crosta média-inferior electricamente heterogénea em oposição às estruturas obtidas a partir de outros dados geofísicos. A partir de dados publicados de fluxo de calor e de modelos de velocidade das ondas sísmicas, para as zonas Sul

Portuguesa (ZSP) e Ossa Morena (ZOM), calcularam-se as curvas de distribuição de temperaturas em profundidade (geotérmicas) e os perfis reológicos para a região em estudo, obtendo-se a distribuição de tensões em profundidade, a estimativa da zona de transição dúctil-frágil e verificou-se existir uma boa correlação, na ZSP, entre as camadas dúcteis e as camadas de baixa resistividade para a profundidade de 11-13 km.

O estudo do comportamento dos vectores de indução nessa região permitiu concluir que os elevados valores de *Tipper* observados nos dados MT recolhidos na Parte Sul de Portugal (especialmente para períodos superiores a 100-300s) eram, essencialmente, devidos aos efeitos geomagnéticos tridimensionais causados pela combinação do efeito da geometria de costa com a presença do oceano. A partir da modelação tridimensional mostrou-se igualmente que os efeitos da costa também afectavam os valores das componentes dos tensores das impedâncias.

A imagem electromagnética obtida, a partir da modelação 3D, na região de fronteira entre as Zona Sul Portuguesa e Zona Ossa Morena mostram-nos a existência de vários domínios resistivos e condutores, possuindo variações morfológicas em profundidade, intersectados por dois grandes corredores sub-verticais, os quais são geograficamente coincidentes com as zonas da falha da Messejana e do cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

Palavras chave: Magneto-telúrica, Zona Ossa Morena, Inversão 2D, Modelação 3D

ABSTRACT

In order to obtain the electromagnetic characterization of the Ossa Morena Zone, based on magnetotelluric (MT) measurements, the the Geophysical Center of University of Lisbon (CGUL) and the Department of Geology and Geodynamics, University of Barcelona (UB) initiated in 1997 a project which consisted of the acquisition, processing and interpretation of 191 magnetotelluric sites of which 149 were carried out in Portuguese territory. The projec was developed in the framework of the bi-lateral cooperation and Europrobe Programs. Those surveys were conducted in several profiles specifically, four profiles of great extent, the profile **I, S, P** and **O**, oriented perpendicular to the direction of the main geological structures in the region, four sections of a lesser extent, the profile **B, C, D** and **E**, acquired between the **S** and **P** profiles in the area of intersection between the fault of Messejana and the Ferreira-Ficalho overthrust and also a profile **L**, held in Spain and oriented along the direction of the profile of deep seismic reflection IBERSEIS.

The results from the interpretation of profiles **S, C** and **P** allow us to characterize the distribution of resistivity in depth in this region and identify the existence of shallow and deep conductors which were interpreted as being associated with areas of detachment and the presence of graphite. From published data of heat flow and velocity models of seismic waves for the South Portuguese zone (SPZ) and Ossa Morena (OMZ), we calculated the curves of temperature distribution and rheological profiles for the region, obtaining the stress distribution in depth. It was noted, in the ZSP, that the estimated zone of

ductile-brittle transition shows a good correlation with the layers of low resistivity to a depth of 11-13 km.



The study of the behavior of induction vectors showed that the high values observed in *Tipper* MT data collected in southern Portugal (especially for periods longer than 100-300s) were due mainly to three-dimensional geomagnetic effects caused by the combination of the effect of geometry of the coast with the presence of the ocean. From the three-dimensional modeling it was showed that the effects of the coast also affect the values of the components of the impedance tensor.



The electromagnetic image obtained from the 3D modeling, in the border region between the South Portuguese and Ossa Morena Zone shows that there are several resistive and conductive zones, having morphological variations in depth, intersected by two major sub-vertical corridors , which are geographically coincident with the fault zones of Messejana and Ferreira-Ficalho.

Keywords: Magnetotelluric, Ossa Morena Zone, 2D Inversion, 3D Modeling

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 2.1 - Modelo de Terra esférica homogénea.....</i>	38
<i>Figura 2.2 - Modelo de Terra plana homogénea.</i>	41
<i>Figura 2.3 - Modos de polarização.....</i>	46
<i>Figura 2.4 - Propriedades físicas de um modelo de Terra estratificada contendo um corpo 3D no seu interior.</i>	53
<i>Figura 3.1 – Esquema da disposição em campo dos elementos de registo de uma estação de magneto-telúrica.</i>	58
<i>Figura 3.2 – Representação dos vectores de indução reais para o caso de um corpo condutor tridimensional (Convenção de Schmucker), adaptado de Heise (2003).</i>	62
<i>Figura 4.1 – Representação esquemática das suturas variscas na Europa ocidental (adpatado de Perez-Estaún et al., 2004). O rectângulo vermelho corresponde à zona em estudo neste trabalho.....</i>	75
<i>Figura 4.3 – Modelo para a evolução geodinâmica do bloco Autótone Ibérico e Ossa Morena durante o processo de convergência varisca. A: início do escape do terreno Ossa Morena e subducção do oceano Pulo do Lobo; B: episódio de extensão que deu lugar à formação de uma bacia oceânica marginal; C: fecho da referida bacia com obducção do ofiolito Beja-Acebuches sobre o terreno Ossa Morena; D: fase de novo crescimento magmático sobre o terreno Ossa Morena; E: início da colisão oblíqua entre a Ossa Morena e a margem do terreno Sul-Português, e erupção do vulcanismo que deu origem à Faixa Piritosa; F: fim de colisão com obducção da Ossa Morena sobre os terrenos Sul-Português e Autóctone Ibérico (Zona Centro Ibérica) (adaptado de Quesada, 1992).....</i>	80
<i>Figura 4.4 – Representação, em plano, da evolução geodinâmica do SW da Península Ibérica no varisco, com indicação aproximada de algumas das secções apresentadas na figura 4.3. 1: colisão oblíqua e obducção no Devónico Superior (ante-fameniano); 2: subducção e colisão no Fameniano Superior-Carbónico Inferior, início do episódio extensivo intracontinental na bacia ante-país e formação da Faixa Piritosa; 3: no Carbónico Médio tem-se um regime transpressivo</i>	

para Sudueste induzido por reactivação da subducção e geração da cintura arqueada (Zona Centro Ibérica) (adaptado de Silva et al., 1990, in Matias 1996).....	81
Figura 4.5 – Estrutura profunda do segmento sudoeste do Maçico Ibérico resultante da orogenia Varisca (adaptado de Ribeiro et al., 1988).....	82
Figura 4.6 – Cinturas da Zona Ossa Morena. 1- Falha da Messejana; 2- Cavalgamento Portalegre-Alegrete; 3- Cavalgamento Hornachos-Villaharta; 4- Falha de Ater do Chão - Campo Maior; 5- Falha de Azuaga; 6- Falha de Malcocinado; 7- Cavalgamento do Monesterio; 8- Cavalgamento da Juromenha; 9- Falha de Beja-Valdelarco; 10- Cavalgamento de Ferreira-Ficalho-Almonaster; 11- Falha de Ficalho-Aroche, (adaptado de Simancas et al., 2004).	83
Figura 5.1 – Localização dos perfis de magneto-telúrica efectuados na região em estudo. ZCI- Zona Centro Ibérica; ZOM-Zona Ossa Morena; ZSP- Zona Sul Portuguesa (adaptado de Munoz, 2005).	89
Figura 5.2 – Localização das estações de todos os perfis de MT relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo. ZCI- Zona Centro Ibérica; ZOM-Zona Ossa Morena; ZSP- Zona Sul Portuguesa (adaptado de Munoz, 2005).	90
Figura 5.3 – Localização das estações de MT do perfil P-inicial relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.	94
Figura 5.4 – Vectores de indução (parte Real) para os períodos de 0,1s, 10s, 300s e 1000s	95
Figura 5.5 – Curvas de Resistividade aparente e fase rodadas segundo a direção N35E (x modo TE, + modo TM). As linhas a sólido correspondem às respostas do modelo 2D inverso.....	96
Figura 5.6 – Modelo de Resistividades obtido a partir da inversão 2D (método RRI) de ambas as polarizações das curvas de resistividade aparente e fase.	98
Figura 5.7 – a) Geotérmicas médias para a ZSP(A) e a ZOM (B) (linhas a cheio) e para os casos de variação de fluxo (h-hot) e (c-cold) b) Perfis reológicos calculados para a ZSP (A) e ZOM (B).....	101
Figura 5.8 - Localização do perfil P em relação às linhas de costa Sul e Oeste de Portugal.....	106
Figura 5.9 - Representação dos vectores de indução para 15 das estações do Perfil P localizadas mais a Sul.  : parte real;  : parte imaginária	107
Figura 5.10 – Rectângulo a azul: área considerada na modelação 3D dos efeitos de costa.....	108
Figura 5.11 - Configurações dos modelos 3D usados no cálculo dos efeitos de costa. Na parte superior da figura é apresentada a localização do perfil P em relação às linhas de costa e ao corpo condutor (Nota: escala vertical arbitrária).....	110
Figura 5.12 Representação das partes real e imaginária das componentes horizontais (Bx e By) e vertical (Bz) do campo magnético total para o modelo D da figura (5.11)	112
Figura 5.13 - Representação das partes real e imaginária das componentes horizontais do campo eléctrico para o modelo D da figura (5.11).....	113
Figura 5.14 - Representação da variação do alcance do efeito de costa para os períodos de 128s, 1000s, 2050s e 3846s.....	114

<p>Figura 5.15 - Vectores de indução obtidos a partir dos modelos A e B (figura 5.11) para três pontos, coincidentes com as estações 13,10 e 1 do perfil P, e para três períodos 128s, 1020s e 2050s.  : parte real;  : parte imaginária.....</p>	115
<p>Figura 5.16 – Valores absolutos da diferença entre os valores dos tensores das impedâncias obtidos a partir dos modelos A e B para três pontos coincidentes com as estações 12, 11 e 1 do perfil P.....</p>	116
<p>Figura 5.17- Elementos dos tensores de distorção K e M para os sítios apresentados na figura 5.11. Parte Real – círculos; Parte Imaginária - estrelas. (Estação 13-símbolo aberto); (estação 10-símbolo cinzento), (Estação 1- símbolos pretos).....</p>	119
<p>Figura 5.18 – A: Comparação entre os valores do tensor das impedâncias obtidos a partir do modelo A (símbolos sólidos) com os valores do tensor das impedâncias distorcidos, calculados a partir do modelo B (símbolos abertos) para as estações 10 e 13. Parte Real - círculos; Parte Imaginária - estrelas. B: Comparação entre os dos vectores de indução obtidos a partir do modelo A, com os vectores de indução distorcidos obtidos a partir do modelo B nessas mesmas estações.</p>	120
<p>Figura 5.19 – Comparação entre os valores do tensor das impedâncias corrigidos (símbolos a cheio) e os valores observados (símbolos abertos). Parte Real-círculos; Parte imaginária – estrelas.....</p>	121
<p>Figura 5.20 – Localização das estações de MT do perfil P relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa- Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.....</p>	123
<p>Figura 5.21 – Representação dos vectores de indução (parte real) das estações do perfil P, para os períodos de 10s, 100s e 1000s.</p>	125
<p>Figura 5.22 – Pseudo-secções das curvas de resistividade aparente e fase (perfil P) rodadas segundo a direcção N10°E, e projecção das funções de transferência magnética segundo essa direcção</p>	127
<p>Figura 5.23 – (Parte superior) Comparação entre as pseudo-secções das curvas de resistividade aparente e fase rodadas e projecção das funções de transferência magnética segundo a direcção N10°E. a) dados de campo; b) resposta do modelo. (Parte inferior) Modelo de resistividades obtido a partir da inversão 2D.</p>	129
<p>Figura 5.24 – Localização das estações de MT do perfil S relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo e à posição do perfil P. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.</p>	134
<p>Figura 5.25 – Representação dos vectores de indução (parte real) das estações do perfil S e perfil P, para os períodos de 10s, 100s e 1000s.</p>	136
<p>Figura 5.26 – (Parte superior) Comparação entre as pseudo-secções das curvas de resistividade aparente e fase rodadas e projecção das funções de transferência magnética segundo a direcção N14°E. a) dados de campo; b) resposta do modelo. (Parte inferior) Modelo de resistividades obtido a partir da inversão 2D.</p>	138

<i>Figura 5.27 – Localização dos Perfis S e P em relação às Cinturas da Zona Ossa Morena. 1- Falha da Messejana; 2- Cavalgamento Portalegre-Alegrete; 3- Cavalgamento Hornachos-Villaharta; 4- Falha de Ater do Chão - Campo Maior; 5- Falha de Azuaga; 6- Falha de Malcocinado; 7- Cavalgamento do Monesterio; 8- Cavalgamento da Juromenha; 9- Falha de Beja-Valdelarco; 10- Cavalgamento de Ferreira-Ficalho-Almonaster; 11- Falha de Ficalho-Aroche, (adaptado de Simancas et al., 2004).</i>	139
<i>Figura 5.28 – Comparação entre os modelos 2D de resistividades obtidos para o perfil S e para o perfil P (R- estruturas resistivas; C-estruturas condutoras).</i>	142
<i>Figura 5.28 – (cont.)– Comparação entre os modelos 2D de resistividades obtidos para o perfil S (Parte superior) e para o perfil P (Parte inferior) (R- estruturas resistivas; C-estruturas condutoras).</i>	143
<i>Figura 5.29 – Localização das estações de MT do perfil C relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo e à posição dos Perfis P e S. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.</i>	146
<i>Figura 5.30 – Curvas de Resistividade aparente e fase, segundo as direcções de medida, para quatro estações dos perfis S, C e P (● - modo TM; ■ - modo TE).</i>	148
<i>Figura 5.31 – Cortes Horizontais para o modelo de resistividades 3D. (A) Representação geral do modelo inicial incluindo o efeito do Oceano Atlântico. (B) Corte mais superficial do modelo na região em estudo. (C) Modelo 3D à profundidade de 1km. (D) Modelo 3D à profundidade de 1.5 km. (E) Modelo 3D à profundidade de 3.7 km. (F) Modelo 3D à profundidade de 8.4 km. (G) Modelo 3D à profundidade de 12 km. (H) Modelo 3D à profundidade de 22 km.</i>	151
<i>Figura 5.32 – Comparação entre as curvas resistividade aparente e fase obtidas com a modelação 3D (pontos azuis e verdes de maiores dimensões) e as curvas dos perfis S, C e P.</i>	153
<i>Figura 5.33 – Cortes verticais do modelo 3D coincidentes com os perfis, S, C e P.</i>	156
<i>Figura 5.34 – Resistividades aparente e fase para as estações 11 (perfil S), 4 (Perfil P) e 3 (perfil C), usadas nos testes de sensibilidade. ● XY - valores medidos, direcção XY; ■ YX - Valores medidos,direcção YX; ■ - Modelo 3D inicial, direcção XY; ◆ - Modelo 3D inicial, direcção YX; * - Testes de sensibilidade,direcção XY; ▲ - Testes de sensibilidade, direcção YX</i>	158
<i>Figura 6.1 – Perfis de magneto-telúrica S, D, C, B e P, localizados na região intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho, e que constituem a base de dados "SWIberia MT Dataset".</i>	168

ÍNDICE DE TABELAS

<i>Tabela 1 - Parâmetros usados no cálculo dos perfis reológicos</i>	101
<i>Tabela 2 - Características reológicas médias para a Litosfera na ZSP e ZOM</i>	102
<i>Tabela 3 - Estrutura Eléctrica para os modelos A e D da figura 5.11</i>	109

LISTA DE SÍMBOLOS

$\mathbf{a}(\vec{r})$	- operador excitação
$\{\vec{a}_x, \vec{a}_y, \vec{a}_z\}$	- vectores unitários de uma base cartesiana
A_0	- produção de calor
A, B	- componentes da função de transferência magnética
\vec{A}	- vector característico do campo
A_N	- espaço linear de dimensão N
\bar{A}	- tensor de anisotropia
$\mathbf{b}^E, \mathbf{b}^H$	- operadores excitação para o campo eléctrico e magnético
b	- profundidade característica
\mathbf{B}	- campo magnético total
\mathbf{B}_n	- campo magnético normal
\bar{C}	- matriz de distorção
d_n	- espessura de camadas
$(\vec{d}_x, \vec{d}_y, \vec{d}_z)$	- vectores unitários de uma base cartesiana
$\mathbf{e}(\vec{r})$	- operador característico do campo eléctrico
$\mathbf{e}^{-1}(\vec{r})$	- operador característico inverso do campo eléctrico
e_θ, e_ϕ	- componentes espectrais do campo eléctrico em coordenadas esféricas
e_x, e_y, e_z	- componentes espectrais campo eléctrico em coordenadas cartesianas
E	- entalpia de activação
E_k	- espaço linear de dimensão K
E_{px}, E_{py}	- componentes cartesianas para os valores previstos do campo eléctrico
E_{px}^*, E_{py}^*	- complexos conjugados dos valores previstos do campo
(E_x^*, E_y^*, E_z^*)	- complexos conjugados das componentes cartesianas
$\vec{E}; (E_x, E_y, E_z)$	- vector campo eléctrico; componentes cartesianas
\vec{E}_t	- vector campo eléctrico total
\vec{E}_i, \vec{E}_s	- componentes relativas aos campos incidente e difractado

\vec{E}_1, \vec{E}_2	- campos eléctricos secundários polarizados elípticamente
\vec{E}_t, \vec{E}_p	- componentes toroidal e poloidal do campo eléctrico
$\vec{E}^p; (E_x^p, E_y^p, E_z^p)$	- vector campo electrico primário; componentes cartesianas
E	- campo eléctrico total
\mathbf{E}_n	- campo eléctrico normal
f	- frequência linear
$f(z)$	- aproximação assintótica à função $r f_m(r)$
$f_m(r)$	- função que traduz a variação radial da condutividade
g	- aceleração da gravidade
\mathcal{G}	- factor de amplificação
$\overline{G}_\ell^E(\vec{r} \vec{r}'), \overline{G}_\ell^H(\vec{r} \vec{r}')$	- funções de Green
$\mathbf{G}^E(\vec{r} \vec{r}'), \mathbf{G}^H(\vec{r} \vec{r}')$	- operadores que se obtêm por diferenciação do tensor de Green
h	- profundidade
$\mathbf{h}(\vec{r})$	- operador característico do campo magnético
$\mathbf{h}^{-1}(\vec{r})$	- operador característico inverso do campo magnético
h_r, h_θ, h_ϕ	- componentes espectrais magnéticas em coordenadas esféricas
$h_x, h_y, h_z,$	- componentes espectrais magnéticas em coordenadas cartesianas
H_L	- espaço linear de dimensão L
(H_x^*, H_y^*, H_z^*)	- complexos conjugados das componentes cartesianas
$\vec{H}; (H_x, H_y, H_z)$	- vector campo magnético; componentes cartesianas
\vec{H}_t	- vector campo magnético total
\vec{H}_i, \vec{H}_s	- componentes relativas aos campos incidente e difractado
\vec{H}_1, \vec{H}_2	- campos magnéticos secundários polarizados elípticamente
\vec{H}_t, \vec{H}_p	- componentes toroidal e poloidal do campo magnético
$\vec{H}^p; (H_x^p, H_y^p, H_z^p)$	- vector campo magnético primário; componentes cartesianas
i	- número complexo, $i = \sqrt{-1}$
I	- operador unitário
\vec{J}^{ex}	- densidade de corrente eléctrica extrínseca
\vec{J}^o	- densidade de corrente ionosférica
\vec{J}_t	- densidade de corrente total
k_x, k_y, k_z	- números de onda segundo as direcções X, Y e Z
$k_\ell^2 = -\hat{Z} \hat{Y}_\ell$	
$k_j^2 = i\omega\mu_0\sigma_j$	
$k_n^2 = i\omega\mu_0\sigma_n$	
K	- condutividade térmica
K	- tensor de distorção
$\mathbf{m}(\vec{r} \vec{r}_0)$	- operador magnético
$M, M_0, M(\vec{r})$	- pontos de observação
M	- tensor de distorção

$\overline{P}_s^0(\vec{r})$	- tensor distorsor para o campo eléctrico
$\overline{P}_{hs}^0(\vec{r}), \overline{P}_{vs}^0(\vec{r})$	- subtensores horizontais e verticais
q	- densidade de carga livre, função de minimização
q^{ex}	- densidade de carga extrínseca
q_r	- fluxo de calor reduzido
Q_1, Q_2	- funções de minimização
$\overline{Q}_s^0(\vec{r})$	- tensor distorsor para o campo magnético
$\overline{Q}_{hs}^0(\vec{r}), \overline{Q}_{vs}^0(\vec{r})$	- subtensores horizontais e verticais
\vec{r}, \vec{r}'	- vectores posição em coordenadas cartesianas; vector erro
R	- raio da Terra; componente reactiva
R	- constante dos gases perfeitos
R_η	- impedância espectral relativa
$\overline{R}, \overline{R}^T$	- matriz rotação, transposta da matriz de rotação
\overline{S}	- tensor de "shear"
t	- variável para o tempo
$\mathbf{t}(\vec{r} \vec{r}_0)$	- operador telúrico
T	- temperatura
T	- período do campo electromagnético
$ T , T_x(\omega), T_y(\omega)$	- <i>Tipper</i> ou função de transferência magnética
\overline{T}	- <i>tensor de "twist"</i>
u_{ij}	- elementos da matriz \overline{U}
\overline{U}	- matriz das N observações do campo magnético
U^E e U^H	- potenciais de Debye
$\vec{V}_{Re}, \vec{V}_{Im}$	- vectores de indução real e imaginário
\hat{Y}	- admitância
\hat{Y}_b	- admitância no interior de uma heterogeneidade
$\mathbf{Y}(\vec{r})$	- operador admitância
z	- variável para a profundidade
Z	- impedância à superfície de um meio
\hat{Z}	- impedância
\overline{Z}	- tensor das impedâncias
$\mathbf{Z}(\vec{r})$	- operador impedância
Z_m	- função impedância
Z_η	- impedância espectral
$Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{xx}$	- componentes do tensor das impedâncias
\overline{Z}_{xy}	- valor estimado de Z_{xy}
\overline{Z}_{mes}	- tensor das impedâncias medido
\overline{Z}_{2D}	- tensor regional
α	- parâmetro de escala
α, β, γ	- parâmetros de distorção
$\delta(\cdot)$	- função delta de Dirac

ε	- constante dielétrica do meio
$\dot{\varepsilon}$	- taxa de variação da tensão
ϕ	- fase
ϕ_{xy}, ϕ_{yx}	- fase correspondentes a ρ_{xy}, ρ_{yx}
$\eta_0^2 = k_x^2 + k_y^2$	
$\eta_n^2 = k_x^2 + k_y^2 - k_n^2$	
μ	- permeabilidade magnética do meio
μ_0	- permeabilidade magnética do vazio
ρ	- resistividade
ρ_a	- resistividade aparente
ρ_1	- resistividade aparente de referência
ρ_a^{obs}	- resistividade aparente observada
ρ_a^{und}	- resistividade aparente não perturbada
ρ_{xy}, ρ_{yx}	- resistividade aparente e paralela e perpendicular à direcção de camada
$\rho(t)$	- função perda
σ	- condutividade eléctrica; parâmetro de escala
$\sigma_1 - \sigma_3$	- diferença das tensões críticas
σ^0	- condutividade eléctrica de um meio homogéneo
σ_0	- condutividade eléctrica da atmosfera homogénea
$\sigma_n(\vec{r})$	- condutividade eléctrica de um condutor esférico homogéneo
$\sigma_n(z)$	- condutividade eléctrica de um condutor plano
σ_n	- componente normal da condutividade eléctrica
σ_a	- componente anómala da condutividade eléctrica
ω	- frequência angular

AGRADECIMENTOS

A realização e concretização deste trabalho foi possível graças ao apoio e colaboração de muitas pessoas, ao longo destes anos, a quem não posso deixar de expressar os meus sinceros agradecimentos:

Ao Professor Catedrático Luis Alberto Mendes Victor, pelos ensinamentos, conselhos, constante interesse, apoio e incentivo sempre manifestados ao longo do meu percurso de investigação e no período em que realizei esta tese.

Ao Professor Doutor Fernando Acácio Monteiro Santos, principal "culpado" pela minha iniciação na investigação em magneto-telúrica, pelos ensinamentos transmitidos, a dedicação, o incentivo e a disponibilidade que sempre manifestou para me apoiar na prossecução deste objectivo. Ao longo destes, muitos, anos de trabalho em conjunto, tenho muito a agradecer ao Fernando, que procurarei resumir num profundo agradecimento pela amizade com que me presenteou e que se foi construindo ao longo destes tempos.

Ao Professor Doutor Jaume Pous, por tudo o que aprendi sobre aquisição, processamento e modelação de dados de MT, quer no decurso dos estágios realizados na Universidade de Barcelona, quer nas incontáveis "tertúlias científicas" realizadas durante as várias campanhas de aquisição de dados. Mas acima de tudo, agradeço-lhe a amizade que sempre me dispensou, e as constantes palavras de apoio e incentivo.

Ao Professor Doutor António Mateus e ao Professor Doutor Paulo Fonseca, pela disponibilidade e preciosa ajuda na interpretação geológica dos modelos magneto-telúricos.

À Doutora Rita Nolasco, pela colaboração prestada no desenvolvimento da metodologia de correcção de efeitos de costa, bem como os inúmeros conselhos e sugestões que muito contribuíram para a melhoria do trabalho desenvolvido ao longo deste projecto.

Ao Dr. Nuno Vieira da Silva, pela sua dedicação e colaboração prestada no desenvolvimento do modelo 3D.

Aos Doutores Alex Marcuello, Pilar Queralt, Gerard Munoz e Wiebke Heise, do Departamento de Geologia e Geodinamica da Universidade de Barcelona, agradeço-lhes todo o apoio que sempre me prestaram e a total disponibilidade que sempre manifestaram para me ajudarem no processamento e modelação dos dados de MT.

A todos os meus colegas, Hugo Matias, Rui Gonçalves, Liliana Matos, Rafael Luzio, Rita Nolasco, Nuno Vieira da Silva e Catarina Vaz, pela sua amizade e pronta disponibilidade para, naqueles tórridos verões, participarem nas campanhas de aquisição de dados.

A todos os meus colegas, do Instituto Politécnico de Tomar, que sempre tiveram para comigo uma palavra de incentivo.

Ao Prof. Dr. António Pires da Silva, Presidente do Instituto Politécnico de Tomar, por todo o apoio que sempre me disponibilizou, e em especial à sua esposa, Dra. Clarinha, pelo seu constante incentivo.

À minha família, à minha mulher Paula, e aos meus filhos Rodrigo e Beatriz, os mais penalizados pelas minhas ausências, e maus humores, mas que nunca deixaram de me incentivar à conclusão deste projecto.

A todos muito obrigado.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O Maciço Ibérico, que ocupa grande parte da metade ocidental da Península Ibérica, é a maior sequência aflorante da orogenia Varisca na Europa, a qual é passível de ser dividida em duas grandes unidades: uma setentrional formada pelas Zonas Cantábrica, Astúrio-Leonesa e Galiza Média-Trás-os-Montes; outra meridional, abarcando as Zonas Sul Portuguesa e Ossa Morena, para além do domínio autóctone da Zona Centro-Ibérica.

A Zona Sul Portuguesa (ZSP) e a Zona Ossa Morena (ZOM), que em Portugal Continental englobam as regiões do Algarve, Alentejo e Interior Centro, são zonas que, devido à sua importância, quer geológica quer económica, têm sido objecto de vários estudos, tanto geológicos como geofísicos, concretamente neste último caso, estudos de gravimetria, aeromagnetismo, de prospecção sísmica de refacção e reflexão e de magneto-telúrica, realizados quer por centros de investigação, quer por entidades privadas, de onde resultaram modelos para a estrutura da crosta superficial e profunda da ZSP (Ribeiro *et al.*, 1988; Matias, 1996), a identificação de unidades vulcanogénicas, zonas de falhas e lineamentos na margem da ZSP (Carvalho, 1995), bem como a caracterização electromagnética da ZSP e da sua fronteira com a ZOM (Correia *et al.*, 1993; Jones e Correia, 1995; Almeida *et al.*, 1996).

O método magneto-telúrico (MT) é um método de prospecção geofísico que se baseia na observação simultânea, à superfície da Terra, das componentes ortogonais dos

campos eléctricos e magnéticos gerados de forma natural pela actividade solar na ionosfera. Esses campos possuem um espectro de frequências muito largo, às quais correspondem diferentes profundidades de investigação. A aquisição dos valores de campos eléctricos e magnéticos, em várias frequências, permite que se venha a obter a distribuição de condutividade no interior da Terra, conduzindo a uma caracterização geoelectrica da estrutura superficial e profunda da crosta. Este método tem sido aplicado, com sucesso, no estudo de vários tipos de problemas geofísicos e em diferentes ambientes geológicos.

A utilização do método magneto-telúrico, por investigadores portugueses, na caracterização da estrutura da crosta da parte Sul de Portugal teve o seu início, primeiro com os estudos realizados na região de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Correia *et al.*, 1993; Jones e Correia, 1995) no qual os autores concluíram, a partir da interpretação de um modelo 3D, que essa região era caracterizada pela existência de blocos resistivos integrados em formações condutoras, e, posteriormente, com os estudos realizados por Almeida *et al.*, (1996), Santos *et al.*, (1997), com vista à caracterização electromagnética da ZSP onde os autores detectaram a existência de uma falha profunda, interpretada como o limite Sul da faixa Piritosa, e definiram o limite para o nível de descolamento da ZSP em torno dos 15 km de profundidade.

Desses estudos ficou evidente que, aspectos como a localização das principais zonas de sutura ou a profundidade dos níveis de descolamento da ZSP continuavam a ser questões que não possuíam ainda, uma explicação geológica ou geofísica, clara, e por outro lado, a ZOM aparentava ser uma zona muito mais complexa do que as zonas adjacentes.

Nesse sentido, o Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (CGUL) e o Departamento de Geologia e Geodinâmica da Universidade de Barcelona (UB), no âmbito dos programas de cooperação bi-lateral e EUROPROBE, deram início em 1997 ao projecto de caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena, o qual consistiu na

aquisição, processamento e interpretação de 191 sondagens de magneto-telúrica, das quais 149 foram realizadas em território português, distribuídas em quatro grandes perfis, o perfil **I**, perfil **S**, perfil **P** e perfil **O**, orientados perpendicularmente às direcções das principais estruturas geológicas da região, quatro outros perfis, mais curtos, perfis **B**, **C**, **D** e **E**, adquiridos entre o perfil **S** e o perfil **P**, na zona de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho e ainda um perfil **L**, obtido em Espanha e orientado segundo a direcção do perfil de sísmica de reflexão profunda IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003).

Nesta tese iremos debruçar-nos sobre o estudo e caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena, a partir da interpretação de dados geofísicos de magneto-telúrica, relativos aos perfis **S**, **C** e **P**, tendo como objectivo a caracterização da distribuição de condutividade eléctrica na crosta da ZOM, a definição das suas fronteiras em profundidade, a caracterização das zonas de sutura entre as diferentes zonas tectónicas (Zona Sul Portuguesa, Zona Ossa Morena, Zona Centro Ibérica) e a definição da profundidade estimada para o nível de descolamento da crosta inferior não deformada na ZOM.

∴

A presente tese foi estruturada nos seguintes capítulos:

A esta Introdução, segue-se o Capítulo 2 onde é efectuada uma breve descrição dos principais fundamentos teóricos que constituem a base do método magneto-telúrico.

No Capítulo 3, são apresentadas as várias metodologias utilizadas neste trabalho descrevendo-se, sucintamente, as diferentes etapas desde a aquisição e processamento de dados em MT até à obtenção das curvas de resistividade e fase, e procedimentos posteriores, de análise de dimensionalidade, de modelação e de inversão.

No Capítulo 4 é efectuada uma breve descrição da evolução geodinâmica, bem como das principais características geológicas, tectónicas e metamórficas da região em

estudo, realçando-se em ambos os casos, os aspectos mais importantes para a interpretação dos modelos que foram obtidos.

A modelação e interpretação dos dados de magneto-telúrica obtidos na Zona Ossa Morena é o tema do Capítulo 5, onde são apresentados os modelos geofísicos bi-dimensionais (2D-inverso) e respectiva interpretação, referentes aos perfis perpendiculares às principais estruturas variscas e o modelo tridimensional (3D-directo) obtido para a região em torno da zona de interseção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

Finalmente, no Capítulo 6, é feita a síntese dos principais resultados obtidos, referidas algumas questões em aberto e perspectivadas acções a serem desenvolvidas futuramente, quer no âmbito da caracterização da crosta da Zona Ossa Morena, quer na optimização das metodologias utilizadas no tratamento da informação geofísica.

No decurso dos trabalhos de investigação conducentes à realização desta tese foram publicados os seguintes artigos científicos:

1. Munoz, G., Mateus, A., Pous, J., Heise, W., Santos, F. A. M, **Almeida, E.**, 2008. 'Unraveling middle-crust conductive layers in Palaeozoic orogens through 3D modelling of magnetotelluric data; the Ossa Morena Zone case study (SW Iberian Variscides)', JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, 113, B06106, doi:10.1029/2007JB004987
2. Vieira da Silva N., Mateus A., Santos, F. A. M., **Almeida, E. P.**, Pous, J., 2007. '3-D electromagnetic imaging of a Palaeozoic plate-tectonic boundary segment in SW Iberian Variscides (S Alentejo, Portugal)', TECTONOPHYSICS, Vol. 445 ,pag. 98-115
3. Munoz, G., Heise, W., Custodio, C., **Almeida, E. P.**, Santos, F. M., Pous, J., 2005. 'New magnetotelluric data trough the boundary between the Ossa Morena and Centro Iberian Zones ', GEOLOGICAL ACTA, vol.3, nº3, pg.215-223

4. **Almeida, E. P.**, Santos, F. M., Mateus, A., Heise, W., Pous, J., 2005. 'Magnetotelluric measurements in SW Iberia: new data for the Variscan crustal structures analyses ', GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, vol. 32, L08312, doi: 10.1029/2005GL022596.
5. Santos, F. M., Mateus, A., **Almeida, E. P.**, Pous, J., Mendes-Victor, L. A., 2002. 'Are some of the deep crustal conductive features found in SW Iberia caused by Graphite? ', EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, vol. 201, pg. 353-367.
6. Santos, F. M., Nolasco, R., **Almeida, E. P.**, Pous, J., Mendes-Victor, L. A., 2001. 'Coast Effects on magnetic and Magnetotelluric transfer functions and their corrections: application to MT soundings carried out on SW Iberia" EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS, vol.186, pg.283-295.
7. **Almeida, E. P.**, Pous, J., Santos, F. M., Queralt, P., Fonseca, P., Marcuello, A, Mendes-Victor, L. A., 2001. 'Electromagnetic Imaging of a transpositional tectonics on SW Iberia', GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, vol. 28, nº3, pg. 439-442.
8. Santos, F. M, Pous, J., **Almeida, E. P.**, Marcuello, A. P., Queralt, P., Matias, H., Mendes-Victor, L. A., 1999. 'Magnetotelluric Survey of the Electrical Conductivity of The Crust Across The Ossa Morena And South Portuguese Zone Suture', TECTONOPHYSICS, vol. 313, pg. 449-462.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTOS DO MÉTODO MAGNETO-TELÚRICO

2.1 - Introdução

O método magneto-telúrico (MT), como técnica de prospecção geofísica, teve a sua origem no trabalho inicial de Tikhonov, em 1950, ao apresentar a correlação entre os campos eléctricos e magnéticos naturais, sendo mais tarde complementada por Cagniard (1953), que introduz pela primeira vez o termo “magneto-telúrica” associado ao campo electromagnético originado por fontes naturais e descreve o seu potencial como método de caracterização da estrutura geoelectrica do subsolo.

Nas suas teorias, o método de prospecção consistia em medir simultaneamente, à superfície da Terra, as amplitudes dos campos eléctrico e magnético num dado ponto, tendo como hipóteses fundamentais o modelo de excitação electromagnética consistir numa onda plana polarizada linearmente e a Terra ser constituída por camadas planas horizontais e homogéneas.

As bases do método eram particularmente simples: os campos electromagnéticos induzidos pelas variações de um campo magnético exterior atenuam-se em profundidade. Essas flutuações do campo magnético à superfície da Terra dariam

origem a um fluxo de corrente no seu interior. A amplitude desse campo eléctrico seria então usada na determinação da resistividade eléctrica da Terra. Diferentes frequências possuem diferentes profundidades de penetração o que permitia estudar a variação da condutividade da Terra com a profundidade.

Rapidamente se verificou que os resultados experimentais não eram consistentes com a teoria de Tikhonov-Cagniard, pois o facto da localização das fontes variar ao longo do tempo implicava que o campo electromagnético total, observado segundo uma direcção arbitrária X ou Y , variasse de igual modo no tempo para uma dada frequência, o que na prática se traduzia numa dispersão dos valores das resistividades calculados a partir das impedâncias obtendo-se, em vez de uma curva, para a variação da resistividade aparente com a frequência, uma nuvem de pontos. Cantwell (1960) reformula a teoria introduzindo o tensor das impedâncias, Price (1962) e Wait (1962) elaboraram uma teoria geral incluindo fontes finitas e, Madden e Nelson(1964), Srivastava(1965) mostraram que a condição de o modelo ser excitado por uma onda plana era válida para períodos superiores a 1000 segundos.

Desde essa data e, principalmente nas últimas décadas, o método magneto-telúrico tem evoluído consideravelmente, tanto ao nível tecnológico, com o aparecimento das novas estações de aquisição de 24 bits, como ao nível teórico com o aparecimento de novas metodologias de análise e processamento de dados, de análise de dimensionalidade e de interpretação dos dados de magneto-telúrica a partir de algoritmos de modelação e inversão bi-dimensionais e tridimensionais.

2.2 - A teoria do campo electromagnético e o método magneto-telúrico (MT)

A aplicação do método de prospecção magneto-telúrico tem como principal objectivo determinar a distribuição das resistividades (ou condutividades) no interior da Terra, a

partir da medição das variações temporais dos campos eléctrico e magnético à superfície e da forma como eles interagem com as estruturas subsuperficiais.

Partindo das equações de Maxwell e considerando como primeira aproximação um meio homogéneo e isotrópico, o campo electromagnético, será descrito por:

$$\begin{aligned}
 \text{rot}(\vec{H}) &= \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \vec{J}^{ex} \\
 \text{rot}(\vec{E}) &= -\mu_0 \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \\
 \text{div}(\mu \vec{H}) &= 0 \\
 \text{div}(\varepsilon \vec{E}) &= q + q^{ex}
 \end{aligned} \tag{2.1}$$

onde \vec{E} e \vec{H} são respectivamente os campos eléctrico e magnético; σ é a condutividade eléctrica; ε é a constante dieléctrica do meio, μ é a permeabilidade magnética do meio (que na maioria das aplicações em geoelectrica se considera igual à do vazio); q é a densidade de carga livre; \vec{J}^{ex} é a densidade de corrente eléctrica extrínseca e q^{ex} é a densidade de carga extrínseca, as quais estão relacionadas pela expressão:

$$\text{div}(\vec{J}^{ex}) = -\frac{\partial q^{ex}}{\partial t} \tag{2.2}$$

No caso da MT, pretende-se estudar campos que variam muito lentamente no tempo. Nestas condições, e considerando-se desprezáveis as derivadas temporais de ordem superior a dois, os campos podem considerar-se quasi-estacionários. Por aplicação das transformadas de Fourier, o campo electromagnético passa a ser definido como uma soma de campos harmónicos cuja dependência temporal é expressa por um factor $e^{-i\omega t}$.

Para um campo quasi-estacionário, as harmónicas satisfazem as equações:

$$\begin{aligned}
 \text{rot}(\vec{H}) &= \sigma \vec{E} + \vec{J}^{ex} \\
 \text{rot}(\vec{E}) &= i\omega\mu_0 \vec{H} \\
 \text{div}(\vec{H}) &= 0 \\
 \text{div}(\vec{E}) &= -\frac{1}{\sigma} (\vec{E} \cdot \text{grad}\sigma + i\omega q^{ex})
 \end{aligned} \tag{2.3}$$

onde \vec{J}^{ex} descreve a estrutura do campo excitador do meio (campo primário). Esta função pode ser representada como uma transformação de um vector livre \vec{A} (real ou complexo) afectado por um operador linear $a(\vec{r})$ (Berdichevsky e Zhdanov, 1984):

$$\vec{J}^{ex}(\vec{r}) = a(\vec{r}) \cdot \vec{A} \quad (2.4)$$

em que o vector \vec{A} , normalmente designado por vector característico do campo, é independente das coordenadas espaciais do ponto de observação e caracteriza a intensidade e polarização da fonte. O operador $a(\vec{r})$ determina a geometria da fonte, ou seja, o tipo de excitação a que o meio se encontra sujeito e depende, em geral, das coordenadas do ponto de observação, sendo normalmente designado por operador excitação.

Em MT, considerando-se como campo excitador do meio (campo primário) o campo electromagnético natural (\vec{E}^p, \vec{H}^p) , este poderá ser representado como uma transformação linear de um vector característico \vec{A} ,

$$\vec{E}^p(\vec{r}) = \mathbf{b}^E(\vec{r}) \vec{A} \quad \vec{H}^p(\vec{r}) = \mathbf{b}^H(\vec{r}) \vec{A} \quad (2.5)$$

onde \mathbf{b}^E e \mathbf{b}^H representam os operadores excitação.

Por outro lado, o campo electromagnético pode, de igual modo, ser representado como uma transformação linear de \vec{J}^{ex} :

$$\begin{aligned} \vec{E}(\vec{r}) &= \iiint_v \mathbf{G}^E(\vec{r}|\vec{r}') \vec{J}^{ex}(\vec{r}') dv & \mathbf{a)} \\ \vec{H}(\vec{r}) &= \iiint_v \mathbf{G}^H(\vec{r}|\vec{r}') \vec{J}^{ex}(\vec{r}') dv & \mathbf{b)} \end{aligned} \quad (2.6)$$

onde $\mathbf{G}^E(\vec{r}|\vec{r}')$ e $\mathbf{G}^H(\vec{r}|\vec{r}')$ são operadores que se obtêm por diferenciação do tensor de Green e dependem por definição, da frequência, da distribuição de condutividades do meio e do local de observação.

Então a partir de (2.6) virá:

$$\begin{aligned}\vec{E}(\vec{r}) &= \iiint_v \mathbf{G}^E(\vec{r}|\vec{r}') \mathbf{a}(\vec{r}') \vec{A} dv = \mathbf{e}(\vec{r}) \vec{A} \quad \mathbf{a)} \\ \vec{H}(\vec{r}) &= \iiint_v \mathbf{G}^H(\vec{r}|\vec{r}') \mathbf{a}(\vec{r}') \vec{A} dv = \mathbf{h}(\vec{r}) \vec{A} \quad \mathbf{b)}\end{aligned}\tag{2.7}$$

onde $\mathbf{e}(\vec{r})$ e $\mathbf{h}(\vec{r})$ são os operadores característicos do campo.

Através destes operadores, o vector característico \vec{A} , que é um elemento do espaço A_N , é transformado em cada ponto $M(\vec{r})$, nos vectores \vec{E} e \vec{H} , que são elementos dos espaços E_K e H_L , (onde K e L são as dimensões dos espaços) que dependem das propriedades do meio. Se as dimensões destes espaços são iguais às do espaço A_N os operadores são classificados como reversíveis. No caso de irreversibilidade dos operadores, as dimensões K e L são inferiores a N (Berdichevsky e Zhdanov,1984).

Os operadores característicos de um campo podem ser expressos na forma matricial, designando-se essas matrizes por matrizes características fundamentais.

2.3 - Operadores magneto-telúricos

Para o caso em que os operadores característicos do campo electromagnético $\mathbf{e}(\vec{r})$ e $\mathbf{h}(\vec{r})$ são reversíveis num dado domínio, então de acordo com (2.7) teremos:

$$\vec{A} = \begin{cases} \mathbf{e}^{-1}(\vec{r}) \cdot \vec{E}(\vec{r}) & \mathbf{a)} \\ \mathbf{h}^{-1}(\vec{r}) \cdot \vec{H}(\vec{r}) & \mathbf{b)}\end{cases}\tag{2.8}$$

Substituindo as equações 2.8a),b) nas respectivas equações 2.7a),b) teremos:

$$\begin{aligned}\vec{E}(\vec{r}) &= \mathbf{e}(\vec{r}) \mathbf{h}^{-1}(\vec{r}) \vec{H}(\vec{r}) = \mathbf{Z}(\vec{r}) \vec{H}(\vec{r}) \\ \vec{H}(\vec{r}) &= \mathbf{h}(\vec{r}) \mathbf{e}^{-1}(\vec{r}) \vec{E}(\vec{r}) = \mathbf{Y}(\vec{r}) \vec{E}(\vec{r})\end{aligned}\tag{2.9}$$

onde $\mathbf{Z}(\vec{r})$ é o operador impedância e $\mathbf{Y}(\vec{r})$ o operador admitância.

Se considerarmos as componentes do campo electromagnético \vec{E} e \vec{H} , em dois pontos M e M_0 , obtêm-se:

$$\begin{aligned}\vec{E}(\vec{r}) &= \mathbf{e}(\vec{r}) \vec{A} = \mathbf{e}(\vec{r}) \mathbf{e}^{-1}(\vec{r}) \vec{E}(\vec{r}_0) = \mathbf{t}(\vec{r}|\vec{r}_0) \vec{E}(\vec{r}_0) \\ \vec{H}(\vec{r}) &= \mathbf{h}(\vec{r}) \vec{A} = \mathbf{h}(\vec{r}) \mathbf{h}^{-1}(\vec{r}) \vec{H}(\vec{r}_0) = \mathbf{m}(\vec{r}|\vec{r}_0) \vec{H}(\vec{r}_0)\end{aligned}\tag{2.10}$$

em que $\mathbf{t}(\vec{r}|\vec{r}_0)$ e $\mathbf{m}(\vec{r}|\vec{r}_0)$ são os operadores telúricos e magnéticos respectivamente.

Assim, a cada classe algébrica corresponderá um conjunto de operadores $\mathbf{Z}, \mathbf{Y}, \mathbf{t}, \mathbf{m}$ que dependem somente, da frequência, do local de observação e da distribuição de condutividades do meio.

Os operadores $\mathbf{Z}, \mathbf{Y}, \mathbf{t}, \mathbf{m}$ são designados por *operadores magneto-telúricos*. Estes operadores podem, de igual modo, ser representados na forma matricial (*matrizes magneto-telúricas fundamentais*).

Para tal, considerando-se no espaço A_N uma base cartesiana $\{\vec{a}_x, \vec{a}_y, \vec{a}_z\}$ e, integrando os espaços A_N, E_K e H_L num espaço tridimensional D_3 (de modo a que os operadores característicos aí actuem), teremos:

$$\begin{aligned}\vec{E}_\alpha(\vec{r}) &= \mathbf{Z}_{\alpha\beta}(\vec{r}) \vec{H}_\beta(\vec{r}) & \text{com} & & \mathbf{Z}_{\alpha\beta}(\vec{r}) &= \mathbf{e}_{\alpha\gamma}(\vec{r}) \mathbf{h}_{\gamma\beta}^{-1}(\vec{r}) \\ \vec{H}_\alpha(\vec{r}) &= \mathbf{Y}_{\alpha\beta}(\vec{r}) \vec{E}_\beta(\vec{r}) & & & \mathbf{Y}_{\alpha\beta}(\vec{r}) &= \mathbf{h}_{\alpha\gamma}(\vec{r}) \mathbf{e}_{\gamma\beta}^{-1}(\vec{r}) \\ \vec{E}_\alpha(\vec{r}) &= \mathbf{t}_{\alpha\beta}(\vec{r}|\vec{r}_0) \vec{E}_\beta(\vec{r}_0) & & & \mathbf{t}_{\alpha\beta}(\vec{r}|\vec{r}_0) &= \mathbf{e}_{\alpha\gamma}(\vec{r}) \mathbf{e}_{\gamma\beta}^{-1}(\vec{r}_0) \\ \vec{H}_\alpha(\vec{r}) &= \mathbf{m}_{\alpha\beta}(\vec{r}|\vec{r}_0) \vec{H}_\beta(\vec{r}_0) & & & \mathbf{m}_{\alpha\beta}(\vec{r}|\vec{r}_0) &= \mathbf{h}_{\alpha\gamma}(\vec{r}) \mathbf{h}_{\gamma\beta}^{-1}(\vec{r}_0)\end{aligned}\tag{2.11}$$

e $\alpha, \beta, \gamma = x, y, z$

Estas matrizes são invertíveis, pois possuem determinante não nulo e os seus elementos, tal como já referimos, dependem da frequência, do local de observação e da distribuição de condutividades do meio e podem ser consideradas como funcionais da condutividade eléctrica, traduzindo a estrutura geoelectrica do meio.

Assim, observa-se que, qualquer componente do campo \vec{E} pode ser representada como uma combinação linear das três componentes do campo \vec{H} no mesmo ponto ou de três componentes do campo \vec{E} noutra ponto. De igual modo, qualquer componente do campo \vec{H} pode ser representada como uma combinação linear das três componentes do campo \vec{E} no mesmo ponto ou de três componentes do campo \vec{H} noutra ponto. Os coeficientes de todas essas combinações lineares são funcionais da condutividade eléctrica do meio.

2.4 - Comportamento do campo electromagnético em meios condutores

O campo electromagnético da Terra é constituído por duas partes. Uma primeira, ligada aos efeitos indutivos das correntes ionosféricas e magnetosféricas, e uma segunda parte associada ao acoplamento galvânico com a ionosfera.

Estes campos de origem indutiva e galvânica são muito diferentes nas suas propriedades. Consequentemente, a escolha do campo externo, excitador, é um dos pontos mais importantes na teoria geoelectrica.

Se atendermos ao facto de que a condutividade eléctrica da atmosfera é muito inferior à da Terra, é de esperar que o mecanismo indutivo seja predominante relativamente ao mecanismo galvânico.

O comportamento de cada um destes mecanismos tem sido alvo de inúmeros trabalhos, tendo sido propostas várias soluções para o problema. Uma delas (Berdichevsky e Fainberg (1972,1974) in Berdichevsky e Zhdanov (1984)), consiste em dividir o campo em dois modos, o modo indutivo e o modo galvânico.

Supondo-se então que a fonte do campo electromagnético, na aproximação de onda plana, é descrita por $\vec{J}^{ex} = (J_x \vec{d}_x + J_y \vec{d}_y) \delta(z+h)$ em que (\vec{d}_x, \vec{d}_y) são os vectores unitários associados às direcções X e Y de um referencial Cartesiano, e $\delta(\cdot)$ é a função delta de Dirac, vamos assim analisar o comportamento de diferentes modelos de meios condutores sujeitos a uma excitação electromagnética.

2.4.1 - Modelo de Terra com simetria esférica

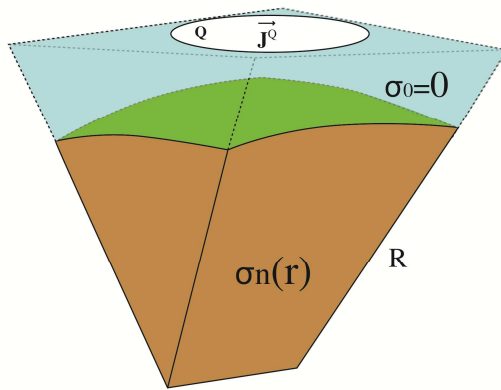


Figura 2.1 - Modelo de Terra esférica homogênea.

Considere-se então, um modelo de Terra de raio R constituído por camadas esféricas homogêneas de condutividade $\sigma_n(\vec{r})$, rodeado por uma atmosfera homogênea condutora com condutividade σ_0 e excitado por uma corrente ionosférica de densidade \vec{J}^Q , distribuída arbitrariamente num domínio Q .

