



O uso de cabos submarinos em Geofísica

**Fernando A. Monteiro Santos^a, António Soares, Rita Nolasco, Luís Trindade,
 Helena Rodrigues, Rafael Luzio & Patrícia Represas**

Recebido em 02 de fevereiro de 2004 / Aceito em 02 de julho de 2004

Resumo

Apresentam-se os fundamentos teóricos do uso dos cabos submarinos em oceanografia e em geofísica interna discutindo-se alguns exemplos de aplicação. A monitoramento das correntes oceânicas de longo período (mais exatamente do transporte de massa que lhes está associado), é importante para a compreensão da dinâmica dos oceanos e portanto para o entendimento do papel desempenhado por aqueles sistemas nos processos climáticos globais. A metodologia pode, também, ser aplicada no conhecimento das correntes que afetam os sistemas costeiros. Estes sistemas são geralmente sistemas ecológicos muito complexos cujo equilíbrio depende fortemente das interações com o oceano. São apresentados casos práticos do uso de cabos submarinos: dois casos na área da oceanografia e um no domínio da geofísica interna.

Palavras-Chaves: Geofísica, oceanografia, correntes oceânicas, monitoramento ambiental.

Abstract

Theoretical fundamentals of the scientific use of submarine cables and examples of their application in oceanography and solid geophysics are presented and discussed in this paper. Long-term monitoring of the oceanic currents (of the mass transportation connected to the currents, more precisely) are very important in the study of the ocean dynamics and in the understanding of their role in global change phenomena. The technique can also be used to investigate currents associated to coastal systems. These systems are, usually, very complex ecological systems with a strong connection and interaction with ocean. Results from two practical examples in oceanography domain and one example in solid geophysics are presented.

Keywords: Geophysics, oceanography, oceanic currents, environmental monitoring

^aDepartamento de Física da Faculdade de Ciências e Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa
 Campo Grande, Ed. C8, 1649-017 Lisboa, Portugal. E-mail: fasantos@fc.ul.pt

1. Introdução

O uso de cabos submarinos (normalmente antigos cabos de telecomunicações que foram entretanto desativados) com objetivos científicos tem crescido nas últimas décadas. Na área da geofísica destacam-se três utilizações principais: 1) no domínio do monitoramento de correntes oceânicas e do transporte de massa que lhe está associado; 2) na área da geofísica interna no estudo da distribuição da condutividade elétrica a profundidades que correspondem ao manto superior; e 3) na caracterização das variações espaciais do campo elétrico induzido pelos sistemas de correntes existentes na ionosfera e magnetosfera.

Existe a possibilidade de realizar estes estudos porque o potencial medido nos extremos de um cabo submarino tem origem (Medford *et al.*, 1981): 1) no movimento de massas de várias escalas temporais e espaciais existentes nos oceanos; 2) nas variações do campo magnético exterior (variações transientes) e respectivos campos induzidos nas partes sólidas e líquidas do planeta.

Qualquer das utilizações mencionadas é uma aplicação dos princípios fundamentais da teoria clássica do eletromagnetismo. Neste artigo trataremos das duas primeiras aplicações referidas. A primeira delas baseia-se num fenômeno estudado no século XVII por Michael Faraday e que será aqui designado genericamente por “tensão induzida por movimento de cargas elétricas livres” (MIV-*Motional Induction Voltage*, em inglês) e que permite o cálculo do campo elétrico gerado por uma carga elétrica em movimento no seio de um campo magnético. A segunda aplicação baseia-se nos princípios da “prospecção magnetotelúrica” que permitem obter uma estimativa da distribuição da condutividade elétrica em profundidade a partir das variações transientes do campo elétrico e magnético medidas “simultaneamente” num ponto da superfície.

A importância do monitoramento das correntes de longo período para a compreensão da dinâmica dos oceanos e portanto, para o

entendimento do papel desempenhado por aqueles sistemas nos processos climáticos globais, é fácil de “adivinhar”. A uma escala menor, mas não menos importante, pode referir-se também o conhecimento das correntes que afetam