O campo electromagnético \vec{E} e \vec{H} , neste modelo de camadas homogêneas, será descrito por duas funções escalares U^E e U^H (Potenciais de Debye) que, na hipótese de quasi-estacionaridade e de dependência exponencial com o tempo, cumprem a equação de Helmholtz:

$$Lap(U^{E,H}) + k_j^2 U^{E,H} = 0 \quad (2.12)$$

onde $k_j^2 = i\omega\mu_0\sigma_j$ e $\text{Re}(k_j) > 0$.

Se a atmosfera fosse condutora, então o campo seria representado por uma expressão do tipo:

$$(\vec{E}, \vec{H}) = (\vec{E}_t, \vec{H}_p) + (\vec{E}_p, \vec{H}_t) \quad (2.13)$$

onde o primeiro modo (\vec{E}_t, \vec{H}_p) (modo indutivo) é inteiramente determinado pelo potencial U^H , e o segundo modo (\vec{E}_p, \vec{H}_t) (modo galvânico), determinado pelo potencial U^E . Os índices t e p correspondem às componentes toroidais e poloidais. Atendendo à não condutividade da atmosfera apenas o primeiro modo estará presente, ou seja, o campo eléctrico apenas terá componentes tangenciais.

Com base nestas condições, o modelo de campo electromagnético satisfaz as equações:

$$\begin{aligned}
 \text{rot}(\vec{H}) &= \begin{cases} \vec{J}^o & r \geq R \\ \sigma_n \vec{E} & r \leq R \end{cases} \\
 \text{rot}(\vec{E}) &= i\omega\mu_0 \vec{H} \\
 \vec{E}_t &= \text{rot}(U^H \vec{r}) \\
 \vec{H}_p &= \frac{1}{i\omega\mu_0} \text{rot rot}(U^H \vec{r})
 \end{aligned} \tag{2.14}$$

com a condição de as suas componentes tangenciais serem contínuas nas fronteiras das descontinuidades de resistividade.

Considerando-se o desenvolvimento em harmónicas esféricas das transformadas de Fourier do potencial U^H e dos campos eléctrico e magnético, ter-se-á, para $r=R$, as seguintes relações lineares entre as componentes espectrais (Berdichevsky & Zhdanov, 1984):

$$\begin{aligned}
 e_\theta &= i\omega\mu_0 h_\phi F_m(r) \\
 e_\phi &= -i\omega\mu_0 h_\theta F_m(r) \\
 h_r &= \begin{cases} m(m+1)h_\theta F_m(r) \\ im(m+1)h_\phi F_m(r) \end{cases}
 \end{aligned} \tag{2.15}$$

onde \underline{m} é o grau do desenvolvimento, $F_m(r) = r f_m(r) \frac{dr f_m(r)}{dr}$, e $f_m(r)$ uma função que traduz a variação radial da condutividade.

As equações (2.15), podem ainda ser apresentadas na forma:

$$\begin{aligned}
e_\theta &= -Z_m h_\phi \\
e_\phi &= Z_m h_\theta \\
h_r &= \begin{cases} \frac{im(m+1)}{\omega\mu_0 r} Z_m h_\theta \\ -\frac{m(m+1)}{\omega\mu_0 r} Z_m h_\phi \end{cases}
\end{aligned} \tag{2.16}$$

onde $Z_m = -i\omega\mu_0 F_m(r)$ é a função impedância correspondente ao modelo de Terra, satisfazendo a equação de Ricatti:

$$\frac{dZ_m}{dr} + \frac{i}{\omega\mu_0} \left[\frac{m(m+1)}{r^2} - i\omega\mu_0 \sigma \right] Z_m^2 = -i\omega\mu_0 \tag{2.17}$$

A função Z_m pode ser considerada como um funcional da condutividade eléctrica e parametricamente depende tanto de \underline{m} como de ω , podendo ser obtida a partir da razão espectral:

$$Z_m = \begin{cases} -e_\theta/h_\phi \\ e_\phi/h_\theta \end{cases} \tag{2.18}$$

A função impedância depende igualmente do raio de curvatura R . Verifica-se que, para períodos superiores a $5 \cdot 10^5$ s (5 dias), o raio da Terra deverá ser levado em atenção. No entanto, em magneto-telúrica, a gama de frequências não atinge valores tão baixos, pelo que pode considerar-se como uma boa aproximação um modelo de Terra constituído por camadas planas.

2.4.2 - Modelo de Terra plana

Se as dimensões da área em estudo e a profundidade de penetração dos campos forem muito pequenas, quando comparadas com o raio da Terra, então os efeitos do raio de curvatura podem ser desprezados e o modelo de Terra esférica pode ser aproximado por um modelo de camadas planas homogéneas.

Considere-se então (figura 2.2) que, o meio condutor, com uma distribuição de condutividade $\sigma_n = \sigma_n(z)$, é limitado por uma superfície plana ($z=0$) e excitado por uma corrente \vec{J}^o arbitrariamente distribuída num domínio Q ($z<0$).

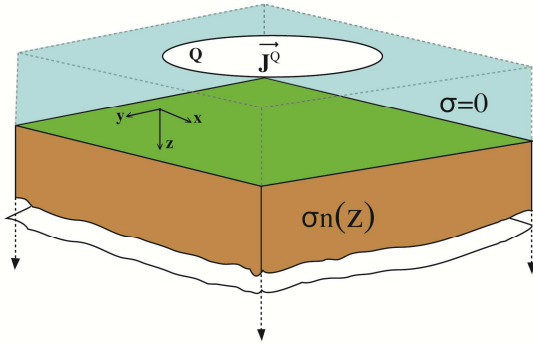


Figura 2.2 - Modelo de Terra plana homogênea.

Nestas condições, as componentes do campo electromagnético, verificam as relações:

$$\begin{aligned} \text{rot}(\vec{H}) &= \begin{cases} \vec{J}^o & z \leq 0 \\ \sigma \vec{E} & z \geq 0 \end{cases} \\ \text{rot}(\vec{E}) &= i\omega\mu\vec{H} \end{aligned} \quad (2.19)$$

com as condições de continuidade das componentes tangenciais nas superfícies de descontinuidade de σ e com a condição de, o campo se anular para $z \rightarrow \infty$.

Sobre a superfície da Terra, de acordo com as equações (2.3) e (2.19), teremos:

$$\begin{aligned} \text{rot rot}(\vec{E}) - k_n^2 \vec{E} &= \text{grad div}(\vec{E}) - \text{lap}(\vec{E}) - k_n^2 \vec{E} = 0 \\ \text{rot rot}(\vec{H}) - k_n^2 \vec{H} + \frac{1}{\sigma_n} \vec{H} \times \text{grad}(\sigma_n) &= \text{grad div}(\vec{H}) - \text{lap}(\vec{H}) - k_n^2 \vec{H} \\ &+ \frac{1}{\sigma_n} \text{rot} \vec{H} \times \text{grad}(\sigma_n) = 0 \end{aligned} \quad (2.20)$$

onde $k_n^2 = i\omega\mu_0\sigma_n$, $\text{Re}(k_n) > 0$ e, para o caso de um modelo homogêneo podem ser reduzidas a:

$$\begin{aligned} \text{Lap}(\vec{E}) - k_n^2 \vec{E} &= 0 \\ \text{Lap}(\vec{H}) - \frac{1}{\sigma_n} \frac{d\sigma_n}{dz} \text{rot}(\vec{H}) \times d_z + k_n^2 \vec{H} &= 0 \end{aligned} \quad (2.21)$$

No domínio espectral e aplicando-se transformadas de Fourier, as equações (2.21) tridimensionais reduzem-se a equações a uma dimensão (Berdichevsky e Zhdanov, 1984):

$$\begin{aligned}
e_x'' - \eta_n^2 e_x &= 0 \\
e_y'' - \eta_n^2 e_y &= 0 \\
h_x'' - \frac{\sigma_n'}{\sigma_n} (h_x' + ik_x h_z) - \eta_n^2 h_x &= 0 \\
h_y'' - \frac{\sigma_n'}{\sigma_n} (h_y' + ik_y h_z) - \eta_n^2 h_y &= 0 \\
h_z'' - \eta_n^2 h_z &= 0
\end{aligned}
\left. \vphantom{\begin{aligned} e_x'' - \eta_n^2 e_x &= 0 \\ e_y'' - \eta_n^2 e_y &= 0 \\ h_x'' - \frac{\sigma_n'}{\sigma_n} (h_x' + ik_x h_z) - \eta_n^2 h_x &= 0 \\ h_y'' - \frac{\sigma_n'}{\sigma_n} (h_y' + ik_y h_z) - \eta_n^2 h_y &= 0 \\ h_z'' - \eta_n^2 h_z &= 0 \end{aligned}} \right|_{z \geq 0} \quad (2.22)$$

onde $\eta_n^2 = k_x^2 + k_y^2 - k_n^2$ e $\text{Re}(\eta_n) > 0$, " ' " representa a derivada relativa a \mathbf{Z} e e_x, e_y, h_x, h_y, h_z , são respectivamente, as transformadas de Fourier das componentes dos campos eléctrico e magnético.

A resolução destas equações conduzem-nos a soluções do tipo:

$$\begin{aligned}
e_x &= i\omega\mu_0 \frac{f(z)}{f'(z)} h_y & e_y &= -i\omega\mu_0 \frac{f(z)}{f'(z)} h_x \\
h_z &= \begin{cases} i \frac{\eta_0^2}{k_x} \frac{f(z)}{f'(z)} h_x \\ i \frac{\eta_0^2}{k_y} \frac{f(z)}{f'(z)} h_y \end{cases}
\end{aligned} \quad (2.23)$$

onde $\eta_0^2 = k_x^2 + k_y^2$ e $f(z)$ é a aproximação assintótica da função $rf_m(r)$, satisfazendo a equação de Helmholtz:

$$f'' - \eta_n^2 f = 0 \quad (2.24)$$

As equações (2.23) podem ainda ser apresentadas sob a forma:

$$\begin{aligned}
e_x &= Z_\eta h_y & e_y &= -Z_\eta h_x \\
h_z &= \begin{cases} \frac{\eta_0^2}{\omega\mu_0 k_x} Z_\eta h_x \\ \frac{\eta_0^2}{\omega\mu_0 k_y} Z_\eta h_y \end{cases}
\end{aligned} \quad (2.25)$$

em que $Z_\eta = i\omega\mu_0 \frac{f(z)}{f'(z)}$ é a impedância espectral coincidindo, numa aproximação assintótica às altas frequências, com a impedância espectral do modelo de Terra esférica e satisfazendo a equação de Ricatti:

$$\frac{dZ_\eta}{dz} - i \frac{\eta_n^2}{\omega\mu_0} Z_\eta = i\omega\mu_0 \quad (2.26)$$

A impedância Z_η pode ser considerada como um funcional de σ_n , parametricamente dependente da frequência e de η_0 , podendo ser determinada experimentalmente a partir dos espectros das componentes dos campos \vec{E} e \vec{H} .

Se o meio for constituído por N camadas planas homogéneas e isotrópicas com condutividades $\sigma_n(z)$ e espessuras d_n , então, com base nas equações (2.23) e (2.24), em qualquer das n -camadas, o espectro dos campos eléctrico \vec{e} magnético \vec{h} e a função "p" satisfazem as equações:

$$\left. \begin{aligned} \vec{e}'' - \eta_n^2 \vec{e} &= 0 \\ \vec{h}'' - \eta_n^2 \vec{h} &= 0 \\ f'' - \eta_n^2 f &= 0 \end{aligned} \right|_{Z_n \leq Z \leq Z_{n+1}} \quad (2.27)$$

Estas equações apresentam como soluções:

$$\left. \begin{aligned} \vec{e} &= \vec{e}_n^+ e^{\eta_n z} + \vec{e}_n^- e^{-\eta_n z} \\ \vec{h} &= \vec{h}_n^+ e^{\eta_n z} + \vec{h}_n^- e^{-\eta_n z} \\ f &= \vec{f}_n^+ e^{\eta_n z} + \vec{f}_n^- e^{-\eta_n z} \end{aligned} \right|_{Z_n \leq Z \leq Z_{n+1}} \quad (2.28)$$

onde \vec{e}_n^+ , \vec{e}_n^- , \vec{h}_n^+ , \vec{h}_n^- , \vec{f}_n^+ , \vec{f}_n^- , são constantes especificadas pelas condições fronteira.

A impedância num ponto interior à n -ésima camada é obtida a partir da fórmula de Lipskaya (Berdichevsky e Zhdanov, 1984) :

$$Z_\eta(z) = i\omega\mu_0 \frac{f(z)}{f'(z)} = \frac{i\omega\mu_0}{\eta_n} \frac{\vec{f}_n^+ e^{\eta_n z} + \vec{f}_n^- e^{-\eta_n z}}{\vec{f}_n^+ e^{\eta_n z} - \vec{f}_n^- e^{-\eta_n z}} \Bigg|_{z_n \leq z \leq z_{n+1}} \quad (2.29)$$

$$= \frac{i\omega\mu_0}{\eta_n} \coth(\eta_n z - q_n)$$

com $q_n = \ln(\sqrt{f_n^- / f_n^+})$.

Com base nesta expressão e, considerando-se o valor da impedância na superfície superior da n -ésima camada em função da impedância na superfície inferior da mesma camada, é possível deduzir-se uma fórmula de recorrência para o cálculo da impedância à superfície superior da n -ésima camada:

$$Z_\eta(z_n) = \frac{-i\omega\mu_0}{\eta_n} R_\eta(z_n) \quad (2.30)$$

com

$$R_\eta(z_n) = \coth \left\{ \eta_n d_n + \coth^{-1} \left[\frac{\eta_n}{\eta_{n+1}} \coth \left(\eta_{n+1} d_{n+1} + \dots + \coth^{-1} \frac{\eta_{n-1}}{\eta_n} \right) \dots \right] \right\}$$

Tomando $n=1$, obtém-se a expressão da impedância espectral, $Z_\eta = Z_\eta(0)$, à superfície da Terra:

$$Z_\eta = \frac{-i\omega\mu_0}{\eta_1} R_\eta \quad (2.31)$$

com

$$R_\eta = \coth \left\{ \eta_1 d_1 + \coth^{-1} \left[\frac{\eta_1}{\eta_2} \coth \left(\eta_2 d_2 + \dots + \coth^{-1} \frac{\eta_{n-1}}{\eta_n} \right) \dots \right] \right\}$$

A grandeza R_η é denominada impedância espectral relativa e, para o caso de um modelo de Terra homogêneo com uma única camada virá, $R_\eta = 1$, ou seja:

$$Z_\eta = \frac{-i\omega\mu_0}{\eta_1} \quad (2.32)$$

O método de prospecção em magneto-telúrica reside, assim, na medição das componentes da impedância Z e reconstruir a condutividade eléctrica $\sigma_n(z)$ usando-se a dependência paramétrica dos valores de Z com a frequência. O efeito da fonte poderá ser importante se $k_x^2 + k_y^2$ for da ordem de k_n^2 (Price,1962; Patra e Mallick,1980). A

aproximação de onda plana é válida quando $(k_x^2 + k_y^2) \ll k_n^2$, condição que dependendo do corte geoelectrico do Terreno, se verifica na maioria dos casos.

2.4.2.1 - Resistividade aparente e fase

O conceito de resistividade aparente surge em MT pelo facto deste ser já unanimemente utilizado por todos os investigadores em prospecção geoelectrica com métodos de resistividade.

A partir das equações (2.25) e (2.32) obtém-se:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{e_x}{h_y} \right|^2 \quad (2.33)$$

em que e_x e h_y são, respectivamente, as transformadas de Fourier das componentes dos campos eléctrico e magnético e, para o caso de um meio homogéneo, a equação (2.33) traduz a resistividade real do meio, enquanto que, no caso de um meio estratificado horizontalmente, esta representará uma média pesada das resistividades das N camadas.

A expressão (2.33) pode ainda ser apresentada numa forma mais usual:

$$\rho_a = 0.2 T \left| \frac{e_x}{h_y} \right|^2 \quad (2.34)$$

em que T é o período em segundos, com e_x em (mV/km) e h_y em (nT).

∴

Para o caso de um modelo de Terra homogéneo, observa-se que entre as componentes dos campos eléctricos (E_x) e magnético (H_y) existe uma diferença de fase constante de 45°.

No entanto, esta relação deixa de ser válida para o caso do modelo de Terra estratificado horizontalmente. Por definição, a fase será o argumento da impedância ($Z = |Z| e^{i\phi}$) obtida à superfície da Terra.

Em regra, a fase tende para 45° nas altas frequências, decrescendo com o aumento da resistividade e aumentando com o decréscimo da resistividade.

2.4.3 - Estruturas bi-dimensionais (2D)

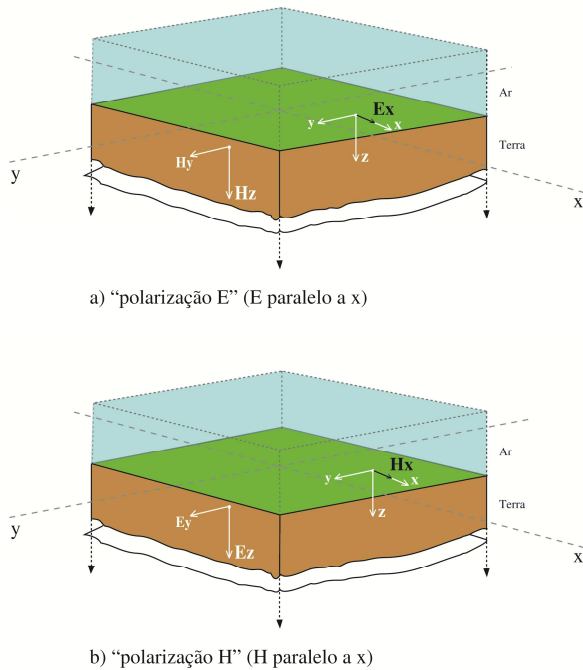


Figura 2.3 - Modos de polarização.

As estruturas bi-dimensionais (2D) são aquelas em que a sua extensão segundo uma das direcções referenciais é muito maior, do que a profundidade de penetração do campo electromagnético incidente.

Em comparação com os casos unidimensionais (1D) em que a condutividade do solo é função da profundidade ($\sigma = \sigma(z)$), no caso bi-dimensional, a condutividade do meio possui variações laterais, ou seja $\sigma = \sigma(y, z)$.

A formulação matemática para o comportamento do campo electromagnético, neste tipo de estruturas pode ser obtida considerando-se que, um campo electromagnético arbitrário, num meio homogéneo, pode ser expresso como a soma de um campo magnético transversal com um campo eléctrico transversal (Morse e Feshbach, 1964).

A principal vantagem desta consideração reside no facto de, no caso bi-dimensionais, as equações de Maxwell poderem ser decompostas em dois modos, *modo E* e *modo H*, se se escolherem os eixos de referência por forma a que um deles seja paralelo e o outro perpendicular à direcção de camada (Rijo, 1977).

Um campo electromagnético diz-se *electricamente polarizado* (também designado por "*polarização-E*" ou "*modo E*") se o campo eléctrico se encontra orientado segundo a direcção de camada da estrutura. Se o campo eléctrico se encontrar orientado perpendicularmente à direcção de camada, o campo diz-se *polarizado magneticamente* ("*polarização-H*" ou "*modo-H*").

Com base nesta aproximação, ondas planas primárias com *polarização-E* irão gerar ondas secundárias com *polarizações-E* e, ondas planas primárias com *polarização-H* irão gerar ondas secundárias com *polarizações-H* (Orange, 1989).

Consequentemente, qualquer sinal electromagnético poderá sempre ser decomposto em ondas com *polarização-E* e *polarização-H*. Matematicamente e desprezando-se as correntes de deslocamento nas equações (2.1), teremos (Ward e Hohmann, 1987):

$$\begin{aligned} \text{rot}(\vec{H}) &= \sigma \vec{E} \\ \text{rot}(\vec{E}) &= i\omega\mu_0 \vec{H} \end{aligned} \quad (2.35)$$

Considerando um sistema de referência em que o eixo dos X é paralelo à direcção de camada, teremos então para as componentes do campo electromagnético:

Polarização - H		Polarização E
$\vec{H} = (H_x, 0, 0) \quad \text{com} \quad H_x = H_x(y, z)$ $\vec{E} = (0, E_y, E_z)$		$\vec{E} = (E_x, 0, 0) \quad \text{com} \quad E_x = E_x(y, z)$ $\vec{H} = (0, H_y, H_z)$

e a partir das equações de Maxwell virá:

$$\left. \begin{aligned} H_x &= -\frac{1}{i\omega\mu} \left(\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial H_x}{\partial y} &= -\sigma(y, z) E_z \\ \frac{\partial H_x}{\partial z} &= \sigma(y, z) E_y \end{aligned} \right\} \text{Polarização - H} \quad (2.36)$$

$$\left. \begin{aligned} E_x &= \frac{1}{\sigma(y, z)} \left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial E_x}{\partial y} &= i\omega\mu H_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= i\omega\mu H_y \end{aligned} \right\} \text{Polarização - E} \quad (2.37)$$

Eliminando E_y e E_z no primeiro conjunto de equações (*modo H*), obtém-se:

$$\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} = i\mu\sigma\omega H_x \quad (2.38)$$

e, de igual modo, para o segundo conjunto de equações (*modo E*) obtém-se:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} = i\mu\sigma\omega E_x \quad (2.39)$$

Soluções analíticas para estas equações, só são conhecidas para casos muito particulares, sendo necessário na maioria dos casos recorrer-se a métodos numéricos.

2.4.4 -O Tensor das Impedâncias

Quando a condutividade do meio, varia não só com a profundidade mas também segundo uma direcção horizontal, as relações entre as componentes dos campos eléctrico e magnético observadas à superfície já não podem ser descritas pelas equações (2.25), passando a ser representadas por um tensor (Cantwell, 1960).

Considere-se então um meio, não uniforme, cuja condutividade varia arbitrariamente com a posição, e o campo electromagnético primário é uma onda plana que se propaga ao longo do eixo dos Z , num semi-espaco condutor.

Considere-se ainda que, o campo primário \vec{E}^p, \vec{H}^p está polarizado elipticamente num plano horizontal X, Y . Estes campos podem sempre ser representados como a soma de duas ondas planas, independentes, polarizadas linearmente, nomeadamente, E_x^p, H_y^p e E_y^p, H_x^p vindo:

$$\begin{aligned}\vec{E}^p &= E_x^p \vec{u}_x + E_y^p \vec{u}_y \\ \vec{H}^p &= H_x^p \vec{u}_x + H_y^p \vec{u}_y\end{aligned}\quad (2.40)$$

Nestas condições, para cada uma das direcções, o campo primário pode então ser considerado como um campo propagando-se num meio horizontalmente estratificado, ou seja, sem heterogeneidades laterais e, assim, com base nas equações (2.25) teremos:

$$E_x^p = Z H_y^p \quad ; \quad E_y^p = -Z H_x^p \quad (2.41)$$

em que Z é a impedância à superfície do meio, tal como descrita em (2.31).

Na presença de descontinuidades laterais, as componentes (E_x^p, H_y^p) dos campos eléctrico e magnético irão dar origem a campos secundários \vec{E}_1, \vec{H}_1 polarizados elipticamente, com componentes definidas por:

$$\begin{aligned}E_{1x} &= a_{1x} H_y^p & E_{1y} &= a_{1y} H_y^p & E_{1z} &= a_{1z} H_y^p \\ H_{1x} &= b_{1x} H_y^p & H_{1y} &= b_{1y} H_y^p & H_{1z} &= b_{1z} H_y^p\end{aligned}\quad (2.42)$$

onde os coeficientes a_{1i} e b_{1i} (complexos), dependem das propriedades eléctricas do meio, da frequência, da orientação dos eixos X, Y e do local de observação, sendo contudo independentes da intensidade dos campos primários, e representam o campo electromagnético à superfície de um meio condutor quando os campos primários E_x^p e H_y^p estão polarizados linearmente e $|H_y^p| = 1$.

A segunda parte do campo primário (E_y^p, H_x^p) , de igual modo irá dar origem a um campo secundário, definido pelas equações:

$$\begin{aligned} E_{2x} &= a_{2x} H_x^p & E_{2y} &= a_{2y} H_x^p & E_{2z} &= a_{2z} H_x^p \\ H_{2x} &= b_{2x} H_x^p & H_{2y} &= b_{2y} H_x^p & H_{2z} &= b_{2z} H_x^p \end{aligned} \quad (2.43)$$

onde a_{2i} e b_{2i} são coeficientes que dependem dos mesmos parâmetros que a_{1i} e b_{1i} e de igual modo representam o campo electromagnético quando os campos primários E_y^p e H_x^p estão polarizados linearmente e $|H_x^p| = 1$.

Então, o campo electromagnético total, originado por um campo primário polarizado elipticamente será expresso pelas equações:

$$\begin{aligned} \vec{E} &= \vec{E}_1 + \vec{E}_2 \\ \vec{H} &= \vec{H}_1 + \vec{H}_2 \end{aligned} \quad (2.44)$$

e a partir das equações (2.42) e (2.43) virá:

$$E_x = E_{1x} + E_{2x} = a_{1x} H_y^p + a_{2x} H_x^p \quad (2.45)$$

$$E_y = E_{1y} + E_{2y} = a_{1y} H_y^p + a_{2y} H_x^p \quad (2.46)$$

$$E_z = E_{1z} + E_{2z} = a_{1z} H_y^p + a_{2z} H_x^p \quad (2.47)$$

$$H_x = H_{1x} + H_{2x} = b_{1x} H_y^p + b_{2x} H_x^p \quad (2.48)$$

$$H_y = H_{1y} + H_{2y} = b_{1y} H_y^p + b_{2y} H_x^p \quad (2.49)$$

$$H_z = H_{1z} + H_{2z} = b_{1z} H_y^p + b_{2z} H_x^p \quad (2.50)$$

À superfície da Terra, a componente vertical do campo eléctrico é zero ($E_z = 0$) implicando que os respectivos coeficientes na equação (2.47) sejam nulos. Atendendo a que, o campo primário é desconhecido, as relações entre as componentes do campo total terão que ser obtidas a partir das equações (2.45) a (2.50).

Supondo $b_{1x}b_{2y} - b_{2x}b_{1y} \neq 0$ e nas equações (2.48) e (2.49) expressando H_x^p, H_y^p em termos de H_x e H_y virá:

$$\begin{aligned} H_x^p &= \frac{b_{1x} H_y - b_{1y} H_x}{b_{1x} b_{2y} - b_{2x} b_{1y}} \\ H_y^p &= \frac{b_{2y} H_x - b_{2x} H_y}{b_{1x} b_{2y} - b_{2x} b_{1y}} \end{aligned} \quad (2.51)$$

Substituindo (2.51) em (2.45) e (2.46), obtêm-se as relações lineares entre as componentes dos campos eléctrico e magnético à superfície da Terra:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{aligned} \quad (2.52)$$

onde:

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= \frac{a_{1x}b_{2y} - a_{2x}b_{1y}}{b_{1x}b_{2y} - b_{2x}b_{1y}} & Z_{xy} &= \frac{a_{2x}b_{1x} - a_{1x}b_{2x}}{b_{1x}b_{2y} - b_{2x}b_{1y}} \\ Z_{yx} &= \frac{a_{1y}b_{2y} - a_{2y}b_{1y}}{b_{1x}b_{2y} - b_{2x}b_{1y}} & Z_{yy} &= \frac{a_{2y}b_{1x} - a_{1y}b_{2x}}{b_{1x}b_{2y} - b_{2x}b_{1y}} \end{aligned} \quad (2.53)$$

Estas quantidades Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} e Z_{yy} (complexas) são combinações dos coeficientes a_{1i} , b_{1i} e a_{2i} , b_{2i} ($i = x, y, z$) e, conseqüentemente, são função da frequência, das propriedades eléctricas do meio, orientação dos eixos de referência e do local de observação sendo, no entanto, independentes da polarização da fonte do campo electromagnético.

A equação (2.52) pode ser apresentada sob a forma:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2.54)$$

em que:

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

é o denominado tensor das impedâncias, operador que transforma as componentes horizontais do campo magnético em componentes horizontais do campo eléctrico.

No caso de estruturas com características unidimensionais (modelos de Terra plana homogénea ou estratificada), atendendo a que não há deflexão de correntes induzidas em estruturas verticais, e somente as componentes do campo magnético perpendicular a um certa direcção é que induzem um campo eléctrico nessa direcção, as equações (2.54) reduzem-se a:

$$E_x = Z_{xy} H_y \quad \text{e} \quad E_y = -Z_{yx} H_x \quad (2.55)$$

tal como seria de esperar, e de acordo com a formulação de Cagniard (1953) ter-se-á:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{e} \quad Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (2.56)$$

De igual modo, no caso de estruturas com características bi-dimensionais, em que a direcção de camada é paralela ao eixo dos X do sistema de referência da medição, então:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{e} \quad Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq 0$$

No entanto, nos casos bi-dimensionais, nem sempre os eixos de medição estão alinhados com a estrutura e, conseqüentemente, é necessário rodar o tensor das impedâncias de um ângulo θ tal que:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad , \quad Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad , \quad Z_{yx} = -\frac{E_y}{H_x} \quad (2.57)$$

Estes valores rodados, segundo a direcção de camada irão corresponder respectivamente aos modos E e H .

A partir das definições de resistividade aparente e fase teremos, para o caso de estruturas bi-dimensionais:

$$\left. \begin{aligned} \rho_{xy} &= \frac{1}{\mu\omega} |Z_{ME}|^2 = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \\ \phi_{xy} &= \arctan g \left(\frac{\text{Im}(Z_{ME})}{\text{Re}(Z_{ME})} \right) = \arctan g \left(\frac{\text{Im}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)}{\text{Re}\left(\frac{E_x}{H_y}\right)} \right) \end{aligned} \right\} \quad \text{modo E} \quad (2.58)$$

$$\left. \begin{aligned} \rho_{yx} &= \frac{1}{\mu\omega} |Z_{MH}|^2 = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \\ \phi_{yx} &= \arctan g \left(\frac{\text{Im}(Z_{MH})}{\text{Re}(Z_{MH})} \right) = \arctan g \left(\frac{\text{Im}\left(\frac{E_y}{H_x}\right)}{\text{Re}\left(\frac{E_y}{H_x}\right)} \right) \end{aligned} \right\} \quad \text{modo H}$$

onde ρ_{xy} e ρ_{yx} são, respectivamente, as resistividades aparente paralela e perpendicular à direcção de camada de um modelo ou estrutura bi-dimensional e, ϕ_{xy} e ϕ_{yx} são as respectivas fases.

2.4.5 - Estruturas tridimensionais (3D)

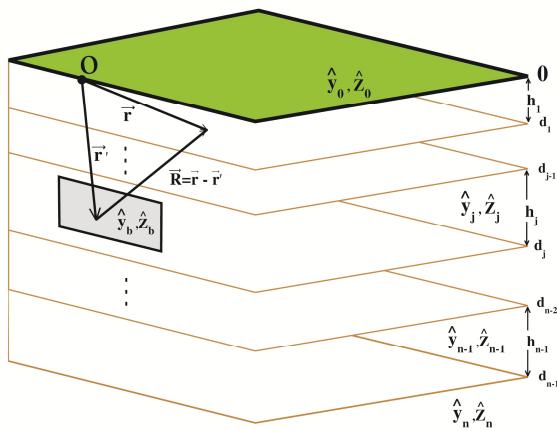


Figura 2.4 - Propriedades físicas de um modelo de Terra estratificada contendo um corpo 3D no seu interior.

Considere-se um modelo de Terra, estratificada em N camadas contendo, no seu interior, um corpo tridimensional (3D), conforme é apresentado na figura 2.4.

Supondo-se como modelo de excitação electromagnética, uma onda plana com uma dependência temporal do tipo $e^{i\omega t}$, então os campos eléctrico e magnético totais (\vec{E}_t, \vec{H}_t) (em função da posição \vec{r}), poderão ser obtidos a partir das

equações de Maxwell:

$$\begin{aligned} -\nabla \times \vec{E}_t &= \hat{Z} \vec{H}_t \\ \nabla \times \vec{H}_t &= \vec{J}_t \end{aligned} \quad (2.59)$$

onde $\vec{J}_t = \hat{Y} \vec{E}_t$ é a densidade de corrente total, $\hat{Y} = \sigma + i\omega\epsilon$ é a admitância, $\hat{Z} = i\omega\mu_0$ é a impedância, σ a condutividade do meio, ϵ a constante dieléctrica e μ_0 a permeabilidade magnética.

De acordo com Wannamaker & Hohmann (1982) os campos totais (\vec{E}_t, \vec{H}_t) podem ser divididos em duas partes, uma relativa ao campo incidente (\vec{E}_i, \vec{H}_i) correspondendo

aos campos de ondas planas, e outra relativa ao campo difractado (\vec{E}_s, \vec{H}_s) devido às heterogeneidades do meio.

Então, as equações de Helmholtz para uma dada camada ℓ supondo-se o corpo no interior da camada j serão (Wannamaker, 1983):

$$\begin{aligned}
 (\nabla^2 + k_\ell^2) \vec{E}_i &= 0 \\
 (\nabla^2 + k_\ell^2) \vec{H}_i &= 0 \\
 (\nabla^2 + k_\ell^2) \vec{E}_s &= 0 & \ell \neq j \\
 (\nabla^2 + k_\ell^2) \vec{H}_s &= 0 & \ell \neq j \\
 (\nabla^2 + k_j^2) \vec{E}_s &= \left(-\frac{1}{\hat{Y}_j} \nabla \nabla \cdot + \hat{Z} \right) \vec{J}_s & \ell = j \\
 (\nabla^2 + k_j^2) \vec{H}_s &= -\nabla \times \vec{J}_s & \ell = j
 \end{aligned} \tag{2.60}$$

onde $k_\ell^2 = -\hat{Z} \hat{Y}_\ell$ e $\vec{J}_s = (\hat{Y}_b - \hat{Y}_j) \vec{E}_b$ em que \hat{Y}_b e \vec{E}_b são, respectivamente, a admitância e o campo eléctrico total no interior da heterogeneidade.

As soluções destas equações obtêm-se a partir das equações integrais (Wannamaker *et al.*, 1984):

$$\begin{aligned}
 \vec{E}_t(\vec{r}) &= \vec{E}_i(\vec{r}) + \vec{E}_s(\vec{r}) = \vec{E}_i(\vec{r}) + \int_v (\hat{Y}_b - \hat{Y}_j) \overline{G}_\ell^E(\vec{r}|\vec{r}') \cdot \vec{E}_b(\vec{r}') dv' \\
 \vec{H}_t(\vec{r}) &= \vec{H}_i(\vec{r}) + \vec{H}_s(\vec{r}) = \vec{H}_i(\vec{r}) + \int_v (\hat{Y}_b - \hat{Y}_j) \overline{G}_\ell^H(\vec{r}|\vec{r}') \cdot \vec{H}_b(\vec{r}') dv'
 \end{aligned} \tag{2.61}$$

onde $\overline{G}_\ell^E(\vec{r}|\vec{r}')$ e $\overline{G}_\ell^H(\vec{r}|\vec{r}')$ são funções de Green relacionando o vector campo no ponto \vec{r} da camada ℓ com o elemento de corrente em \vec{r}' da camada j .

Atendendo à linearidade de todas as equações atrás apresentadas, à superfície da Terra, teremos (Wannamaker *et al.*, 1984):

$$\begin{aligned}
 \vec{E}_t^0 &= \vec{E}_i^0 + \overline{P}_s^0(\vec{r}) \cdot \vec{E}_i^0 \\
 \vec{H}_t^0 &= \vec{H}_i^0 + \overline{Q}_s^0(\vec{r}) \cdot \vec{E}_i^0
 \end{aligned} \tag{2.62}$$

onde $\overline{P}_s^0(\vec{r})$ e $\overline{Q}_s^0(\vec{r})$ são os tensores distorsores definidos por:

$$\begin{aligned}\bar{P}_s^0(\vec{r}) &= \begin{bmatrix} \bar{P}_{hs}^0(\vec{r}) \\ \bar{P}_{vs}^0(\vec{r}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_{xx}^0 & P_{xy}^0 \\ P_{yx}^0 & P_{yy}^0 \\ P_{zx}^0 & P_{zy}^0 \end{bmatrix} \\ \bar{Q}_s^0(\vec{r}) &= \begin{bmatrix} \bar{Q}_{hs}^0(\vec{r}) \\ \bar{Q}_{vs}^0(\vec{r}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Q_{xx}^0 & Q_{xy}^0 \\ Q_{yx}^0 & Q_{yy}^0 \\ Q_{zx}^0 & Q_{zy}^0 \end{bmatrix}\end{aligned}\quad (2.63)$$

onde os tensores distorsores são subdivididos em subtensores horizontais $\bar{P}_{hs}^0(\vec{r})$ $\bar{Q}_{hs}^0(\vec{r})$ e subtensores verticais $\bar{P}_{vs}^0(\vec{r})$ e $\bar{Q}_{vs}^0(\vec{r})$, correspondendo às componentes horizontais e verticais dos campo eléctrico e magnético, induzidos por um campo eléctrico incidente \vec{E}_i^0 .

Tal como já foi visto nos subcapítulos anteriores, os campos à superfície relacionam-se de acordo com (Cagniard, 1953):

$$\vec{E}_i^0 = \bar{Z}_\ell \cdot \vec{H}_i^0 \quad (2.64)$$

onde \bar{Z}_ℓ é a impedância do meio.

Então, a partir das equações (2.62), (2.63), (2.64) podemos assim obter as expressões para as componentes horizontais dos campos:

$$\begin{aligned}\vec{E}_h^0(\vec{r}) &= \{\bar{I} + \bar{P}_{hs}^0(\vec{r})\} \cdot \vec{E}_i^0 \\ \vec{H}_h^0(\vec{r}) &= \{\bar{I} + \bar{Q}_{hs}^0(\vec{r}) \bar{Z}_\ell\} \cdot \vec{H}_i^0\end{aligned}\quad (2.65)$$

em que \bar{I} é o tensor identidade (de dimensão 2).

A existência de um tensor das impedâncias geral $\bar{Z}(\vec{r})$ definido por:

$$\vec{E}_h^0(\vec{r}) = \bar{Z}(\vec{r}) \cdot \vec{H}_h^0(\vec{r}) \quad (2.66)$$

onde:

$$\bar{Z}(\vec{r}) = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

pode ser demonstrada, substituindo-se as equações (2.65) em (2.64), obtendo-se:

$$\bar{Z}(\vec{r}) = \{\bar{I} + \bar{P}_{hs}^0(\vec{r})\} \cdot \bar{Z}_\ell \cdot \{\bar{I} + \bar{Q}_{hs}^0(\vec{r}) \cdot \bar{Z}_\ell\}^{-1} \quad (2.67)$$

À medida que a frequência tende para zero, a equação (2.67) tende assintoticamente para:

$$\bar{Z}(\vec{r}) \cong \{\bar{I} + \bar{P}_{hs}^0(\vec{r})\} \cdot \bar{Z}_\ell \quad (2.68)$$

Todos os quatro elementos Z_{ij} de $\bar{Z}(\vec{r})$ estão relacionados com \bar{Z}_ℓ por uma constante real e no limite das baixas frequências a amplitude e a fase relacionam-se através de uma transformação de Hilbert (Kunetz (1972), Bohel *et al.*, (1977)).

As expressões para o cálculo das resistividades aparente, obtêm-se a partir da equação (2.68) (Wannamaker, 1983):

$$\begin{aligned} \rho_{xx} &\cong \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_\ell|^2 \cdot |P_{xy}^0|^2 \\ \rho_{xy} &\cong \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_\ell|^2 \cdot |1 + P_{xx}^0|^2 \\ \rho_{yx} &\cong \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_\ell|^2 \cdot |1 + P_{yy}^0|^2 \\ \rho_{yy} &\cong \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_\ell|^2 \cdot |P_{yx}^0|^2 \end{aligned} \quad (2.69)$$

CAPÍTULO 3

AQUISIÇÃO, PROCESSAMENTO E MODELAÇÃO DE DADOS EM MT

3.1 – Aquisição e processamento de dados de MT

A aquisição de dados de magneto-telúrica (MT) consiste no registo simultâneo, à superfície da Terra, das flutuações dos campos magnético e eléctrico induzidas nos solos pelo campo magnético terrestre. Essa aquisição é efectuada com dois pares de sensores eléctricos (eléctrodos) e três magnetómetros. Os eléctrodos são dispostos na forma dipolar e perpendiculares entre si, com distâncias dipolares compreendidas entre 50 e 100m. Os magnetómetros são colocados, dois deles horizontalmente e orientados segundo as direcções dos eléctrodos, e o terceiro verticalmente (figura 3.1). Os dipolos eléctricos adquirem os valores das variações dos campos eléctricos nas duas direcções horizontais, a partir da diferença de potencial entre eles, e as flutuações do campo magnético, segundo as três direcções, são medidas, por indução, nos magnetómetros.

O registo simultâneo das séries temporais de campo eléctrico e magnético é efectuado por uma unidade central de aquisição, para diferentes bandas, com diferentes taxas de amostragem. Tipicamente em MT adquirem-se dados em 3 a 4 bandas de frequências, nomeadamente, a alta frequência (HF) com uma taxa de amostragem de 40960 Hz, a

LF1 (baixa frequência 1) a 4096 Hz, a LF2 a 64 Hz e uma banda intermédia que se sobrepõe à LF1 e LF2 com uma taxa de amostragem de 512 Hz. As séries temporais para os longos períodos, nomeadamente, as bandas LF3, LF4 e LF5, obtêm-se a partir da banda LF2 por dizimação digital.

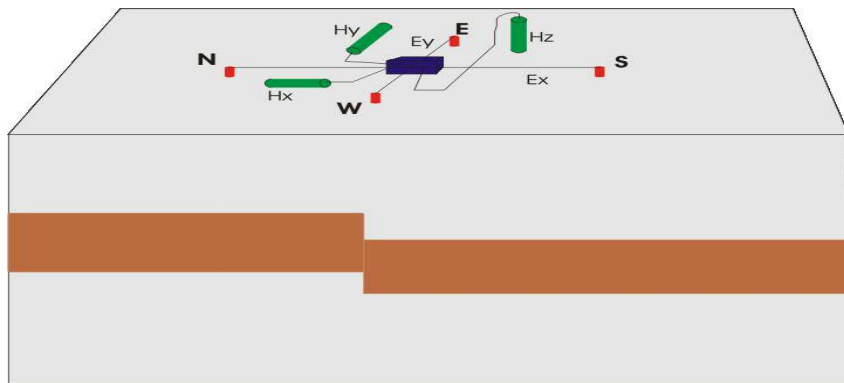


Figura 3.1 – Esquema da disposição em campo dos elementos de registo de uma estação de magneto-telúrica.

Atendendo a que, os valores medidos dos campos eléctricos e magnéticos resultam da combinação de inúmeras fontes, estes estão, naturalmente, contaminados por ruído, tanto de origem natural como artificial, como são exemplo os sistemas de distribuição de corrente, não-estacionaridades transientes, entre outras, os quais, para além de serem difíceis de remover (apresentando-se, por vezes, fortemente coerentes) introduzem erros no tensor das impedâncias que conduzem a erros no processamento e interpretação desses dados. Assim, até à obtenção de valores interpretáveis de resistividade aparente e fase, é necessário proceder-se a um conjunto variado de operações as quais podem ser resumidas nos seguintes pontos:

1 - *Análise espectral e cálculo do tensor das impedâncias*: Os valores de campo eléctrico e magnético são analisados e transformados do domínio temporal para o domínio das frequências, obtendo-se assim, os espectros dos campos. A partir da aplicação de um conjunto de testes por forma a verificar-se se os dados usados no processamento consistem em pares coerentes de campos eléctricos e magnéticos ou, se pelo contrário, não são mais do que mero ruído aleatório, e da inversão das equações (2.54), são calculadas as curvas de resistividade aparente e fase;

2 - O estudo da dimensionalidade da estrutura geoelectrica: Com vista à obtenção de uma direcção regional (*strike*) e definição da dimensionalidade de um modelo interpretativo.

3.2 - Análise espectral e cálculo do Tensor das Impedâncias

A análise das séries temporais para posterior interpretação em termos de distribuição de condutividades no subsolo é efectuada aplicando-se um processo de transformação das mesmas do domínio temporal para o domínio da frequência.

Os métodos mais vulgarizados para a obtenção de uma estimativa do tensor \bar{Z} têm por base os princípios estabelecidos por Sims *et al.*, (1971), ou seja, a partir do método dos mínimos quadrados, o tensor das impedâncias é calculado minimizando-se a soma dos quadrados das diferenças entre os campos medidos e os previstos, ou seja, minimizando-se as funções:

$$\begin{aligned}
 Q_1 &= \sum_{i=1}^N \left| E_{xi} - (Z_{xx} H_{xi} + Z_{xy} H_{yi}) \right|^2 \\
 Q_2 &= \sum_{i=1}^N \left| E_{yi} - (Z_{yx} H_{xi} + Z_{yy} H_{yi}) \right|^2
 \end{aligned} \tag{3.1}$$

onde N representa o número de observações do campo electromagnético, realizadas para a frequência f , em diferentes instantes e com diferentes polarizações do campo.

Para tal, tomam-se as derivadas de Q_1 e Q_2 , relativamente às partes reais e imaginárias dos elementos do tensor das impedâncias, iguala-se a zero obtendo-se o seguinte sistema de equações algébricas (Sims *et al.*, 1971):

$$\begin{aligned}
 \sum_{i=1}^N E_{xi} H_{xi}^* &= Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{xi}^* \\
 \sum_{i=1}^N E_{xi} H_{yi}^* &= Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} H_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} H_{yi}^*
 \end{aligned} \tag{3.2}$$

onde (H_{xi}^*, H_{yi}^*) são os complexos conjugados de (H_{xi}, H_{yi}) .

Se se usarem as componentes do campo eléctrico (E_{xi}, E_{yi}) em vez das componentes do campo magnético (H_{xi}, H_{yi}) , obtém-se um segundo conjunto de equações:

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^N E_{xi} E_{xi}^* &= Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} E_{xi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} E_{xi}^* \\ \sum_{i=1}^N E_{xi} E_{yi}^* &= Z_{xx} \sum_{i=1}^N H_{xi} E_{yi}^* + Z_{xy} \sum_{i=1}^N H_{yi} E_{yi}^* \end{aligned} \quad (3.3)$$

onde (E_{xi}^*, E_{yi}^*) são os complexos conjugados de (E_{xi}, E_{yi}) .

Em ambas as expressões (3.2) e (3.3), os somatórios só são válidos para uma dada frequência. No entanto, atendendo a que se considera que as impedâncias variam muito lentamente no tempo, podemos considerar os somatórios como uma média, sobre um intervalo finito de frequências.

A partir das equações (3.2) e (3.3), é possível determinar-se as expressões para Z_{xx} e Z_{xy} , e, se observarmos que, existem seis combinações diferentes de pares de componentes de campos eléctricos e magnéticos, obviamente, existirão seis equações diferentes para calcular cada um dos elementos do tensor das impedâncias. A título de exemplo para o caso de Z_{xy} teríamos (Sims *et al.*, 1971):

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\langle H_x E_x^* \rangle \langle E_x E_y^* \rangle - \langle H_x E_y^* \rangle \langle E_x E_x^* \rangle}{\langle H_x E_x^* \rangle \langle H_y E_y^* \rangle - \langle H_x E_y^* \rangle \langle H_y E_x^* \rangle} \quad (3.4)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\langle H_x E_x^* \rangle \langle E_x H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle E_x E_x^* \rangle}{\langle H_x E_x^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y E_x^* \rangle} \quad (3.5)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\langle H_x E_x^* \rangle \langle E_x H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle E_x E_x^* \rangle}{\langle H_x E_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y E_x^* \rangle} \quad (3.6)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\langle H_x E_y^* \rangle \langle E_x H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle E_x E_y^* \rangle}{\langle H_x E_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y E_y^* \rangle} \quad (3.7)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\langle H_x E_y^* \rangle \langle E_x H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle E_x E_y^* \rangle}{\langle H_x E_y^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y E_y^* \rangle} \quad (3.8)$$

$$\bar{Z}_{xy} = \frac{\langle H_x H_x^* \rangle \langle E_x H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle E_x H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle} \quad (3.9)$$

onde $\langle \cdot \rangle$ representa a média sobre um conjunto de N observações e \bar{Z}_{xy} é o valor estimado de Z_{xy} .

Após se ter estimado os valores do tensor das impedâncias, é então possível determinar-se as componentes do campo eléctrico E_x e E_y a partir das equações (2.54).

Por convenção, estes valores calculados são designados por valores previstos E_{xp} e E_{yp} e a comparação entre estes valores e os valores observados, constitui uma medida da qualidade dos elementos do tensor das impedâncias.

Essa comparação, entre os valores previstos e os valores observados, pode ser obtida a partir da função coerência (Swift (1967), Vozoff (1972)),

$$coh(E_i, E_{ip}) = \frac{\langle E_i E_{ip}^* \rangle}{\left[\langle E_i E_i^* \rangle \langle E_{ip} E_{ip}^* \rangle \right]^{1/2}} \quad com \ i = x, y \quad (3.10)$$

função que varia entre 0 e 1, correspondendo este último valor a sinais perfeitamente correlacionados.

Após a obtenção do tensor das impedâncias, é então possível determinar-se os valores das curvas de resistividade aparente e fase, segundo as direcções de medida, a partir da

equação (2.34) no caso 1D, equações (2.58) no caso 2D e equações (2.69) no caso 3D, tal como já referido no capítulo anterior.

3.2.1 - Funções de Transferência Magnética

As funções de transferência magnética, $T_x(\omega)$ e $T_y(\omega)$, também, normalmente, designadas por *Tipper*, são funções complexas dependentes da frequência e obtêm-se a partir da relação entre a componente vertical e as componentes horizontais do campo magnético:

$$H_z(\omega) = \begin{pmatrix} T_x(\omega) & T_y(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

As funções de transferência magnética representam-se graficamente sob a forma de vectores (Schmucker, 1970), um vector de indução real \vec{V}_{Re} e um vector de indução imaginário \vec{V}_{Im} , com sentidos definidos de acordo com as convenções de Parker ou de Schmucker:

$$\begin{aligned} \vec{V}_{Re} &= \text{Re}T_x(\omega) \cdot \vec{u}_x + \text{Re}T_y(\omega) \cdot \vec{u}_y \\ \vec{V}_{Im} &= \text{Im}T_x(\omega) \cdot \vec{u}_x + \text{Im}T_y(\omega) \cdot \vec{u}_y \end{aligned} \quad (3.12)$$

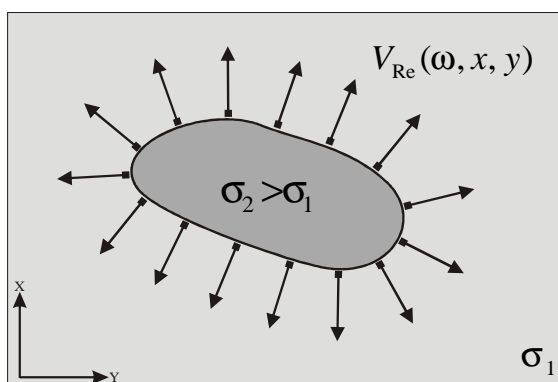


Figura 3.2 – Representação dos vectores de indução reais para o caso de um corpo condutor tridimensional (Convenção de Schmucker), adaptado de Heise (2003).

O vector de indução real é perpendicular ao gradiente de condutividade e segundo a convenção de Parker apontará no sentido de uma zona de elevada condutividade. Na convenção de Schmucker os mesmos vectores apontaram em sentido oposto.

Os vectores de indução são, normalmente, usados numa primeira identificação de zonas de concentração

de condutividades, e são particularmente úteis na resolução da ambiguidade na determinação da direccionalidade de estruturas bi-dimensionais (azimute regional), dado que, neste caso os vectores de indução são sempre perpendiculares à direcção da estrutura. Neste caso, os vectores reais apontam no sentido oposto ao condutor e os vectores imaginários são paralelos aos vectores reais (convenção de Schmucker). No caso 3D os vectores de indução reais apontam no sentido oposto ao condutor, e neste caso, os vectores de indução imaginários já não são paralelos aos vectores de indução reais (figura 3.2).

3.3 - Análise da dimensionalidade da estrutura

As estruturas subsuperficiais da Terra possuem, de um modo geral, uma geometria complexa, daí que a interpretação dos dados de magneto-telúrica, somente com base nas curvas de resistividade aparente e fase, se revista de alguma ambiguidade. Consequentemente, é importante possuir-se todo o tipo de informação suplementar (quer geológica, quer geofísica) que nos permita constranger a interpretação dos dados.

Em MT, um dos aspectos mais importantes é a identificação da dimensionalidade da estrutura geoelectrica subsuperficial, pois esta será determinante na definição do tipo de modelação e interpretação quantitativa a ser desenvolvida. (Ranganayaki e Madden, 1980; Ting e Hohmann, 1981). Obtidos os tensores das impedâncias para cada um dos pontos de aquisição, a análise das propriedades do tensor, da sua variação no espaço e com a frequência, permite obter, quer para um único ponto quer para um perfil, a dimensionalidade da estrutura geoelectrica em estudo ("modo" preferencial da variação de resistividade, Ranganayaki, 1984), ou seja se esta apresenta características unidimensionais, bi-dimensionais ou tridimensionais.

Nos casos em que se observe uma distribuição de condutividades que apresenta uma variação somente segundo a direcção vertical ($\sigma = \sigma(z)$) essa distribuição é designada

como uni-dimensional. Este tipo de distribuições, que naturalmente não se podem considerar como as mais representativas da realidade, estão normalmente associadas a geometrias constituídas por camadas planas e paralelas típicas de bacias sedimentares. Nestes casos, o tensor das impedâncias assume a sua forma mais simples (Cagniard, 1953):

$$Z_{xy} = Z_{yx} = Z_0$$

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_0 \\ -Z_0 & 0 \end{bmatrix} \quad (3.13)$$

Se a distribuição de condutividades apresentar uma variação espacial ($\sigma = \sigma(y, z)$), essa distribuição é designada como bi-dimensional. Neste caso, considera-se que a estrutura geoelectrica se estende até ao infinito, numa das direcções, normalmente designada por direcção de *strike*, direcção de camada ou azimute regional. Se um dos eixos do sistema de coordenadas de medida for coincidente com a direcção de *strike*, o tensor das impedâncias é escrito na forma:

$$Z_{xy} \neq Z_{yx}$$

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

No caso tridimensional, a distribuição de condutividades é dependente das três coordenadas espaciais $\sigma = \sigma(x, y, z)$ e o tensor das impedâncias apresenta-se na sua forma mais geral em que todos os seus elementos são não nulos:

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

As metodologias, inicialmente, usadas para se obter a dimensionalidade de uma estrutura consistiam na análise à amplitude dos diagramas polares para Z_{xy} (ou Z_{yx}) e Z_{xx} (ou Z_{yy}) (Reddy *et al.* 1977; Ting e Hohmann, 1981) em que nos casos 1D, a amplitude de Z_{xx} (Z_{yy}) seria nula, Z_{xy} (Z_{yx}) teria a mesma amplitude em todas as direcções, logo o diagrama polar seria uma circunferência; nos casos 2D, Z_{xy} (Z_{yx}) teria

um máximo ou mínimo, paralelo ou perpendicular à direcção de camada (“*strike*”) e a amplitude de Z_{xx} (Z_{yy}) seria simétrica relativamente ao “*strike*”; e nos casos 3D, a amplitude do diagrama polar de Z_{xx} (Z_{yy}) deixava de ser simétrica. Ou então, a direcção azimutal era obtida por minimização da soma dos elementos diagonais do tensor das impedâncias (Swift, 1967; Vozoff, 1972):

$$\theta = \frac{1}{4} \operatorname{arctg} \left(\frac{2 \operatorname{Re}[(Z_{xx} - Z_{yy})^* (Z_{xy} - Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} - Z_{yx}|^2} \right) \quad (3.16)$$

O principal problema destes métodos era a impossibilidade que apresentavam para responder a situações em que os dados eram adquiridos em zonas onde estivessem presentes pequenas heterogeneidades superficiais, responsáveis pela produção de campos eléctricos estáticos que introduziam distorções no campo eléctrico medido. Nestas situações as componentes das diagonais do tensor das impedâncias já não eram nulas, não sendo possível obter-se uma direcção regional para a estrutura.

Desde essa data desenvolveram-se várias técnicas de decomposição do tensor das impedâncias medido, que permitem recuperar o tensor regional não afectado das distorções (Zhang *et al.*, (1987), Groom e Bailey (1989,1991), Bahr (1988,1991), Chakridi *et al.*, (1992), Smith (1995, 1997)). Apesar das metodologias serem, em modo geral, equivalentes, o método de decomposição proposto por Groom e Bailey (1989,1991) revelou-se mais consistente uma vez que permitia separar os efeitos das distorções em duas partes: uma parte bem determinada, caracterizada pelos seus dois parâmetros de distorção, o *twist* e o *shear*, o azimute regional (*strike*) e as impedâncias regionais, e uma outra parte, indeterminada definida pelas amplitudes de deslocamento estático das duas impedâncias regionais.

3.3.1 Decomposição do Tensor das Impedâncias

Considere-se uma estrutura contendo em profundidade uma distribuição de resistividades bi-dimensional e à superfície um conjunto de heterogeneidades locais (modelo 3D/2D). Neste caso, o tensor das impedâncias medido (\bar{Z}_{mes}) será dado por:

$$\bar{Z}_{mes} = \bar{C} \cdot \bar{Z}_{2D} = \begin{bmatrix} C_{xx} & C_{xy} \\ C_{yx} & C_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.17)$$

em que \bar{Z}_{2D} é o tensor regional obtido segundo a direcção principal do *strike* (Z_{xy}) e da sua perpendicular (Z_{yx}); \bar{C} é a matriz de distorção, cujos elementos são reais, não dependentes da frequência e representam a distorção do tensor das impedâncias.

De acordo com Groom e Bailey (1989) o tensor regional pode ser obtido a partir da decomposição da matriz de distorção \bar{C} , passando o tensor das impedâncias medido a ser representado como uma combinação linear das seguintes matrizes:

$$\begin{aligned} \bar{C} &= g\bar{T} \cdot \bar{S} \cdot \bar{A} \\ \bar{T} &= \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \begin{bmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{bmatrix} \\ \bar{S} &= \frac{1}{\sqrt{1+e^2}} \begin{bmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{bmatrix} \\ \bar{A} &= \frac{1}{\sqrt{1+s^2}} \begin{bmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (3.18)$$

$$\bar{Z}_{mes} = g\bar{R} \cdot \bar{T} \cdot \bar{S} \cdot \bar{A} \cdot \bar{Z}_{2D} \cdot \bar{R}^T \quad (3.19)$$

em que \bar{R} é o tensor de rotação e \bar{R}^T o tensor transposto; \bar{T} é o tensor de *twist*, que roda os eixos principais de um ângulo $\varphi_t = \arctan g(t)$; \bar{S} é o tensor de *shear*, que roda o eixo dos XX segundo o sentido horário e o eixos dos YY no sentido anti-horário, de um ângulo $\varphi_e = \arctan g(e)$; \bar{A} é o tensor de anisotropia e g é o factor de amplificação do sítio, representando o chamado efeito de deslocamento estático (*static-shift*). Considerando que, tanto o tensor de anisotropia \bar{A} com o factor de amplificação g não influenciam a forma das curvas de resistividade aparente e fase, o tensor regional \bar{Z}_{2D} pode ser representado por:

$$\bar{Z}_{2D}^* = g \cdot \bar{A} \cdot \bar{Z}_{2D} \quad (3.20)$$

Substituindo na equação (3.19) teremos:

$$\bar{Z}_{mes} = \bar{R} \cdot \bar{T} \cdot \bar{S} \cdot \bar{Z}_{2D}^* \cdot \bar{R}^T \quad (3.21)$$

o que constitui um sistema de 8 equações (parte real e parte imaginária das quatro componentes do tensor das impedâncias medido) e 7 incógnitas (parte real e parte imaginária das duas componentes do tensor regional \bar{Z}_{2D}^* , o *twist*, o *shear* e o ângulo de rotação), cuja solução pode ser obtida a partir do método de mínimos quadrados.

No entanto, a solução obtida por este método para o *strike* regional, possui uma ambiguidade de 90°. A resolução dessa ambiguidade passa pela análise de outro tipo de informação adicional como por exemplo, informação geológica sobre a orientação das principais estruturas ou a partir da orientação dos vectores de indução para os períodos mais longos.

Este processo de decomposição do tensor das impedâncias, desenvolvido por Groom e Bailey (1989) possui como característica fundamental, ser efectuado de forma independente para cada uma das frequências de aquisição e para cada uma das estações. No entanto, este aspecto conduzia a que num determinado perfil se obtivessem, para as várias estações, diferentes valores dos parâmetros em estudo.

McNeice e Jones (2001) tendo por base a metodologia Groom e Bailey (1989), e verificando que os parâmetros de distorção e o *strike* regional são próprios de cada estação e independentes da frequência, dependendo somente das características do local de aquisição, desenvolveram um algoritmo de decomposição multi-estação, multi-frequência, que permite efectuar a decomposição dos tensores das impedâncias, em simultâneo, para todas as estações de um perfil e obter-se, deste modo, um *strike* regional comum a todas as estações .

3.4 - Efeitos de Deslocamentos Estáticos (*Static Shift*)

Por definição, deslocamentos estáticos (*Static shift*) são deslocamentos que se observam nas curvas de resistividade aparente (quando representadas num sistema de eixos $\log(\text{resistividade aparente})-\log(\text{período})$) entre sondagens magneto-telúricas adjacentes ou entre curvas de resistividade obtidas para duas direcções perpendiculares entre si, num mesmo local, reflectindo-se em toda a gama de períodos (Jones,1988).

Estes deslocamentos são, essencialmente, devidos às distorções do campo eléctrico originadas por heterogeneidades superficiais, presentes no local de observação, cujas dimensões são inferiores à profundidade de penetração dos campos para as frequências mais elevadas (curtos períodos).

As cargas livres na superfície das heterogeneidades irão dar origem a uma amplificação, ou atenuação, do campo eléctrico total, e a curva de resistividade aparente será deslocada para valores mais elevados de resistividade quando os campos eléctricos e magnéticos são medidos sobre uma heterogeneidade resistiva, e deslocados para valores mais baixos quando medidos sobre uma heterogeneidade condutora. A curva de resistividade aparente observada (ρ_a^{obs}) será então o resultado da soma de um valor de resistividade aparente não perturbada (ρ_a^{und}) com um determinado deslocamento estático g , ou seja (Ogawa e Uchida,1996),

$$\log_{10}(\rho_a^{obs}) = \log_{10}(\rho_a^{und}) + g \quad (3.22)$$

em que (ρ_a^{obs}) e (ρ_a^{und}) são funções do modo electromagnético, do local da observação e do período enquanto que g só é função do modo electromagnético e do local de observação.

Nestes deslocamentos, a forma da curva de resistividade aparente mantém-se e a respectiva curva de fase não é afectada, sendo este aspecto atribuído ao facto da distância que separa os eléctrodos de aquisição do campo eléctrico ser finita (Jones,

1988). Como será, obviamente, de esperar, a interpretação de dados afectados por deslocamentos estáticos conduzirá necessariamente a modelos geoelectricos errados. No entanto, um dos principais problemas na correcção dos deslocamentos estáticos reside no facto de o *factor de deslocamento* não poder ser determinado a partir de uma única sondagem, sendo consequentemente necessário recorrer-se a métodos complementares.

Os vários métodos desenvolvidos para a correcção dos efeitos de deslocamento estático diferem essencialmente num aspecto:

- os que utilizam informação adicional, quer de carácter geológico, quer geofísico, como são os casos do método da camada “chave” (Jones,1988), o método electromagnético transiente (TEM) (Sternberg *et al.*, 1988; Pellerin e Hohmann,1990; Meju,1996, 2005), o método da filtragem espacial (Torres-Verdin e Bostick,1992), ou ainda, a utilização de dados de geoelectrica (Spitzer,2001);
- e aqueles que, na correcção somente utilizam os dados observados, como são os casos do método desenvolvido por deGroot-Hedlin (1991) o qual inclui os deslocamentos estáticos como parâmetros a serem determinados na inversão dos dados magneto-telúricos, ou o método de Jones *et al.*, (1992), o qual considera que para os longos períodos, a resistividade aparente ao longo de um perfil e para um dado período variará muito lentamente, efectuando o ajuste da curva de resistividade, relativa ao *modo-E*, a um polinómio de baixo grau a partir do qual estima o valor da resistividade aparente não perturbada, ou o método proposto por Ogawa e Uchida (1996), que considera que os deslocamentos estáticos possuem uma distribuição gaussiana, ou a partir das funções de transferência magnética (Ledo *et al.*, 2002), ou ainda, a partir de médias e análises estatísticas (Tourneyrie *et al.*, 2007)

Pelo facto das componentes do campo magnético serem menos afectadas pelas heterogeneidades do que as componentes do campo eléctrico, sempre que é possível é utilizado, na correcção de deslocamentos estáticos, o método electromagnético transiente (TEM) (Meju, 1996, 2005). Neste procedimento determinam-se os valores das

resistividades aparente não perturbadas, relativas às estruturas superiores da área em estudo (curtos períodos) efectuando-se, posteriormente, o “deslocamento” das curvas magneto-telúricas de resistividade aparente de modo a que estas constituam um prolongamento das curvas obtidas pelo método TEM.

3.5 - Modelação e Inversão de dados de MT

O objectivo inerente a qualquer processo de modelação, ou de inversão, de dados de MT, é a obtenção de um modelo geofísico da Terra, cuja resposta se ajuste aos dados observados. Esses modelos podem ser construídos a partir de um conjunto muito variado de propriedades, dependendo obviamente do tipo de sondagem geofísica que se realizar. Em sondagens electromagnéticas e, no caso particular da magneto-telúrica, a propriedade física utilizada na construção dos modelos é a resistividade eléctrica (ou a condutividade eléctrica).

A construção dos modelos geofísicos pode ser efectuada de duas formas: por tentativa e erro, onde diferentes possíveis modelos são testados, calculando-se as suas respostas e comparando-as com os dados observados. Este método é, normalmente, designado por **Modelação Directa** ou **Problema Directo**. A outra opção são os **Métodos de Inversão** onde, a partir de relações matemáticas, procuramos obter os parâmetros do modelo que produzem a resposta que melhor se ajusta aos dados observados.

A modelação da propagação do campo electromagnético é um problema da física-matemática, incluído na categoria dos problemas de valores de fronteira e tem sido abordado por vários autores de diferentes formas, tanto por métodos analíticos, como por métodos numéricos.

Nos casos em que a distribuição de resistividades depende somente da direcção vertical (caso uni-dimensional), as equações magneto-telúricas podem ser resolvidas

analiticamente, sendo possível obter-se as respostas a um determinado modelo, bem como realizar a inversão dos dados, de forma analítica. No processo de inversão deverá ter-se em conta que o modelo obtido, para uma dada configuração de resistividades, pode não ser determinado de forma unívoca, existindo modelos equivalentes, que possuem respostas com diferenças inferiores aos erros dos dados (Pous *et al.*, 1985).

Nos casos em que a distribuição de resistividades apresenta uma variação espacial bi-dimensional, as equações magneto-telúricas só podem ser resolvidas através de métodos numéricos. Existem vários algoritmos para a resolução do problema directo sendo o mais utilizado o algoritmo de elementos finitos desenvolvido por Wannamaker *et al.*, (1987).

Para a resolução do problema inverso existem, igualmente, vários algoritmos como são exemplos o OCCAM (Constable *et al.*, 1987) que utiliza um método de regularização por forma a obter o modelo suavizado cuja resposta melhor se aproxime dos dados; o RRI (*Rapid Relaxation Inversion*) de Smith e Booker (1991) que utiliza uma aproximação dos gradientes laterais dos campos eléctricos e magnéticos para simplificar o cálculo da matriz de sensibilidade; o algoritmo de Mackie *et al.*, (1997) que procura obter também um modelo suavizado mas utilizando o método dos gradientes conjugados; o código de Rodi e Mackie (2001) que consistiu numa actualização do método anterior utilizando gradientes conjugados não lineares; ou o algoritmo **REBOCC** de Siripunvaraporn e Egbert (2002) que se baseia nos mesmos princípios do método **OCCAM** trabalhando sobre uma matriz de sensibilidade reduzida e incluindo a inversão das funções de transferência magnética.

Tal como no caso uni-dimensional, os modelos obtidos por inversão bi-dimensional também podem não ser únicos. De facto, neste caso, os modelos equivalentes são muito mais numerosos devido ao elevado número de parâmetros implicados e um dos principais objectivos dos algoritmos de inversão é o de reduzir este problema de não unicidade.

Para o caso tridimensional, em que a distribuição de condutividades é dependente das três coordenadas espaciais, as equações magneto-telúricas também só podem ser resolvidas através de métodos numéricos.

De entre um conjunto variado de algoritmos, o mais utilizado na resolução do problema directo 3D é o apresentado por Mackie *et al.*, (1993), que utiliza a forma integral das equações de Maxwell, posteriormente melhorado por Mackie e Booker (1999) ao incorporar um melhor tratamento das condições de fronteira. Neste algoritmo, um dos seus pontos críticos é a construção da malha 3D. Concretamente, no caso de se pretender obter valores dos campos com um erro mínimo somos obrigados a construir uma malha com um número muito elevado de células o que se traduzirá num custo muito elevado em termos de tempo de processamento e capacidade de cálculo. Ou se tivermos um modelo que inclua contrastes de resistividade muito elevados, como por exemplo, uma fronteira entre terra e mar, nestas zonas a malha deverá ser muito fina o que por vezes conduz a que se ultrapassem os limites da capacidade de cálculo. A definição do melhor compromisso entre dimensão da malha, qualidade dos resultados, tempo de computação e capacidade de cálculo é o aspecto que requer maior dedicação na modelação 3D.

Não obstante estes aspectos, a modelação tridimensional tem vindo a assumir um papel cada vez maior na interpretação de dados de magneto-telúrica (p.ex: Simpsom, 2000; Hoffmann-Rothe *et al.*, 2001; Santos *et al.*, 2002a; Ledo,2006; Lee *et al.*, 2007; Newman *et al.*, 2008; Heise *et al.*, 2008; Munoz *et al.*, 2008; Nam *et al.*, 2009).

Actualmente, já existem algoritmos de inversão 3D (Newman e Alumbaugh, 2000; Zhdanov *et al.*, 2000; Sasaki,2001; Siripunvaraporn *et al.*, 2005; Lin *et al.*, 2008). No entanto, estes somente permitem obter modelos muito suavizados, não sendo aplicáveis a modelos que apresentem grandes contrastes de resistividade.

CAPÍTULO 4

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E GEODINÂMICO

DA REGIÃO EM ESTUDO : ZONA OSSA MORENA

4.1 – O Maçico Ibérico

O continente europeu é constituído por diversos fragmentos crustais, sucessivamente cratonizados como resultado da longa evolução tectónica a que foi sujeito desde o Criotozóico. Cada fragmento encontra-se limitado por raízes de antigas cadeias montanhosas, registando uma memória geodinâmica nem sempre fácil de desvendar, nomeadamente, no que diz respeito à identificação das sucessivas fases orogénicas (Ribeiro *et al.*, 1979). Esta subdivisão da Europa, proposta por Stille e aceite pela grande maioria dos autores, consiste nos seguintes blocos: a Eo-Europa Pré-Câmbrica, a Paleo-Europa Caledónica, a Meso-Europa Hercínica, na qual se inclui a Península Ibérica e a Neo-Europa Alpina.

A maior parte do soco do SW da Europa inclui rochas do Proterozóico ao Carbónico que foram deformadas, metamorfizadas e, em parte, intruídas por diversos tipos de granitóides durante a orogenia Varisca, aflorando em vários maços: Maçico Armoricano, Maçico Central, Ardenas-Reno, Maçico da Boémia e o Maçico Ibérico o qual constitui a maior sequência contínua do soco Varisco em toda a Europa (Ribeiro, 1981; Matte, 1986; Franke, 1989).

O Maçico Ibérico é, assim, um extenso afloramento de rochas Proterozóicas e Paleozóicas que formam a parte central e ocidental da Península Ibérica. Este Maçico encontra-se praticamente despido de cobertura sedimentar pós-Paleozóica devido à tendência generalizada de levantamento regional e erosão desde o Pérmico, com exceção de algumas bacias sedimentares tectonicamente condicionadas por zonas de falha (Ribeiro *et al.*, 1979).

Uma tão extensa unidade geológica tem uma estrutura e evolução complexas. Esta última pode ser sintetizada pela acreção sucessiva de Terrenos Lito-estratigráficos durante o Proterozóico Superior e Paleozóico, como são os casos da acreção do terreno de Ossa Morena ao Autóctone Ibérico durante a orogenia Cadomiana (deixando uma sutura ao longo da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Cordóba) e da acreção do terreno Sul Português ao bloco anterior, marcada pela acreção dos terrenos exóticos do SW Ibérico e pela sutura sub-paralela ao cavalgamento Ferreira-Ficalho.

A representação dos vários maços na sua posição pré-Mesozóica (figura 4.1) permite reconstruir uma extensa cadeia contínua que se prolonga desde o Sul da Península Ibérica até ao NE da Boémia na Alemanha - a cadeia Hercínica ou Varisca. Esta cadeia, com uma extensão de cerca de 3000 km e largura média entre 700 a 800 km, apresenta uma virgação muito acentuada com concavidade fechada para Este; esta última, vulgarmente denominada Ibero-Armoricano, ter-se-á desenvolvido por indentação para Oeste de uma proeminência do soco Cantábrico.

Na cintura Varisca é possível identificar-se, quanto à vergência dos principais elementos estruturais, três zonas: a zona mais ocidental, apresentando uma inclinação para o exterior do arco, conseqüentemente divergente, uma zona central de estruturas verticais e uma zona de vergência para o interior do arco, ou seja convergente. A dupla vergência constitui, assim, uma característica essencial da cadeia.

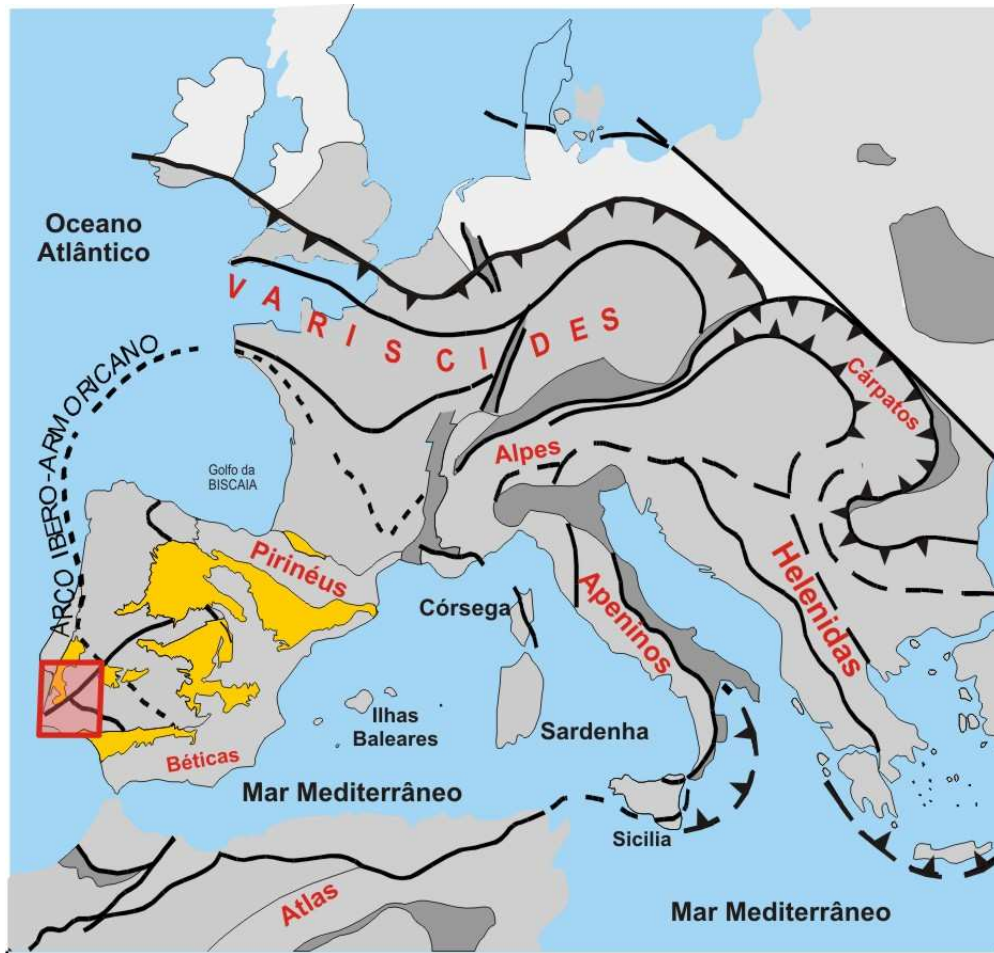


Figura 4.1 – Representação esquemática das suturas variscas na Europa ocidental (adaptado de Perez-Estaún et al., 2004). O retângulo vermelho corresponde à zona em estudo neste trabalho.

As características paleogeográficas, tectónicas, magmáticas e metamórficas manifestam grande concordância segundo a direcção paralela à das estruturas maiores e apresentam uma forte variação segundo a direcção transversal à cadeia. Este aspecto imprime à cadeia uma zonalidade característica (Ribeiro et al., 1979): nos domínios internos, ou zonas internas, predomina o Paleozóico Inferior e Pré-Câmbrico, a deformação é mais intensa e antiga, o metamorfismo regional é de grau mais elevado e as intrusões sin-tectónicas ocupam maior extensão; nos domínios externos predomina o Paleozóico Superior, a deformação é menos intensa e mais tardia, o metamorfismo regional é de grau mais elevado e as intrusões sin-tectónicas são mais raras.

As diferentes zonas que se podem distinguir na cadeia Varisca são separadas por acidentes profundos que se mantiveram activos durante todo o ciclo orogénico, sugerindo uma evolução paleo-geográfica e tectónica controlada ao nível do soco (Ribeiro *et al.*, 1979; Matte, 1986).

A zonalidade impressa no Maciço Ibérico pelo desenvolvimento do arco Ibero-Armoricano, durante a orogenia Varisca, coincide com a divisão do maciço em zonas (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974,1980; Farias *et al.*, 1987; Franke,2000). Essa divisão, assente em critérios sedimentares, tectónicos, de metamorfismo e magmatismo, permite identificar seis zonas (figura 4.2), nomeadamente, a Zona Cantábrica (ZC) e a Zona Sul Portuguesa (ZSP) pertencentes ao domínio externo da cadeia, e as Zonas Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), Oeste Asturica-Lionesa (ZOAL), Centro Ibérica (ZCI) e a Ossa Morena (ZOM) pertencentes ao domínio interno.

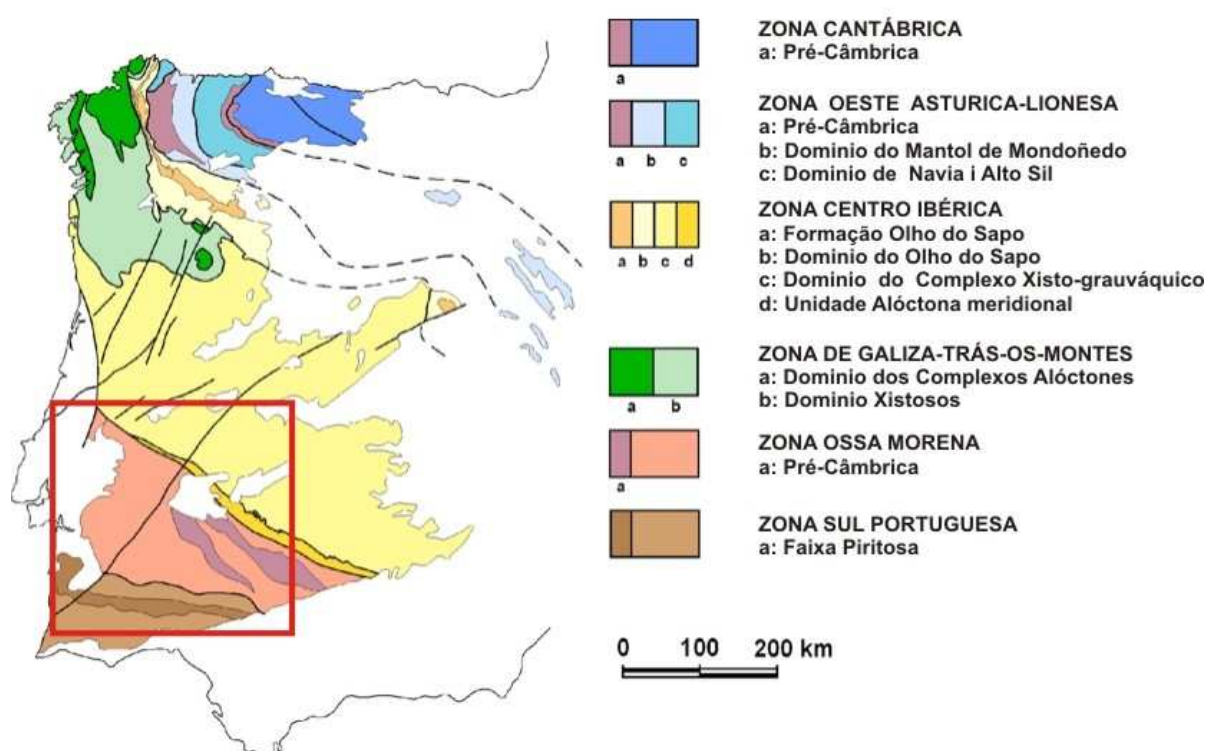


Figura 4.2 – Representação das zonas geológicas do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1979, Perez-Estaún *et al.*, 2004). O rectângulo vermelho corresponde à zona em estudo neste trabalho.

Dessas regiões temos, a Zona Cantábrica que representa tipicamente uma bacia ante-país com desenvolvimento de mantos de carreamento do tipo *thin-skin* e deslocamento da cobertura Paleozóica sobre um soco pré-Câmbrico não mobilizado pela orogenia Varisca (Ribeiro *et al.*, 1988); a Zona Oeste-Astúrico-Leonesa representa uma unidade estrutural mais profunda em que o soco Pré-Câmbrico foi reactivado e deformado durante o ciclo Varisco; a Zona Centro Ibérica representa um domínio crustal cuja deformação é dominada por estruturas sub-verticais com dupla vergência, para W na secção ocidental e para NE na secção oriental; a Zona de Ossa Morena, cujo limite oriental corresponde a uma estrutura assimétrica em flor afectando o soco Pré-Câmbrico ao longo da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, revela características que permitem discriminar vários domínios estruturais sempre limitados por corredores estruturais de primeira ordem (Ribeiro *et al.*, 1980); esta Zona é limitada a Sul pelo cavalgamento Ferreira-Ficalho. A Zona Sul Portuguesa, evoluindo durante o ciclo Varisco como uma bacia ante-país, é afectada por carreamentos sin- e pós-sedimentares, com descolamento das sequências de idade Carbónica das datadas do Devónico Superior sobre uma sequência Paleozóica anterior e um soco pré-Câmbrico não deformado.

4.2 – Evolução Geodinâmica da ZOM

Como durante a deformação Alpina, o Maciço Ibérico se comportou como um grande bloco rígido, o ciclo orogénico mais recente impresso nos terrenos ibéricos corresponde à orogenia varisca. Esta mobilizou, essencialmente, blocos crustais pré-existentes pelo que o conhecimento da sua evolução anterior é importante para tentar entender até que ponto as suas características originais foram preservadas. Este conhecimento assenta no estudo de afloramentos do soco pré-Câmbrico, deformado e reactivado de forma variável durante a orogenia Varisca (Quesada, 1992). Nos parágrafos que se seguem será efectuada uma descrição sumária da evolução dos terrenos ibéricos.

Evolução ante-Varisca

No terreno Sul Português, as rochas mais antigas que afloram datam do Paleozóico Superior, pelo que a sua correlação com outros terrenos é muito difícil. Apenas se pode estabelecer para este terreno o seu comportamento como margem passiva durante o Devónico Inferior, com deposição de sedimentos terrígenos em ambiente de plataforma, sugerindo uma natureza continental para o terreno (Quesada, 1992).

No Carbónico Inferior, os domínios mais extensos da margem continental Sul-Portuguesa foram submetidas a um episódio de deformação transtensivo, durante o qual se deu o colapso progressivo, por mecanismo de *pull-apart*, da plataforma existente, que ficou restrita aos sectores internos. Este episódio é contemporâneo do vulcanismo bimodal associado às importantes jazidas de sulfuretos constituintes da Faixa Piritosa Ibérica. Este acontecimento enquadra-se na fase inicial do processo de colisão varisca, quando a bacia oceânica da margem Sul ainda não se encontrava completamente subductada (Quesada, 1992).

A colisão varisca, em sentido restrito, produziu obducção da Ossa Morena sobre o terreno Sul Português e terrenos exóticos, entretanto agregados, com o desenvolvimento de uma bacia ante-país que se foi preenchendo durante o avanço da cunha orogénica, entre o Viseano Superior e o Vestfaliano Inferior (ibid.).

Evolução Varisca

A imagem actual que apresenta o Maçico Ibérico é o resultado de um processo complexo de convergência tectónica durante o Paleozóico Superior, que conduziu à colisão do bloco Autóctone Ibérico (agregado com a Ossa Morena a SW) com outras massas continentais (Orogenia Varisca); esses blocos estavam, inicialmente, separados por bacias oceânicas que foram eliminadas por subducção.

A colisão continental é desencadeada pela aproximação de um promontório meridional de Gondwana à margem activa Báltica. O início da colisão é, grosso modo,

acompanhado pela obducção sintética de uma lâmina ofiolítica (terreno oceânico exótico) sobre o qual se havia previamente implementado um fragmento de margem continental activa (Quesada *et al.*, 1994).

A progressão da colisão nas áreas frontais do promontório levou ao movimento do complexo de mantos até posições mais internas. A cunha orogénica foi crescendo por arraste de unidades marginais no Autóctone Ibérico (mantos basais da Zona de Galiza e Trás-os-Montes e Zona Oeste-Asturica-Lionesa). O avanço das zonas internas do orógeno sobre a margem passiva Ibérica produziu a transformação desta numa bacia ante-país (Zona Cantábrica).

Simultaneamente, nas áreas marginais do promontório, antes de se ter consumido completamente a bacia oceânica que as separava do bloco continental setentrional, o processo activo durante a fase de indentação conduziu a um escape significativo de massa, governado por mecanismos transcorrentes. Estes foram do tipo direito na margem NW (zonas de cisalhamento armoricanas) e do tipo esquerdo na margem SW, permitindo o escape lateral de blocos litosféricos da margem do promontório até serem, finalmente, detidos em reentrâncias originais do mesmo bloco continental.

No SW do Autóctone Ibérico este tipo de processos foi responsável pelo escape do terreno Ossa Morena para a posição SE da sua localização original, mediante reactivação em regime de desligamento esquerdo da sutura cadomiana e formação da Zona de Cisalhamento de Tomar-Badajoz-Córdoba (Quesada *et al.*, 1994).

Um mecanismo tectónico similar começou, igualmente, a operar no bordo exterior da Ossa Morena, que se transformou numa margem activa, principalmente do tipo transformante. Quesada *et al.*, (1994) consideram que, ao começar a colisão em frente ao promontório, o escape da Ossa Morena foi, inicialmente, acomodado por deslocamentos ao longo da Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba.

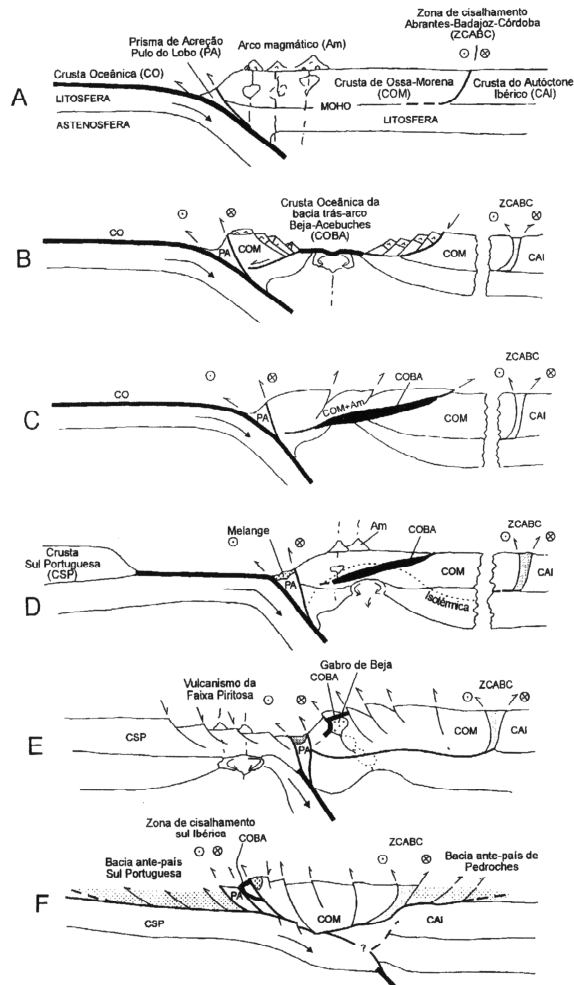


Figura 4.3 – Modelo para a evolução geodinâmica do bloco Autótone Ibérico e Ossa Morena durante o processo de convergência varisca. **A:** início do escape do terreno Ossa Morena e subducção do oceano Pulo do Lobo; **B:** episódio de extensão que deu lugar à formação de uma bacia oceânica marginal; **C:** fecho da referida bacia com obducção do ofiolito Beja-Acebuches sobre o terreno Ossa Morena; **D:** fase de novo crescimento magmático sobre o terreno Ossa Morena; **E:** início da colisão oblíqua entre a Ossa Morena e a margem do terreno Sul-Português, e erupção do vulcanismo que deu origem à Faixa Piritosa; **F:** fim de colisão com obducção da Ossa Morena sobre os terrenos Sul-Português e Autóctone Ibérico (Zona Centro Ibérica) (adaptado de Quesada, 1992).

relação à subducção, também para Norte, da bacia oceânica principal (Pulo do Lobo)

Uma vez travado o seu avanço e, permitindo as condições de convergência regional, o movimento transferiu-se, principalmente, para a fronteira entre a Ossa Morena e a bacia oceânica adjacente, até então inactiva. A existência de uma componente oblíqua no movimento relativo de ambos os blocos (Ossa Morena e bacia oceânica Pulo do Lobo) conduziu à subducção oblíqua da bacia oceânica sob a margem meridional da Ossa Morena (figura 4.3A).

Este processo de subducção foi responsável pela individualização dos terrenos de afinidade oceânica que actualmente limitam a Sul o terreno Ossa Morena. Por um lado, deu-se a formação do prisma de acreção designado por Pulo do Lobo e, por outro, começou a crescer um arco magmático sobre a margem da Ossa Morena. A abertura de uma bacia marginal por mecanismos intra- ou ante- arco, dando lugar à formação de crusta oceânica nova, fonte do ofiolito de Beja-Acebuches (figura 4.3B). A obducção para Norte do ofiolito Beja-Acebuches (figura 4.3C) é antitética em

definindo uma geometria do tipo *flake*, característica das zonas internas de muitos orógenos.

A continuação da obducção do ofiolito de Beja-Acebuches e subducção do oceano Pulo do Lobo é acompanhada pelo desenvolvimento de um arco magmático (figura 4.3D). A completa eliminação por subducção do oceano principal conduz finalmente à colisão da margem activa da Ossa Morena com o terreno Sul-Português.

No processo de convergência oblíqua da margem SW é conveniente distinguir duas fases. Inicialmente, ainda em presença de uma parte da crusta oceânica por subductar, a colisão oblíqua da margem Sul Portuguesa com o Autóctone Ibérico, produz o colapso progressivo em regime transtensional da plataforma pré-existente no primeiro, que ficou restrita às zonas mais afastadas da margem (Quesada, 1992). Este colapso foi do tipo *thick-skin* tendo sido acompanhado de vulcanismo bimodal que caracteriza a Faixa Piritosa (figura 4.3E). Simultaneamente, produz-se no

bloco superior uma deformação transpressiva concentrada nas suas margens (Zona de Cisalhamento de Tomar – Badjoz - Córdoba) e na própria sutura.

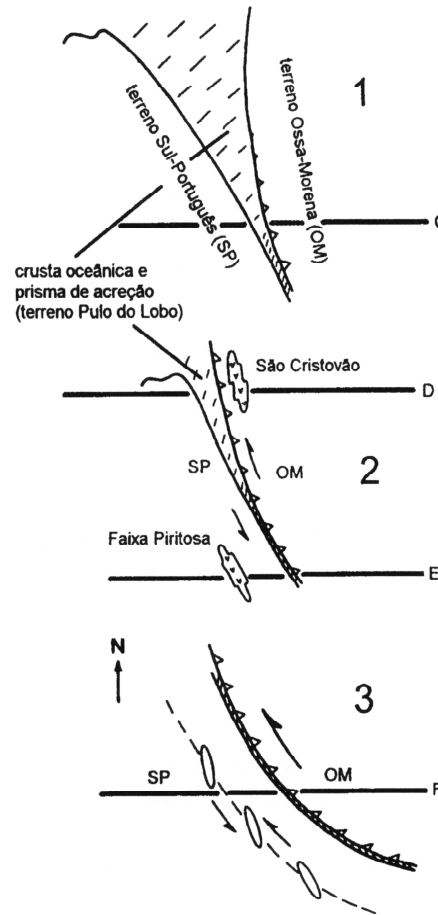


Figura 4.4 – Representação, em plano, da evolução geodinâmica do SW da Península Ibérica no varisco, com indicação aproximada de algumas das secções apresentadas na figura 4.3. **1:** colisão oblíqua e obducção no Devónico Superior (antefameniano); **2:** subducção e colisão no Fameniano Superior-Carbónico Inferior, início do episódio extensivo intracontinental na bacia ante-país e formação da Faixa Piritosa; **3:** no Carbónico Médio tem-se um regime transpressivo para Sudeste induzido por reactivação da subducção e geração da cintura arqueada (Zona Centro Ibérica) (adaptado de Silva et al., 1990, in Matias 1996).

Uma vez consumida a totalidade da bacia oceânica do Pulo do Lobo, teve lugar a fase colisional principal varisca neste sector SE do Maçico Ibérico (figura 4.3F). Este processo levou à subducção continental da placa Sul Portuguesa sob o Autóctone Ibérico, tendo-se desenvolvido uma zona de cisalhamento esquerdo, a zona de cisalhamento Sul-Ibérica. Como consequência da carga imposta pela cunha orogénica sobre o terreno Sul Português, este transformou-se numa bacia de ante-país que se foi preenchendo e deformando com o avanço das zonas internas sobre as zonas externas, no Viséano e Vestfaliano. Em simultâneo, este mesmo processo empurra o terreno Ossa Morena para Norte, fazendo reactivar a Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, como cavalgamento, com obducção da Ossa Morena sobre o Autóctone Ibérico.

Na figura 4.4 é apresentada de forma esquemática, em plano, a evolução geodinâmica do SW da Península Ibérica no Varisco, de acordo com a descrição acima efectuada. Nesta figura são, também, indicadas as localizações aproximadas das secções apresentadas nas figuras 4.3A a 4.3F. A posição pós-orogénica dos terrenos indicada na figura 4.4 é concordante com a proposta por Ribeiro *et al.*, (1988), patente na figura 4.5, segundo a qual o soco não deformado do terreno Sul Português seria formado por uma cobertura sedimentar do Paleozóico inferior sobre uma crosta pré-Câmbrica.

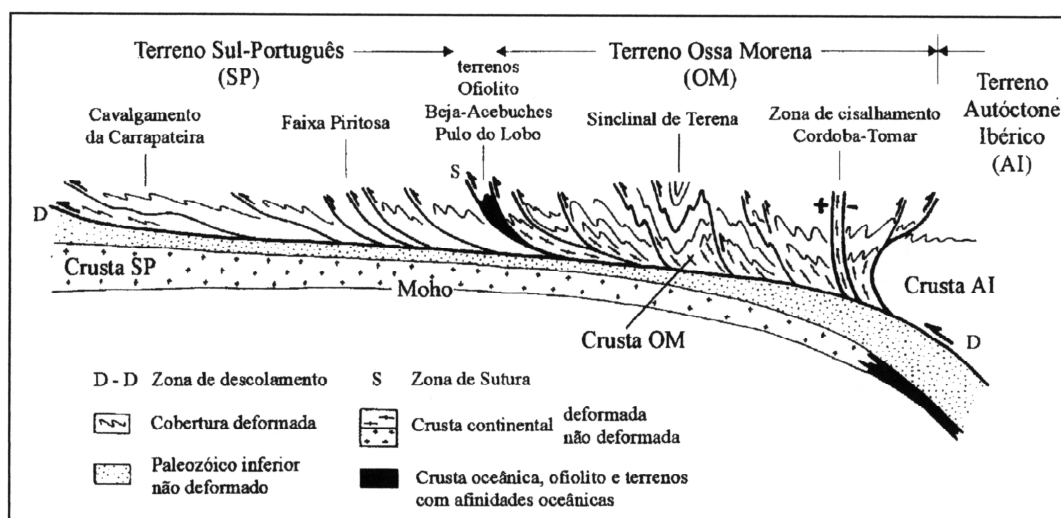


Figura 4.5 – Estrutura profunda do segmento sudoeste do Maçico Ibérico resultante da orogenia Varisca (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1988).

4.3 – Limites geológicos da ZOM

A posição exacta do limite norte da Zona Ossa Morena é ainda, apesar da inúmera informação existente, motivo de alguma controvérsia entre a comunidade científica. Para alguns autores (Lotze, 1945, Julivert *et al.*, 1974) esse limite é definido pelo alinhamento ígneo NW-SE conhecido como o eixo "Los Pedroches" (figura 4.6). Para outros autores, ele coincide com a Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba, à qual é atribuída diferentes interpretações geodinâmicas, sendo para uns uma sutura Varisca (Matte, 2001, Simancas *et al.*, 2001) ou uma sutura Cadomiana reactivada no Paleozóico Superior como uma estrutura em flor, esquerda, intra-placa (Ribeiro *et al.*, 1990,2007; Quesada, 1991; Ribeiro, 2000). Recentemente, San José *et al.*, (2004) a partir da reavaliação dos dados estratigráficos e paleogeográficos existentes, concluíram que esta fronteira não correspondia a um simples alinhamento, mas que seria representada por uma banda larga WNW-ESE com características distintivas, limitada a Norte por uma sutura pré-Varisca (subsequentemente selada pelo batólito de "Los Pedroches", formando o eixo "Los Pedroches") e a Sul pela zona de falhas de Alter do Chão-Malcocinado.

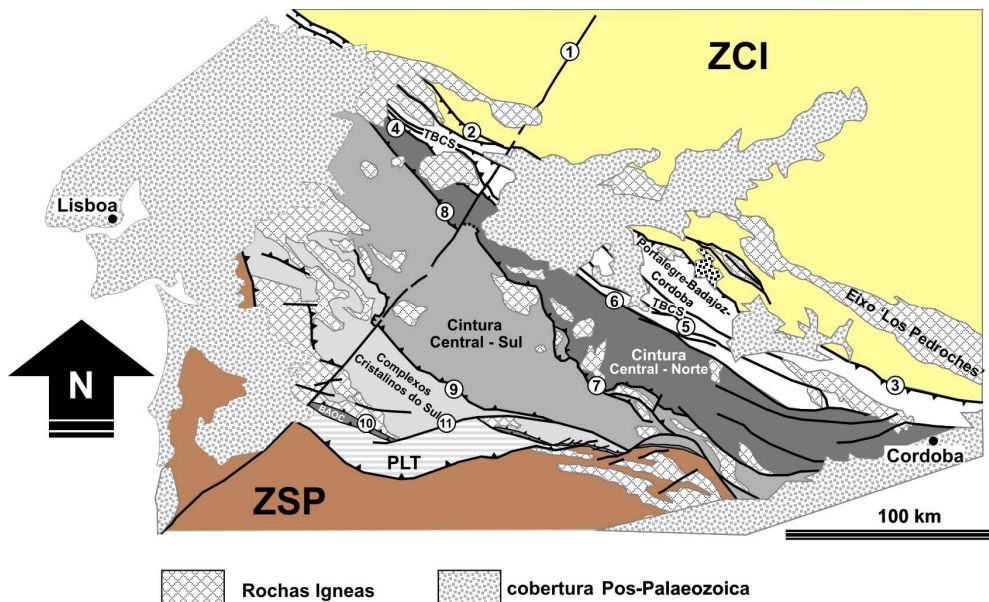


Figura 4.6 – Cinturas da Zona Ossa Morena. 1- Falha da Messejana; 2- Cavalgamento Portalegre-Alegrete; 3- Cavalgamento Hornachos-Villaharta; 4- Falha de Ater do Chão - Campo Maior; 5- Falha de Azuaga; 6- Falha de Malcocinado; 7- Cavalgamento do Monesterio; 8- Cavalgamento da Juromenha; 9- Falha de Beja-Valdelarco; 10- Cavalgamento de Ferreira-Ficalho-Almonaster; 11- Falha de Ficalho-Aroche, (adaptado de Simancas *et al.*, 2004).

A localização do limite Sul da Zona Ossa Morena não tem sofrido grandes modificações desde Lotze (1945), embora o significado de algumas unidades geológicas ainda se encontre em aberto. De acordo com a interpretação que, actualmente, mais adeptos tem registado, esta fronteira constituirá a única parte da sutura Varisca na Península Ibérica (Ribeiro, 1981; Munhá *et al.*, 1989; Quesada *et al.*, 1994; Díaz Aspiroz *et al.*, 2004). Neste enquadramento, os terrenos exóticos do Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (BAOC) e do Pulo do Lobo (PLT) representariam, respectivamente, um conjunto ofiolítico obductado (e tectonicamente desmembrado) e um prisma acrecionário oceânico desenvolvido entre o Devónico Inferior e Médio (Araújo e Ribeiro, 1995; Fonseca *et al.*, 1999; Ribeiro *et al.*, 2007). O contacto entre a PLT e a ZOM ou entre a BAOC e a PLT é traduzido pelo cavalgamento de Ferreira-Ficalho-Almonester, a qual é intersectada e deslocada pela falha de desligamento ENE-WSW, sub-vertical, de Ficalho-Aroche.

No entanto, as evidências provenientes de diferentes estudos, sugerem que a zona de cavalgamento de Ferreira-Ficalho-Almonester não é mais do que a expressão superficial de uma estrutura mais complexa e profunda, reactivada no período tardi-colisional entre a ZOM e a ZSP (Mateus *et al.*, 1999; Figueiras *et al.*, 2002; Vieira da Silva *et al.*, 2007)

4.4 – Arquitectura interna da ZOM

O resultado de vários estudos, multidisciplinares, efectuados nestas ultimas décadas apontam para a divisão da ZOM em domínios distintos, sendo os mais aceites os definidos por Apalategui *et al.*, (1990) baseados em critérios tectónicos (estilo estrutural e idade de deformação). Esta divisão é constituída, de Norte para Sul, pela cintura Portalegre-Badajoz-Córdoba, a cintura Central-Sul e os complexos Cristalinos do Sul (figura 4.6).

Apesar de vários aspectos, questionáveis, relativamente à continuidade lateral e à cinemática de algumas das estruturas tectónicas, existem várias evidências de que os

limites desses domínios sejam coincidentes com as principais zonas de cavalgamento, NW-SE, sujeitas a repetidas reactivações durante o período Varisco (Ribeiro, 1981; Quesada, 1991; Araújo, 1995).

Deste modo, é aceitável admitir-se que a geometria destes cavalgamentos foi fortemente influenciada por zonas de falhas pré-existentis, delimitando bacias intra-continentais de extensão e profundidade variáveis (Oliveira *et al.*, 1991; Quesada, 1991, Eguíluz *et al.*, 2000; Silva e Pereira, 2004; Pereira *et al.*, 2006). Localmente, estes contactos tectónicos são representados por zonas de falha de desligamento com orientações preferenciais NNE-SSW e NE-SW, como é o caso da falha da Messejana, e orientações ENE-WSW, como é o caso da falha Ficalho-Aroche.

CAPÍTULO 5

CARACTERIZAÇÃO ELECTROMAGNÉTICA

DA ZONA OSSA MORENA

5.1 – Introdução

A Zona Sul Portuguesa (ZSP) e a Zona Ossa Morena (ZOM), que em Portugal Continental englobam as regiões do Algarve, Alentejo e Interior Centro, são zonas, que devido à sua importância geológica e económica, têm sido objecto de vários estudos, tanto geológicos como geofísicos, e neste último caso, estudos de gravimetria, aeromagnetismo, sísmica de refração e de reflexão, magneto-telúrica, realizados por centros de investigação, e por entidades privadas, de onde resultaram modelos para a estrutura da crosta superficial e profunda da ZSP (Ribeiro *et al.*, 1988; Matias, 1996), a identificação de unidades vulcanogénicas, zonas de falhas e lineamentos na margem da ZSP (Carvalho, 1995), bem como a caracterização electromagnética da ZSP (Almeida *et al.*, 1996) e da sua fronteira com a ZOM (Correia *et al.*, 1993; Jones e Correia, 1995).

A utilização do método magneto-telúrico, por investigadores portugueses, na caracterização da estrutura da crosta da parte Sul de Portugal teve o seu início, primeiro com os estudos realizados na região de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho (Correia *et al.*, 1993; Jones e Correia, 1995) no qual os autores concluíram, a partir da interpretação de um modelo 3D, que essa região era

caracterizada pela existência de blocos resistivos integrados em formações condutoras e, posteriormente, com os estudos realizados por Almeida *et al.*, (1996), Santos *et al.*, (1997), com vista à caracterização electromagnética da Zona Sul Portuguesa onde os autores detectaram a existência de uma falha profunda, interpretada como o limite Sul da faixa Pirítica, e definiram o limite para o nível de descolamento da ZSP em torno dos 15 km de profundidade. Desses estudos ficou evidente que, questões como a localização das principais zonas de sutura ou a profundidade dos níveis de descolamento da ZSP continuavam a não possuir, ainda, uma explicação geológica ou geofísica, clara, e por outro lado a ZOM aparentava ser uma zona muito mais complexa do que as zonas adjacentes.

Para uma melhor compreensão do processo de formação e evolução da orogenia Varisca no Maçico Ibérico, tornava-se assim necessário possuir-se uma imagem o mais aproximada possível da arquitectura actual das diversas zonas geológicas que integraram o processo de colisão com a margem continental Ibérica, nomeadamente, as Zonas Sul Portuguesa, Ossa Morena e Centro Ibérica, bem como das zonas de contacto, ou suturas variscas, existentes entre elas.

Para além dos dados e evidências geológicas observadas à superfície, era igualmente importante possuir-se a maior informação possível relativamente à geometria profunda dos contactos, de forma a estabelecer-se os seus limites, tanto lateralmente como em profundidade, e poder-se efectuar uma estimativa da sua natureza.

Essa informação em profundidade é obtida a partir da utilização de técnicas de prospecção geofísica. As técnicas geofísicas mais adequadas para estudar a crosta profunda, em função dos objectivos e das características da região em estudo, são os métodos de prospecção sísmica, de reflexão e de refacção, e os métodos de prospecção electromagnética, nomeadamente, o método magneto-telúrico, o qual tem sido aplicado com sucesso, no estudo de vários tipos de problemas geofísicos e, em diferentes ambientes geológicos.

Assim, com o objectivo de se proceder à caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena, a partir de dados de magneto-telúrica, nomeadamente, a caracterização da

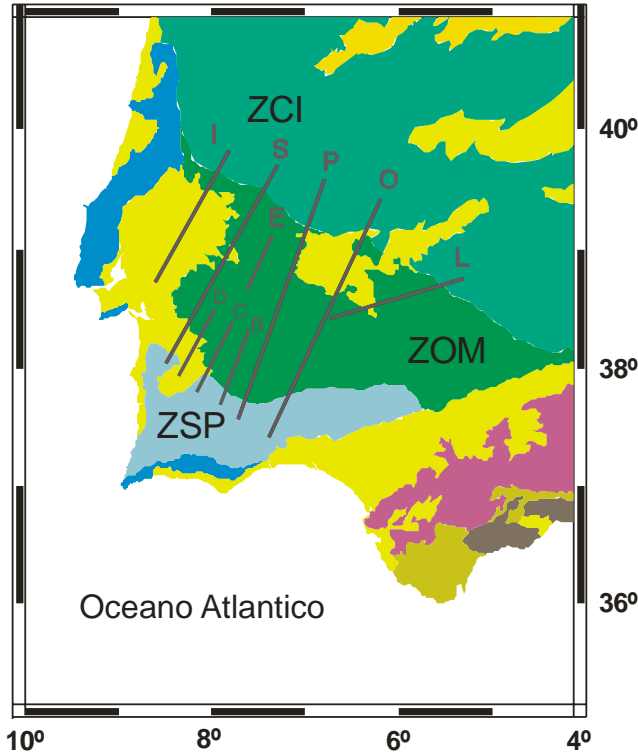


Figura 5.1 – Localização dos perfis de magneto-telúrica efectuados na região em estudo. ZCI- Zona Centro Ibérica; ZOM- Zona Ossa Morena; ZSP- Zona Sul Portuguesa (adaptado de Munoz, 2005).

distribuição de condutividade eléctrica na crosta, a definição das suas fronteiras em profundidade, a caracterização das zonas de sutura entre as diferentes zonas tectónicas (Zona Sul Portuguesa, Zona Ossa Morena, Zona Centro Ibérica) e a definição da profundidade estimada para o nível de descolamento da crosta inferior não deformada da ZOM, o Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (CGUL) e o Departamento de Geologia e Geodinâmica da Universidade de Barcelona (UB), no âmbito dos programas

de cooperação bi-lateral e EUROPROBE, deram início em 1997 ao projecto de caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena, o qual consistiu na aquisição, processamento e interpretação de 191 sondagens de magneto-telúrica, das quais 149 foram realizadas em território português, distribuídas: em quatro grandes perfis, perfil **I**, perfil **S**, perfil **P** e perfil **O**, orientados perpendicularmente às direcções das principais estruturas geológicas da região; quatro outros perfis, mais curtos, perfis **B**, **C**, **D** e **E**, adquiridos entre o perfil **S** e o perfil **P**, na zona de intersecção entre a falha da Messejana e o Cavalgamento de Ferreira-Ficalho e ainda um perfil **L**, obtido em Espanha e orientado segundo a direcção do perfil de sísmica de reflexão profunda IBERSEIS, Simancas *et al.*, (2003), (figuras 5.1 e 5.2).

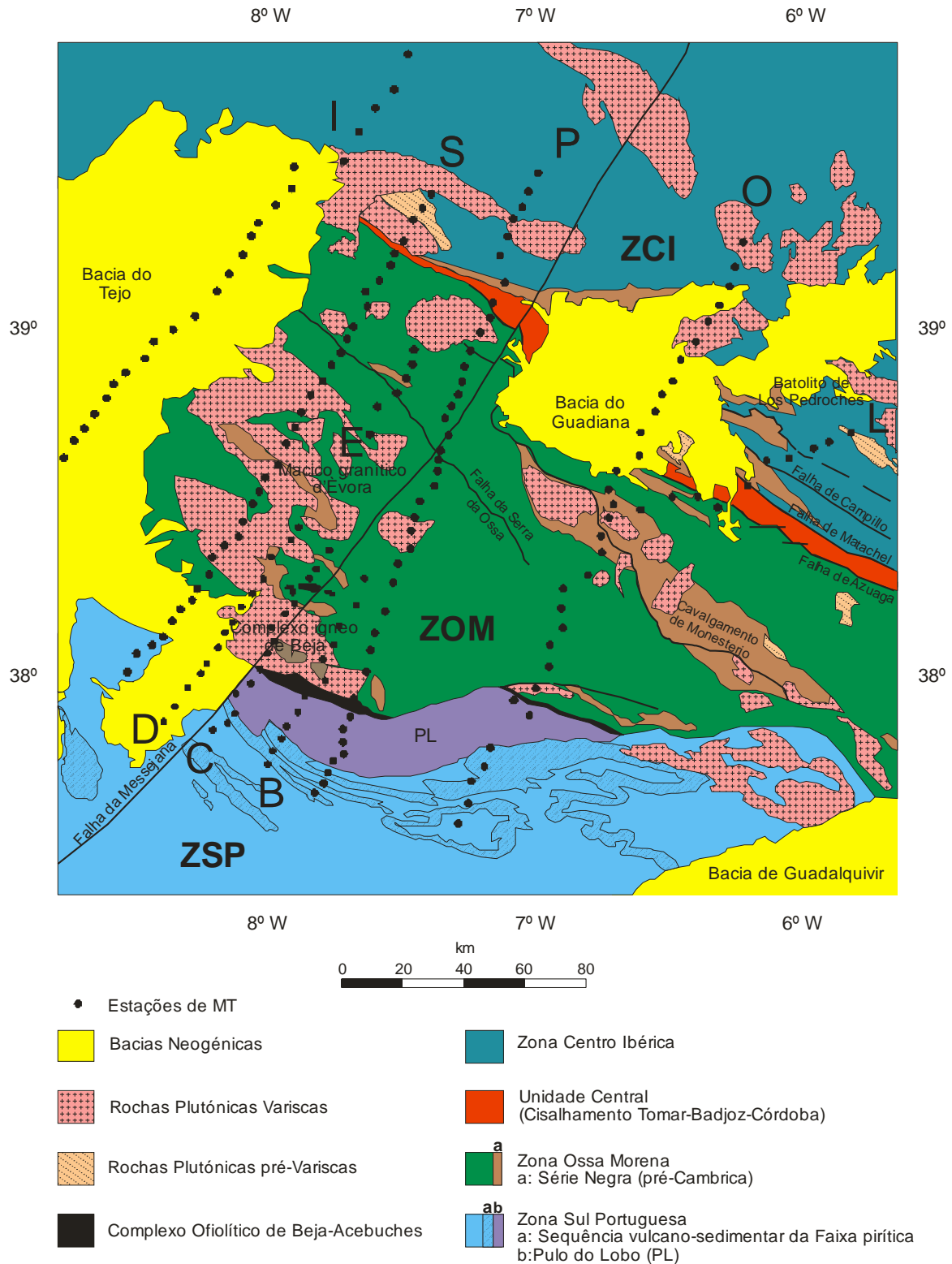


Figura 5.2 – Localização das estações de todos os perfis de MT relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo. ZCI- Zona Centro Ibérica; ZOM-Zona Ossa Morena; ZSP- Zona Sul Portuguesa (adaptado de Munoz, 2005).

5.1.1 Metodologia geral adoptada na aquisição, processamento, análise e modelação dos dados de MT

A aquisição, processamento, análise e modelação dos dados obtidos em todas as estações de MT adquiridas no decurso deste projecto, obedeceram aos seguintes princípios metodológicos que a seguir se apresentam:

- **Aquisição de Dados**

Para cada um dos perfis, as sondagens foram efectuadas com um tempo médio de aquisição de três dias e um espaçamento médio entre sondagens de aproximadamente cinco km. Os dados foram adquiridos com equipamentos de magneto-telúrica METRONIX MMS03E, do Departamento de Geologia e Geodinâmica da Universidade de Barcelona, com uma gama de períodos de aquisição compreendidos entre os 0,0128s e os 4000s, e equipamentos METRONIX ADU06 do Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa e da Universidade de Barcelona, estas com uma gama de períodos de aquisição compreendidos entre os 0,000125 s e os 4000 s. Em cada ponto foram adquiridas as componentes horizontais dos campos eléctricos e magnéticos, segundo as direcções Norte-Sul (eixo X) e Este-Oeste (eixo Y) de acordo com a disposição apresentada na figura 3.1. A componente vertical do campo magnético somente foi adquirida nos locais considerados mais adequados em função da morfologia do terreno e dos resultados das sondagens adjacentes.

- **Processamento e Análise de Dados**

Após a aquisição dos valores dos campos eléctricos e magnéticos, e a inspecção visual de cada um dos segmentos das cinco componentes de modo a eliminarem-se do processamento segmentos contaminados por ruído, estes foram processados aplicando-se um método robusto (Egbert e Booker, 1986; Junge, 1992) obtendo-se os tensores das impedâncias, as respectivas curvas de resistividade aparente, fase e *Tipper* para cada uma das estações.

- **Análise da Dimensionalidade e definição da direcção regional**

A dimensionalidade e o *strike* regional de cada um dos perfis foi determinada a partir da análise dos respectivos tensores das impedâncias a partir das metodologias desenvolvidas por Groom e Bailey (1989) e McNeice e Jones (2001). Calculado o *strike* regional de um dado perfil procedeu-se à rotação dos tensores das respectivas estações, em relação à direcção regional, obtendo-se desta forma as curvas de resistividade aparente e fase segundo as direcções perpendicular à direcção regional (polarização H ou modo H ou modo TM), e paralela à direcção regional (polarização E ou modo E ou modo TE).

- **Modelação de Dados**

Antes de se proceder à inversão dos dados de MT, de cada um dos perfis, analisaram-se e corrigiram-se os efeitos de deslocamento estático (*static shift*), devidos aos corpos superficiais de pequena escala, a partir do agrupamento das curvas de resistividade e fase de uma determinada zona e análise do seu comportamento regional.

A modelação das curvas de resistividade aparente, fase e *Tipper* para cada um dos perfis foi efectuada utilizando-se a metodologia de modelação directa 2D descrita em Wannamaker *et al.*, (1987); os métodos de inversão 2D de Smith e Booker (1991) (**RRI**, *Rapid Relaxation Inversion*), de Mackie *et al.*, (1997) e de Siripunvaraporn e Egbert (2002) (**REBOCC**), tendo sido considerado em todos os casos, como *error floor* médios, os valores de 6% para a resistividade aparente, 5° para a fase e 0,01 para o *Tipper*; a modelação 3D foi efectuada com base na metodologia de Mackie & Booker (1999).

Nos subcapítulos que se seguem será apresentado detalhadamente, em relação aos perfis **S**, **P** e **C**, o trabalho desenvolvido, os modelos obtidos e a sua respectiva interpretação à luz da informação geológica e geodinâmica existente.

5.2 – Primeiros dados de MT na Zona Ossa Morena - Perfil P inicial

Os primeiros dados de magneto-telúrica obtidos na Zona Ossa Morena pelo grupo CGUL-UB, foram adquiridos no Alentejo, no concelho de Beja, num perfil com cerca de 40 km de extensão, a Este da falha da Messejana, orientado segundo a direcção NNE-SSW, perpendicular à direcção das principais estruturas geológicas da região (figura 5.3), e tinha como principal objectivo obter-se informação sobre a estrutura profunda da crosta na zona de transição entre a Zona Sul Portuguesa e a Zona Ossa Morena.

Este perfil foi composto por nove estações de MT com um espaçamento médio entre estações de 5km. Os dados dos campos eléctricos e magnéticos foram registados segundo as direcções Norte-Sul (eixo X) e Este-Oeste (eixo Y), com equipamentos METRONIX 03E, com um tempo médio de aquisição entre dois a três dias, e numa gama de frequências compreendida entre 0,0039s e os 4000s, tendo sido registada a componente vertical do campo magnético somente em 8 estações.

Após a inspecção visual das séries temporais e a eliminação dos segmentos contaminados por ruído foram calculadas as componentes do tensor das impedâncias aplicando-se um método de processamento robusto (Egbert e Booker, 1986, Junge, 1992), obtendo-se as curvas de resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética *Tipper* para cada uma das estações.

O estudo da dimensionalidade e determinação do *strike* regional foi efectuado aplicando-se a metodologia de decomposição do tensor de Groom e Bailey (1989), complementada pela informação obtida a partir das funções de transferência magnética. A decomposição dos elementos do tensor das impedâncias, e a sua análise frequência a frequência, permitiu definir as direcções N35W, ou N125E, como aquelas para as quais o erro médio quadrático entre os valores experimentais do tensor das impedâncias e os obtidos pela decomposição, eram inferiores a 3°.

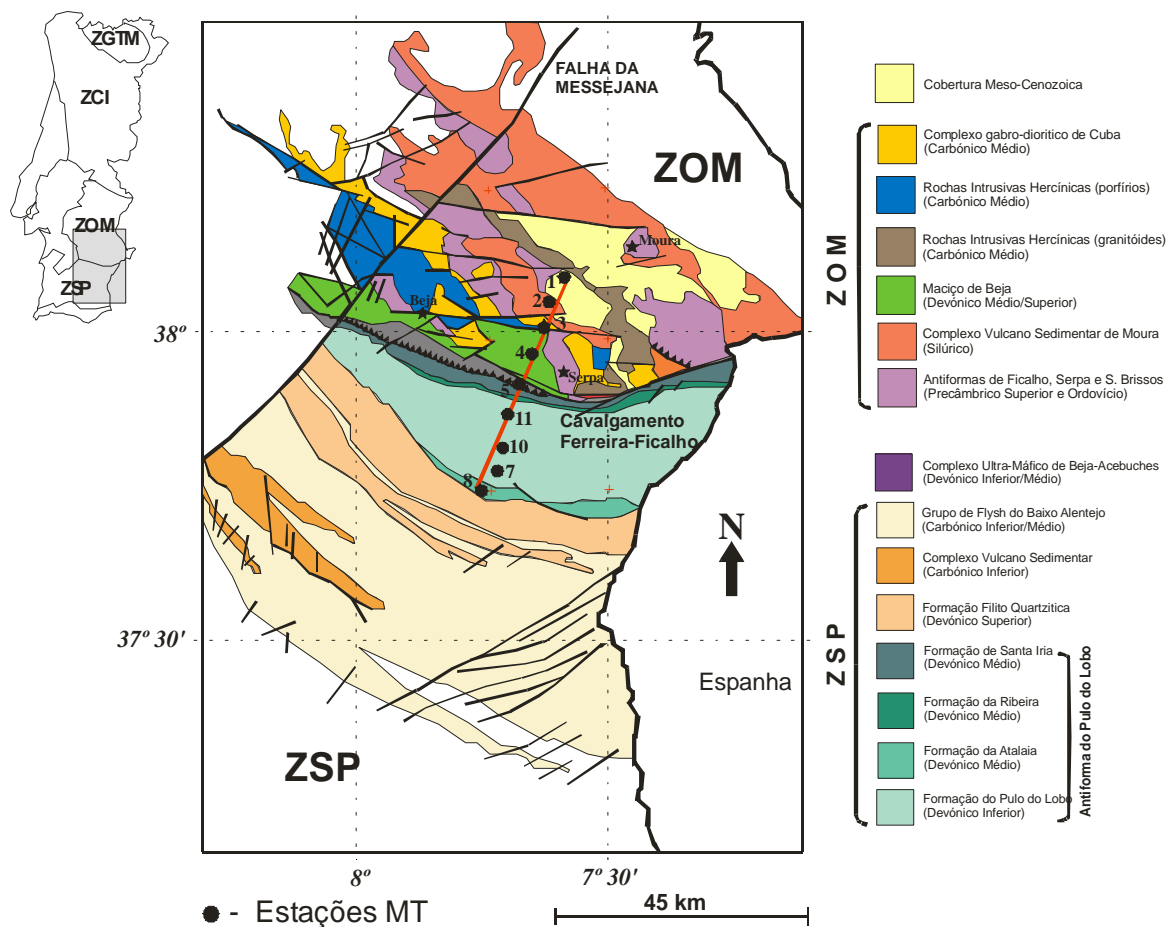


Figura 5.3 – Localização das estações de MT do perfil **P-inicial** relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.

A indeterminação relativamente à direcção regional foi resolvida recorrendo-se à análise ao comportamento dos vectores de indução para os quatro períodos mais representativos 0,1s, 10s, 300s, 1000s (figura 5.4). Esta análise permite-nos observar que os vectores de indução, para as altas frequências, são de pequena amplitude não revelando qualquer direcção preferencial, reflectindo essencialmente a natureza uni-dimensional da camada superior da crosta e a influência de estruturas condutoras superficiais.

No entanto, para períodos superiores a 100 s observa-se um aumento da amplitude dos vectores de indução, traduzindo claramente a existência de um corpo condutor em profundidade com uma orientação compreendida entre as direcções N125E e N135E.

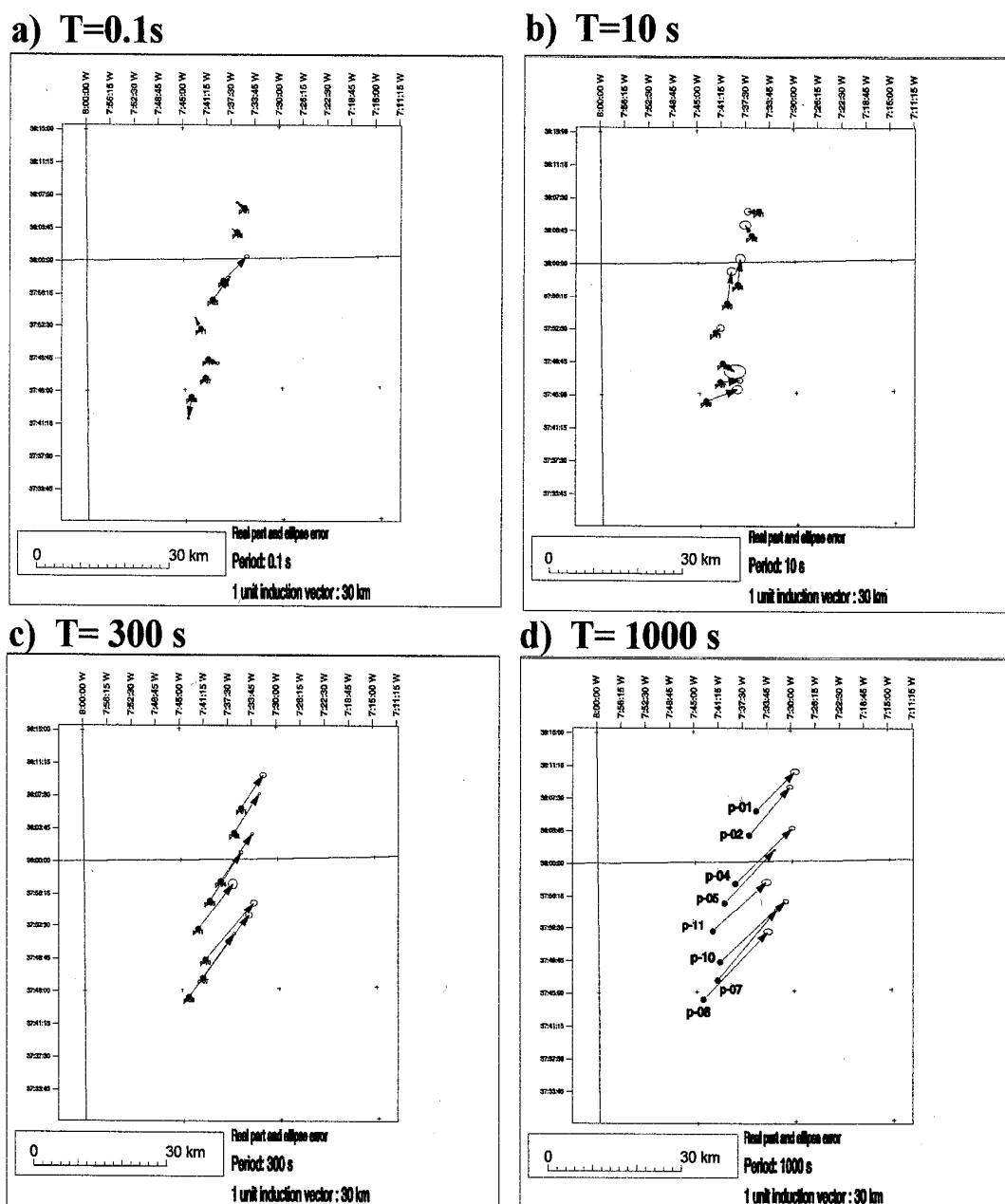


Figura 5.4 – Vectors de indução (parte Real) para os períodos de 0,1s, 10s, 300s e 1000s .

Deste modo, considerou-se a direcção N125E como o *strike* regional da estrutura em estudo, associando-se a direcção N125E ao modo TE e a direcção perpendicular N35E ao modo TM, procedendo-se à rotação dos elementos do tensor das impedâncias de um ângulo de 35° e obtendo-se as respectivas curvas de resistividade aparente e fase segundo essas direcções.

A análise qualitativa ao comportamento das curvas de resistividade e fase, permite identificar claramente as curvas correspondentes a estações recolhidas na Zona Ossa Morena (estações 1, 2, 3, 4) das curvas obtidas na ZSP (estações 7, 8, 10, 11), separadas pela estação 5 que foi adquirida na zona de transição dessas duas zonas (figura 5.5).

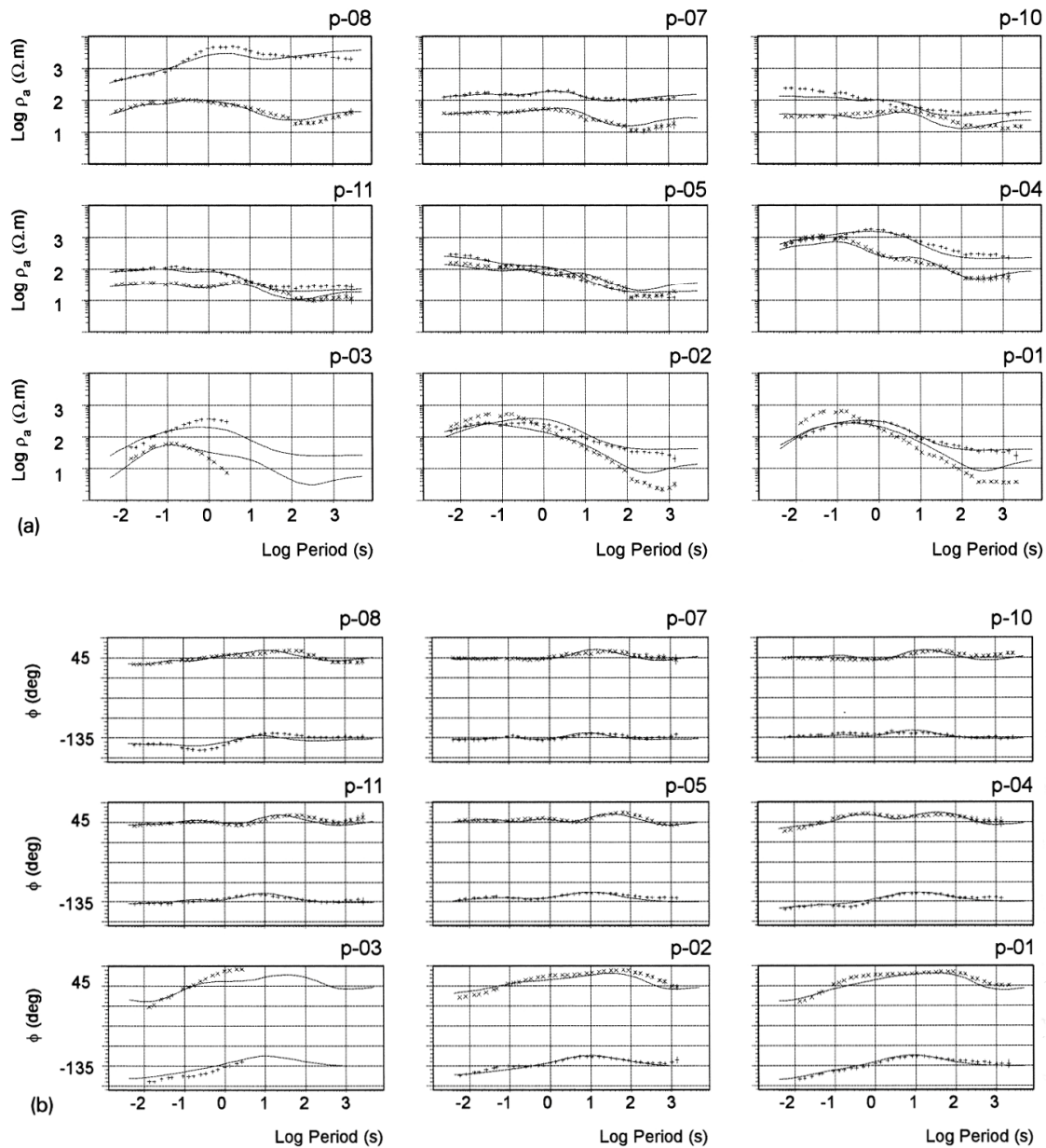


Figura 5.5 – Curvas de Resistividade aparente e fase rodadas segundo a direcção N35E (x modo TE, + modo TM). As linhas a sólido correspondem às respostas do modelo 2D inverso.

No caso das estações 1, 2 e 4, (ZOM) as curvas de resistividade aparente, para períodos entre os 10s e os 300s, apresentam um forte decaimento indiciando a presença de uma estrutura fortemente condutora na crosta inferior, observando-se, para períodos superiores a 300s, um aumento da resistividade aparente, o que corresponderá a um aumento em profundidade da resistividade na litosfera inferior. No caso das curvas de resistividade aparente e fase correspondentes a estações recolhidas na ZSP (7, 8, 10, 11) verificou-se que estas possuem entre si um comportamento muito semelhante e, contrariamente ao observado nas curvas da ZOM, somente a partir dos 3s apresentavam um ligeiro decaimento nos valores da resistividade aparente.

A modelação das curvas de resistividade aparente e fase foi efectuada por inversão (2D) aplicando-se o método RRI (*Rapid Relaxation Inversion*) de Smith e Booker (1991). A inversão foi efectuada conjuntamente para os valores da resistividade aparente e fase de ambas as polarizações TM e TE obtendo-se um ajuste, entre as curvas teóricas e as curvas de campo, com um erro inferior a 5%.

O modelo obtido (figura 5.6) revela-nos a existência de uma estrutura fortemente condutora na crosta inferior da ZOM, com valores de resistividades compreendidos entre $1\Omega \cdot m$ e $10\Omega \cdot m$ e uma extensão aproximada de 20 km, localizando-se a uma profundidade entre os 15km e os 30km. Tendo em conta, os elevados valores de amplitude dos vectores de indução, para períodos superiores a 100s, e o comportamento das curvas de resistividade aparente e fase obtidas por Correia (1994), 40 km mais a Oeste, que revelavam um comportamento semelhante às agora obtidas, é passível de se concluir que este condutor deverá estender-se ao longo de toda a zona de transição entre a ZOM e a ZSP.

Na zona correspondente ao prisma acrecionário do Pulo do Lobo, por debaixo das estações 7, 10 e 11, verifica-se, igualmente, a existência de um condutor, mais superficial, com valores de resistividades entre os $40\Omega \cdot m$ e os $100\Omega \cdot m$ que diminuem à medida que nos deslocamos para Norte, o qual poderá ser interpretado como o limite inferior da formação Pulo do Lobo (Paulo Fonseca, Comunicação pessoal, 1998).

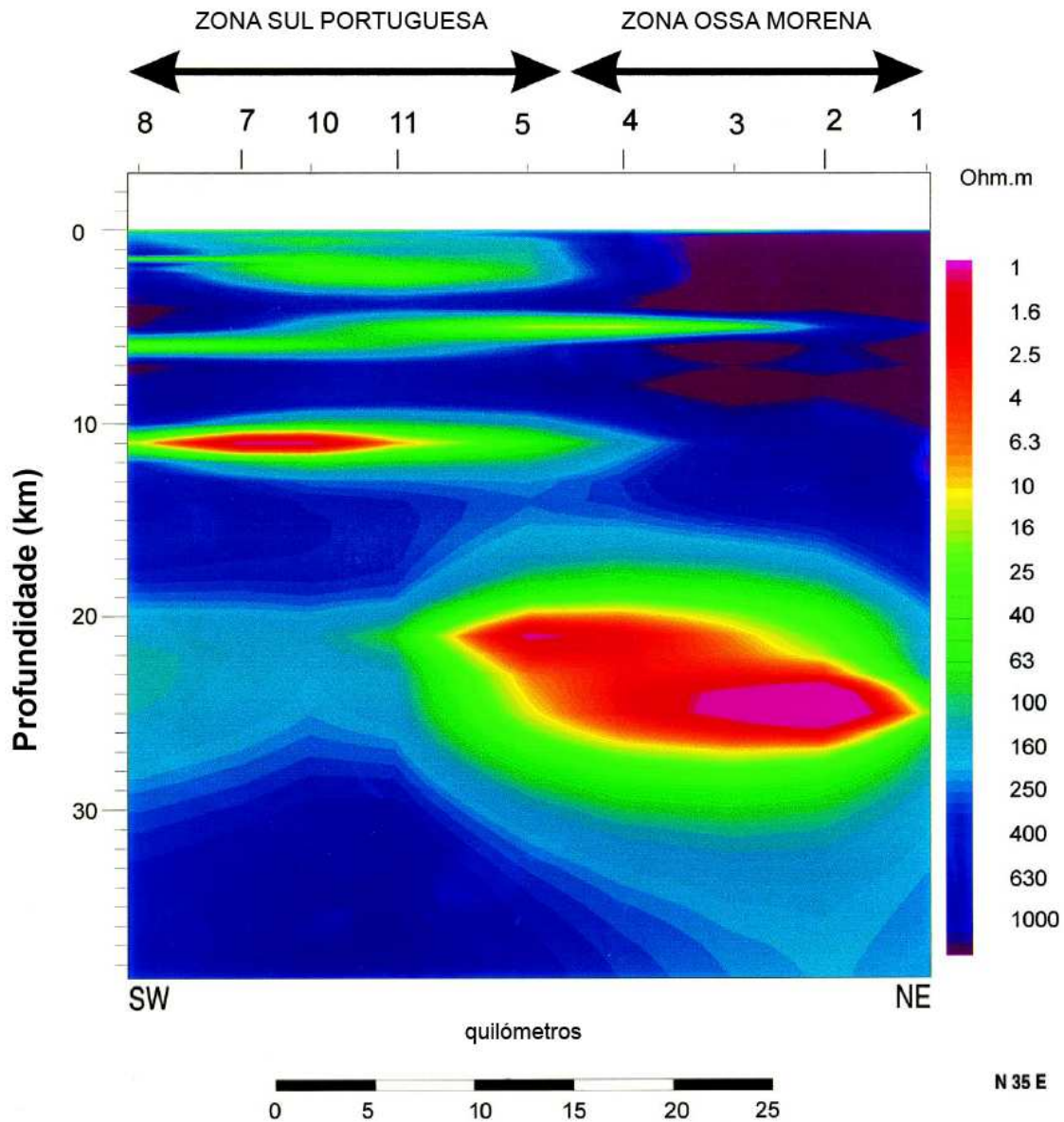


Figura 5.6 – Modelo de Resistividades obtido a partir da inversão 2D (método RRI) de ambas as polarizações das curvas de resistividade aparente e fase.

A maior variação dos valores de resistividade é observada nas estruturas superficiais associadas à zona do cavalgamento Ferreira-Ficalho, próximo da estação 5, onde se observa, na parte superior da crosta da Ossa Morena, uma forte transição entre uma zona relativamente condutora para uma zona relativamente resistiva ($>1000 \Omega \cdot m$), sendo interpretada como correspondendo ao Complexo Ígneo de Beja, deduzindo-se, pelo modelo, que esta estrutura poderá ser muito mais profunda do que o suposto actualmente. Para profundidades superiores a 30 km, ao longo de quase todo o perfil

constata-se que o manto superior apresenta uma distribuição de resistividades muito uniforme.

5.2.1 – Reologia da crosta nas ZSP e ZOM

De forma a obter-se informação relacionada com a evolução geodinâmica da zona em estudo e utilizá-la na interpretação do modelo MT atrás apresentado (figura 5.6), em particular na identificação da existência de camadas dúcteis no interior da crosta e a sua correlação com as camadas de baixa resistividade, efectuou-se o cálculo da distribuição de tensões e das temperaturas para a crosta da ZOM a partir de informação existente dos modelos de sísmica (Matias, 1996) e valores de fluxo de calor.

O cálculo das geotérmicas médias foi efectuado com base em dados de fluxo de calor publicados para a ZSP e para a ZOM e considerando-se que a geração de calor decresce exponencialmente com a profundidade, e desprezando-se a variação da condutividade térmica com a temperatura e profundidade. A temperatura a uma dada profundidade z foi calculada a partir da expressão (Fadaie e Ranalli, 1990):

$$T(z) = \frac{1}{K} \{q_r z + b^2 A_0 [1 - \exp(-z/b)]\} \quad (5.1)$$

em que T é a temperatura, q_r é o fluxo de calor reduzido, A_0 é a produção de calor, K é a condutividade térmica e b a profundidade característica.

As propriedades reológicas da litosfera foram obtidas aplicando-se a combinação das leis que regem as situações de comportamento frágil e dúctil, ou seja:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \beta dgz(1 - \lambda) \quad (5.2)$$

para o caso do comportamento frágil em que $\sigma_1 - \sigma_3$ é a diferença das tensões críticas, $\beta (= 0,75)$ é um parâmetro relacionado com tipo de falha, $\lambda (= 0,36)$ é o factor

de porosidade, d é a densidade do material à profundidade z e g é a aceleração da gravidade. Para o caso do comportamento dúctil a lei é,

$$\sigma_1 - \sigma_3 = (\dot{\epsilon} / B)^{1/n} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right) \quad (5.3)$$

em que $\dot{\epsilon}$ é a taxa de variação da tensão ($= 10^{-16} s^{-1}$), T a temperatura absoluta, R a constante dos gases perfeitos, B e n são parâmetros experimentais (Tabela 1), E a entalpia de activação.

Como valores do fluxo de calor consideraram-se o valor médio de 65 mW^{-2} para as estações localizadas na ZOM na região mais a norte da zona de sutura (Fernandez *et al.*, 1998), e o valor médio de 100 mW^{-2} para as estações localizadas na ZSP próximas da zona de sutura (Duque e Mendes-Victor, 1993). Para o cálculo das geotérmicas regionais considerou-se como valor para a condutividade térmica o valor experimental $K = 3.0 \text{ Wm}^{-1}$ (Duque e Mendes-Victor, 1993). O fluxo de calor à superfície foi calculado a partir da fórmula $q_0 = q_r + bA_0$, com $A_0 = 1,5\mu \text{ Wm}^{-3}$ (Fernandez *et al.*, 1998), e valores de b iguais a 13 km para a ZSP e 14 km para a ZOM, de acordo com os valores de espessura média da crosta superior obtidos por Matias, 1996.

No cálculo dos perfis reológicos utilizaram-se os parâmetros apresentados na Tabela 1, e com base no modelo de variação da velocidade de propagação das ondas sísmicas para a crosta e manto superior da ZSP e ZOM de Matias (1996) considerou-se a crosta como sendo constituída por quatro camadas, nomeadamente, crosta superior (sedimentos) crosta superior (rochas meta-sedimentares do soco), crosta inferior (rochas básicas e ultra-básicas) e manto superior.

Na figura 5.7a são apresentados os perfis geotérmicos obtidos a partir dos valores de fluxo de calor à superfície, os perfis correspondentes a uma variação de $\pm 20\%$ do fluxo de calor médio para os casos de um modelo com fluxo mais elevado (h-hot) e um fluxo menos elevado (c-cold). Na figura 5.7b são apresentados os perfis reológicos calculados para a ZSP e ZOM.

Tabela 1 - Parâmetros usados no cálculo dos perfis reológicos

Camada	V_p ZSP (Km/s)	V_p ZOM (Km/s)	d (g/cm^3)	A_0	H ZSP (Km)	H ZOM (Km)	B ($MPa^{-n} s^{-1}$)	n	E ($KJmol^{-1}$)
Crusta Superior (Sedimentos)	5,2	5,95	2,60	1,5 ^a	4	2	$3,2 \times 10^{-2}$	1,9	173
Crusta Superior (soco)	6,05	6,05	2,64	0,63 ^b	9	12	$1,3 \times 10^{-3}$	2,4	219
Crusta Inferior	6,7	6,7	2,78	0,18 ^b	17	18,5	$3,2 \times 10^{-3}$	3,3	268
Manto	8,25	8,25	3,34	0,02 ^b	—	—	$3,2 \times 10^4$	3,6	535

V_p - Velocidade sísmica; d - densidade; A_0 - produção de calor; H - espessura; B e n - parâmetros experimentais; E - entalpia de activação; ^a estimado a partir de Fernandez *et al.*,1998; ^b estimado a partir da relação entre V_p e A_0 (Cermak,1989).

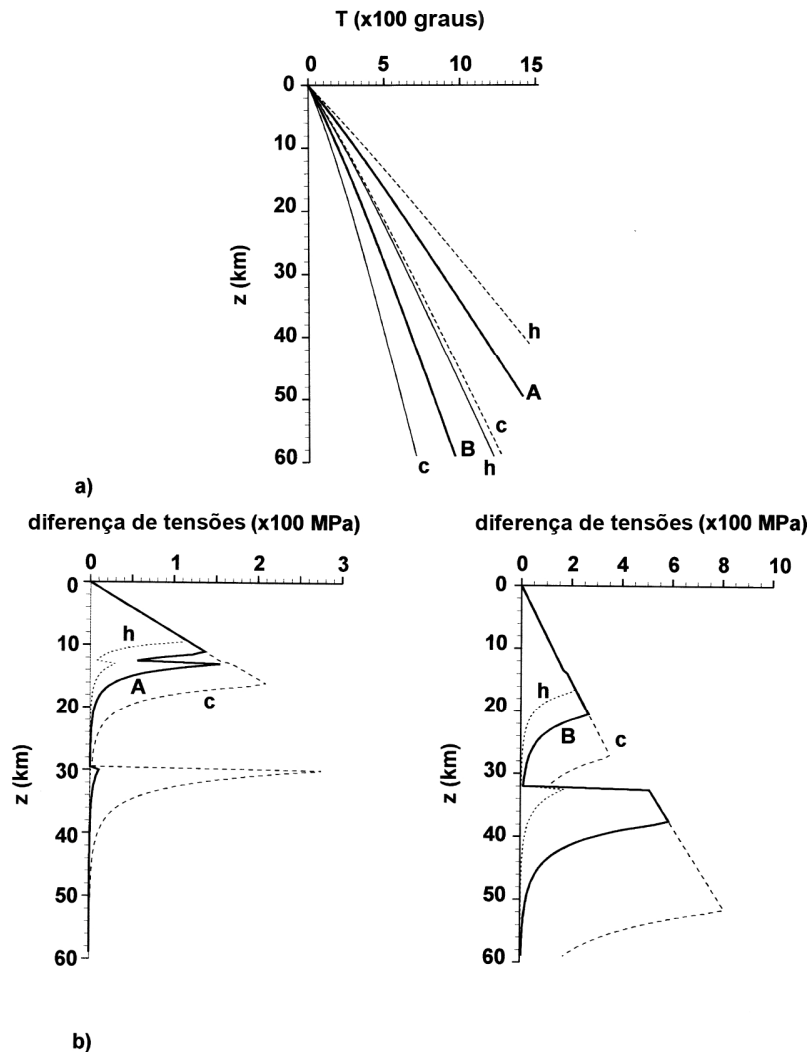


Figura 5.7 – a) Geotérmicas médias para a ZSP(A) e a ZOM (B) (linhas a cheio) e para os casos de variação de fluxo (h-hot) e (c-cold) b) Perfis reológicos calculados para a ZSP (A) e ZOM (B).

A análise das principais características reológicas da litosfera (Tabela 2) permite-nos verificar que os parâmetros com maior importância para este tipo de análise, a espessura da litosfera termal e a profundidade da transição dúctil-frágil são fortemente dependentes do regime térmico, variando desde 38 km no caso do perfil A (ZSP) até 60 km (perfil B, ZOM).

Tabela 2 - Características reológicas médias para a Litosfera na ZSP e ZOM

Zona	L_t (Km)	Σ (N/m)	σ_L (Mpa)	T (°C)
ZSP ($q_0=0.100 \text{ Wm}^{-2}$)	38	$1,2 \times 10^{12}$	32	870
ZOM ($q_0=0.065 \text{ Wm}^{-2}$)	60	$7,9 \times 10^{12}$	132	980

L_t - espessura da camada litosférica termal, Σ - é a força total por unidade de comprimento; σ_L - é a tensão total; T - é a temperatura no limite inferior da camada litosférica.

Uma característica importante detectada no perfil ZSP (A) (figura 5.7b) é a presença de uma camada dúctil, na crosta superior, a profundidades entre os 11 e os 13 km. Esta camada poderá estar associada ao fenómeno de descolamento que ocorreu durante a fase compressional da evolução da ZSP-ZOM. Por outro lado, esta camada correlaciona-se muito bem com a camada condutora detectada no perfil de MT (figura 5.6) na crosta da ZSP (entre os 10 e os 13 km) e, também com os valores para o nível de descolamento da ZSP obtidos por Almeida *et al.*, (1996). O perfil ZOM (B) revela-nos a existência de duas camadas com comportamento frágil: a primeira com cerca de 20 km de espessura e a segunda no manto superior separadas por uma camada dúctil.

A correlação entre os perfis reológicos acima apresentados e o modelo de resistividades 2D permite-nos verificar que na ZSP, a camada frágil superior, correspondendo às formações do Paleozóico Superior, é traduzida no modelo 2D por materiais com uma resistividade a variar entre os 40 e 400 $\Omega \cdot m$; a camada dúctil, correspondendo a formações do Paleozóico Inferior e mais antigas, é representada no modelo MT por duas

camadas com resistividades a variar entre $250-500 \Omega \cdot m$ e $150-200 \Omega \cdot m$. No caso da ZOM verifica-se que o modelo 2D de MT sugere uma crosta quase uniforme com cerca de 20 km de espessura, o que está em concordância com a espessura da primeira zona frágil observada no perfil ZOM(B) (figura 5.7b) podendo-se correlacionar, geologicamente, esta zona com o Complexo Ígneo de Beja.

5.2.2 – Interpretação das estruturas de elevada condutividade no modelo 2D

A existência de estruturas com condutividade muito elevada na crosta média e inferior de zonas de sutura e a profundidades entre os 20-40 km, como é o caso da região de transição entre a ZSP e a ZOM, é normalmente interpretada como sendo causada pela fusão parcial, presença de grafite, depósitos minerais ou fluídos (Jones, 1992).

Em relação à hipótese fusão parcial, no caso em estudo, sabemos que a colisão entre o terreno continental a norte e o terreno Sul Português foi um processo que ocorreu e cessou há mais de 300 milhões de anos (Fonseca e Ribeiro, 1993). Tendo em conta os resultados obtidos por Schilling *et al.*, (1997), relativamente à variação da condutividade eléctrica de material parcialmente fundido em função da percentagem de fusão parcial, o qual mostra que para se obter valores de resistividade da ordem dos $5 \Omega \cdot m$ seria necessário existir na crosta uma percentagem de fusão entre 4% a 7% e para se atingir valores de resistividade em torno de $1 \Omega \cdot m$, que são os que se observam no modelo, seria necessário existir uma percentagem de fusão entre 14% a 27%, e se considerarmos os valores da distribuição de temperaturas calculados para a ZOM (figura 5.7a), onde se observa que a profundidades correspondentes à crosta inferior (20-30 km) a temperatura anda em torno dos $500 \text{ }^\circ\text{C}$, conclui-se que os elevados valores de condutividade observados no modelo 2D para a crosta da ZOM, não podem ser devidos à presença de fusão parcial na crosta.

Uma outra razão, usualmente utilizada para justificar a existência de baixas resistividades às profundidades da crosta média-inferior é a presença de fluídos. No

nosso caso, e de acordo com os modelos de evolução geodinâmica desta região, o aparecimento de fluídos na crosta média-inferior poderia ter tido a sua origem durante o processo de subducção e, posterior convergência oblíqua do terreno Ibérico e o terreno Sul Português, ocorrendo aí o transporte de materiais saturados e migração de fluídos para a crosta. No entanto, os terrenos da região em estudo são terrenos muito antigos e, conseqüentemente, qualquer concentração de fluídos teria desaparecido durante as posteriores fases de metamorfose.

De igual modo, o facto de estarmos muito próximos da Faixa Piritica, e de eventuais alinhamentos desta, ao longo do *strike* regional definido para o perfil, poderia ser uma justificação para os baixos valores de condutividade observados na crosta média-inferior, conforme foi constatado por Jones (1988) nos planaltos centrais na América do Norte. No entanto, os dados existentes sobre a Faixa Piritica indicam que ela deverá ser uma estrutura superficial, e a existir uma estrutura com as dimensões apresentadas no modelo 2D de MT, quer fosse piritosa ou constituída por qualquer outro mineral condutor, teria necessariamente um impacto muito elevado ao nível dos valores de campo gravítico observados nessa região, o que não se verifica.

A presença de grafite na crosta é, igualmente, uma das justificações utilizadas por alguns autores para explicar a existência de corpos de elevada condutividade na crosta (Jones, 1992, Mareschal *et al.*, 1992). A grafite é um mineral que, normalmente, está associada a zonas de metamorfismo regional com presença de xistos negros (Shankland e Ander, 1983), podendo, no entanto, aparecer associado a sequências meta-sedimentares, o que se verifica existir na região em estudo.

Deste modo, considerando-se a semelhança entre esta situação e a observada na Grã-Bretanha, na zona de sutura de Iapetus (Livelybrooks e Banks, 1995, Banks *et al.*, 1996), onde foi detectada a existência de zonas condutoras em estruturas, igualmente, limitadas por paleo-placas e que terão cessado a actividade geológica há mais de 300 - 400 milhões de anos, e tendo em conta os elevados valores de condutividade obtidos por Fonseca (1995) a partir de amostras possuindo entre 5% a 11% de conteúdo de carbono,

recolhidas na parte norte do terreno acrecionário do Pulo do Lobo (próximo do cavalgamento de Ferreira-Ficalho), é nosso entendimento, que a presença de grafite na crosta da ZOM, associada às sequências meta-sedimentares existentes na região, poderá ser o principal responsável pelos baixos valores de resistividade observados no modelo 2D (figura 5.6).

Considerando que, a extensão deste perfil de MT e o número reduzido de estações que o compõem não nos permitem inferir muito mais sobre a zona de transição entre a ZSP e a ZOM, nem sobre a continuidade lateral das estruturas resistivas e condutoras detectadas no modelo 2D, e face ao igual interesse despertado em relação à caracterização da zona de transição entre a ZOM e a ZCI foi decidido prolongar-se este perfil, para Sul e para Norte, recolhendo-se, desta forma, dados de magneto-telúrica na ZSP, na transição entre a ZSP e a ZOM, ao longo de toda a ZOM e na transição entre a ZOM e a ZCI.

5.3 – Metodologia para a correcção dos efeitos de costa em dados de magneto-telúrica

No decurso da aquisição e processamento dos novos dados de magneto-telúrica para o perfil **P** observou-se que os vectores de indução nesta parte da Península Ibérica, para as altas frequências, eram de um modo geral, de pequena amplitude não definindo qualquer orientação preferencial, em concordância com a natureza uni-dimensional da parte mais superior da crosta terrestre e com o efeito das estruturas condutoras superficiais locais, tal como se tinha verificado nas primeiras sondagens realizadas.

No entanto, à medida que se analisava o comportamento dos vectores de indução para os períodos superiores a 100 s verificava-se um significativo aumento da amplitude destes e o aparecimento de uma orientação preferencial segundo uma direcção NE, principalmente, nas estações localizadas mais a Sul, a distâncias entre 70 a 80 km das costas Sul e Oeste de Portugal (figura 5.8).

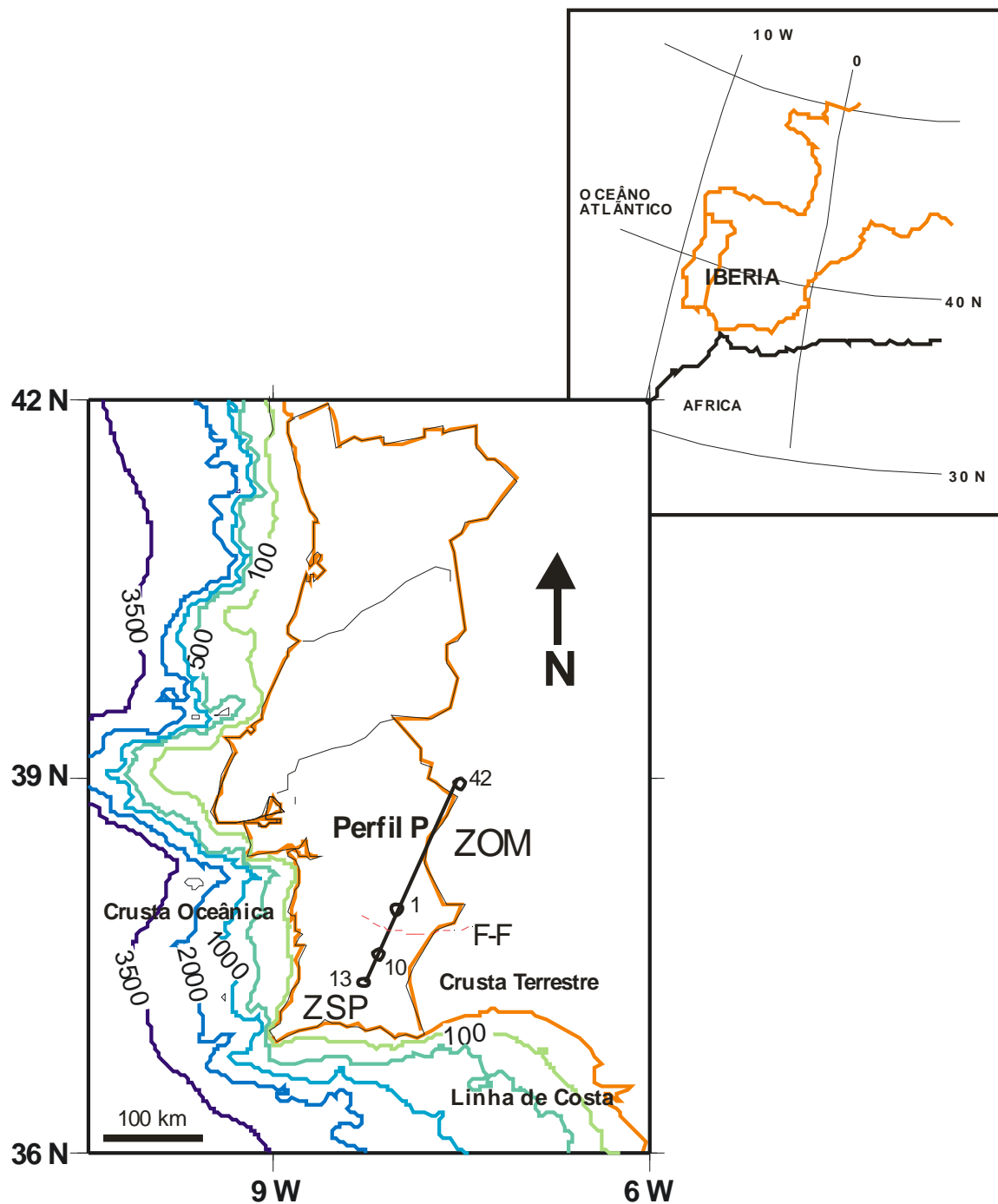


Figura 5.8 - Localização do perfil **P** em relação às linhas de costa Sul e Oeste de Portugal.

Atendendo a que os vectores de indução ou funções de transferência magnética (FTM), são, normalmente, usados na identificação de zonas condutoras no interior da Terra (Schmucker, 1970) e quando representados num mapa apontam para fora das regiões

onde se verifique uma elevada concentração de condutividades, numa primeira análise, o comportamento evidenciado pelos vectores de indução para períodos superiores a 100 s (figura 5.9) indiciava a existência, em profundidade, de uma estrutura fortemente condutora.

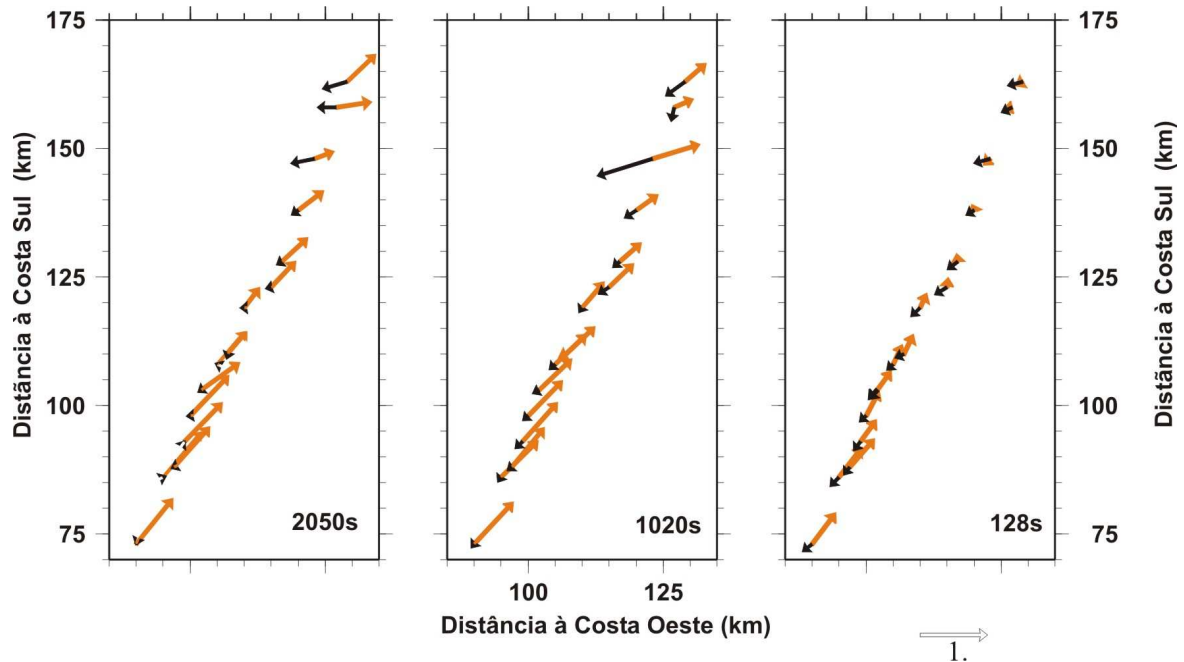


Figura 5.9 - Representação dos vectores de indução para 15 das estações do Perfil P localizadas mais a Sul. \rightarrow : parte real; \rightarrow : parte imaginária.

No entanto, Santos *et al.*, (1999) mostraram, a partir da modelação 3D de toda a região Sul continental, que o aumento da amplitude dos vectores de indução, principalmente, para os grandes períodos, poderia ser devido à influência de efeitos de costa tridimensionais. Nesse trabalho os autores, mostraram, igualmente, que os efeitos de costa e a influência do oceano podiam, igualmente, reflectir-se sobre o tensor das impedâncias o que poderia conduzir a uma estimativa errada na determinação do *strike* regional.

Assim, com o objectivo de se estudar a influência do oceano e da costa nos parâmetros magneto-telúricos, bem como desenvolver uma metodologia que permita corrigir esses efeitos iremos, ao longo deste subcapítulo, começar por mostrar que as funções de transferência magnética e os tensores de impedância das estações obtidas na parte mais a Sul de Portugal estão efectivamente afectados pelo efeito combinado oceano-costa e

pela particular geometria da Península Ibérica e, posteriormente, apresentar a metodologia desenvolvida para corrigir esses efeitos.

5.3.1 Efeito de costa nas funções de transferência magneto-telúricas

Parkinson (1959) na Austrália foi o primeiro investigador a referenciar os efeitos de costa ao detectar variações magnéticas anómalas em dados geomagnéticos obtidos junto a uma região costeira, associando esses efeitos a correntes eléctricas induzidas no oceano. Este fenómeno tem sido referenciado e estudados por alguns investigadores, com recurso a modelos tridimensionais, como são os casos de Mareschal *et al.*, (1987), Agarwal e Weaver (1989), Weaver (1994), no Sul da Península da Índia e no Sri-Lanka, Mackie *et al.*, (1996) na análise da influência do Oceano

Pacífico na bacia da Califórnia, e por Pringle *et al.*, (2000) na análise da influência do oceano nos dados magnético-variacionais adquiridos na Nova Zelândia.

No nosso caso a análise do efeito, combinado entre o oceano-costa e a geometria da Península Ibérica, sobre os valores dos campos magneto-telúricos, foi efectuada recorrendo-se à modelação 3D (Mackie *et al.*, 1993) da parte Sul de Portugal considerando-se como aproximação às linhas de costa, a Sul e a Oeste, linhas rectas a fim de se evitarem problemas numéricos.

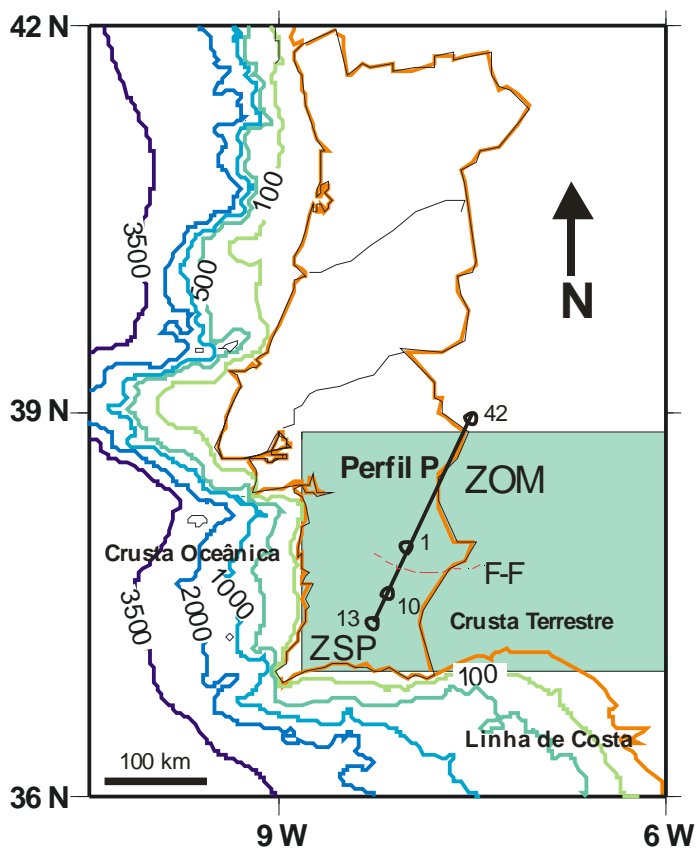


Figura 5.10 – Rectângulo a azul: área considerada na modelação 3D dos efeitos de costa.

Na realidade, os testes realizados mostraram-nos que os valores do campo eléctrico obtidos através dos modelos construídos com linhas costeiras mais detalhadas apresentavam resultados pouco realistas, a menos que se utilizasse uma discretização da malha muito mais pormenorizada com um número muito elevado de células o que se traduziria num custo muito elevado de tempo de processamento ultrapassando-se muitas vezes os limites da capacidade de cálculo. Assim, adoptando-se linhas rectas para as linhas costeiras verificou-se um maior equilíbrio entre a eficiência e a estabilidade dos cálculos. Na figura 5.11 são apresentadas as diferentes configurações dos modelos 3D usados na determinação dos efeitos de costa. Na tabela 3 apresenta-se a lista dos parâmetros da estrutura da Terra em camadas para as partes oceânicas e continentais do modelo.

Tabela 3 - Estrutura Eléctrica para os modelos A e D da figura 5.11

Profundidade (km)	Parte Oceânica (resistividade em ohm m)	Parte Continental (resistividade em ohm m)
0 – 3.5	0,3	100
3.5 – 6.5	20	100
6.5 – 10	300	2000
10 – 16	2000	2000
16 – 30	2000	300
30 – 80	2000	600
80 – 120	600	600
>120	80	80

Os valores de resistividades utilizados para a definição da estrutura em camadas da parte continental foram obtidos a partir da simplificação do modelo geoelectrico 2D, apresentado no subcapítulo anterior (figura 5.6), combinado com o modelo resultante dos estudos magneto-telúricos realizados na ZSP por Almeida *et al.*, (1996). Desta forma, considerou-se: a parte superior da crosta, representando as formações do Paleozóico Superior, com uma espessura de 6,5 km e uma resistividade de $100 \Omega \cdot m$; o Paleozóico Inferior representado por formações mais resistivas ($2000 \Omega \cdot m$); a crosta inferior representada por uma camada com resistividade de $300 \Omega \cdot m$ e o manto superior mais resistivo, considerando-se a Moho a uma profundidade de 30 km, de acordo com os resultados obtidos por Matias (1996).

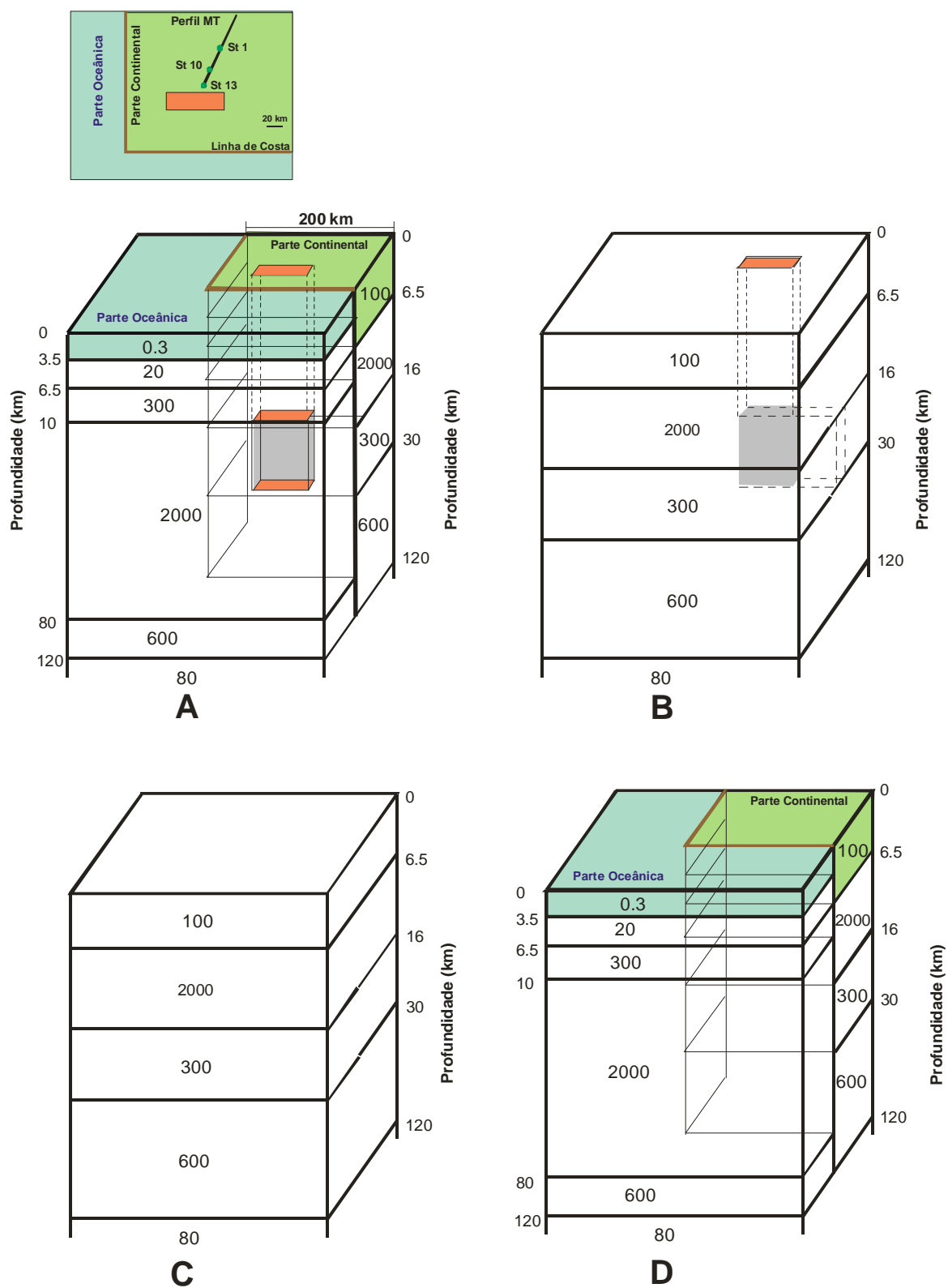


Figura 5.11 - Configurações dos modelos 3D usados no cálculo dos efeitos de costa. Na parte superior da figura é apresentada a localização do perfil **P** em relação às linhas de costa e ao corpo condutor (Nota: escala vertical arbitrária).

Nos modelos A e B (figura 5.11) incluiu-se, ainda, um corpo de baixa resistividade ($20 \Omega \cdot m$) na crosta média-inferior, a uma profundidade entre os 16 e os 30 km, com um comprimento de 70 km segundo a direcção Este-Oeste e um comprimento de 20 km na direcção Norte-Sul (representado na figura por um corpo rectangular sombreado) correspondendo às características de um corpo fortemente condutor detectado na ZSP por Almeida *et al.*, (1996). Atendendo a que não existiam, na altura em que se realizou este trabalho, quaisquer estudos publicados relativos à caracterização electromagnética da costa ou do fundo oceânico, de Portugal considerou-se para a estrutura geoelectrica da crosta oceânica os valores de resistividade obtidos por outros investigadores (p. ex: Heinson, 1998) definindo-se a parte oceânica como sendo representada por uma camada com uma resistividade de $0,3 \Omega \cdot m$, com valores de condutância de 11600 S no lado da parte oceânica e de 35 S para a parte continental.

Os valores das espessuras das camadas superiores, por baixo do oceano, foram considerados tendo em conta a informação de sísmica regional (Afilhado *et al.*, 1999). Por baixo da camada superior do oceano considerou-se uma estrutura disposta em camadas distribuídas da seguinte forma: Uma camada sedimentar superior com uma espessura de 3 km e uma resistividade de $20 \Omega \cdot m$; A crosta média-inferior e o manto superior representados por uma camada com uma resistividade entre os 300 e 2000 $\Omega \cdot m$.

Para profundidades superiores a 120 km considerou-se, como representativo de um manto superior menos resistivo, um meio semi-infinito com um valor de $80 \Omega \cdot m$. Os modelos 3D foram construídos com uma malha de 53 nós segundo a direcção norte (designado também como sentido X), 56 nós no sentido Este (sentido Y), e 40 nós em profundidade. As fronteiras do modelo foram estendidas, a partir das linhas de costa, até 1400 km no sentido Norte, 700 Km no sentido Sul, 500 km no sentido Oeste e 1500 Km no sentido Este. O cálculo dos valores dos campos electromagnéticos, para cada um dos modelos, foi efectuado para cinco períodos compreendidos entre os 128s e os 3846s.

De modo a aferir a ordem de grandeza dos efeitos da linha de costa, efectuaram-se várias simulações impondo-se como fonte, nas fronteiras, valores de campos magnéticos tangenciais (628 nT) segundo o sentido Este, obtidos previamente por modelação bi-dimensional. Os valores obtidos para as partes real e imaginária das componentes horizontais (B_x e B_y) e vertical do campo magnético total \mathbf{B} , bem como as partes real e imaginária dos campos eléctricos, para o período de 1000 s, são apresentados nas figuras 5.12 e 5.13.

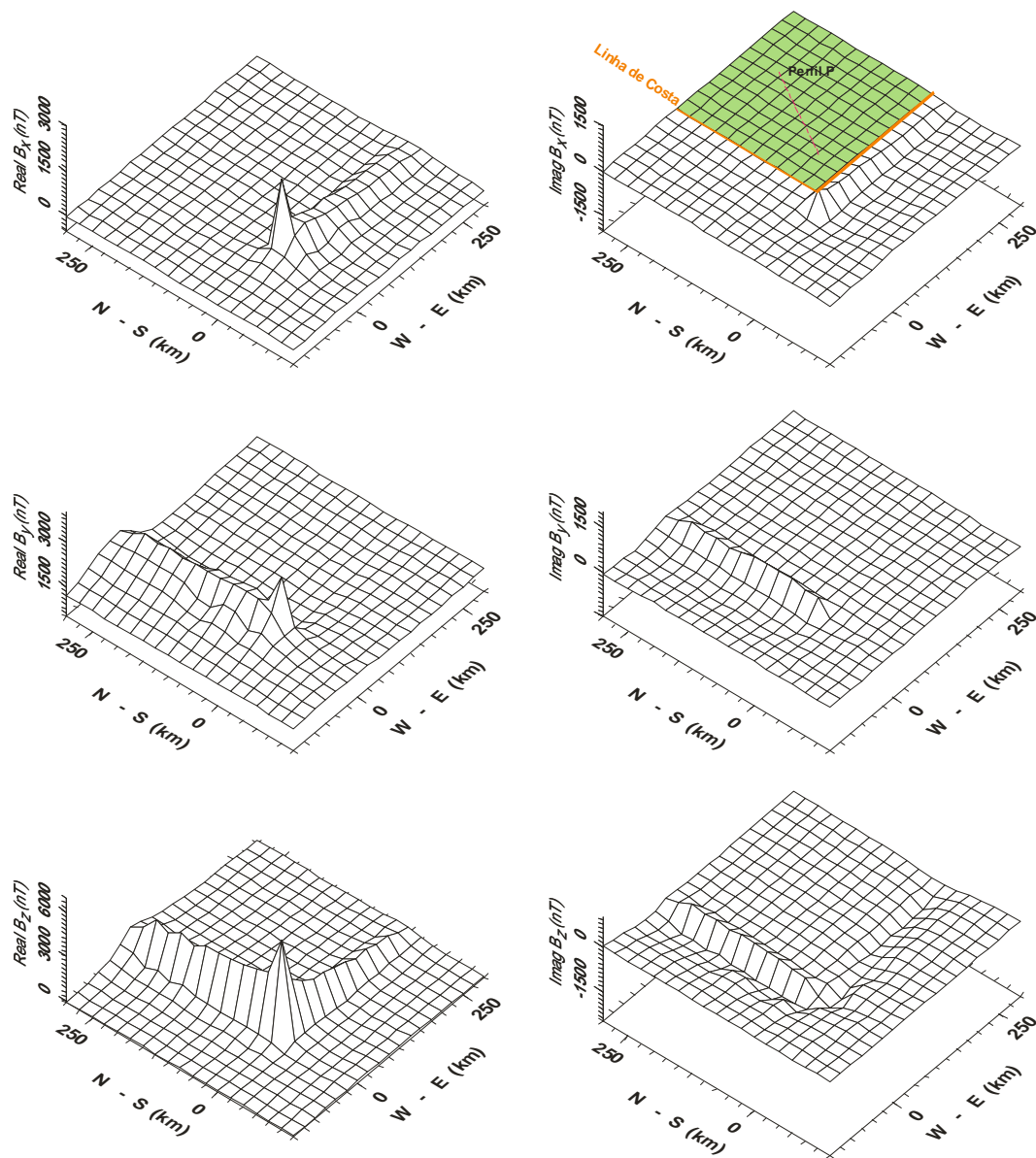


Figura 5.12 Representação das partes real e imaginária das componentes horizontais (B_x e B_y) e vertical (B_z) do campo magnético total para o modelo \mathbf{D} da figura (5.11).

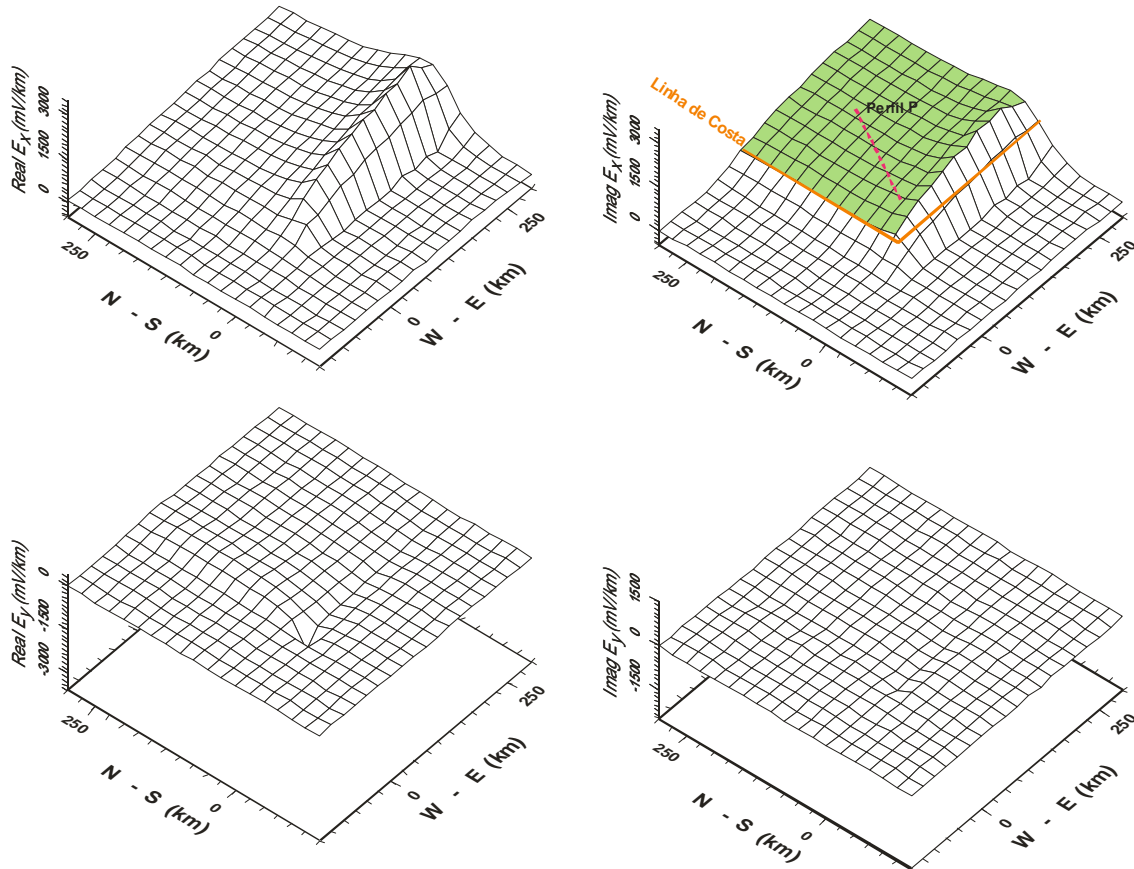


Figura 5.13 - Representação das partes real e imaginária das componentes horizontais do campo eléctrico para o modelo **D** da figura (5.11).

A análise qualitativa ao comportamento das componentes dos campos eléctricos e magnéticos à superfície, apresentados nas figuras 5.12 e 5.13, põem em evidência na fronteira Sul, junto à linha de costa, a existência de uma forte variação nas componentes dos campos. Essas variações, em particular as observadas na componente E_x do campo eléctrico, indiciam a existência de uma forte acumulação de cargas eléctricas, junto às fronteiras, devida às variações laterais de condutividade eléctrica, sendo estas as principais responsáveis pelas modificações do campo regional. Características semelhantes foram obtidas para a componente E_y , junto à linha costa oeste, quando se considerou a fonte magnética a norte.

O estudo da variação da resposta aos efeitos de costa, que de acordo com Dosso e Meng (1992) pode ser definida como a distância a partir da qual a amplitude do vector

de indução se reduz para valores da ordem de 0,2, mostra-nos que para o caso da zona em estudo, esta grandeza varia de 60 a 120 km, para o período de 128 s, e de 210 a 320 km para o período de 3846 s (Fig. 5.14).

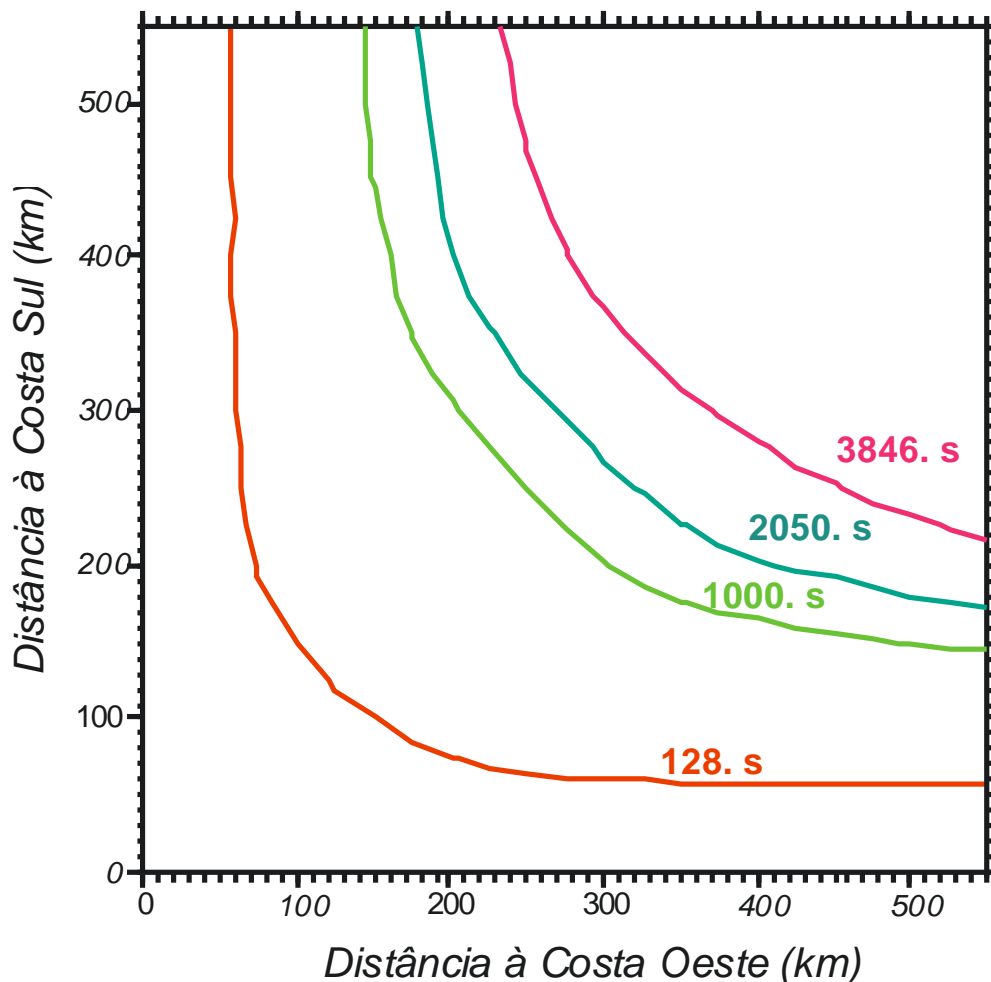


Figura 5.14 - Representação da variação do alcance do efeito de costa para os períodos de 128s, 1000s, 2050s e 3846s.

Por forma a determinar-se, se o comportamento observado para os vectores de indução obtidos para o perfil **P** (figura 5.9) eram devido ao efeito combinado oceano-linha de costa ou à presença de um condutor a Sul, calcularam-se os vectores de indução devidos aos modelos **A** e **B** (o modelo **B** é semelhante ao modelo **A** mas sem oceano) em três pontos situados na ZSP e na ZOM coincidentes com as localizações das estações 13, 10 e 1 do perfil **P**.

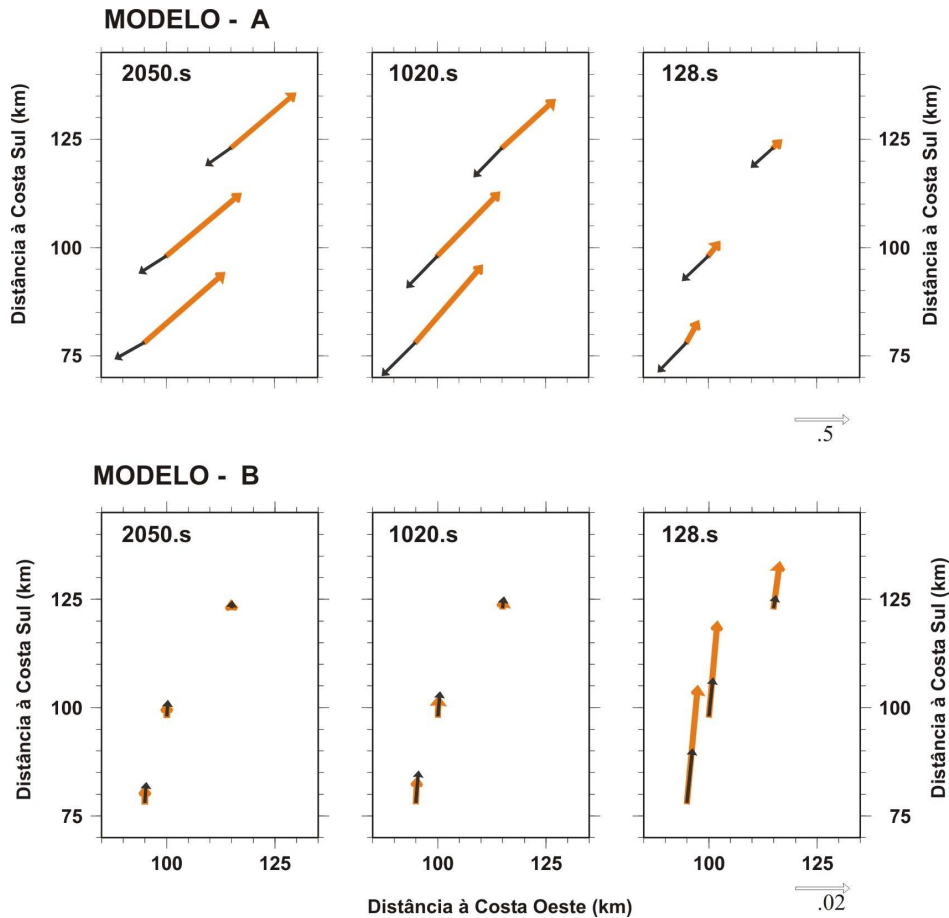
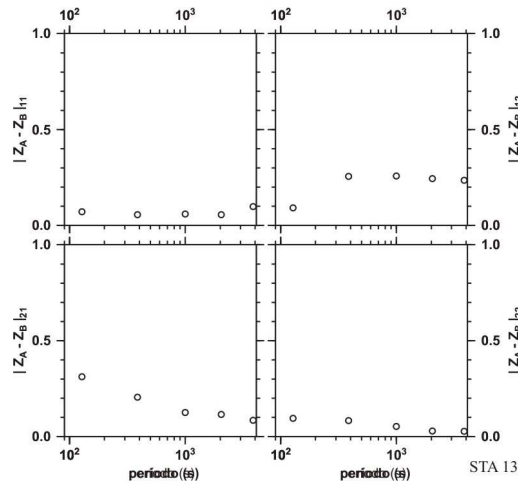


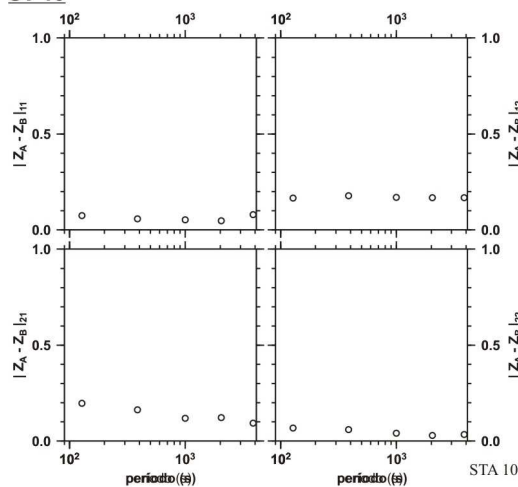
Figura 5.15 - Vectors de indução obtidos a partir dos modelos **A** e **B** (figura 5.11) para três pontos, coincidentes com as estações 13,10 e 1 do perfil **P**, e para três períodos 128s, 1020s e 2050s. \rightarrow : parte real; \rightarrow : parte imaginária.

Os resultados obtidos (figura 5.15) mostram-nos que no caso do modelo **A** as partes reais dos vectores de indução apontam sempre no sentido Nordeste, apresentando uma amplitude máxima para o período de 2050 s, verificando-se uma ligeira diminuição de amplitude para o período de 1020 s e uma forte diminuição para o de 128 s. A parte imaginária dos vectores de indução aponta segundo o sentido Sudoeste e têm uma amplitude menor. Os resultados obtidos para o modelo **B** mostram-nos que a orientação dos vectores de indução é totalmente condicionada pelo efeito do corpo condutor considerado na crosta média-inferior, principalmente nos períodos inferiores a 1020 s.

ST 13



ST 10



ST 1

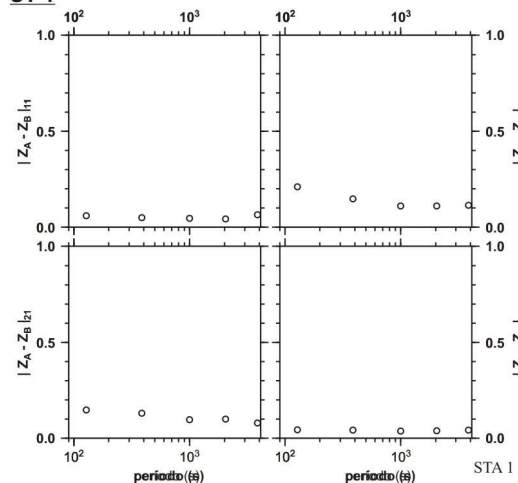


Figura 5.16 – Valores absolutos da diferença entre os valores dos tensores das impedâncias obtidos a partir dos modelos A e B para três pontos coincidentes com as estações 12, 11 e 1 do perfil P.

A comparação entre o comportamento dos vectores de indução obtidos para os modelos **A** e **B** (figura 5.15) e os vectores de indução obtidos para as estações do perfil **P** (figura 5.9) permite-nos concluir que os vectores de indução obtidos com o modelo **A** apresentam um comportamento muito semelhante aos obtidos para as estações do perfil **P**.

A verificação da influência dos efeitos de costa sobre as componentes dos tensores das impedâncias, foi efectuada calculando-se as diferenças entre os valores das componentes dos tensores das impedâncias obtidos a partir dos modelos **A** (modelo com mar) e **B** (modelo sem mar) $|Z_{ij}(\text{mod. A}) - Z_{ij}(\text{mod. B})|$, nos pontos coincidentes com as localizações das estações 13, 10 e 1. Os resultados obtidos são apresentados na figura 5.16, onde se constata que os três sítios mostram evidências de distorção, sendo a estação 13 a mais afectada, e as componentes Z_{12} e Z_{21} dos tensores das impedâncias são aquelas que revelam possuir maior distorção, verificando-se que o efeito de costa na componente Z_{12} aumenta com o período e o inverso acontece para a componente Z_{21} .

5.3.2 Metodologia para correcção dos efeitos de costa

Identificada a influência dos efeitos de costa sobre os valores dos campos eléctricos e magnéticos, procedeu-se ao desenvolvimento de uma metodologia que permitisse efectuar a correcção dos efeitos de costa no tensor das impedâncias magneto-telúrico.

Considerando-se que, a condutividade eléctrica de um meio pode ser decomposta nas suas componentes normal (σ_n) e anómala (σ_a), ou seja $\sigma = \sigma_n + \sigma_a$, então os campos eléctrico e magnético total, no domínio da frequência, poderão ser expressos tensorialmente sob a forma:

$$\begin{aligned}\mathbf{E} &= \mathbf{E}_n + \mathbf{E}_a \\ \mathbf{B} &= \mathbf{B}_n + \mathbf{B}_a\end{aligned}\tag{5.4}$$

em que \mathbf{E}_n e \mathbf{B}_n são os campos normais.

Tal como em Nolasco *et al.*, (1998) o nosso objectivo será obter os tensores de distorção \mathbf{M} e \mathbf{K} , que se relacionam com os campos totais e normais a partir das relações:

$$\begin{aligned}\mathbf{E} &= \mathbf{E}_n + \mathbf{M} \mathbf{E}_n \\ \mathbf{B} &= \mathbf{B}_n + \mathbf{K} \mathbf{E}_n\end{aligned}\tag{5.5}$$

onde \mathbf{E} e \mathbf{B} são os campos eléctricos e magnéticos totais, \mathbf{E}_n e \mathbf{B}_n são os campos electromagnéticos de normais na ausência da parte oceânica e de qualquer corpo condutor na parte continental. \mathbf{M} (2x2) e \mathbf{K} (3x2) são os tensores de distorção devido à presença do oceano.

O tensor das impedâncias normal será o resultado de

$$\mathbf{E}_n = \mathbf{Z}_r \mathbf{B}_n\tag{5.6}$$

enquanto que, a resposta magneto-telúrica total será obtida a partir de :

$$\mathbf{E} = \mathbf{Z}_0 \mathbf{B} \quad (5.7)$$

onde \mathbf{Z}_0 é o tensor das impedâncias magneto-telúrico medido.

Combinando as equações (5.6) e (5.7) com a equação (5.5) obtêm-se:

$$\mathbf{Z}_r = \mathbf{Z}_0 (\mathbf{I} + \mathbf{M} - \mathbf{Z}_0 \mathbf{K})^{-1} \quad (5.8)$$

onde \mathbf{I} é o tensor identidade.

A equação (5.8) permite-nos obter o tensor normal (também designado por regional) a partir dos valores observados, desde que sejam conhecidas as matrizes de distorção \mathbf{M} e \mathbf{K} . No nosso caso, os elementos de \mathbf{M} e \mathbf{K} foram obtidos numericamente a partir das equações (5.5) e os valores do campo electromagnético foram determinados a partir dos modelos \mathbf{C} e \mathbf{D} apresentados na figura 5.11.

O cálculo dos valores das componentes das matrizes \mathbf{M} e \mathbf{K} foi efectuado assumindo-se que estas possuíam uma maior dependência em relação ao efeito de costa do que à estrutura eléctrica da crosta. Os elementos dos tensores de distorção \mathbf{M} e \mathbf{K} para os sítios 1, 10 e 13 são apresentados na figura 5.17.

Nesta figura podemos observar que todos os elementos do tensor \mathbf{K} tendem para zero para períodos inferiores a 100 s, indicando que o campo magnético total \mathbf{B} , para os curtos períodos, não é afectado pelos efeitos de costa, como era esperado. Podemos, igualmente, observar que os elementos não diagonais das matrizes \mathbf{M} e \mathbf{K} aumentam de valor à medida que o período aumentam e que entre os diferentes sítios, as diferenças observadas nos valores são muito ligeiras.

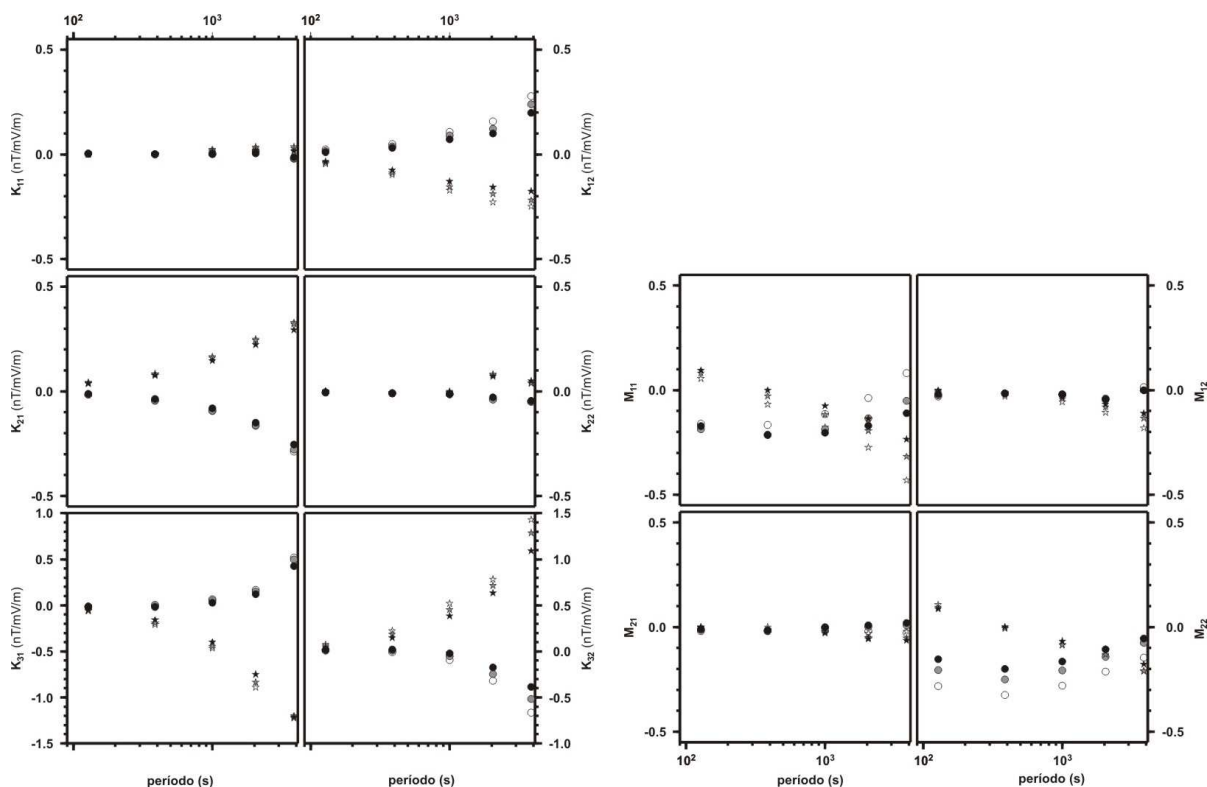
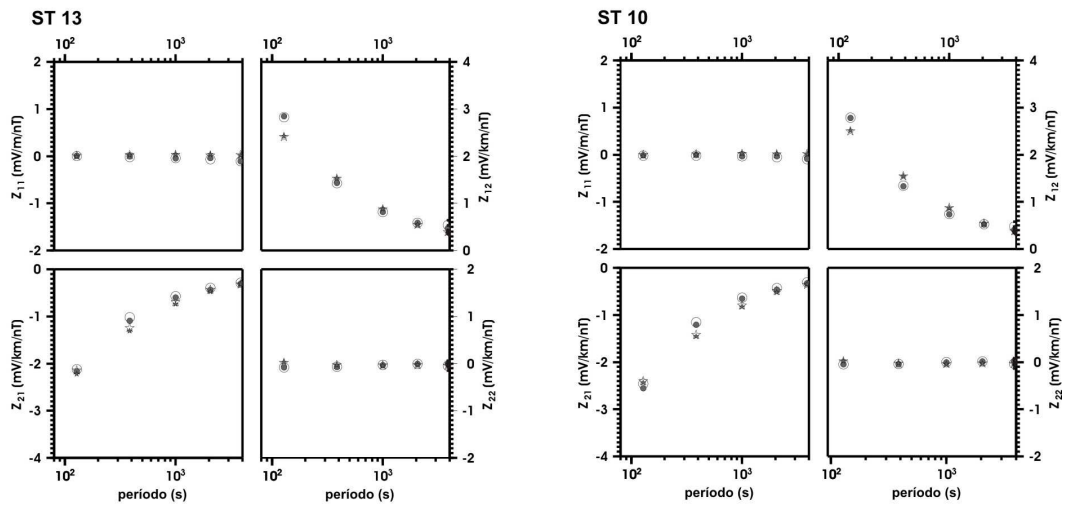


Figura 5.17- Elementos dos tensores de distorção K e M para os sítios apresentados na figura 5.11. Parte Real – círculos; Parte Imaginária - estrelas. (Estação 13-símbolo aberto); (estação 10-símbolo cinzento), (Estação 1- símbolos pretos).

5.3.3 Aplicação da metodologia a dados sintéticos

A validação da metodologia desenvolvida no ponto anterior foi verificada com recurso a dados sintéticos. O processo consistiu nos seguintes passos: primeiro calcularam-se os valores dos elementos do tensor das impedâncias e os respectivos vectores de indução para o modelo **A** (figura 5.11), incluindo a parte oceânica, nos sítios coincidentes com as localizações das estações 13 e 10; de seguida aplicou-se a metodologia atrás apresentada obtendo-se os elementos das matrizes de distorção **M** e **K**; depois calcularam-se os valores dos elementos do tensor das impedâncias correspondentes ao modelo **B** (sem parte oceânica) nos mesmos pontos e, a partir da equação (5.8), aplicou-se a estes valores os respectivos parâmetros de distorção, para os mesmos pontos, obtendo-se, no final, o tensor das impedâncias distorcido e os respectivos vectores de indução.

A)



B)

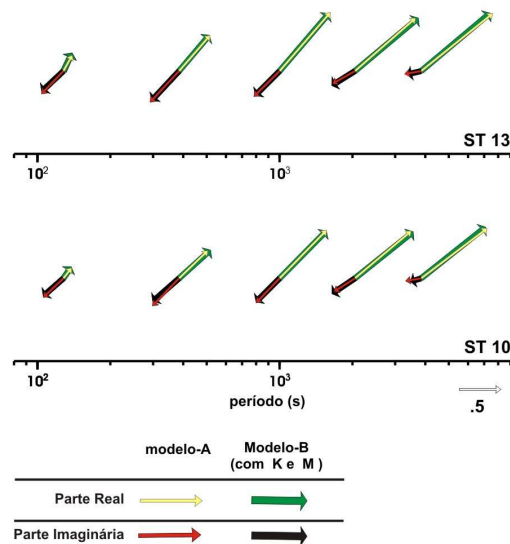


Figura 5.18 – A: Comparação entre os valores do tensor das impedâncias obtidos a partir do modelo A (símbolos sólidos) com os valores do tensor das impedâncias distorcidos, calculados a partir do modelo B (símbolos abertos) para as estações 10 e 13. Parte Real - círculos; Parte Imaginária - estrelas. **B:** Comparação entre os vectores de indução obtidos a partir do modelo A, com os vectores de indução distorcidos obtidos a partir do modelo B nessas mesmas estações.

A comparação, entre os valores do tensor das impedâncias distorcido obtidos a partir do modelo **B**, com os valores obtidos a partir do modelo **A** (figura 5.18) mostra que os valores são coincidentes, com uma margem de erro inferior a 5%, o que permitiu concluir que a metodologia é adequada.

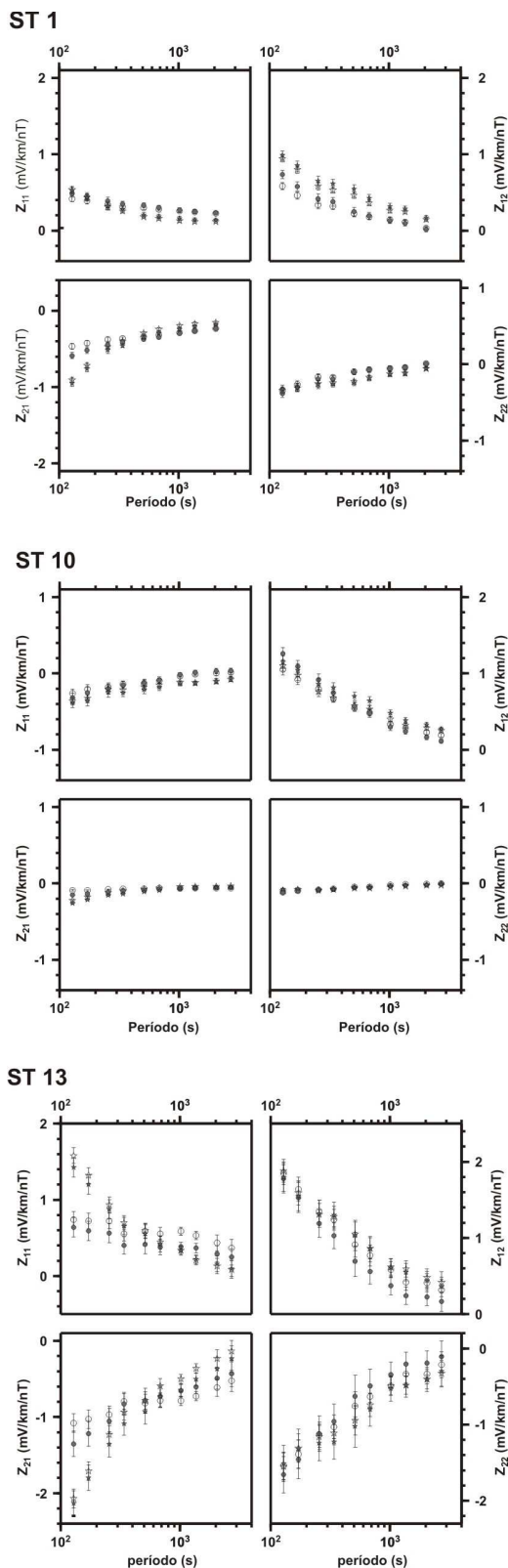


Figura 5.19 – Comparação entre os valores do tensor das impedâncias corrigidos (símbolos a cheio) e os valores observados (símbolos abertos). Parte Real – círculos; Parte imaginária – estrelas.

5.3.4 Aplicação da metodologia a dados de campo

A metodologia foi, então, aplicada à correcção das distorções, provocadas pelos efeitos de costa, dos tensores das impedâncias magneto-telúricas das estações 1, 10 e 13. A correcção foi efectuada a partir da aplicação da equação 5.8 e das matrizes **M** e **K** calculadas anteriormente.

Na Figura 5.19 é apresentada a comparação entre os valores das componentes dos tensores das impedâncias corrigidos (símbolos sólidos) com os valores observados (símbolos abertos).

A figura permite-nos observar que as maiores variações se verificam para a estação 13, dado que nas estações 10 e 1 os tensores apresentam alterações muito ligeiras.

Este comportamento já era esperado visto a estação 13 ser aquela que se encontra mais próxima da costa. Naturalmente, que para a estação 1, que é aquela que se encontra mais afastada da linha de costa, também se esperava que os efeitos da distorção fossem mais fracos.

No caso da estação 13, é possível observar-se que as componentes Z_{12} e Z_{21} do tensor das impedâncias corrigidos, possuem um comportamento semelhante ao referido no subcapítulo 5.3.1 (figura 5.16), ou seja, a componente Z_{12} aumenta com o período e o inverso se verifica no caso da componente Z_{21} .

Este estudo permitiu-nos concluir que os elevados valores de *Tipper* observados nos dados MT recolhidos na Parte Sul de Portugal (especialmente para períodos superiores a 100-300s) são, essencialmente, devidos aos efeitos geomagnéticos tridimensionais causados pela combinação da geometria de costa com a presença do oceano, mostrando-se, igualmente, que os efeitos da costa também afectavam os valores das componentes dos tensores das impedâncias.

5.4 – Caracterização Electromagnética da Zona Ossa Morena - Perfil P

Face ao conjunto de questões cujas respostas se mantinham ainda em aberto, nomeadamente, a continuidade lateral das estruturas condutoras e resistivas da zona de transição entre a ZSP e a ZOM, observadas no modelo obtido a partir da interpretação do perfil P-inicial, e atendendo ao interesse em proceder-se à caracterização da zona de transição entre a ZOM e a ZCI, foi decidido prolongar-se o perfil **P-inicial** para Sul e para Norte procedendo-se à aquisição de dados de magneto-telúrica na ZSP, na transição entre a ZSP e a ZOM, ao longo de toda a ZOM e na transição entre a ZOM e a ZCI. Nesta segunda fase de aquisição de dados para o perfil **P**, foram adquiridas, ao longo de três anos, trinta e duas estações de magneto-telúrica das quais três no prolongamento para Sul, na ZSP (estações 12,13,14), e as restantes para Norte, na ZOM e ZCI (figura 5.20).

O perfil **P** ficou, assim, constituído por um total de quarenta e uma estações de magneto-telúrica, com uma extensão aproximada de 200 km, com início no concelho de Mértola (Baixo-Alentejo, Portugal) terminando em San Vicente de Alcântara (Cáceres, Espanha).

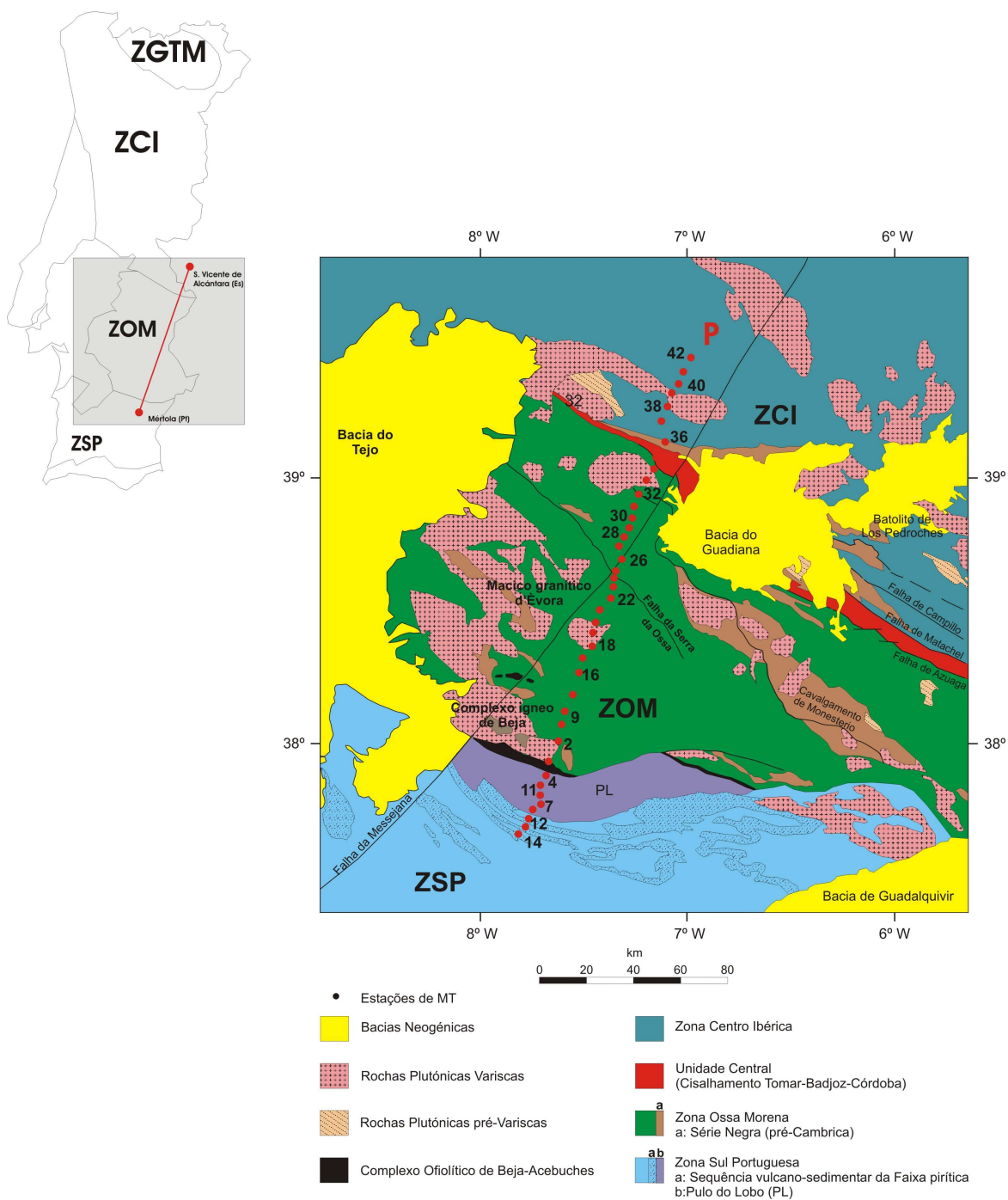


Figura 5.20 – Localização das estações de MT do perfil P relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa-Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.

O perfil foi orientado segundo a direcção NNE-SSW, perpendicular à direcção das principais estruturas geológicas da região (figura 5.20), tendo como principais objectivos, obter-se informação mais detalhada sobre a estrutura profunda da crosta na zona de transição entre a Zona Sul Portuguesa e a Zona Ossa Morena, a caracterização da estrutura da crosta da ZOM, em particular as estruturas associadas ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (BAOC) e as estruturas profundas associadas ao complexo Ígneo de Beja (CIB), e a caracterização da fronteira geológica norte da ZOM, ou seja, a zona de transição entre a ZOM e a ZCI.

Os dados dos campos eléctricos e magnéticos foram adquiridos com equipamentos METRONIX 03E, segundo as direcções Norte-Sul (eixo X) e Este-Oeste (eixo Y), com um tempo médio de aquisição entre dois a três dias, numa gama de frequências compreendida entre 0,0039 s e os 4000 s.

As componentes do tensor das impedâncias foram calculadas, aplicando-se um método de processamento robusto (Egbert e Booker, 1986; Junge, 1992), após a inspecção visual das séries temporais e eliminação dos segmentos contaminados por ruído. As estações adquiridas na parte Sul do perfil, cujas distâncias às linhas de costa eram inferiores a 70 km, foi aplicada aos tensores das impedâncias a metodologia de correcção dos efeitos de costa descrita no subcapítulo anterior.

A análise à dimensionalidade das estruturas foi efectuada aplicando-se o método de decomposição do tensor (Groom e Bailey, 1989). A decomposição dos elementos do tensor das impedâncias para cada uma das estações, e a sua análise, frequência a frequência, permitiu identificar a existência de duas direcções regionais predominantes: uma segundo a direcção N125°E, para as estações localizadas na parte Sul do perfil, em concordância com os valores obtidos para essa região, no perfil **P-inicial**, e outra segundo a direcção N100°E para as estações localizadas na ZOM e parte norte do perfil.

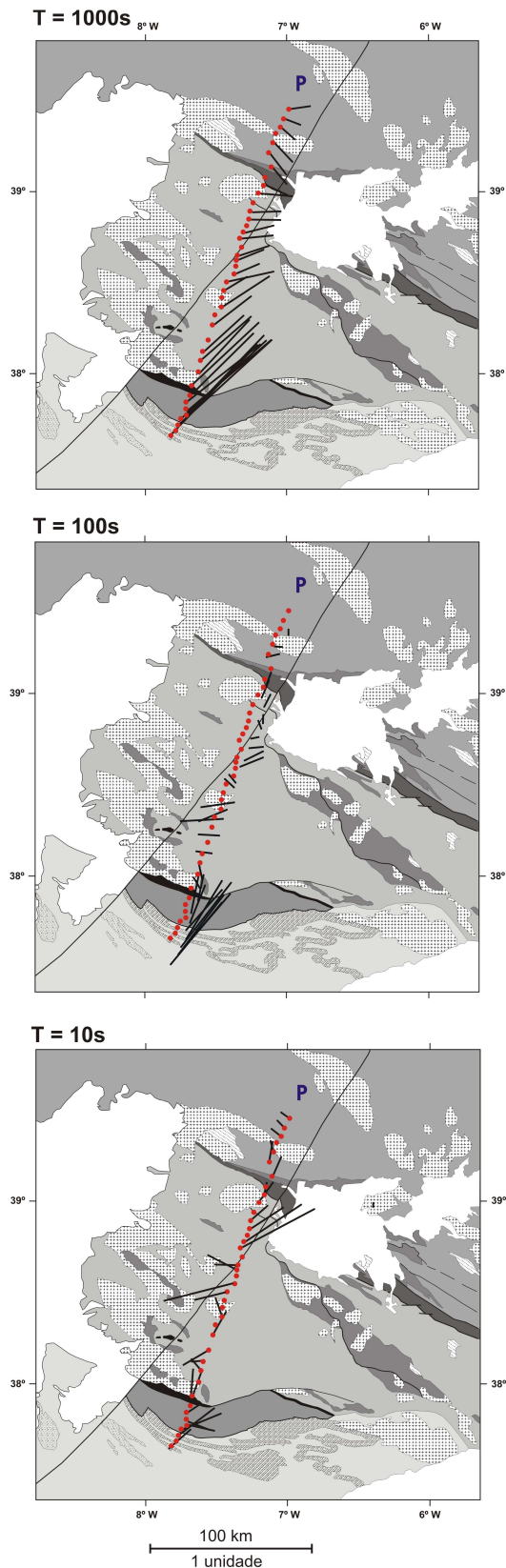


Figura 5.21 – Representação dos vectores de indução (parte real) das estações do perfil P, para os períodos de 10s, 100s e 1000s.

Tendo em conta que os valores dos erros, para os parâmetros em análise com esta metodologia, são de modo geral muito pequenos, podemos concluir que os nossos dados não estão sob a influência nem de estruturas tridimensionais de grandes dimensões nem da falha da Messejana, a qual, num perfil aeromagnético coincidente com o perfil P, não revelou possuir uma assinatura geológica muito acentuada (Miranda *et al.*, 1989).

A análise ao comportamento dos vectores de indução (figura 5.21) mostra-nos que, para os curtos períodos os vectores, são em geral, de pequena amplitude, não se encontrando orientados segundo nenhuma direcção preferencial. Para períodos superiores a 100 s os vectores de indução tendem a orientar-se segundo uma direcção compreendida entre N35°E e N45°E. Na parte Norte do perfil, os vectores de indução, são de pequena amplitude e estão orientados, ligeiramente, segundo a direcção Este.

A ambiguidade em relação aos valores da direcção regional foi resolvida recorrendo-se à análise multi-estação, multi-frequência (Mcneice e Jones, 2001), a qual permitiu concluir que o valor de direcção regional N100°E era o mais consistente ao longo de

todo o perfil. Deste modo, considerou-se a direcção N100°E como o *strike* regional da estrutura em estudo, associando-se a direcção N100°E ao modo TE e a direcção N10°E ao modo TM, procedendo-se à rotação dos elementos do tensor das impedâncias de um ângulo de 10°, obtendo-se as respectivas curvas de resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética.

Após a rotação das curvas de resistividade aparente e fase, estas foram agrupadas por zonas em função das semelhanças de comportamento, tendo-se verificado que a dispersão nos primeiros valores das curvas de resistividade aparente, devido ao efeito de *static shift*, não era muito acentuado (inferior a uma década). Para cada uma dessas zonas determinou-se, de entre os valores mais baixos das curvas de resistividade aparente, o seu valor médio procedendo-se ao nivelamento das mesmas em função desse valor.

Na figura 5.22 são apresentadas as pseudo-secções das curvas de resistividade aparente e fase rodadas segundo a direcção N10°E e a projecção das funções de transferência magnética segundo essa direcção. A análise às pseudo-secções, para os pequenos períodos (inferior a 10 s), permite verificar que estas apresentam uma configuração muito semelhante ao longo de todo o perfil, em ambas as polarizações, reflectindo um comportamento típico de estruturas uni-dimensionais. Observa-se, igualmente, em ambas polarizações, a existência de uma camada superficial relativamente resistiva, com excepção da zona de fronteira da ZOM a Sul (zona de transição entre a ZSP e a ZOM) e na parte central da ZOM (próximo das estações 25 e 26). Este comportamento, é igualmente, verificado nas pseudo-secções das curvas de fase, observando-se um aumento dos valores de fase com a profundidade.

Para os períodos superiores a 100 s, podemos constatar que a distribuição dos valores de resistividade pode ser agrupada em quatro zonas: Uma *Zona 1*, na parte mais a Sul do perfil (ZSP), onde a divergência de valores de resistividade, entre ambas as polarizações, indicia a presença de um condutor profundo; Uma *Zona 2*, entre a região de transição da ZSP-ZOM até ao centro da ZOM (próximo da estação 26), caracterizada por um

decréscimo contínuo nos valores das resistividades aparente em ambas as polarizações, indiciando a presença de uma zona condutora profunda; Uma *Zona 3*, entre as estações 26 e a zona de transição ZOM-ZCI, onde ambas as polarizações indiciam a presença de uma zona resistiva e, por último, uma *Zona 4*, na ZCI, onde se observa, novamente, uma divergência de valores de resistividade em ambas as polarizações o que revela a presença de um condutor profundo.

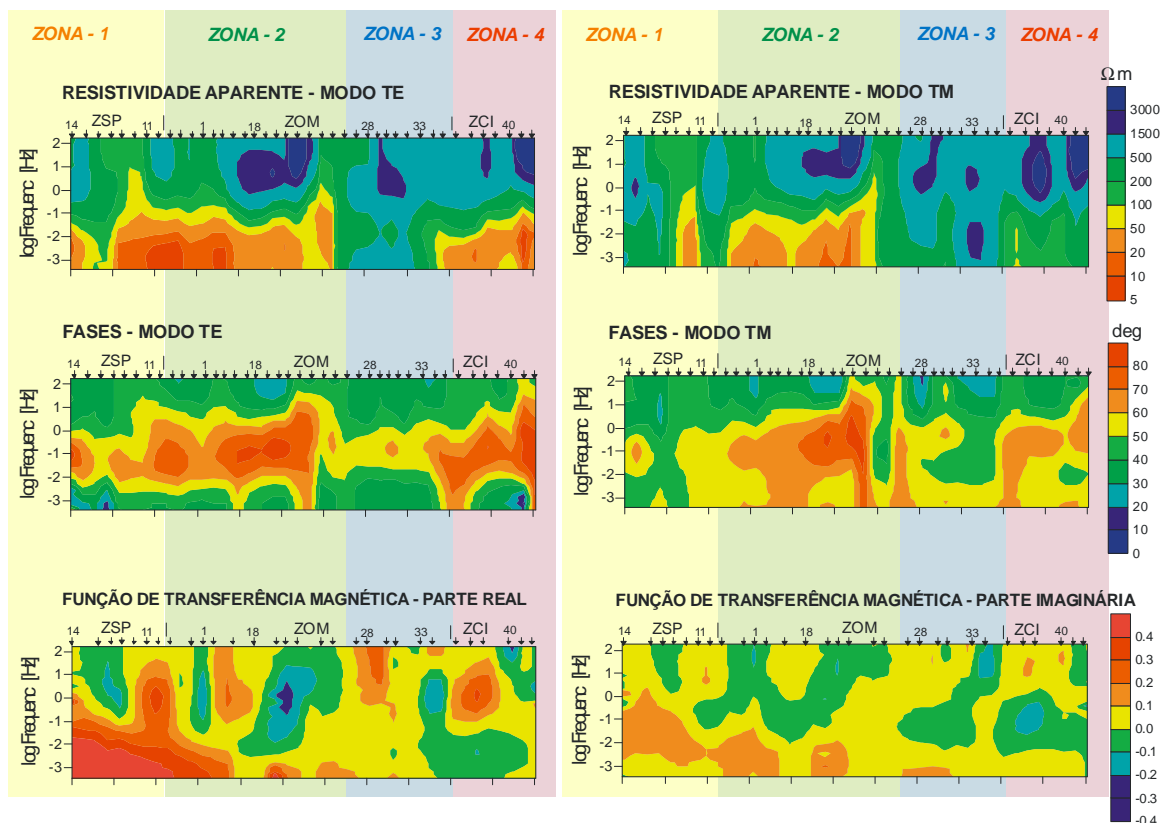


Figura 5.22 – Pseudo-seções das curvas de resistividade aparente e fase (perfil *P*) rodadas segundo a direcção N10°E, e projecção das funções de transferência magnética segundo essa direcção.

A modelação das curvas de resistividade aparente e fase foi efectuada por inversão (2D) aplicando-se o método **REBOCC** de Siripunvaraporn e Egbert (2002). A inversão foi efectuada conjuntamente para os valores da resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética, de ambas as polarizações TM e TE. No processo de inversão foi considerado, na parte Sul do modelo, o efeito do oceano Atlântico tendo-se fixado o valor da sua resistividade em $0,3 \Omega \cdot m$.

No decurso do processo iterativo verificou-se a existência de um desajuste sistemático, para períodos superiores a 50s, entre os valores calculados e os observados para as curvas das funções de transferência magnética das estações localizadas na parte Sul do perfil. Para a correcção deste tipo de comportamento foi entendido que seria necessário incluir-se no modelo um corpo condutor, localizado mais a Sul, e provavelmente, associado à Faixa Piritosa.

Deste modo, procedeu-se inicialmente à simulação da introdução desse corpo condutor no modelo, por modelação directa a partir do algoritmo de Wannamaker *et al.*, (1987), testando-se os vários parâmetros relativos à sua localização, profundidade e resistividade, tendo-se concluído que a introdução no modelo, de um corpo condutor adicional, localizado 4km a Sul da estação 14 e a uma profundidade aproximada de 3.5 km, conduzia a uma considerável melhoria no ajuste entre as curvas das funções de transferência magnética teóricas e as observadas.

Do processo de inversão foi obtido um modelo 2D de resistividades eléctricas (figura 5.23), com um erro quadrático médio (*rms*) de 3.3, onde podemos identificar, um conjunto de estruturas superficiais resistivas, identificadas na figura como **R1**, **R2**, **R3**, **R4** e uma crosta média-inferior, essencialmente caracterizada pela presença de corpos condutores, identificados como **C1**, **C2**, **C3**, **C4** e **C5**, distribuídos ao longo de um perfil que apresenta características mais condutoras, na parte Sul, e características mais resistivas na parte Norte.

Da figura, podemos observar que o condutor **C1** se encontra localizado sob a zona correspondente à Faixa Piritosa, a uma profundidade entre os 10km e os 20km. Uma primeira interpretação tenderia a associá-lo aos depósitos de sulfidos existentes em profundidade. No entanto, segundo Silva *et al.*, (1990) e Ribeiro *et al.*, (1990), nesta região os depósitos de sulfidos encontram-se distribuídos na parte mais superior da crosta a profundidades até 2km.

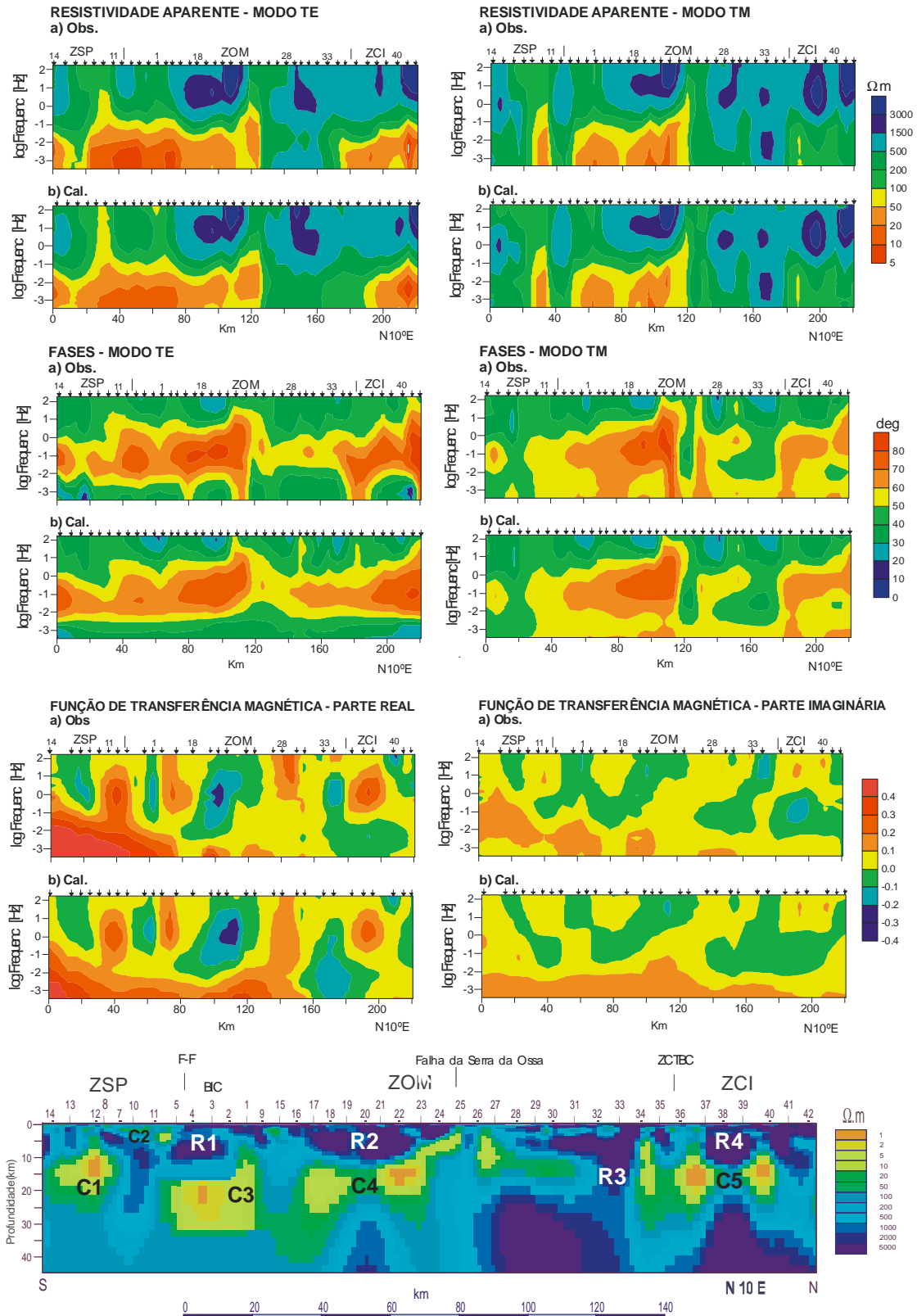


Figura 5.23 – (Parte superior) Comparação entre as pseudo-seções das curvas de resistividade aparente e fase rodadas e projecção das funções de transferência magnética segundo a direcção N10°E. a) dados de campo; b) resposta do modelo. **(Parte inferior)** Modelo de resistividades obtido a partir da inversão 2D.

Por outro lado, os resultados obtidos a partir de estudos geofísicos de gravimetria (Torres e Lisboa, 1988) e de magnética (Miranda *et al.*, 1989) realizados nesta região, não revelam a existência de qualquer anomalia relevante associada a depósitos de minerais profundos. Por essa razão, não nos parece muito evidente associar-se a origem da anomalia condutora **C1** ao efeito de depósitos minerais.

Em alternativa, parece-nos que esta anomalia poderá ser interpretada como uma estrutura que delimita a ZOM a Sul. O elevado valor de condutividade observado, poderá ter a sua origem na circulação de fluídos ricos em carbono, no período em que existiam as fontes desses fluídos na crosta inferior (Mateus *et al.*, 1999).

Na região correspondente ao prisma acrecionário do Pulo do Lobo (estações 8 a 11) o modelo revela-nos, tal como já havia sido observado no perfil **P-inicial**, a existência de uma estrutura resistiva **R1** envolvendo uma estrutura condutora mais superficial (**C2**). Este condutor, **C2**, já anteriormente, interpretado como definindo o limite inferior da formação do Pulo do Lobo, correlaciona-se com a sequência ofiolítica interna da ZOM e com o Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches, gerados durante a colisão Varisca (Fonseca *et al.*, 1999). O conteúdo em fluído nos sedimentos porosos poderá ser a explicação para os baixos valores de resistividade observados na parte mais superficial.

De notar que os limites, superior do condutor **C1** e inferior do corpo Resistivo **R1**, coincidem com os limites da zona de variação de velocidade de propagação das ondas sísmicas identificada por Matias (1996) e interpretada pelo autor como representando a transição entre a crosta média e a crosta inferior para essa região. A parte mais superficial da estrutura resistiva **R1**, com início entre as estações 4 e 5, coincide com a região considerada como correspondendo ao Complexo Ígneo de Beja.

Por debaixo das estações 1 a 5, observa-se a existência de uma zona condutora **C3**, localizada a uma profundidade entre 15 a 30 km (crosta média-inferior) coincidente com o condutor detectado no modelo obtido no perfil **P-inicial** (figura 5.6), cuja

interpretação foi entendida corresponder à zona de sutura entre a ZSP e ZOM (Subcapítulo 5.2) e os elevados valores de condutividade serem devidos ao conteúdo em grafite associadas às sequências metasedimentares existentes na região. A variação de condutividades que se observa na crosta superficial entre as estações 4 e 5 é associada ao cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

Na parte central da ZOM, entre as estações 17 a 24 encontra-se um corpo condutor **C4**, a profundidades compreendidas entre os 10km e os 25km, mais profundo a Sul e aflorando junto da região correspondente à falha da Serra da Ossa. Se o interpretarmos como estando associado à falha da Serra da Ossa, ele poderá corresponder ou a uma falha listrica, ou a uma região através da qual se verificou a ascensão de litologias de alta pressão (existentes à superfície).

No entanto, a origem deste condutor também poderá ser devida aos xistos negros, com uma grande concentração de grafite, que foram observados nesta região. Concretamente, nas vizinhanças da região do Alvito e Viana do Alentejo, localizadas entre 40 e 50km a oeste do perfil foram identificados por Fonseca (1995) afloramentos com 2 a 8m de espessura e conteúdos em carbono na ordem de 15-22%.

Na parte superior desta região, entre as estações 17 e 24, encontramos um corpo resistivo superficial **R2**, com uma expressão vertical muito reduzida, sugerindo um corpo plutónico de raiz muito superficial, correlacionando-se muito bem com a região correspondente ao Complexo Ígneo de Beja.

No modelo, é ainda possível identificar as assinaturas correspondentes a dois outros maços graníticos, o de Portalegre e o de Nisa (corpos resistivos **R3** e **R4** respectivamente). O condutor, mais superficial que se observa entre as estações 26 e 31 é associado à formação de *flysch* de Terena e a sua baixa resistividade deverá ser devido ao conteúdo em fluídos.

A Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (ZCTBC) é detectada entre as estações 34 e 36. Esta grande estrutura tectónica, com mais de 17 km de largura e 370 km de comprimento, corresponde à zona de sutura que representa a transição entre a ZCI e o terreno ZOM.

O condutor **C5** localizado entre as estações 34 e 40, a profundidades entre os 10km e 25 km deverá coincidir com a zona de alteração associada à ZCTBC. Na sua parte mais profunda esta estrutura sub-vertical tende a inclinar-se para Norte sugerindo o efeito de um regime transpressivo (Ribeiro et al, 1990).

A interpretação geral dos modelos de resistividades obtidos a partir dos dados de MT adquiridos para o perfil **P-inicial**, completados posteriormente com o perfil **P**, permitiu-nos concluir que a ZOM possui uma crosta inferior electricamente heterogénea, em oposição às estruturas obtidas a partir da interpretação de dados de sísmica (Matias, 1996) e magnéticos (Miranda *et al.*, 1989).

Permitiu, igualmente, caracterizar a estrutura geoelectrica da crosta nesta parte da Península, detectando-se diferentes zonas condutoras na crosta média-inferior, associadas a diferentes causas e processos, lançando novas ideias sobre a natureza geoelectrica da crosta e um conjunto de novas questões quer sobre a relação entre o condutor profundo por debaixo da Faixa Piritosa e o seu processo de mineralização, ou ao papel desempenhado pela grafite no comportamento térmico da crosta, ou ainda relativamente à correlação dos condutores profundos com os níveis de descolamento e a sua importância na evolução tectónica da Península Ibérica bem como a sua relação com a reologia actual.

5.5 – Caracterização Electromagnética da Zona Ossa Morena - Perfil S

Os resultados obtidos com a interpretação do perfil **P** permitiram constatar que a compreensão da evolução geológica da zona de Ossa Morena era uma chave importante para o entendimento de muitos dos processos orogénicos que ocorreram na parte sudoeste da Península Ibérica. Por outro lado, a forte heterogeneidade litológica e estrutural que se observa nos modelos geológicos, propostos por vários autores para a Zona Ossa Morena (Quesada *et al.*, 1991, 1994; Figueiras *et al.*, 2002; San José *et al.*, 2004; Silva e Pereira, 2004) e a sua validação, requerem um conhecimento mais detalhado das suas características superficiais e profundas, as quais poderão fornecer constrangimentos importantes para muitos dos parâmetros necessários à definição, para esta região, de modelos de evolução geodinâmica alternativos, ou introduzir melhorias nos já existentes.

Considerando que a ZOM é atravessada por dois grandes acidentes tectónicos, a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho, e atendendo ao facto de o perfil **P** só incidir sobre a parte Este da ZOM, continuavam a subsistir dúvidas sobre a continuidade lateral para Oeste, das fronteiras geológicas interpretadas como tal, e das estruturas geoeléctricas, resistivas e condutoras, identificadas no modelo do perfil **P**.

Deste modo, foi decidido efectuar-se um novo perfil de magneto-telúrica, o perfil **S** (figura 5.24), com o objectivo de caracterizar a estrutura geoeléctrica da crosta na parte Oeste da ZOM e verificar a existência, ou não, de continuidade em profundidade das estruturas resistivas e condutoras detectadas no perfil **P**.

Este novo perfil, orientado segundo a direcção NNE-SSW, seguindo uma orientação quasi-paralela (entre 50 a 60 km para Oeste) ao perfil **P**, teve o seu início no concelho de Santiago de Cacém (Alentejo-Litoral) e término em Castelo de Vide (Alto Alentejo), com uma extensão aproximada de 200 km.

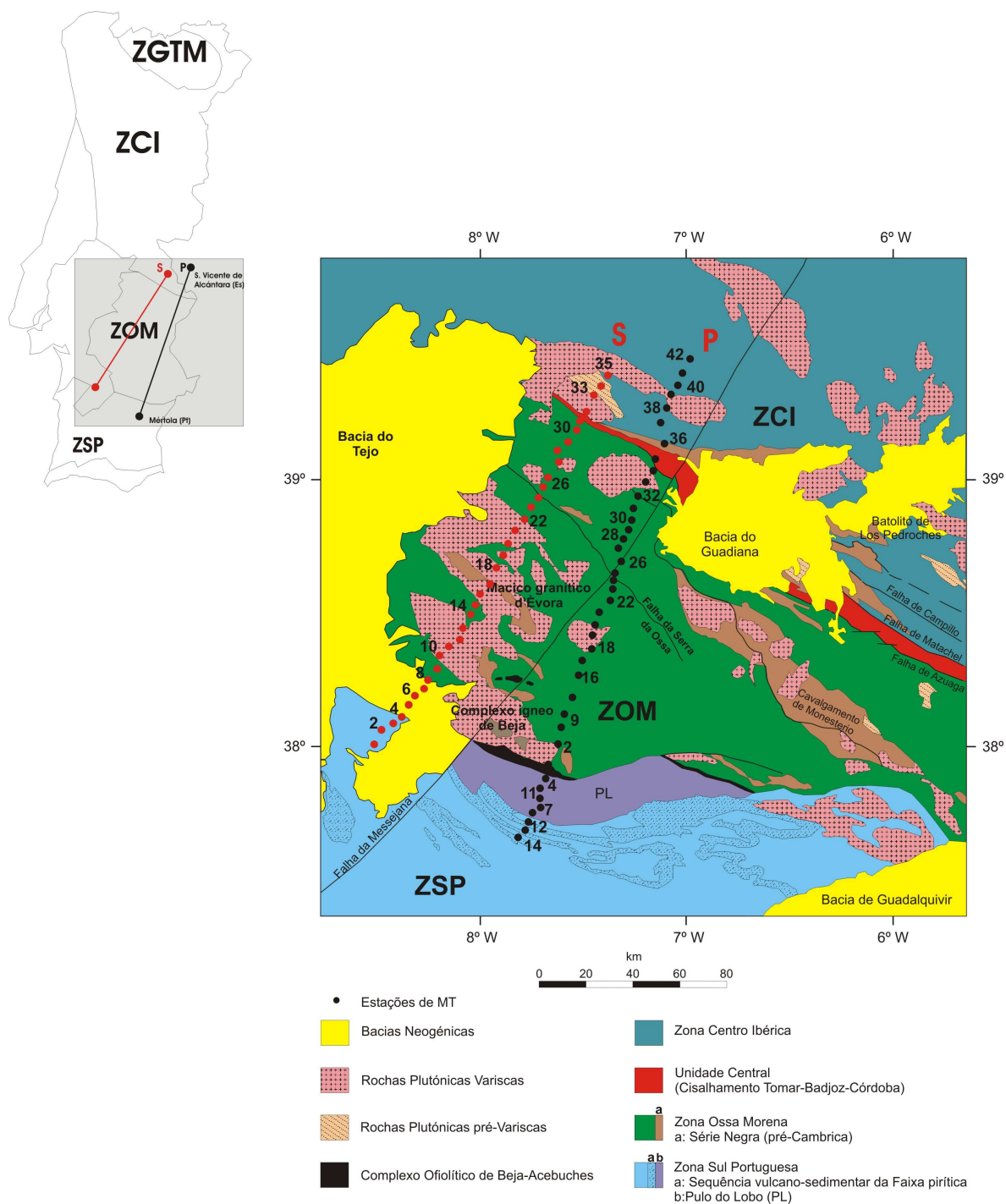


Figura 5.24 – Localização das estações de MT do perfil **S** relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo e à posição do perfil **P**. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.

Neste novo perfil foram adquiridas trinta e cinco estações de magneto-telúrica, com um espaçamento médio entre estações de 5km a 10km e um tempo médio de aquisição entre dois a três dias. Os dados dos campos eléctricos e magnéticos foram registados segundo as direcções Norte-Sul (eixo X) e Este-Oeste (eixo Y), com equipamentos METRONIX 03E e ADU06, em gamas de frequências compreendida entre 0,0039s-4000s e 0,000125s-4000s respectivamente, tendo sido registada a componente vertical do campo magnético somente em 18 estações.

As componentes do tensor das impedâncias foram calculadas, após a inspecção visual das séries temporais e eliminação dos segmentos contaminados por ruído, aplicando-se um método de processamento robusto (Egbert e Booker, 1986; Junge, 1992) obtendo-se as curvas de resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética *Tipper* para cada uma das estações.

A interpretação prévia dos valores dos vectores de indução (figura 5.25) permitiu-nos constatar que, devido à proximidade do perfil relativamente à costa Oeste de Portugal, os vectores de indução para períodos superiores a 100s, no caso das estações 1 a 5, estavam fortemente contaminados pelo efeito combinado geometria da costa-oceano Atlântico, apresentando uma orientação preferencial segundo a direcção N45E, pelo que foi entendido não se considerar estas estações, quer na análise da dimensionalidade quer na modelação dos dados por inversão.

A análise à dimensionalidade e determinação da direcção regional foi efectuada aplicando-se o algoritmo de decomposição do tensor multi-estação, multi-frequência de Mcneice e Jones (2001), permitindo-nos identificar a existência de uma direcção regional predominante, segundo N104°E, com erros mínimos de 5% para a resistividade aparente e de 3° para os valores das fases, verificando-se novamente que os nossos dados não estão sob a influência de estruturas tridimensionais de grandes dimensões.

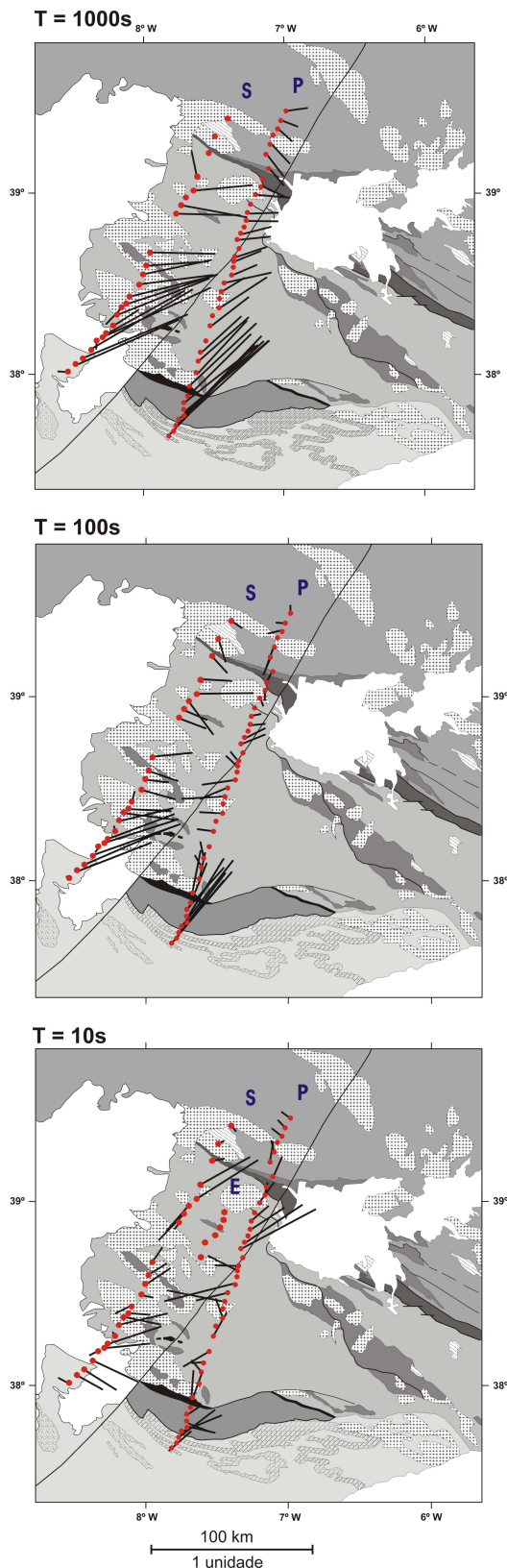


Figura 5.25 – Representação dos vectores de indução (parte real) das estações do perfil **S** e perfil **P**, para os períodos de 10s, 100s e 1000s.

Tendo em conta que o cálculo da profundidade de investigação (*skin-depth*) ao longo do perfil, mostrou ser superior a 40 km, ou seja, a parte correspondente à crosta média-inferior é determinada por valores de resistividade aparente, fase e *Tipper* até aos 100s, foi decidido resolver a ambiguidade de 90° , em relação ao valor da direcção regional, considerando-se, somente, a informação relativa às direcções dos vectores de indução para os períodos inferiores a 100s.

Assim, considerou-se a direcção $N104^\circ E$ como o *strike* regional da estrutura em estudo, associando-se a direcção $N104^\circ E$ ao modo TE e a direcção $N14^\circ E$ ao modo TM, procedendo-se à rotação dos elementos do tensor das impedâncias de um ângulo de 14° e obtendo-se as respectivas curvas de resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética. Após a rotação das curvas de resistividade aparente e fase, procedeu-se ao seu agrupamento por zonas, em função das semelhanças de comportamento, tendo-se verificado que, tal como já tinha sido observado

para o perfil **P**, a dispersão nos primeiros valores das curvas de resistividade aparente, devido ao efeito de *static shift*, não era muito acentuado (inferior a uma década). De igual modo, para cada uma dessas zonas determinou-se, de entre os valores mais baixos das curvas de resistividade aparente, o seu valor médio procedendo-se ao nivelamento das mesmas em função desse valor.

A modelação das curvas de resistividade aparente e fase foi efectuada por inversão (2D) aplicando-se o método **REBOCC** de Siripunvaraporn e Egbert (2002). Na inversão foram considerados os valores da resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética, de ambas as polarizações TM e TE.

No processo de inversão foi considerado, na parte Sul do modelo, o efeito do oceano Atlântico tendo-se fixado a resistividade no valor de $0,3 \Omega \cdot m$, e adoptado o seguinte processo iterativo: primeiro procedeu-se à inversão dos valores das funções de transferência magnética, obtendo-se o melhor modelo de resposta a esses valores; de seguida utilizou-se esse modelo como modelo inicial para a inversão das curvas das funções de transferência magnética, e de resistividade aparente e fase só para o modo TM; por fim, utilizou-se o modelo obtido na segunda fase como modelo inicial para a inversão conjunta de todos os dados em ambos os modos TM e TE.

O modelo final de resistividade (Figura 5.26, parte inferior) foi obtido com um erro quadrático médio (*rms*) de 2.9, caracterizando-se, em particular, pela existência de vários domínios resistivos (resistividades superiores a $2000 \Omega \cdot m$) com configurações irregulares e distribuídos de forma heterogénea ao longo do perfil.

De acordo com os modelos e interpretações geológicas disponíveis, estes domínios resistivos (identificados de **RA** a **RI** na figura) poderão ser interpretados como correspondendo a complexos vulcânicos de diferentes idades e natureza química, gerados em diferentes circunstâncias físicas e químicas.

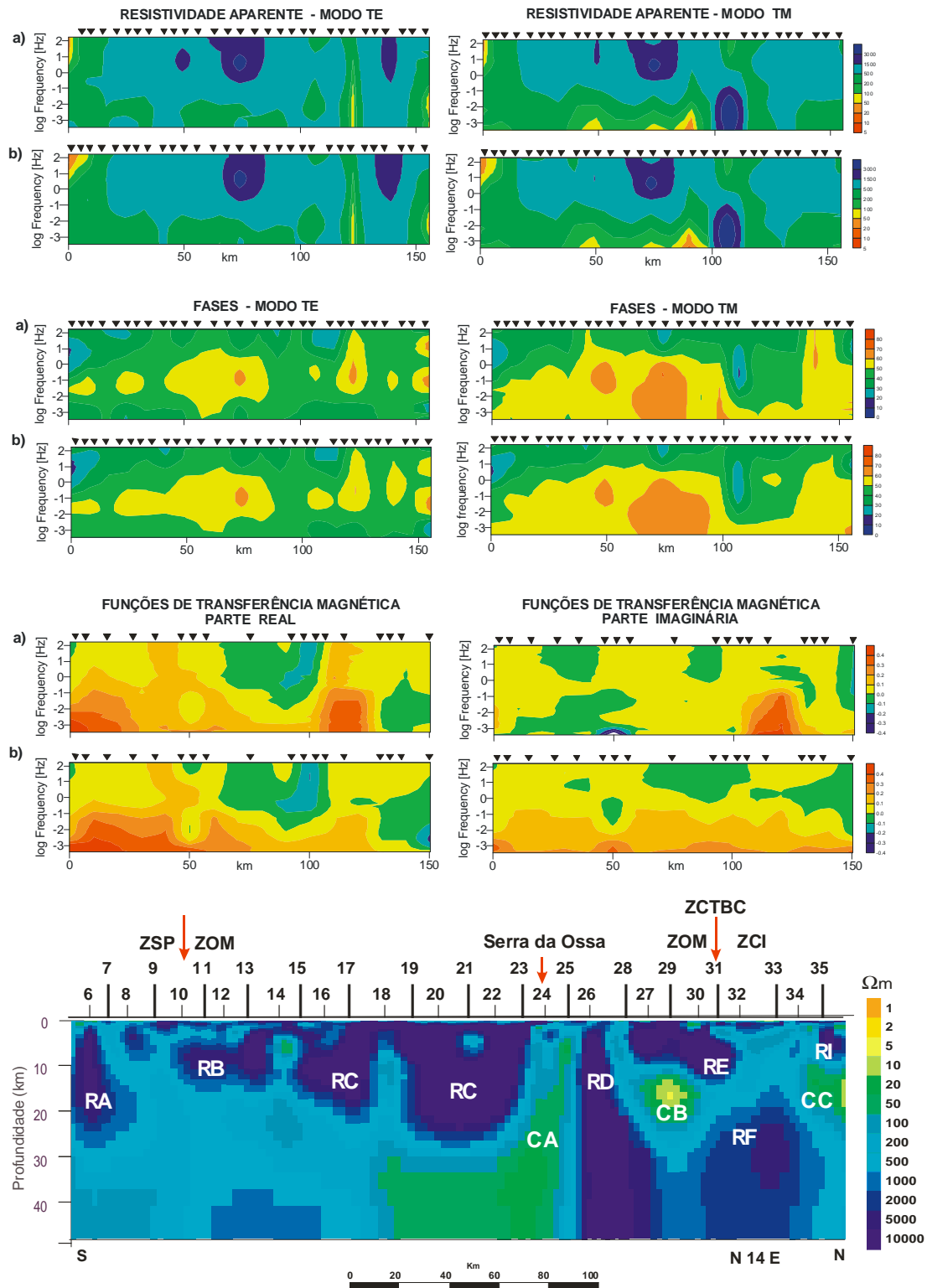


Figura 5.26 – (Parte superior) Comparação entre as pseudo-seções das curvas de resistividade aparente e fase rodadas e projecção das funções de transferência magnética segundo a direcção N14°E. a) dados de campo; b) resposta do modelo. **(Parte inferior)** Modelo de resistividades obtido a partir da inversão 2D.

Neste contexto, os corpos resistivos **RE**, **RF** e **RI**, que se observam por debaixo das estações 27 a 35, e cuja localização coincide geologicamente com a Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba e Cintura Central-Norte (figura 5.27), são interpretados como raízes dos complexos vulcânicos Variscos que são visíveis e afloram, na parte norte da Zona Ossa Morena. Em relação aos corpos com valores de resistividade compreendidos entre 100 e $200 \Omega \cdot m$, localizados nos primeiros 10 Km de profundidade, estes deverão corresponder às principais zonas de cisalhamento identificadas e confirmadas geologicamente ou inferidas a partir de estudos geológicos realizados nessa região (António Mateus, comunicação pessoal 2005).

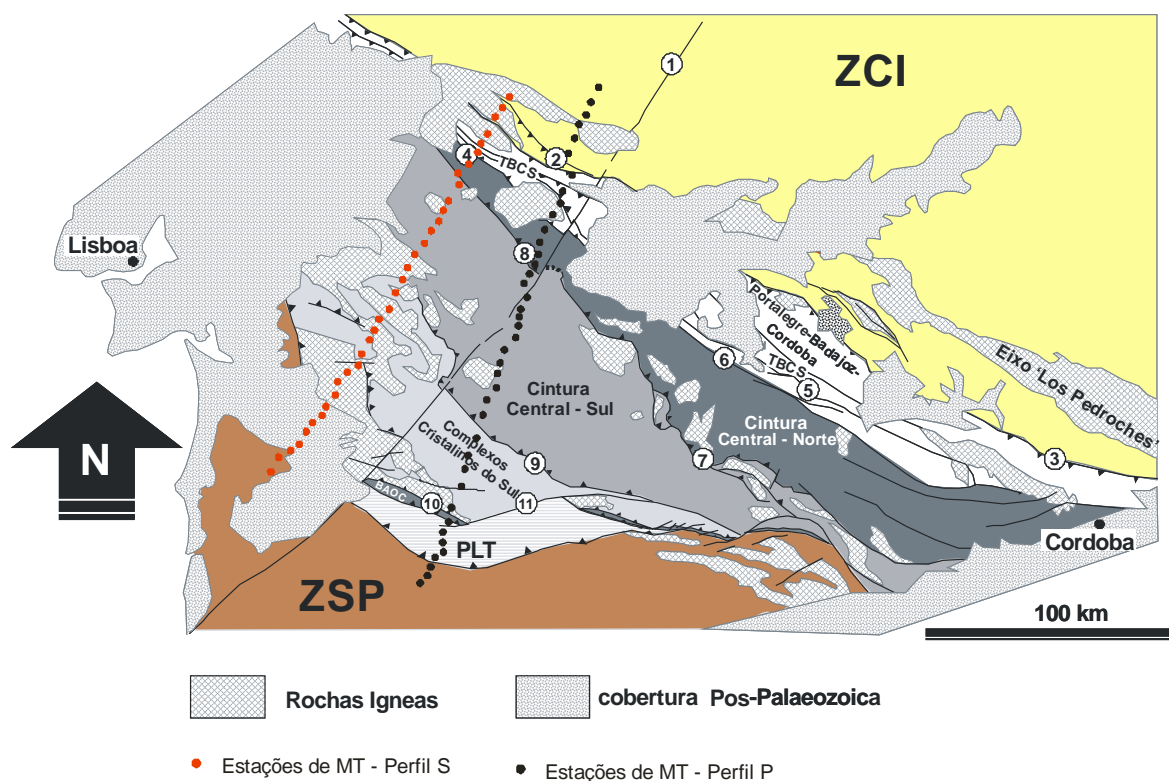


Figura 5.27 – Localização dos Perfis **S** e **P** em relação às Cinturas da Zona Ossa Morena. 1- Falha da Messejana; 2- Cavalgamento Portalegre-Alegrete; 3- Cavalgamento Hornachos-Villaharta; 4- Falha de Ater do Chão - Campo Maior; 5- Falha de Azuaga; 6- Falha de Malcocinado; 7- Cavalgamento do Monesterio; 8- Cavalgamento da Juromenha; 9- Falha de Beja-Valdelarco; 10- Cavalgamento de Ferreira-Ficalho-Almonaster; 11- Falha de Ficalho-Aroche, (adaptado de Simancas et al., 2004).

O corpo resistivo **RD**, localizado perto da zona de contacto entre as cinturas Central-Norte e Central-Sul, é interpretado de forma semelhante, sendo de referir que a sua

configuração vertical e a sua elevada extensão em profundidade poderá ser justificada, de acordo com a informação geológica existente, como uma estrutura tectónica profunda, sub-vertical definindo a área de transição entre as zonas Central-Norte e Central-Sul. O corpo resistivo **RC**, que ocupa uma parte significativa da ZOM e dos complexos cristalinos do Sul (estações 15 a 23), é interpretado como correspondendo ao Maciço Granítico de Évora (Varisco) e aos complexos plutónicos (ante-Varisco) circundantes, cuja génese está associada a anatexia crustal.

O domínio resistivo **RB** e os pequenos fragmentos superficiais que lhe estão associados, com uma localização coincidente com a dos complexos cristalinos do sul (estações 8 a 13), poderão ser interpretados como a parte Sul dos complexos plutónicos ante-Variscos e do Complexo Ígneo de Beja sin-orogénico. Por último, o corpo resistivo **RA** (estações 6 e 7), é interpretado como um possível corpo ígneo do qual não existem evidências geológicas à superfície.

As zonas de baixa resistividade, localizadas até aos primeiros 10 km de profundidade, surgem-nos, no modelo, com configurações geométricas muito variáveis e distribuídas em diferentes profundidades, sendo interpretadas como correspondendo a zonas de falhas (cavalgamentos e falhas de *strike-slip*) que não deverão possuir um conteúdo em grafite suficientemente elevado para alterar significativamente a resistividade eléctrica do meio envolvente (Pous *et al.*, 2004).

O modelo 2D revela-nos, ainda a existência de três corpos condutores identificados na figura 5.26 como **CA**, **CB** e **CC**. Segundo Santos *et al.*, (2002b) uma primeira interpretação para estes corpos condutores, era que estes, num estado anterior, corresponderiam a um nível crustal único, deslocado tectonicamente e interrompido por alguns dos corpos resistivos acima descritos.

No entanto, de acordo com António Mateus (comunicação pessoal, 2005) tal interpretação implicaria não só admitir estarmos perante um nível crustal constituído por um soco granulítico com filmes de grafite interconectados, mas também considerar

que os limites entre os corpos resistivos e os condutores, **RC-CA**, **RE-CB** e **RI-CC** seriam determinados por interfaces com uma origem tectónica particular, ou seja, provavelmente, essas interfaces, seriam resíduos de um grande deslocamento crustal, que teria ocorrido em períodos anteriores e controlado pelos limites reológicos, fruto do contacto de uma base granulítica com uma sequência superior meta-sedimentária que teria sido sujeita a anatexias heterogéneas durante o período Varisco. A ser assim, as rochas graníticas relacionadas com os domínios **RE**, **RF** e **RI** teriam que ser derivadas da crosta ou ser híbridas, já que não existem dúvidas quanto à origem crustal das rochas vulcânicas associadas ao domínio **RC**.

5.5.1 – Interpretação dos modelos 2D de resistividades obtidos para a Zona Ossa Morena

Na figura 5.28 é apresentada a comparação entre os modelos 2D de resistividades obtidos para a Zona Ossa Morena a partir da modelação dos dados de MT dos perfis **S** e **P**. Uma primeira observação permite-nos constatar que existe, entre os dois modelos, uma concordância na distribuição dos principais domínios resistivos e condutores em ambos os perfis.

Mesmo, observando-se algumas diferenças de configuração geométrica, é de se realçar a correspondência existente nos dois perfis, entre os pares,; **RI-CC** (perfil **S**) e **R4-C5** (perfil **P**), entre **RE-CB** (perfil **S**) e **R4-C5** (perfil **P**), entre **RC-CA** (perfil **S**) e **R2-C4** (perfil **P**), e entre os corpos resistivos **RB** (perfil **S**) - **R1** (perfil **P**). As diferenças mais relevantes que se observam são a presença dos corpos resistivos **RD** e **RA** no modelo 2D do perfil **S** e a ausência neste, de continuidade lateral do corpo condutor **C3** observado no perfil **P**.

A forma singular do corpo resistivo **RD** e a sua gradual ligação em profundidade com o corpo resistivo **RF**, sugerem que este último corpo resistivo poderá representar uma apófise de uma unidade plutónica de base profunda, eventualmente, correspondendo à continuidade lateral, em profundidade, do corpo resistivo **R3**.

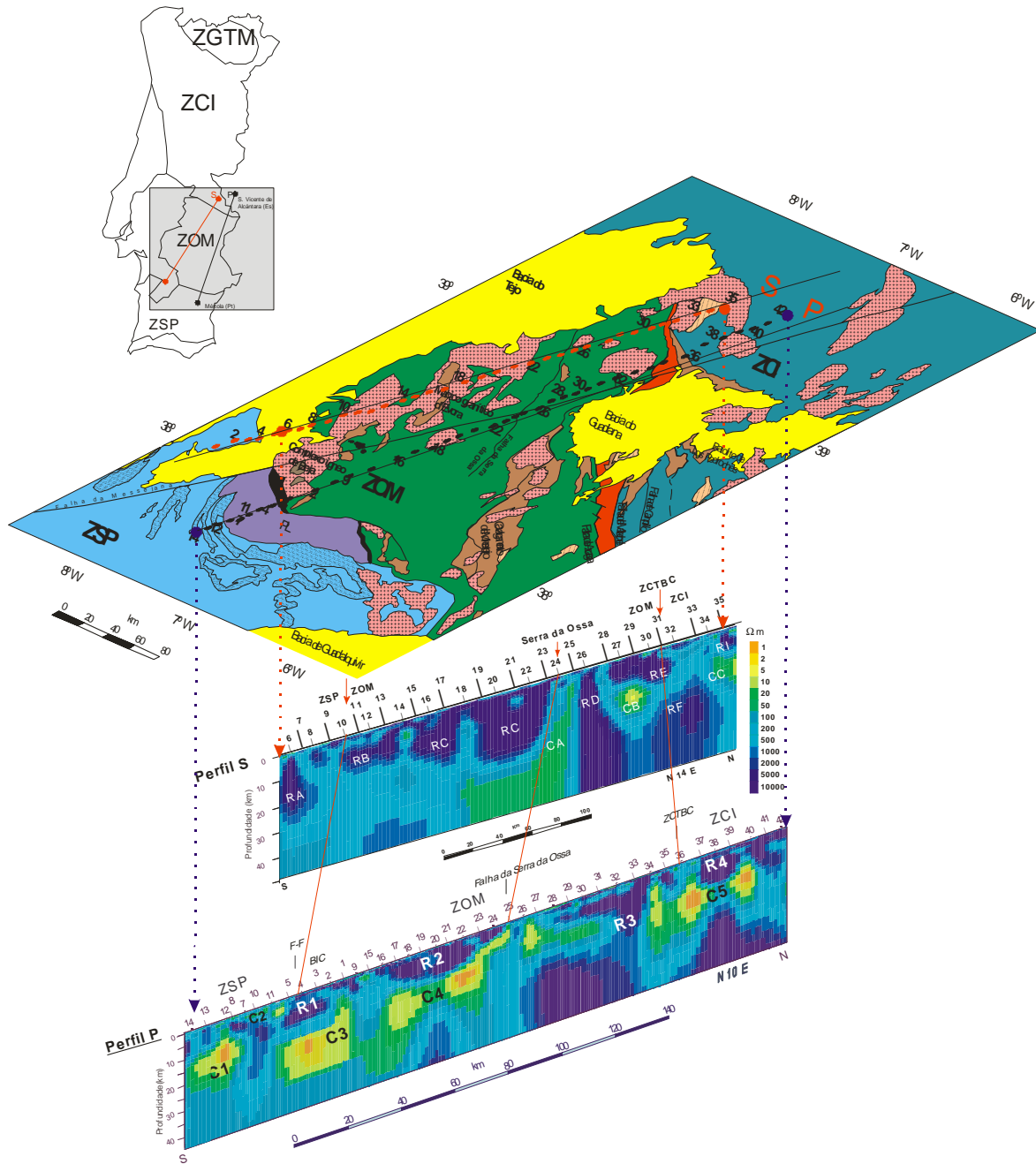


Figura 5.28 – Comparação entre os modelos 2D de resistividades obtidos para o perfil **S** e para o perfil **P** (**R**-estruturas resistivas; **C**-estruturas condutoras).

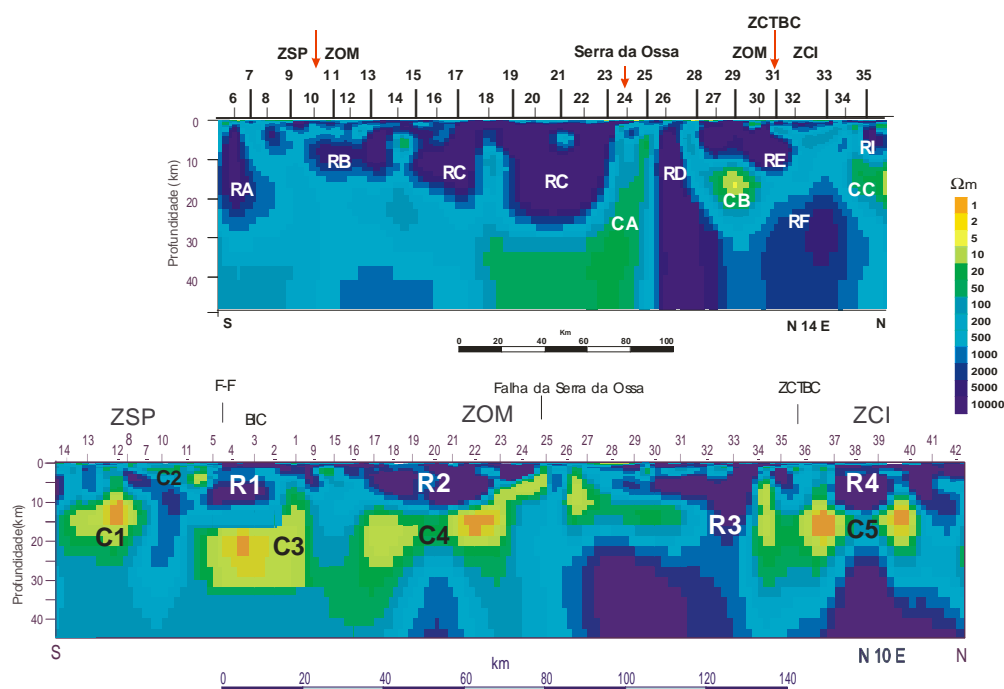


Figura 5.28 – (cont.)– Comparação entre os modelos 2D de resistividades obtidos para o perfil **S** (**Parte superior**) e para o perfil **P** (**Parte inferior**) (**R**- estruturas resistivas; **C**-estruturas condutoras).

Neste caso, os corpos ígneos evidenciados pelos resistivos **RD** e **RE** deverão estar relacionados com a mesma fonte magmática, e o resistivo **RD** será a representação de uma outra intrusão magmática equivalente à do corpo resistivo **R3** na sua parte mais superficial. Deste modo, diferentes contrastes de densidade e viscosidade entre o magma ascensional e a rocha ambiente, como também diferentes mecanismos tectónicos que determinaram a ascensão do magma (principalmente no que se refere à intrusão relacionada com o corpo resistivo **RD**) poderão ser a explicação para as variações observadas na forma e na dimensão deste corpo resistivo. De acordo com António Mateus (comunicação pessoal, 2005) nestas circunstâncias, uma formação híbrida é a explicação mais favorável para os corpos resistivos **RD** e **RE**, sugerindo que alguns componentes do manto foram adicionados à parte inferior da crosta.

A geometria do corpo resistivo **RB**, correspondendo ao Complexo Ígneo de Beja, apresenta-se no perfil **S** muito mais larga e, presumivelmente, mais profunda. Uma das

explicações para as diferenças observadas entre os corpos resistivos **RB** (perfil **S**) e **R1** (perfil **P**) é o facto do sector atravessado pelo perfil **S** ser menos afectado por zonas de deslocamento, com orientação WNW-ESE e componente de deslocamento inverso para N. Neste enquadramento, a ausência de continuidade do corpo condutor **C3** no modelo 2D do perfil **S**, poderá ser interpretado como resultado de uma forte perturbação tectónico-magmática que ocorreu na base crustal ao longo do limite sul da ZOM, devido quer ao desenvolvimento do Complexo Ígneo de Beja, como à instalação do granitóide designado por **RA** (que não tem nenhum correspondente no modelo 2D do perfil **P**). Por último, é de realçar que a descontinuidade sub-vertical que representa o contacto entre as zonas Central-Norte e Central-Sul (corpos resistivos **CA** e **C4** respectivamente), é claramente observada em ambos os modelos 2D obtidos para os perfis **S** e **P**.

5.6 – Caracterização electromagnética da Região de Intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho

Os primeiros estudos de magneto-telúrica realizados na região de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho, por Correia *et al.*, (1993) e Jones e Correia (1995), concluíram, a partir da interpretação de um modelo 3D, que essa região era caracterizada pela existência de blocos resistivos integrados em formações condutoras, e que a falha da Messejana era uma estrutura geológica com uma extensão em profundidade que poderia atingir valores da ordem dos 30 a 40 km.

No entanto, Miranda *et al.*, (1989), a partir da interpretação de um perfil aeromagnético com uma orientação coincidente com a do perfil **P**, tinha concluído que a falha da Messejana não revelava possuir uma assinatura geológica muito acentuada e, conseqüentemente não deveria ser uma estrutura geológica de grande dimensão, e posteriormente, Matias (1996) sugeria igualmente, a partir da interpretação de modelos 2D de velocidades de ondas sísmicas, que a falha da Messejana não deveria ser muito profunda. Os resultados obtidos a partir da interpretação dos dois perfis de

magneto-telúrica realizados a Este e a Oeste da falha da Messejana, atravessando toda a Zona Ossa Morena, apresentados nos subcapítulos anteriores, permitiram compreender a sua estrutura em profundidade, bem como caracterizar as zonas de sutura na fronteira a Sul, com a ZSP, e a Norte, com a ZCI. No entanto, observou-se que continuavam a existir questões ainda em aberto, quer em relação à continuidade lateral das estruturas detectadas na região de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho, quer em relação à sua extensão em profundidade ou mesmo à sua interpretação geológica.

Assim, com o objectivo de se obter uma melhor definição da geometria da sutura entre a ZSP e a ZOM, na região de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho, e contribuir para uma melhor compreensão dos processos geodinâmicos que poderão ter estado na sua origem, foi decidido efectuar-se um perfil de magneto-telúrica, o perfil **C** (figura 5.29), com o objectivo de complementar a informação geofísica (magneto-telúrica) já existente, e possibilitar a sua interpretação e caracterização electromagnética a partir de modelação tridimensional.

O perfil **C**, equidistante dos perfis **S** e **P**, orientado segundo NNE-SSW seguindo uma direcção quasi-paralela a esses dois perfis e com uma extensão aproximada de 70 km, foi constituído por quinze estações de magneto-telúrica, com um espaçamento médio entre estações de 5km a 10km e um tempo médio de aquisição entre dois a três dias.

Os dados dos campos eléctricos e magnéticos foram registados segundo as direcções Norte-Sul (eixo X) e Este-Oeste (eixo Y), com equipamentos METRONIX 03E e ADU06, em gamas de frequências compreendida entre 0,0039s-4000s, e 0,000125s-4000s respectivamente, tendo sido registada a componente vertical do campo magnético somente em 7 estações. Após a inspecção visual das séries temporais e a eliminação dos segmentos contaminados por ruído, calcularam-se as componentes do tensor das impedâncias, aplicando-se um método de processamento robusto (Egbert e Booker, 1986; Junge, 1992), obtendo-se as curvas de resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética *Tipper* para cada uma das estações.

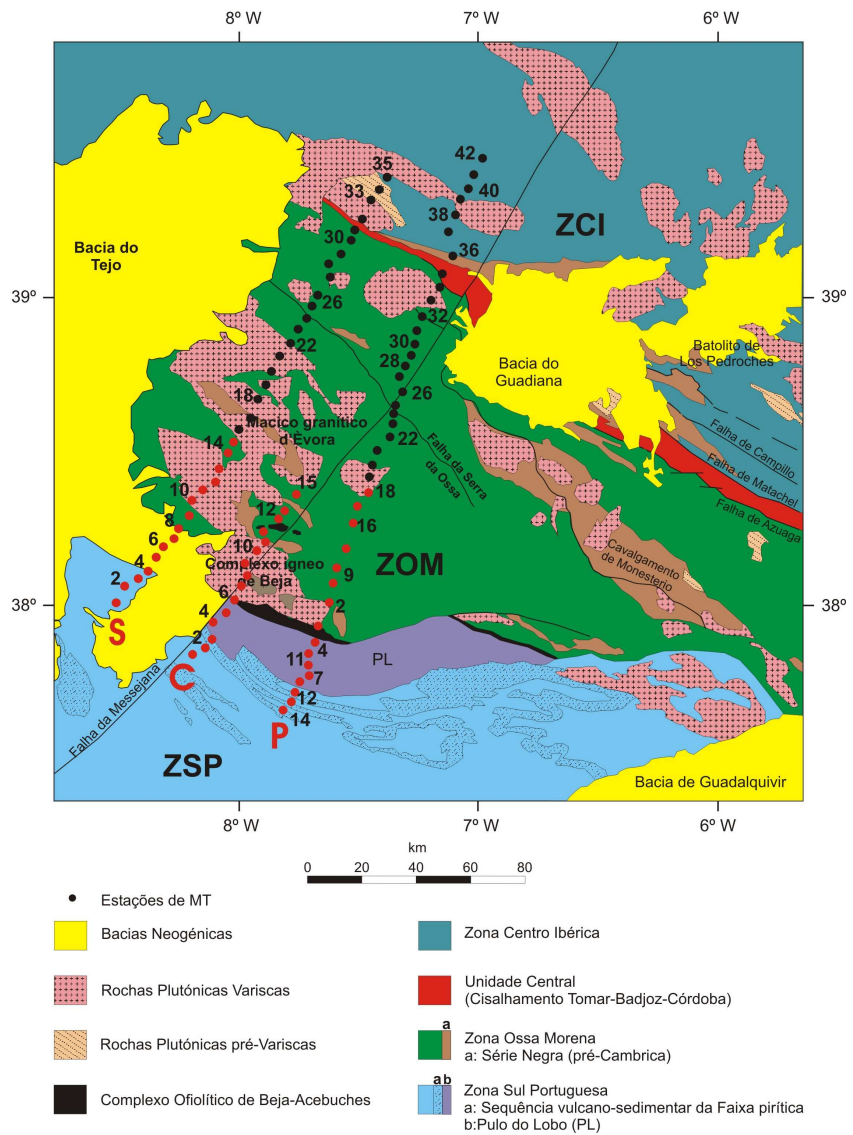
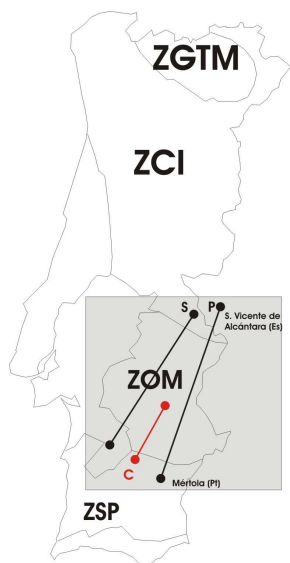


Figura 5.29 – Localização das estações de MT do perfil C relativamente às principais estruturas geológicas da região em estudo e à posição dos Perfis P e S. ZGTM: Zona Galiza Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro Ibérica, ZOM: Zona Ossa Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.

● - Estações de MT consideradas para a modelação 3D

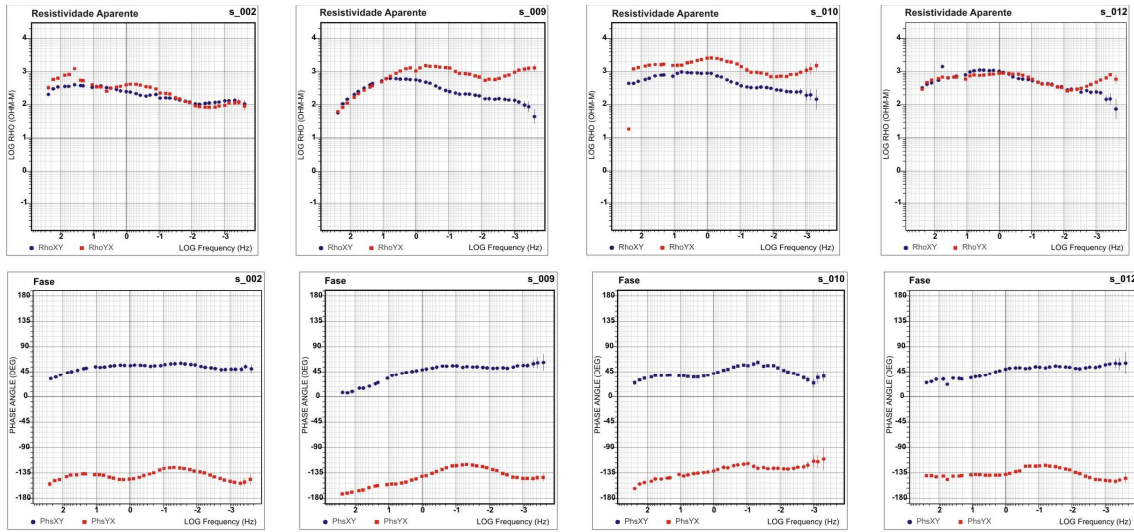
A análise ao comportamento das curvas de resistividade aparente e fase do perfil **C** (figura 5.30), permitiu identificar a existência de uma variação no declive das curvas, de Sul para Norte, comportamento semelhante ao observado nas curvas de resistividade aparente e fase obtidas para o perfil **P**, mas não identificado nas curvas do perfil **S**. Tal comportamento permitiu inferir que a distribuição de resistividades, em profundidade, na parte Oeste da ZOM, era diferente da observada a Este, sendo essa diferenciação determinada pela presença da falha da Messejana.

Por forma a considerar-se a informação relativa à distribuição de resistividades do perfil **C** no modelo inicial tridimensional, procedeu-se, previamente, ao estudo da sua dimensionalidade e direcção regional e, posteriormente, à sua modelação por inversão 2D.

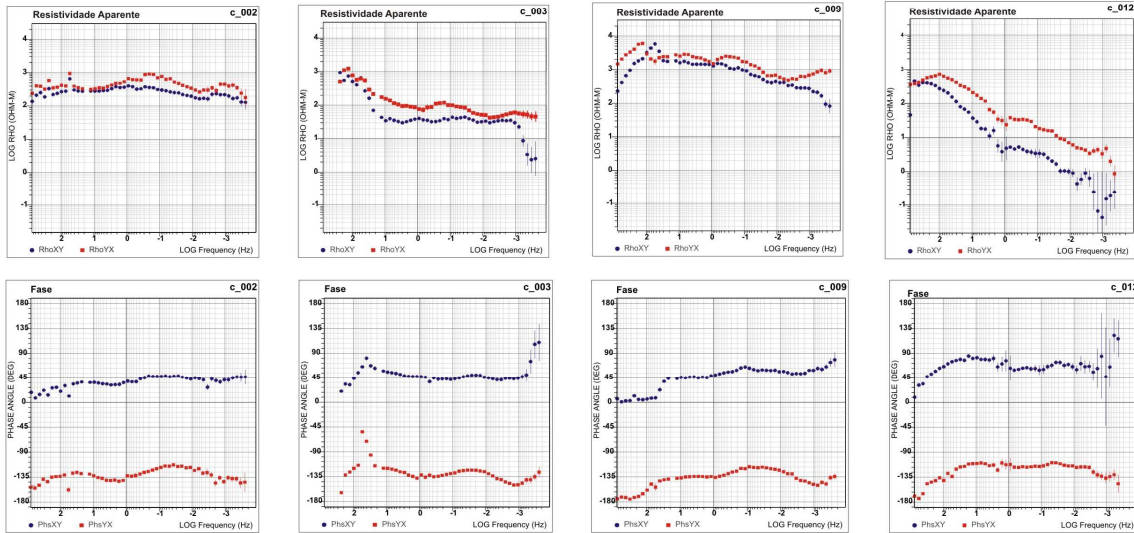
O estudo da dimensionalidade foi efectuado aplicando-se o algoritmo de decomposição do tensor multi-estação, multi-frequência de Mcneice & Jones (2001) obtendo-se uma direcção regional predominante, segundo N104°E, com erros mínimos de 5% para a resistividade aparente e de 3° para as fases. A direcção N104°E foi então considerada como o *strike* regional da estrutura em estudo, associando-se a direcção N104°E ao modo TE e a direcção N14°E ao modo TM, procedendo-se à rotação dos elementos do tensor das impedâncias de um ângulo de 14° e obtendo-se as respectivas curvas de resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética segundo essa direcção.

Após a rotação das curvas de resistividade aparente e fase, estas foram agrupadas por zonas em função das semelhanças de comportamento, tendo-se verificado que a dispersão nos primeiros valores das curvas de resistividade aparente, devido ao efeito de *static shift*, não era muito acentuado (inferior a uma década). Para cada uma dessas zonas determinou-se o valor médio dos valores mais baixos das curvas de resistividade procedendo-se ao nivelamento das mesmas em função desse valor.

Perfil S



Perfil C



Perfil P

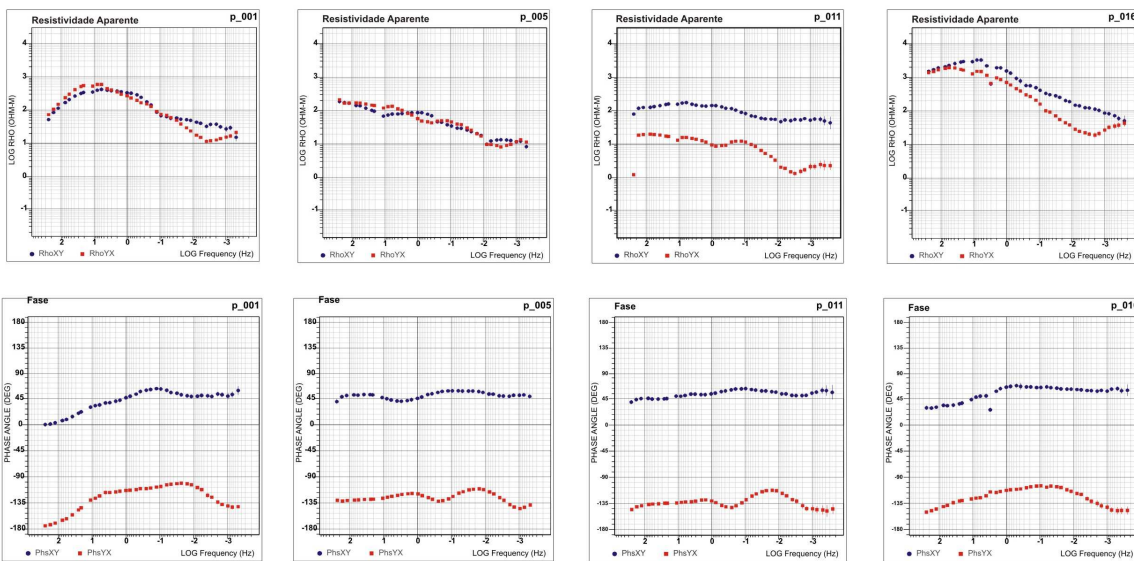


Figura 5.30 – Curvas de Resistividade aparente e fase, segundo as direções de medida, para quatro estações dos perfis S, C e P (● - modo TM; ■ - modo TE).

A inversão (2D) dos valores da resistividade aparente, fase e funções de transferência magnética, de ambas as polarizações TM e TE foi efectuada a partir do método REBOCC de Siripunvaraporn e Egbert (2002). No processo de inversão foi considerado, na parte Sul do modelo, o efeito do oceano Atlântico tendo-se fixado a resistividade no valor de $0,3 \Omega \cdot m$, tendo sido adoptado o mesmo processo iterativo descrito no subcapítulo anterior, obtendo-se no final um modelo de resistividade com um erro quadrático médio (*rms*) de 2.9.

5.6.1 – Modelação Tridimensional

Considerando-se então, a informação obtida a partir do modelo 2D para o perfil **C**, a informação relativa aos modelos 2D de distribuição de resistividades para os perfis **P** e **S** e a informação geológica existente procedeu-se à construção do modelo inicial 3D (figura 5.31 A).

Na modelação 3D, a construção da malha de um modelo inicial, é um processo complexo, que requer uma solução de compromisso entre a dimensão da malha, a qualidade dos resultados, o tempo de computação e a capacidade de cálculo. A título de exemplo, se for pretendido que os valores dos campos eléctricos e magnéticos sejam obtidos com um determinado erro mínimo, isso implicará a construção de uma malha fina, com um número muito elevado de células, o que se traduzirá num "custo" muito elevado em termos de tempo de processamento e capacidade de cálculo. Ou, se tivermos um modelo que inclua contrastes de resistividade muito elevados, como por exemplo, uma fronteira entre terra-mar, nessas zonas a malha deverá ser, igualmente, muito fina, o que por vezes, em qualquer das situações acima referidas, conduz a que se ultrapassem os limites da capacidade de cálculo.

No caso concreto da região em estudo, e pelo o que já pudemos observar nos modelos bi-dimensionais anteriormente apresentados, os principais constrangimentos a serem

considerados na construção do modelo inicial advêm da existência de vários corpos condutores e resistivos, fronteiros entre si, e da presença do mar, o que em ambos os casos corresponde a fronteiras com um elevado contraste de resistividade e, conseqüentemente, obriga ao refinamento da malha nessas zonas.

Tendo por base as considerações acima efectuadas o modelo inicial foi construído utilizando-se o programa de interpretação de dados magneto-telúricos, *GeoTools*, obtendo-se uma malha com 71x70x34 células, respectivamente segundo as direcções N-S, E-W e, em profundidade. Atendendo ao facto de a malha obtida se encontrar no limite da capacidade do programa, e ao facto das estações se encontrarem espaçadas entre si de distâncias compreendidas entre 5 a 10 km, o que não possibilita a representação rigorosa, no modelo inicial 3D, da complexidade geológica da região em estudo, foi entendido não se considerar na modelação 3D algumas das estruturas superficiais de pequena escala identificadas nos modelos de resistividade 2D.

No modelo foi considerado o oceano Atlântico tomando-se para o efeito uma aproximação à batimetria de costa e os valores da distribuição de condutividades na crosta oceânica obtidos por Santos *et al.*, (2003). A modelação tridimensional foi efectuada utilizando-se o algoritmo 3D de Mackie e Booker (1999). Os limites para as condições de fronteira 2D foram considerados à distância de 280 km a partir do centro do modelo, e o limite para a condição de fronteira 1D foi considerado à profundidade de 300km.

As respostas do modelo foram calculadas para um total de 47 estações de MT (15 estações do perfil **S**, 15 estações do perfil **C** e 17 estações do perfil **P**) localizadas em torno da zona de intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento Ferreira-Ficalho (figura 5.29) e para cinco períodos (0,1 s, 1 s, 3,12 s, 10 s e 100 s) seleccionados de entre aqueles que, testados previamente, mostraram produzir menores efeitos de instabilidades numéricas (Mackie *et al.*, 1994).

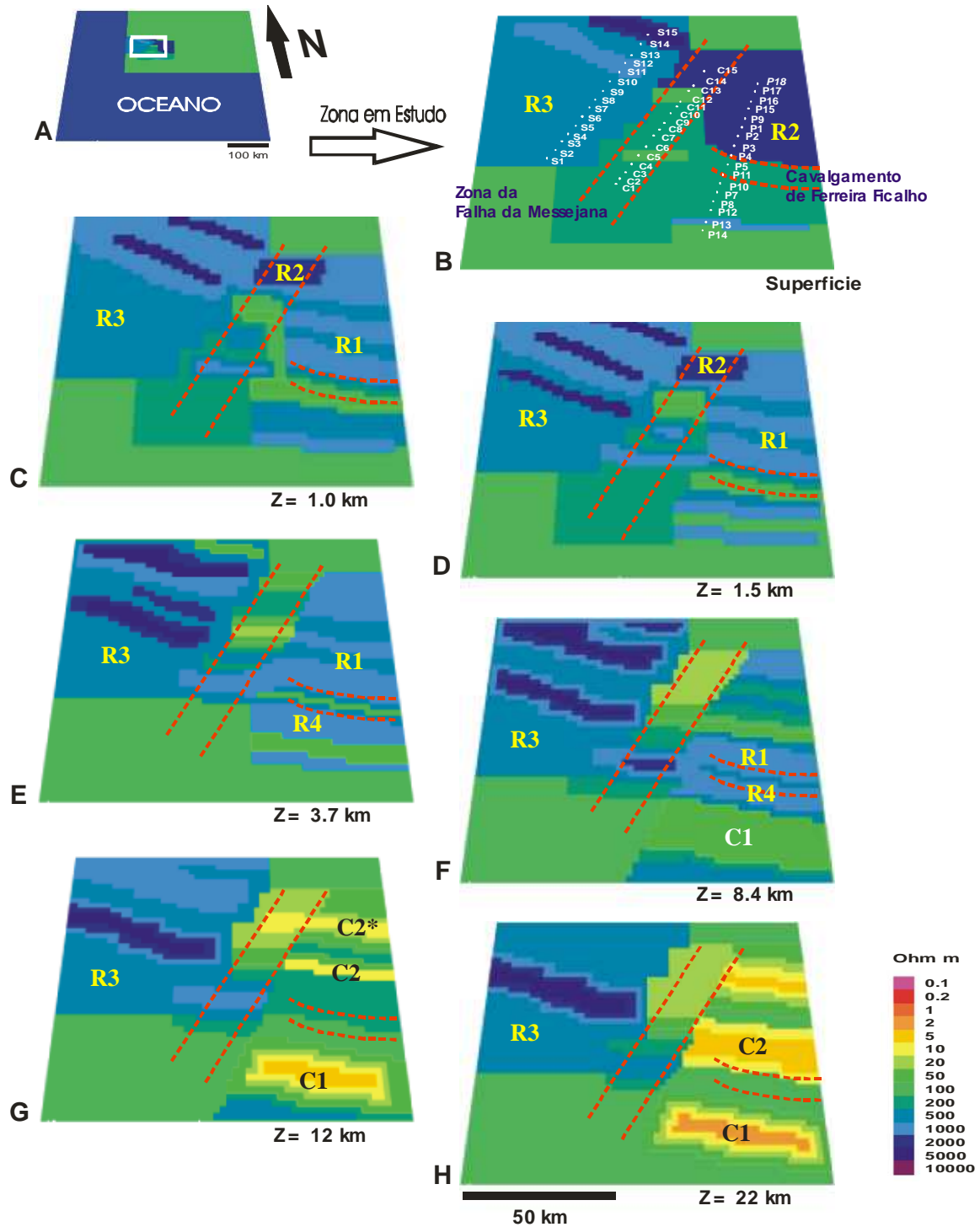


Figura 5.31 – Cortes Horizontais para o modelo de resistividades 3D. **(A)** Representação geral do modelo inicial incluindo o efeito do Oceano Atlântico. **(B)** Corte mais superficial do modelo na região em estudo. **(C)** Modelo 3D à profundidade de 1km. **(D)** Modelo 3D à profundidade de 1.5 km. **(E)** Modelo 3D à profundidade de 3.7 km. **(F)** Modelo 3D à profundidade de 8.4 km. **(G)** Modelo 3D à profundidade de 12 km. **(H)** Modelo 3D à profundidade de 22 km.

Na figura 5.31 são apresentados sete cortes do modelo final 3D, por ordem decrescente, desde a superfície até à profundidade de 22 km. Na figura 5.32 é apresentada a comparação entre as respostas do modelo 3D e as respectivas curvas de resistividade aparente e fase para quatro estações de cada um dos perfis. Devido ao elevado ruído observado nas componentes diagonais do tensor das impedâncias foi decidido não se efectuar a modelação destas componentes.

A caracterização electromagnética obtida a partir da modelação 3D põe em evidência um conjunto de corpos resistivos (**R**) e condutores (**C**) que apresentam variações morfológicas em profundidade e são intersectados por dois grandes corredores, sub verticais, com orientações aproximadamente NE-SW e WNW-ESE, coincidindo respectivamente, com as localizações correspondentes à falha da Messejana e ao cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

- **Parte do modelo coincidente com a da Zona Ossa Morena**

A figura mostra-nos que a parte do modelo coincidente com a região geológica da Zona Ossa Morena, na qual se encontram localizadas as estações 8 a 15 do Perfil **S**, 7 a 15 do perfil **C** e 5 a 18 do perfil **P**, apresenta uma distribuição de resistividades com valores acima dos $500 \Omega \cdot m$, até profundidades próximas dos 8.4 km, observando-se, a partir dos 3,7 km, o efeito do corredor sub vertical coincidente com a localização da falha da Messejana. Para profundidades superiores aos 8.4 km este corredor separa dois sectores geo-electricamente distintos: um, relativamente mais resistivo a NW, com valores de resistividade a variar entre $500-1000 \Omega \cdot m$, e outro mais condutor a SE, com valores de resistividades inferiores a $200 \Omega \cdot m$. Uma análise mais detalhada aos cortes apresentados na figura 5.31 permite-nos diferenciar alguns aspectos que estão associados à caracterização da estrutura interna da região em estudo. Assim, podemos observar um domínio resistivo **R1**, com valores de resistividade a variar entre os 500 e $1000 \Omega \cdot m$, que se apresenta confinado entre as profundidades de 1 a 8,4 km, sendo a sua continuidade a NW, limitada pelo corredor sub-vertical NE-SW (falha da Messejana), e a sua continuidade a SE limitada pelo corredor sub-vertical WNW-ESE (cavalgamento de Ferreira-Ficalho).

Resistividade Aparente

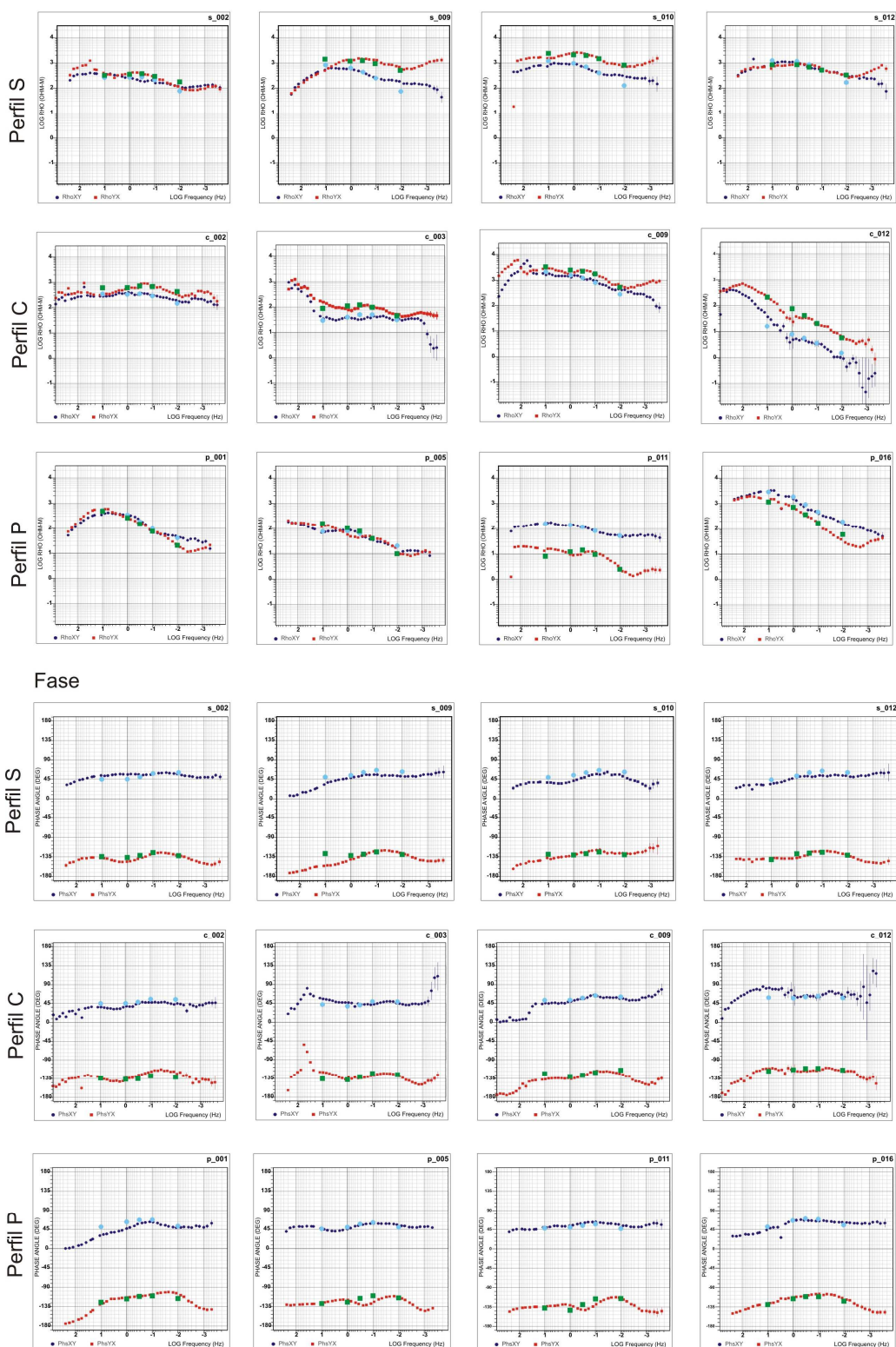


Figura 5.32 – Comparação entre as curvas resistividade aparente e fase obtidas com a modelação 3D (pontos azuis e verdes de maiores dimensões) e as curvas dos perfis S, C e P.

Na parte mais superficial (profundidades até 0,5 km) observa-se a presença de um corpo resistivo **R2**, com valores de resistividade a variar entre os 1000 e 2000 $\Omega \cdot m$, em sobreposição ao corpo **R1**. À medida que evoluímos em profundidade verificamos que este corpo **R2**, vai-se confinando a uma pequena área deixando de se observar o seu efeito para profundidades superiores a 1,5 km. Nos cortes mais superficiais verificamos que a parte NW do corpo resistivo **R2** encontra-se interligado a uma região mais resistiva (valores de resistividade entre 2000-5000 $\Omega \cdot m$) com uma orientação WNW-ESE, mantendo a localização e orientação até à profundidade de 1.5 km. À medida que a profundidade aumenta verifica-se que este corpo apresenta um ligeiro deslocamento para W, com rotação para SSW, até deixar de ser observado a partir dos 12 km de profundidade.

Para profundidades superiores a 8.4 km verificamos que a estrutura resistiva começa a ser substituída por uma estrutura condutora constituída, a partir dos 12 km, por dois corpos condutores sub-paralelos (**C2** e **C2***) com valores de resistividade compreendidos entre os 5 $\Omega \cdot m$ e os 10 $\Omega \cdot m$, separados por uma região resistiva com valores de resistividades não muito elevados. A estrutura condutora (**C2**) apresenta continuidade em profundidade, até aos 22km, e o seu limite a Sul coincide com o corredor sub-vertical WNW-ESE associado ao cavalgamento de Ferreira-Ficalho. A extensão para W do condutor **C2***, à profundidade de 12 km, reforça o carácter condutor do corredor sub-vertical NE-SW (falha da Messejana). Face aos resultados obtidos neste modelo parece-nos plausível admitir que a partir dos 12 km, os condutores **C2** e **C2*** deverão corresponder, em profundidade, a um único corpo que ocupa toda a área por debaixo do corpo resistivo **R1**.

- **Parte do modelo coincidente com a da Zona Sul Portuguesa**

A parte do modelo coincidente com as regiões geológicas pertencentes à Zona Sul Portuguesa, ao Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e ao Terreno do Pulo do Lobo, na qual se encontram localizadas as estações 1 a 8 do Perfil **S**, 1 a 6 do perfil **C** e 11 a 14

do perfil **P**, revela a existência de dois domínios distintos, separados pelo corredor sub-vertical NE-SW (falha da Messejana).

O primeiro ocupa toda a região NW sendo caracterizado pela presença de um extenso corpo resistivo (**R3**), com valores de resistividade a variar entre 500-1000 $\Omega \cdot m$, aparentando possuir uma extensão em profundidade superior aos 22 km. Este corpo resistivo apresenta no seu interior uma região de resistividade mais elevada (2000-5000 $\Omega \cdot m$) cuja localização se vai deslocando para SW à medida que a profundidade aumenta.

Por outro lado, na região SE, observamos a existência de uma região condutora com um valor de resistividade em média inferior a 200 $\Omega \cdot m$ e, para profundidades superiores a 12 km, verifica-se a presença de um condutor (**C1**) orientado segundo WNW-ESE e com um valor de resistividade inferior a 10 $\Omega \cdot m$.

Para profundidades compreendidas entre os 3,7 e os 8,4km observamos a existência de um corpo resistivo (**R4**), localizado acima do corpo **C1** a Sul do corredor WNW-ESE (cavalgamento de Ferreira-Ficalho), com valores de resistividade entre 1000-2000 $\Omega \cdot m$, apresentando um desenvolvimento vertical. Para profundidades superiores a 8,4 km, o corpo resistivo **R4** interliga-se com o corpo **R1**, definindo uma região de resistividade moderada (100-200 $\Omega \cdot m$), constituindo a fronteira norte do corpo **C1**.

Na figura 5.33 são apresentados os cortes verticais do modelo 3D coincidentes com os perfis **S**, **C** e **P** de onde é possível destacar-se, para o caso do perfil **C**, na região correspondente à transição entre a ZSP e ZOM (entre as estações 2 e 8), a existência de uma estrutura resistiva com uma extensão até aos 10km de profundidade coincidente, em localização e valor de resistividade, com o domínio resistivo **RA** observado no modelo 2D obtido para o perfil **S**, e ainda na parte mais a Norte do perfil, a existência de uma estrutura condutora, a profundidades compreendidas entre os 5 e os 20 km, com uma localização coincidente com a do domínio condutor **C3** observado no modelo 2D obtido para o perfil **P**.

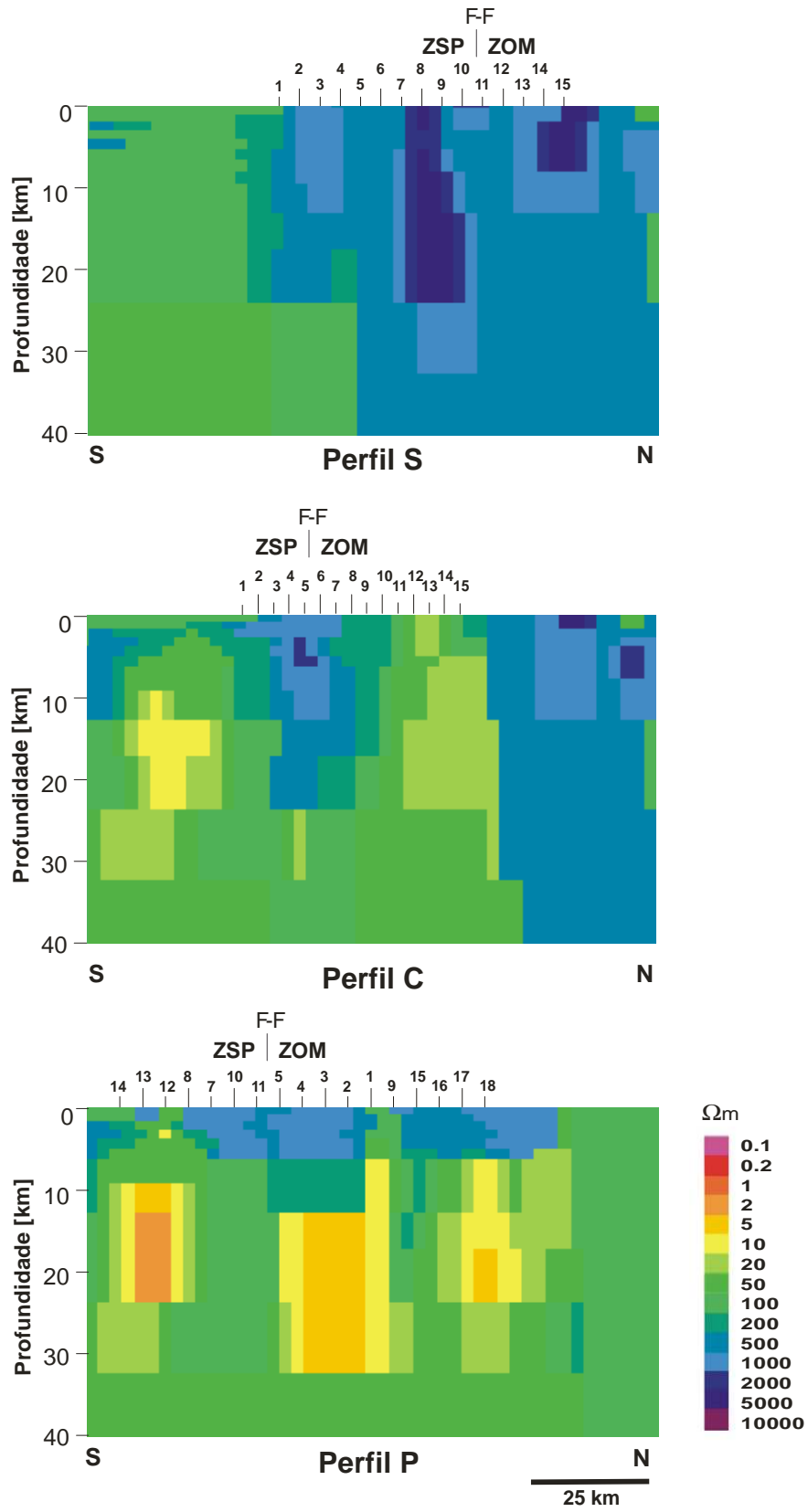


Figura 5.33 – Cortes verticais do modelo 3D coincidentes com os perfis, **S**, **C** e **P**.

5.6.2 – Testes de Sensibilidade

Atendendo ao facto de os perfis de magneto-telúrica utilizados para a modelação 3D se encontrarem relativamente espaçados entre si, e tendo em conta que a resolução em profundidade, de qualquer método electromagnético, diminui com a profundidade, decidiu-se efectuar a análise à sensibilidade das respostas do modelo, a variações nos valores das resistividades das principais estruturas condutoras e resistivas obtidas no modelo 3D, nomeadamente a estrutura resistiva (2000 a 5000 $\Omega \cdot m$) que se observa na parte noroeste do modelo 3D, o corpo condutor **C2** e o comportamento geoelectrico da falha da Messejana.

Assim, de forma a analisar-se a influência da estrutura resistiva (2000 a 5000 $\Omega \cdot m$) que se observa na parte noroeste do modelo 3D, interligada ao corpo resistivo **R2**, a mesma foi substituída por uma estrutura com igual configuração e uma resistividade de 500 $\Omega \cdot m$. A comparação entre os resultados obtidos pela modelação 3D e os resultados obtidos com esta variação, são apresentados na figura 5.34A, para a estação 11 do perfil **S**. Pela figura podemos concluir que a substituição da estrutura resistiva inicialmente considerada, por uma outra de resistividade mais baixa e uniformemente distribuída, traduz-se num considerável desajuste nas respostas das curvas de resistividade aparente e fase para os períodos compreendidos entre 1s e 30s, segundo a direcção YX.

A influência do corpo condutor **C2** com valores de resistividade compreendidos entre os 5 $\Omega \cdot m$ e os 10 $\Omega \cdot m$ (figura 5.31) foi analisada fazendo-se variar a sua resistividade para um valor de 50 $\Omega \cdot m$. A comparação entre os resultados obtidos (figura 5.34B), para o caso da estação 4 do perfil **P**, mostra-nos que o aumento do valor da resistividade deste corpo para valores muito próximos dos valores das estruturas adjacentes, afectará fortemente as respostas das curvas de resistividade aparente e fase segundo a direcção YX, para períodos superiores a 10 s, conduzindo a um desajuste entre as curvas.

O comportamento geoelectrico da falha da Messejana foi analisado considerando-se que esta seria representada por uma zona condutora, com cerca de 5km de largura e 20km de profundidade e uma resistividade de $10 \Omega \cdot m$. A comparação entre os resultados obtidos (figura 5.34C), para o caso da estação 3 do perfil **C**, mostra-nos a existência de ligeiros desajustes, quer segundo a direcção YX, nos períodos compreendidos entre 1s a 10s, quer segundo a direcção XY, neste caso nos longos períodos das curvas de resistividade aparente. Embora as diferenças entre as curvas não sejam muito significativas, este resultado parece indicar que a falha da Messejana não deverá ser uma estrutura nem condutora, nem muito resistiva, o que é compatível com a presença de preenchimentos doleríticos observados na região e, reforça o seu papel como estrutura de separação dos dois domínios geoelectricos distintos, observados no modelo 3D

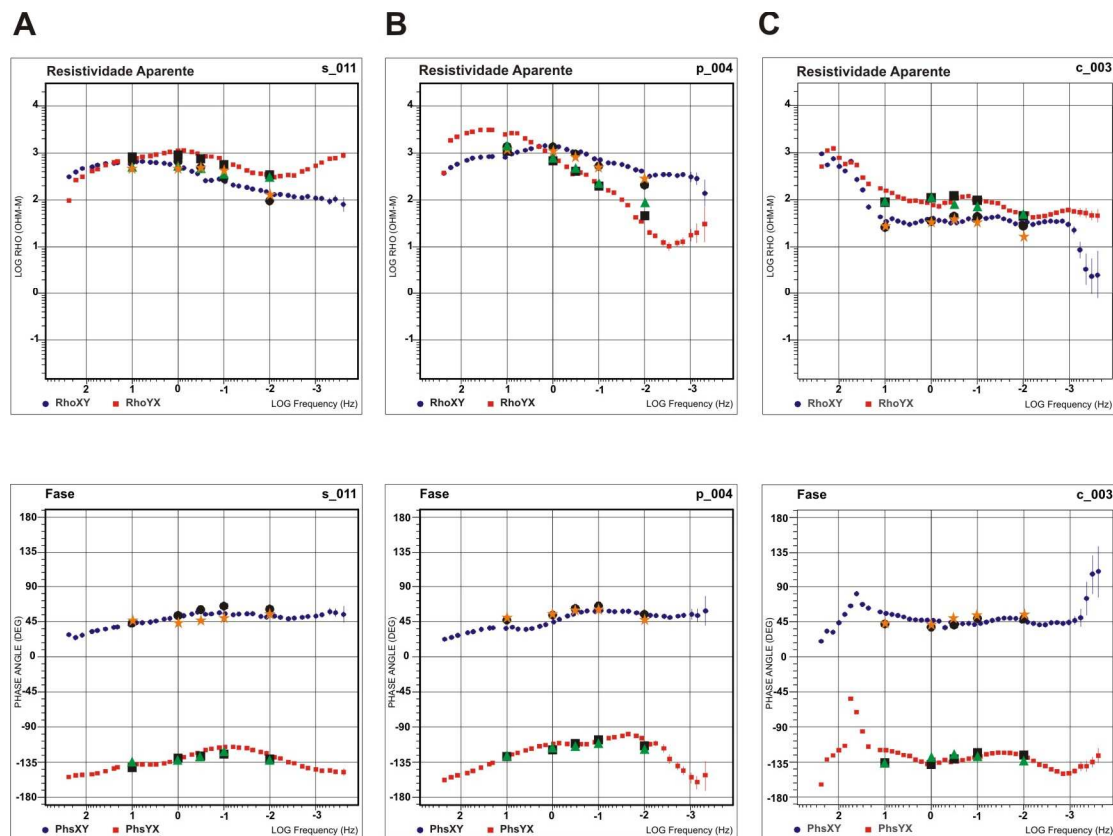


Figura 5.34 – Resistividades aparente e fase para as estações 11 (perfil **S**), 4 (Perfil **P**) e 3 (perfil **C**), usadas nos testes de sensibilidade. ● XY - valores medidos, direcção XY; ■ YX - Valores medidos, direcção YX; ■ - Modelo 3D inicial, direcção XY; ◆ - Modelo 3D inicial, direcção YX; ★ - Testes de sensibilidade, direcção XY; ▲ - Testes de sensibilidade, direcção YX.

5.6.3 – Interpretação do modelo 3D

Considerando que os resultados apresentados nos cortes da figura 5.31 são passíveis de ser correlacionados com as estruturas geológicas observadas na região e com as diferentes litologias existentes em cada uma das suas unidades geotectónicas, procuraremos, neste subcapítulo, efectuar uma interpretação mais aprofundada às principais estruturas observadas no modelo 3D, pretendendo-se desta forma clarificar alguns aspectos relativos à natureza e estrutura da crosta ao longo da zona de transição entre a ZSP e a ZOM.

Do modelo 3D é de realçar os corredores sub verticais NE-SW e WNW-ESE interpretados como estruturas que separam domínios crustais com diferentes comportamentos geoelectricos, correspondendo às duas grandes estruturas tectónicas existentes na região, a falha da Messejana e ao cavalgamento de Ferreira-Ficalho, respectivamente. Os resultados obtidos mostram-nos que a falha da Messejana é, efectivamente, uma estrutura geológica mais profunda do que o suposto até agora por outros métodos geofísicos e, em conformidade, com o previsto em vários estudos geológicos. Estes resultados são, de igual modo, compatíveis com a interpretação geológica para a zona de cavalgamento de Ferreira-Ficalho, sugerindo que a raiz deste corredor WNW-ESE, poderá constituir o registo do antigo contacto entre as regiões tectónicas da BAOC e PLT.

As principais características litológicas e estruturais da ZOM são, de igual modo, observadas no modelo 3D obtido. Os valores de resistividade observados para o domínio **R2**, na sua parte mais superficial (primeiros 500m), serão o resultado da integração de diferentes intrusões ígneas e sequências metamórficas de natureza e idades muito diferentes, e quando limitado à profundidade de 1.5 km o corpo resistivo **R2** coincide com a parte profunda do batólito granodiorítico de Reguengos de Monsaraz, correspondendo a sua parte mais resistiva, na região WNW-ESE, à fronteira NE do Maço Granítico de Évora.

De acordo com esta interpretação e considerando a informação geológica até agora existente, os domínios resistivos adjacentes, com valores de resistividade compreendidos entre 500 e 1000 $\Omega \cdot m$, corresponderão às sequências metamórficas do período Proterozoico-Cambriano, as quais são consistentes com a extensão e natureza geoelectrica observadas para o corpo resistivo **R1**.

A partir destes dois resultados conclui-se que a sequência metamórfica é muito mais profunda na parte NW da região em estudo, do que na parte SE, atingindo profundidades compreendidas entre os 12km e os 22km. Uma possível interpretação para esta diferença é a possível existência de uma estrutura tectónica, retomada posteriormente pela falha da Messejana, que terá tido um papel significativo na evolução da crosta elevando a base da sequência metamórfica para profundidades mais superficiais (8 a 12 km) (António Mateus, comunicação pessoal, 2005). No entanto, é de se referir que a justificação para este levantamento do bloco metamórfico não poderá ser atribuída unicamente ao deslocamento vertical da falha da Messejana, uma vez que se sabe que a amplitude máxima de deslocamento vertical acumulado, ao longo desta estrutura, não ultrapassa as centenas de metros.

Contudo, considerando-se o levantamento das sequências metamórficas na parte SE da região em estudo, então o condutor **C2** (evidenciado a partir dos 12 km até aos 22 km profundidade) deverá corresponder ao soco granulítico da ZOM, com conteúdo em grafite, proposto anteriormente na interpretação dos modelos 2D obtidos para os perfis **P** e **S**, respectivamente. Consequentemente, os valores de resistividade observados na parte superior do corpo condutor **C2** poderão ser interpretados como sendo devido a rochas metamórficas ricas em carbono que foram sujeitas a metamorfismo de alta temperatura (Pous *et al.*, 2004), ou como resultando da ocorrência de um descolamento crustal controlado pelas fronteiras reológicas desenvolvidas inicialmente ao nível da zona de contacto entre a sequência metamórfica e o soco granulítico.

Ainda no que concerne à Zona Ossa Morena, deverá referir-se que a zona de cavalgamento Varisco que separa a Cintura Central-Sul dos Complexos Cristalinos do Sul, claramente identificada no modelo 2D do perfil **P**, não é visível no modelo 3D. Este facto, deve-se essencialmente, a problemas de fronteira associados à construção da malha do modelo inicial 3D.

Uma análise mais detalhada às posições relativas dos corpos resistivos **R3** e **R4** e do corpo condutor **C1** apresentadas nos cortes da figura 5.31, permite-nos observar que o contacto tectónico (WNW-ESE) entre o Terreno do Pulo do Lobo (PLT) e a ZOM identificado no sector NE da região em estudo, não é visível na parte NW do modelo 3D. No seu lugar, próximo da região de contacto, observa-se a existência de uma faixa resistiva, orientada segundo a mesma direcção WNW-ESE, variando a sua profundidade desde os 500m e os 12 km. Esta faixa poderá ser interpretada como um corpo único deslocado tectonicamente, ou por dois corpos distintos, em *échelon*, afundando-se para SW.

Ambas as interpretações são compatíveis com a presença de intrusões ígneas equivalentes ao Granodiorito Gil Marquez, que se observa na parte espanhola do Terreno do Pulo do Lobo, cuja implantação foi fortemente controlada por estruturas tectónicas associadas à evolução geodinâmica deste terreno (António Mateus, comunicação pessoal, 2005). O corpo resistivo **R4** deverá, provavelmente, ter o mesmo significado geológico, apresentando continuidade lateral até à profundidade de 3,7 km. A profundidade encontrada para os corpos condutores **C1** e **C2** está em concordância com os resultados obtidos por Pous *et al.*, (2004), a partir de dados de MT, na parte espanhola correspondente à região aqui estudada.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

6.1 – Discussão dos resultados obtidos

No início deste trabalho propusemos, como objectivos, proceder à caracterização electromagnética da Zona Ossa Morena, nomeadamente, a caracterização da distribuição de condutividade eléctrica na crosta, a definição das suas fronteiras em profundidade, a caracterização das zonas de sutura entre as diferentes zonas tectónicas (Zona Sul Portuguesa, Zona Ossa Morena, Zona Centro Ibérica) e a definição da profundidade estimada para o nível de descolamento da crosta inferior não deformada da ZOM.

Neste capítulo serão apresentados e discutidos os principais resultados obtidos.

Sobre a caracterização electromagnética da ZOM

A aquisição, processamento, interpretação e modelação dos dados de noventa e duas estações de magneto-telúrica, distribuídas em três perfis (**S**, **C** e **P**) com orientação NNE-SSW, perpendiculares às direcções das principais estruturas geológicas da ZOM, permitiu-nos caracterizar a distribuição de resistividades em profundidade nessa região,

revelando-nos uma crosta inferior electricamente heterogénea em oposição às estruturas obtidas a partir de dados de sísmica (Matias, 1996) e magnéticos (Miranda *et al.*, 1989)

De um modo geral observou-se que a estrutura geoelectrica da ZOM pode ser dividida em dois sectores, um a Este e outro a Oeste da falha da Messejana. A distribuição de resistividades, a Este, é essencialmente caracterizada por diferentes zonas condutoras, na crosta média-inferior, associadas a diferentes causas e processos, lançando novas ideias sobre a natureza geoelectrica da crosta e um conjunto de novas questões quer sobre a relação entre o condutor profundo por debaixo da Faixa Piritosa e o seu processo de mineralização, ou ao papel desempenhado pela grafite no comportamento térmico da crosta, ou ainda relativamente à correlação dos condutores profundos com os níveis de descolamento e a sua importância na evolução tectónica da Península Ibérica bem como a sua relação com a reologia actual.

A Oeste da falha da Messejana, a estrutura geoelectrica da ZOM é caracterizada por três aspectos particulares: a presença de uma série de corpos resistivos, superficiais e profundos, relacionados com complexos vulcânicos de idade variável, a existência de três grandes condutores profundos que corresponderão a uma estrutura de base (soco) granulítica contendo películas de grafite, deslocados tectonicamente e interrompidos por alguns corpos vulcânicos e ainda, por zonas condutoras ao longo dos limites ZSP/ZOM e ZOM/ZCI, revelando as suturas entre estas três unidades tectónicoestratigráficas. A diferença mais significativa entre estes dois sectores é a ausência de continuidade lateral do condutor profundo (designado por **C3** na Figura 5.28) situado na parte mais a sul do perfil P.

A interpretação dos modelos 2D de resistividade obtidos no segmento Português da ZOM permitiram identificar e caracterizar as várias estruturas geológicas da ZOM, bem como definir os seus limites e continuidade lateral, tendo sido identificados, o limite Sul da ZOM (zona de sutura entre a ZSP e ZOM), o limite inferior da formação Pulo do Lobo; o cavalgamento de Ferreira-Ficalho, a falha da Serra da Ossa, o Complexo Ígneo de Beja,

os maços graníticos de Portalegre, Nisa e Évora, a formação de *flysch* de Terena, a transição entre a ZOM e a ZCI (Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba), a área de transição entre as zonas Central-Norte e Central-Sul, o Maciço Granítico de Évora e a transição entre a ZOM e a ZCI (Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba).

A partir de dados publicados de fluxo de calor e de modelos de velocidade das ondas sísmicas, para as zonas Sul Portuguesa e Ossa Morena, calcularam-se as curvas de distribuição de temperaturas e os perfis reológicos para a região em estudo obtendo-se a distribuição de tensões em profundidade, a estimativa da zona de transição dúctil-frágil e verificou-se existir, na ZSP, uma camada dúctil para a profundidade de 11-13 km. Esta camada que poderá estar associada ao fenómeno de descolamento que ocorreu durante a fase compressional da evolução da ZSP-ZOM correlaciona-se muito bem com a camada condutora detectada no perfil de MT (figura 5.6) na crosta da ZSP (entre os 10 e 13km) e também com os valores para o nível de descolamento da ZSP obtidos por Almeida et al., (1996). No caso da ZOM verificou-se a existência de uma camada com comportamento frágil com cerca de 20 km de espessura correlacionando-se com a camada observada no modelo 2D de MT sugerindo uma crosta quase uniforme com cerca de 20 km de espessura

Tendo em conta os resultados obtidos por Fonseca (1995) e os cálculos apresentados por Santos et al., (2002b), entende-se que a presença de grafite na crosta média da ZOM, poderá ser o principal responsável pelos baixos valores de resistividade observados nos modelos 2D.

Sobre a correcção dos efeitos de costa em dados de magneto-telúrica

O estudo do comportamento dos vectores de indução nessa região permitiu-nos concluir que os elevados valores de *Tipper* observados nos dados MT recolhidos na Parte Sul de Portugal (especialmente para períodos superiores a 100-300s) eram, essencialmente, devidos aos efeitos geomagnéticos tridimensionais causados pela combinação da geometria de costa com a presença do oceano. A partir da modelação tridimensional

mostrou-se, igualmente, que os efeitos da costa também afectavam os valores das componentes dos tensores das impedâncias.

De forma a remover as distorções causadas pelos efeitos oceano-costa, nos tensores das impedâncias desenvolveu-se uma metodologia que foi testada em dados sintéticos e aplicada com sucesso aos dados recolhidos ao longo dos novos perfis de MT.

Sobre a Região de Interseção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho

A imagem electromagnética obtida, a partir da modelação 3D, na região de fronteira entre a Zona Sul Portuguesa e a Zona Ossa Morena mostram-nos a existência de vários domínios resistivos e condutores, possuindo variações morfológicas em profundidade, intersectados por dois grandes corredores sub-verticais, os quais são geograficamente coincidentes com as zonas da falha da Messejana e do cavalgamento de Ferreira-Ficalho.

O primeiro corredor, com uma orientação aproximada NE-SW, divide a área em estudo em duas regiões, um a NW e outro a SE, os quais apresentam diferentes distribuições de resistividade e comportamentos em profundidade. O segundo corredor, com uma orientação aproximada de WNW-ESE, separa a BAOC da PLT e o contraste de resistividade é, particularmente, evidente no sector SE. Os resultados obtidos mostram-nos que a falha da Messejana é, efectivamente, uma estrutura geológica mais profunda do que o suposto até agora por outros métodos geofísicos, e em conformidade com o previsto em vários estudos geológicos.

Em comparação com os resultados obtidos pelos modelos 2D inversos, o modelo 3D não nos permite obter uma boa definição das estruturas geológicas de pequena escala mais superficiais. No entanto, tem a vantagem de nos permitir caracterizar a continuidade lateral das principais estruturas geológicas da região em estudo.

6.2 – Perspectivas de trabalho futuro

O trabalho desenvolvido e apresentado nesta tese permitiu clarificar algumas questões referentes à estrutura geológica das Zonas Sul e Ossa Morena em território nacional. Naturalmente que face à dimensão do projecto, quer em área quer em número de estações de MT, muitas outras questões foram surgindo ou ficaram por abordar, como sejam, a continuidade lateral (por ex. em território espanhol) de algumas das estruturas, condutores e resistivas, detectadas na parte portuguesa da ZOM, ou a influência da anisotropia eléctrica na modelação 2D de dados de MT, ou ainda a integração de outros dados geofísicos, de sísmica ou gravimetria, na modelação e inversão conjunta dos perfis de magneto-telúrica. A continuação deste projecto e a sua extensão para a parte espanhola da ZOM (projecto em curso pela Universidade de Barcelona em colaboração com o CGUL) já permitiu responder a parte destas questões, e a posterior integração e interpretação de todos os modelos MT existentes permitirá que no futuro se efectue uma caracterização regional de toda ZOM, ao nível da Península Ibérica.

Alguns dos temas abordados nesta tese necessitam de desenvolvimentos futuros. Entre esses temas destaca-se, pela sua importância científica, a relação entre as propriedades reológicas e térmicas da crosta e a expressão geoelectrica da mesma. Este tema é de particular relevância não apenas na elaboração e interpretação de modelos geodinâmicos, mas, igualmente, para a pesquisa de recursos geotérmicos ou de hidrocarbonetos. Igualmente, de grande interesse prático são as metodologias que permitem as correcções das distorções dos tensores das impedâncias magneto-telúricas causadas pela presença do mar. Em diferentes zonas do nosso planeta muitas das regiões em que se revela importante a utilização da MT, quer para a caracterização de riscos ou para a pesquisa de recursos naturais, situam-se próximo das linhas de costa. O método apresentado nesta tese necessita de ser desenvolvido de modo a torná-lo numa ferramenta de utilização corrente no processamento de dados MT adquiridos na vizinhança dos oceanos.

A orientação dos perfis **S**, **D**, **C**, **B** e **P**, a sua disposição em torno da região de intersecção entre a falha da Messejana com o cavalgamento de Ferreira-Ficalho (figura 6.1), constituem, nessa região, uma base de dados com cerca de 60 estações de MT

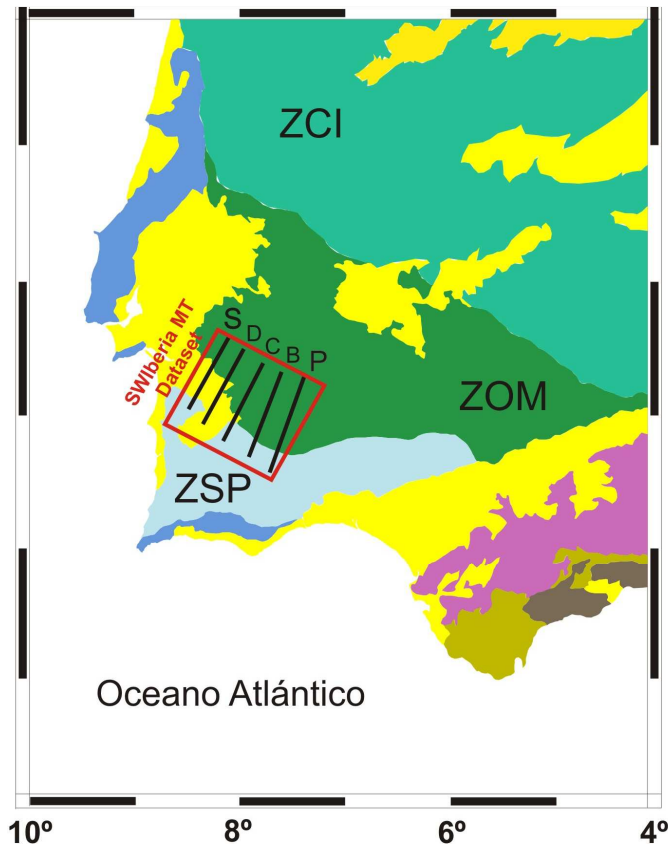


Figura 6.1 – Perfis de magneto-telúrica **S**, **D**, **C**, **B** e **P**, localizados na região intersecção entre a falha da Messejana e o cavalgamento de Ferreira-Ficalho, e que constituem a base de dados "SW Iberia MT Dataset".

distribuídas em 5 cinco perfis quasi-paralelos entre si.

40° A existência de uma base de dados com estas características, quer pela qualidade dos dados mas também, pela natureza do problema geológico existente, é de extrema importância para toda comunidade que se dedica à investigação em MT, pois a sua configuração torna-a útil na verificação e validação de um conjunto muito variado de problemas actuais da MT como sejam, o desenvolvimento de novas metodologias de modelação e inversão 2D e 3D ou de correcção do *Static-Shift*.

38°

36°

No entanto, devido ao facto de as estações terem sido adquiridas com diferentes equipamentos, possuindo diferentes gamas de frequências, e os dados terem sido processados em diferentes períodos de tempo, com diferentes metodologias de processamento, primeiro é necessário proceder-se à normalização dos dados segundo uma mesma gama de frequências, o que implicará efectuar-se o re-processamento de todos os dados adquiridos com o sistema MMS03E de acordo com a gama de frequências do sistema ADU06, e re-construir-se os ficheiros, para cada estação, de acordo com o formato internacional de intercâmbio de dados MT, (formato EDI-Electronic

Data Interchange). Para além dos resultados obtidos e publicados, ao longo destes anos de cooperação entre as equipas da Universidade de Barcelona e do Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa, a disponibilização desta base de dados a toda a comunidade científica nacional e internacional será um dos grandes contributos deste projecto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Afilhado, A., Vales, D., Hirn, A., Gonzalez, A., Matias, L., Mendes-Victor, L. A. (1999). 'Contribution for the monitoring of the SW Portuguese margin: crustal thinning along IAM5', IUGG 99, XXII General Assembly, Birmingham, B.7.
- Agarwal, K., Weaver, J. T. (1989). 'Regional electromagnetic induction around the Indian peninsula and Sri Lanka; a three-dimensional numerical model study using the thin sheet approximation', *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 54,320-331.
- Almeida, E. P., Santos, F. A. M., Mendes-Victor, L. A. (1996). 'The structure of the upper crust in the south Portuguese zone from magnetotelluric studies. Preliminary results', *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.*, vol. 31, 217-229.
- Apalategui, O., L. Eguiluz and C. Quesada (1990). 'Structure, in Pre-Mesozoic Geology of Iberia', edited by R.D. Dallmeyer and E. Martinez-Garcia, pp. 280-291, Springer-Verlag, Berlin.
- Araújo, A. (1995). 'Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena). Implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Atóctone Ibérico', Tese de Doutoramento, Univ. Évora, Évora, Portugal.
- Araújo, A., Ribeiro, A. (1995). 'Tangential transpressive strain regime in the Évora-Aracena Domain (Ossa Morena Zone)', *Bol. Geol. y Minero*, vol.106, 111-117.
- Bahr, K. (1988). 'Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion', *Jour. Geophys.*, vol. 62, 119-127.
- Bahr, K. (1991). 'Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types', *Phys. Earth Planet. Interiors*, vol. 60, 24-38.

- Banks, R.J., Livelybrooks, D., Jones, P., Longstaff, R. (1996). 'Causes of high crustal conductivity beneath the lapetus suture zone in Great Britain' *Geophys. Jour. Int.*, vol. 124, 433-455.
- Berdichevsky, M. N., Fainberg, E. B. (1972). 'On the possibility of experimental division of transient geomagnetic field into poloidal and toroidal parts', *Geomagn. Aeron.*, vol. 12, 950-954.
- Berdichevsky, M. N., Fainberg, E. B. (1974). 'Division of the field of the Sq variations into a poloidal and toroidal parts', *Geomagn. Aeron.*, vol. 14, 373-377.
- Berdichevsky, M. N., Zhdanov, M. S. (1984). 'Advanced theory of deep geomagnetic sounding', *Methods in Geochemistry and Geophysics*, vol.19, Elsevier, Amsterdam, 408pp.
- Berdichevsky, M. N., Vanyan, L. L., Dimitriev, V. J. (1989). 'Methods used in the U.S.S.R. to reduce near surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding', *Phys. Earth Planet. Interiors*, vol. 53, 194-206.
- Berdichevsky, M. N., Vanyan, L. L., Kuznetsov, V. A., Levadny, V. T., Mandelbaun, M. M., Nechaeva, G. P., Okulesky, B. A., Shilosky, P. P., Shapk, J. P. (1980). 'Goelectrical model of the Baikal region', *Phys. Earth Planet. Interiors*, vol. 22, 1-11.
- Bohel, J. E., Bostick, F. X., Smith, H. W. (1977). 'An application of Hilbert Transform to the magnetotelluric method', *Tech. Rep., Electr. Geophys. Res. Lab., University of Texas, Austin*.
- Cagniard, L. (1953). 'Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting', *Geophysics*, vol. 18, 605-635.
- Cantwell, T. (1960). 'Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals', *Ph.D. Thesis, Geol. and Geophysics, M.I.T.*
- Carvalho, J. P. G. (1995). 'Estudo da Zona Sul Portuguesa e da margem Atlântica adjacente a partir de dados geofísicos', *Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa*, 154 pg.
- Cermak, V., (1989). 'Crustal heat production and mantle heat flow in Central and Eastern Europe', *Tectonophysics*, vol. 159, 195-215.
- Chakridi, R., Chouteau, M., Mareschal, M. (1992) 'A simple technique for analysing and partly removing distortion from the magnetotelluric impedance tensor: application to Atibiti and Kapuskasing data (Canada)', *Geophys. Jour. Int.*, vol. 108, 917-929.

- Constable, S. C., Parka, L. K., Constable, C. G. (1987). 'Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data', *Geophysics*, vol. 52, 289-300.
- Correia, A. (1994). 'A magnetotelluric study in the region of the intersection of the Messejana fault and Ferreira-Ficalho overthrust in Portugal', Ph. D. Thesis, University of Alberta, Canada, 345 pg.
- Correia, A., Jones, F.W., Dawes, G., Hutton, V. R. S., (1993). 'A magnetotelluric deep crustal study in south-central Portugal', *Studia Geophysica et Geodaetica*, vol. 37, 331-344.
- deGroot-Hedlin, C. (1991). 'Removal of static shift in two dimensions by regularized inversion', *Geophysics*, vol. 56, 2102-2106.
- Díaz Aspiroz, M., Castro, A., Fernández, C., López, S., Fernández Caliani, J.C., Moreno-Ventas, I. (2004). 'The contact between the Ossa Morena and the South Portuguese zones. Characteristics and significance of the Aracena metamorphic belt in its central sector between Aroche and Aracena (Huelva)', *Journal of Iberian Geology*, vol. 30, 25-51.
- Dosso, H. W., Meng, Z. W., (1992). 'The coast effect response in geomagnetic field measurements', *Phys. Earth Plante. Inter.*, vol.70, 39-56.
- Duque, M.R., Mendes-Victor, L.A., (1993). 'Heat flow and deep temperature in South Portugal', *Stud. Geophys. Geod.*, vol. 37, 279-292.
- Egbert, G., Booker, J. R. (1986). 'Robust estimation of geomagnetic transfer functions', *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 87, 173-194.
- Eguíluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Ábalos, B., Apraiz, A. (2000). 'Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena Zone and related areas of the Iberian Massif', *GSA Bulletin*, vol.112, nº 9, 1398-1413.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Macia, J.G., Rodríguez Fernández, L.R. (1987). 'Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central', *Mem. Fac. Ciências Univ. Porto*, 1, 411-431.
- Fernandez, M., Marzan, I., Correia, A., Ramalho, E. (1998). 'Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula', *Tectonophysics*, vol. 291, 29-53.
- Figueiras, J., Mateus, A., Gonçalves, M. A., Waerenborgh, J. C., Fonseca, P. (2002). 'Geodynamic evolution of the South Variscan Iberian Suture as recorded by mineral transformations', *Geodin. Acta*, vol.15, 45-61.

- Fonseca P. (1995). 'Estudo da sutura Varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo', PhD Thesis, Univ. Lisboa, Lisboa, Portugal.
- Fonseca, P., Ribeiro, A. (1993). 'Tectonics of the Beja-Acebuches ophiolite: a major suture in the Iberian Variscan foldbelt', *Geol Rundsch*, vol. 82, 440-447.
- Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A., Leal, N. (1999). 'Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberian', *Ophioliti*, vol. 24, 259-268.
- Franke, W. (1989), 'Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of Central Europe, in Terranes in the Circum-Atlantic Palaeozoic Orogens', *Special Papers*, vol. 230, edited by R. D. Dallmeyer, pp. 67-90, Geological Society of America.
- Franke, W. (2000), 'The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution, in *Orogenic Processes: quantification and modelin'*, Variscan Belt, Spec. Publ. vol.179, edited by W. Frank, V. Haak, O. Oncken and D. Tanner, pp. 35-64, Geol. Soc. London.
- Groom, R. W., Bailey, R. C. (1989). 'Decomposition of magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three dimensional galvanic distortion', *Jour. Geophys. Research*, vol. 94, 1913-1925.
- Groom, R. W., Bailey, R. C. (1991). 'Analytic investigations of the effects of near surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions', *Geophysics*, vol. 56, 456-518.
- Heinson, G.(1998). 'Lithosphere-asthenosphere interactions: a review,' *Book of abstracts of the 14th Workshop in Electromagnetic Induction in the Earth*, Sinaia, 229-246.
- Heise, W. (2003). 'Aportacions a la interpretació de dades de magnetotellúrica: anisotropia i modelització 3D', *Tese de Doutoramento*, Universidade de Barcelona.
- Heise, W.,Caldwell, T. G., Bibby, H. M.,Bannister, S. C. (2008). 'Three-dimensional modelling of magnetotelluric data from the Rotokawa geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand', *Geophys. Jour. Int.*, vol. 173, nº2, 740-750.
- Hoffmann-Rothe, A., Ritter, O., Haak, V. (2001). 'Magnetotelluric and geomagnetic modelling reveals zones of very high electrical conductivity in the upper crust of Central Java', *Phys. Earth Planet. Int.*, 1124, 131-151.
- Jones, A. G. (1988). 'Static Shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin', *Geophysics*, vol. 53, 967-978.
- Jones, A. G. (1992). 'Electrical conductivity of the continental lower crust', in: D. M. Fountain, R. Arculus e R. W. Kay (eds.),*Continental Lower Crust*, 81-143, Elsevier.

- Jones, A. G., Gough, D. I., Kurtz, R. D., DeLaurier, J. M., Boerner, D. E., Craven, J. A., Ellis, R. G., Mcneice, G. W. (1992) 'Electromagnetic images of regional structure in the southern Canadian Cordillera', *Geophys. Res. Lett.*, vol. 12, 2373-2376.
- Jones, F. W., Correia, A. (1995). 'A comparison between two- and three-dimensional EM models of a region in southern Portugal', in M. Oristaglio e B. Spies (eds.), *Three-Dimensional Electromagnetics*, 555-570.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.S. (1974). 'Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares', escala 1:1.000.000. IGME, Madrid.
- Julivert, M., Martínez, F.J., Ribeiro, A. (1980). 'The Iberian segment of the European Hercynian Foldbelt, in *Géologie de l'Europe*', *Mémoires du BRGM*, vol. 108, edited by J. Cogné and M. Slansky, pp. 132-158, Société Géologique du Nord / BRGM.
- Junge, A.(1992). 'Zur Schätzung der effektiven Anzahl der Freiheitsgrade bei der Bestimmung magnetotellurischer Übertragungsfunktionen', 14th Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Brokheide, pp. 139-148.
- Kunetz, G. (1972). 'Processing and interpretation of magnetotelluric soundings', *Geophysics*, vol. 37, 1005-1021.
- Ledo, J. (2006). '2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation', *Surveys in Geophysics*, vol.27, nº1, 111pgs.
- Ledo, J., Gabas, A., Marcuello, A. (2002). 'Static shift levelling using geomagnetic transfer functions', *Earth Planets and Space*, vol. 54, nº 5, 493-498.
- Lee, T. J., Song, Y., Uchida, T. (2007). 'Three-dimensional magnetotelluric surveys for geothermal development in Pohang, Korea', *Exploration Geophysics*, vol.38, nº1, 89-97.
- Lin, C., Tan, H., Tong T. (2008). 'Three-dimensional conjugate gradient inversion of magnetotelluric sounding data', *Applied Geophysics*, vol.5, nº4, 314-321.
- Livelybrooks, D., Banks, R.J. (1995). 'Boundary between paleoplates investigated with several techniques', *Eos, Transactions, AGU*, vol. 76, pg. 31.
- Lötze F. (1945). 'Zur gliederung des Variscides der Iberischen Meseta', *Geotektonische Forschungen*, vol. 6, 78-92.
- Mackie, R. L., Madden, T. R., Wannamaker, P. (1993). 'Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations-Theory and comparisons to integral equation solutions', *Geophysics*, 58, vol.2, 215-226.

- Mackie, R. L., Smith, J.T., Madden, T. (1994). 'Three-dimensional electromagnetic modelling using finite difference equations: The magnetotelluric example', *Radio. Sci.*, vol. 29, 923-936.
- Mackie, R. L., Bennett, B. R., Madden, T. R. (1996). 'Long-period magnetotelluric measurements near the central California coast: a land-locked view of the conductivity structure under the Pacific Ocean' , *Geophysical Journal*, vol. 95, 181-194.
- Mackie, R. L., Rieven, S., Rodi, W., (1997). 'Users manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data', GSY-USA, Inc., 2261 Market St., Suite 643, San Francisco, Ca, 94114, user documentation.
- Mackie, R. L., Booker, J. R., (1999). 'Documentation for mtd3fwd and d3-to-mt', GSY-USA, Inc., 2261 Market St., Suite 643, San Francisco, Ca, 94114, user documentation.
- Madden, T. R., Nelson, P. (1964). 'A defence of Cagniard's magnetotelluric method', in *Magnetotelluric Methods*, Vozoff K. (ed.), Geophysics reprint series n°5, Soc. Expl. Geophys., 89-102.
- Mareschal, M., Vasseur, G., Srivastava, B. J., Singh, R. N. (1987). 'Induction models of southern India and the effect of off-shore geology', *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 45, 137-148.
- Mareschal, M., Fyfe W.S., Percival J., Chan T. (1992). 'Grain boundart graphite in Kapuskasing gneisses and implications for the lower-crustal conductivity', *Nature*, vol. 357, 674-676.
- Mateus, A., J. Figueiras, M. A. Gonçalves, and P. Fonseca (1999), *Evolving fluid circulation within the Variscan Beja-Acebuches Ophiolite Complex (SE, Portugal)*, *Ophioliti*, 24, 269-282.
- Matias, L. M. (1996). 'A sismologia experimental na modelação da estrutura da crosta em Portugal continental', *Tese de Doutoramento, Universidade de Lisboa*, 398 pg.
- Matte, Ph. (1986), *Tectonics and plate tectonics for the Variscan Fold Belt in Western Europe*. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Matte, Ph. (2001). 'The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review', *Terra Nova*, vol.13, 122-128.
- McNeice, G. W., Jones , A. G., (2001). 'Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data', *Geophysics*, vol. 66, n°1, 158-173.
- Meju, M. A. (1996) 'Joint inversion of TEM and distorted MT soundings: same effective practical considerations', *Geophysics*, vol. 61, 56-65.

- Meju, M. (2005). 'Simple relative space-time scaling of electrical and electromagnetic depth sounding arrays: implications for electrical static shift removal and joint DC-TEM data inversion with the most-squares criterion', *Geophysical Prospecting*, vol. 53, nº 4, 463-479.
- Miranda, J. M., Galdeano, A., Rossignol, J. C., Mendes-Victor, L. A. (1989) 'Aeromagnetic anomalies in mainland Portugal and their tectonic implications', *Earth Plant. Sc. lett.*, vol. 95, 161-172.
- Morse, F. M., Feshbach, H. (1964). 'Methods of theoretical physics', McGraw-Hill Book Company Inc., New York, 1978 pg.
- Munhá, J., Ribeiro, A., Fonseca, P., Oliveira, J.T., Castro, P., Quesada, C. (1989). 'Accreted terranes in Southern Iberia: Beja-Acebuches ophiolite and related oceanic sequences', 28th Int. Geol. Cong., Washington, U.S.A., 481-482.
- Munoz, G. (2005). 'Estudi magnetotellúric tridimensional de les estructures varisques del SW de la Península Ibérica', Tese de Doutoramento, Universidade de Barcelona.
- Munoz, G., Mateus, A., Pous, J., Heise, W., Santos, F. A. M, Almeida, E., 2008. 'Unraveling middle-crust conductive layers in Palaeozoic orogens through 3D modelling of magnetotelluric data; the Ossa-Morena Zone case study (SW Iberian Variscides)', *Jour. Geophys. Research.*, 113, B06106, doi:10.1029/2007JB004987.
- Nam, M. J., Kim, H. J., Song, Y., Lee, T. J., Suh, J. H. (2009). 'Three-dimensional topographic and bathymetric effects on magnetotelluric responses in Jeju Island, Korea', *Geophys. Jour. Int.*, vol. 176, nº 2, 457-466.
- Newman, G. A., Alumbaugh, D. L., (2000). 'Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients', *Geophys. Jour. Int.*, vol. 140, 410-424.
- Newman, G. A., Gasperikova, E., Hoversten, G. M., Wannamaker, P. E. (2008). 'Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field', *Geothermics*, vol.37, nº4, 369-399.
- Nolasco, M., Tarits, P., Filloux, J. H., Chave, A. D., (1998). 'Magnetotelluric imaging of the Society Island hotspot', *Jour. Geophys. Res.*, vol. 103, B12, 30287-30309.
- Ogawa, Y., Uchida, T. (1996) 'A two-dimensional magnetotelluric inversion assuming Gaussian static shift', *Geophys. Jour. Int.*, vol. 126, 69-76.
- Oliveira, J.T., Oliveira, V., Piçarra, J.M. (1991). 'Traços gerais da evolução tectono-stratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal', *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, vol.16, 221-250.

- Orange, A. S. (1989) 'Magnetotelluric exploration for hydrocarbons', *Proceedings of the IEEE*, vol. 77, 287-317.
- Patra, H. P., Mallick, K. (1980). 'Geosounding Principles 2: time-varying geoelectric soundings', *Methods in Geochemistry and Geophysics*, vol. 14B, Elsevier, Amsterdam, 419 p.
- Pellerin, L., Hohmann, G. W. (1990). 'Transient electromagnetic inversion: a remedy for magnetotelluric static shift', *Geophysics*, vol. 61, 56-65.
- Pereira, M.F., Chichorro, M., Linnemann, U., Eguíluz, L., Silva, J.B. (2006). 'Inherited arc signature in Ediacaran and Early Cambrian basins of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Portugal): paleogeographic link with European and North African Cadomian correlatives', *Precambrian Res.*, vol.144, 297-315.
- Pous, J., Lana, X., Correig, A. (1985). 'Generation of earth stratified models compatible with both ellipticity and phase velocity observations of Rayleigh waves', *Pure and Applied Geophysics*, vol.123, 870-881.
- Pous, J., Munoz, G., Heise, W. , Melgarejo, J. C., Quesada, C. (2004). 'Electromagnetic imaging of Variscan crustal structures in SW Iberia: The role of interconnected graphite,' *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 217, 435–450.
- Price, A. T. (1962). 'The theory of magnetotelluric methods when the source field is considered', *Jour. Geophys. Research.*, vol. 67, 1907-1918.
- Pringle, D., Ingham, M., McKnight, D., Chamalaun, F. (2000). ' Magnetovariational soundings across the South Island of New Zealand: difference induction arrows and the Southern Alps conductor', *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol.119, 285-298.
- Quesada, C. (1991), Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif, *Tectonophysics*, 185, 225-245.
- Quesada, C. (1992). 'Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreción sucesiva de Terrenos durante el Proterozoico Superior y Paleozoico)', in: J. C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e J. Rábano (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-America*, 173-190, Universidade de Extremadura, Espanha.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R. D., Gil Ibarguchi, I., Oliveira, T. J., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A. (1991), 'Terranes within the Iberian Massif: Correlations with West Africa sequences,' in: *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations*, pp. 267 – 294, Springer, New York.
- Quesada, C., Fonseca, P., Munhá, J., Oliveira, J. T., Ribeiro, A. (1994). 'The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberian Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance', *Boletín Geológico y Minero*, vol. 105, 3-49.

- Ranganayaki, R. P. (1984). 'An interpretive analysis of magnetotelluric data', *Geophysics*, vol. 49, 1730-1748.
- Ranganayaki, R. P., Madden, T. R. (1980). 'Generalized thin sheet analysis in magnetotellurics: an extension of Price's analysis', *Geophys. J. R. astr. Soc*, vol. 60, 445-447.
- Reddy, I. K., Rankin, D., Philips, R. J. (1977). 'Integral equation modelling of three-dimensional magnetotelluric response', *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol. 46, 182-197.
- Ribeiro, A. (1981). 'A geotransverse through the Variscan fold belt in Portugal, in The Variscan Orogen in Europe', *Geol. Mijnbouw*, vol. 60, edited by H.J. Zwart and V.F. Dornsiepen, pp. 41-44.
- Ribeiro, A. (2000). 'Geodynamic evolution of Iberian Variscides: unsolved questions, in Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement', *GALICIA 2000, Basement Tectonics 15*, A Coruña, Spain.
- Ribeiro, A., Antunes, M., Ferreira, M., Rocha, R., Soares, A., Zbyszensky, G., Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, H., (1979) 'Introduction à la géologie générale du Portugal' *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Ribeiro, A., Silva, J. B., Dias, R., Araújo, A., Marques, F., Merino, H., Fonseca, P., (1988) 'Geodynamics and deep structure of the variscan fold belt in Iberia' in: *Proc. 5th EGT WorkShop, The Iberian Peninsula*, E. Banda e L. A. Mendes-Victor (eds.), 57-64, European Science Foundation.
- Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D. (1990). 'Geodynamic evaluation of the Iberian Massif', in: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 399-409, R. D. Dallmeyer e E. Martinez Garcia (eds.), Springer-Verlag, Berlin.
- Ribeiro A., J. Munhá, R., Dias, A. Mateus, E. Pereira, L. Ribeiro, P. Fonseca, A. Araújo, J.T. Oliveira, J. Romão, H. Chaminé, C. Coke and J. Pedro (2007), *Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides*, *Tectonics*, in press.
- Rijo, L. (1977). 'Modelling of electric and electromagnetic data', Ph.D. Thesis, University of Utah, 242 pg.
- Rodi, W., Mackie, R. L., (2001). 'Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversions', *Geophysics*, 66, 174-187.
- San José, M.A., Herranz, P., Pieren, A.P. (2004). 'A review of the Ossa-Morena and its limits. Implications for the definition of the Lusitan-Marianic Zone', *Journal of Iberian Geology*, vol. 30, 7-22.

- Santos, F. A. M., Matias, L. M., Almeida, E. P., Mendes-Victor, L. A. (1997). 'Combined interpretation of magnetotelluric and seismic surveys in South Portuguese Zone, SW Iberia', *EUROPROBE NEWS*, Issue 11, pg. 9-13.
- Santos, F. M., Almeida, E. P., Pous, J., Nolasco, M., P., Queralt, P., Marcuello, A., Mendes-Victor, L. A. (1999). 'Oceanic effects on MT data acquired in Iberian Peninsula', *MARELEC Conference*, Brest, 1999.
- Santos, F. A. M., Matos, L., Almeida, E., Matias, H., Mateus, A., Mendes-Victor, L. A. (2002a). 'Three-dimensional magnetotelluric modelling of the Vilarica depression (NE Portugal)', *J. Appl. Geophys.*, vol. 49, 59.
- Santos, F. M., Mateus, A., Almeida, E. P., Pous, J., Mendes-Victor, L. A. (2002b). 'Are some of the deep crustal conductive features found in SW Iberia caused by Graphite?', *EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS*, vol. 201, pg353-367.
- Santos, F.A.M., Soares, A., Nolasco, R., Rodrigues, H., Luzio, R., Palshin, N., ISO-3D team, (2003). 'Lithosphere conductivity structure using CAM-1 (Lisbon-Madeira) submarine cable', *Geophys. J. Int.*, vol.155, 1-10.
- Sasaki, Y. (2001). 'Full 3d inversion of electromagnetic data on PC', *J. Appl. Geophys.*, 46, 45-54.
- Schilling, F. R., Partzsch, G. M., Brasse, H. and Schwarz, G. (1997). 'Partial melting below the magmatic arc in the central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data', *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 103, 17-31.
- Schmucker, U. (1970), 'Anomalies of Geomagnetic Variations in the Southwestern United States, University of California Press, Berkeley-Los-Angeles-London, 165 pp.
- Shankland, T. J., Ander, M. E. (1983). 'Electrical conductivity, temperature and fluid in the lower crust.', *J. Geophys. Research*, vol. 88, 9475-9484.
- Silva, J. B., Oliveira, J. T., Ribeiro, A. (1990). 'Structural outline of the South Portuguese Zone', in: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 348-362, R. D. Dallmeyer e E. Martinez Garcia (eds.), Springer-Verlag, Berlin.
- Silva, J.B., Pereira, M.F. (2004). 'Transcurrent continental tectonics model for the Ossa-Morena Zone Neoproterozoic-Paleozoic evolution, SW Iberian Massif, Portugal', *Int. J. Earth Sci.*, vol.93, 886-896.
- Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., González Lodeiro, F. (2001). 'The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberia contact', *Tectonophysics*, vol.32, 295-308.

- Simancas, J.F., Carbonell, R., González Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., D. Martínez Poyatos, D., Almodóvar, G.R., Pascual, E., Sáez, R., Expósito, I. (2003). 'The crustal structure of the Transpressional Variscan Orogen of SW Iberia: The IBERSEIS Deep Seismic Reflection profile', *Tectonics*, vol. 22, nº6, 1062, doi: 10.1029/2002TC001579.
- Simancas, J.F., Expósito, I., Azor, A., Martínez Poyatos, D., González Lodeiro, F. (2004). 'From the Cadomian orogenesis to the Early Palaeozoic Variscan rifting in Southwest Ibéria', *Journal of Iberian Geology*, vol.30, 53-72.
- Simpson, F. (2000). 'A three-dimensional electromagnetic model of the southern Kenya rift: departure from two dimensionality as a possible consequence of a rotating stress field', *J. Geophys. Res.*, 105, 19321-19344.
- Sims, W. E., Bostick, F. X., Smith, H. W. (1971). 'Estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data', *Geophysics*, vol. 36, 938-942.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., (2000). 'An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data', *J. Geophys. Res.*, 105, 19321-19344.
- Siripunvaraporn W., Egbert, G., Lenbury, Y., Uyeshima, M. (2005). 'Three-Dimensional Magnetotelluric Inversion: Data Space Method', *Phys. Earth Planet. Int.*, vol.150, 3-14.
- Smith, J. T. (1995) 'Understanding Telluric distortion matrices', *Geophys. Jour. Int.*, vol. 122, 219-226.
- Smith, J. T. (1997) 'Estimating galvanic-distortion magnetic fields in magnetotellurics', *Geophys. Jour. Int.*, 130, 65-72.
- Smith, J. T., Booker, J. R., (1991) 'Rapid inversion of two and three-dimensional magnetotelluric data', *J. Geophys. Res.*, 96, 3905-3922.
- Spitzer, K., (2001), 'Magnetotelluric static shift and direct current sensitivity', *Geophys. Jour. Int.*, vol., 144, nº2, 289-299.
- Srivastava, S. P. (1965). 'Methods of interpretation of magnetotelluric data when the source field is considered', *Jour. Geophys. Research*, vol. 70, 945-954.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C., Pellerin, L. (1988). 'Correction for static shift in magnetotellurics using transiente electromagnetic soundings', *Geophysics*, vol. 53, 1459-1468.
- Swift, C. M., (1967). 'A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the Southwestern United States', Ph. D. thesis, M.I.T.

- Ting, S. C., Hohmann, G. W. (1981). 'Integral equation modelling of three-dimensional magnetotelluric response', *Geophysics*, vol. 46, 182-197.
- Torres-Verdin, C., Bostick, F. X. (1992). 'Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic Array Profiling (EMAP)', *Geophysics*, vol. 57, 603-622.
- Torres, L., Lisboa, M. (1988). 'Standardization of gravity and magnetic data of part of Iberia including offshore area', in 5th EGT Workshop: The Iberian Peninsula, Estoril 11-12 November 1988, E. Banda, L. A. Mendes-Victor (ed.). European Science Foundation, 111-121.
- Tournerie, B., Chouteau, M., Marcotte, D., (2007), 'Magnetotelluric static shift: Estimation and removal using the cokriging method' *Geophysics*, Vol. 72, n°1, F25-F34.
- Vieira da Silva, N., Mateus, A., Monteiro Santos, F. A., Almeida, E. P., Pous, J. (2007). '3D electromagnetic imaging of a Palaeozoic plate-tectonic boundary segment in SW Iberian Variscides (S Alentejo, Portugal)', *Tectonophysics*, vol. 445, 98-115.
- Vozoff, K. (1972). 'The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins', *Geophysics*, vol. 37, 98-141.
- Wait, J. R. (1962). 'Theory of magnetotelluric fields', *Journal of Research, National Bureau of Standard-D, Radio Propagation*, 66D, 509-541.
- Wannamaker, P. E. (1983). 'Three-dimensional magnetotelluric interpretation', Ph.D. Thesis, University of Utah, 232 pg.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W. (1982). 'Electromagnetic modelling of three-dimensional bodies in layered earth using integral equations', *Earth Sci. Lab, Report DOE/ID/12079-64*, 50 pg.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W., Ward, S. H. (1984). 'Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered Earth', *Geophysics*, vol. 49, 1517-1533.
- Wannamaker, P. E., Stod, S. A., Rijo, L. (1987). 'A stable finite element solution for two dimensional data', *Geophysics*, vol. 88, 277-296.
- Ward, S. H., Hohmann, G. W. (1987). 'Electromagnetic theory for geophysical applications' in: *Electromagnetic methods in Applied Geophysics* vol. 1, Theory, Nabighian, M. N, (ed.), *Investigations in Geophysics* n° 3, Soc. Expl. Geophys., Tulsa, Oklahoma.
- Weaver, J. T., (1994). 'Mathematical Methods for Geo-electromagnetic Induction,' *Research Studies Press Ltd, John Wiley & Sons Inc.*, pg. 316.

Zdanov, M. S., Fang, S., Hursan, G. (2000). ' Electromagnetic inversion using quasi-linear approximation', *Geophysics*, 65,1501-1513.

Zhang, P., Roberts, R. G., Pedersen, L. B. (1987). 'Magnetotelluric *strike* rules', *Geophysics*, vol. 52, 267-278.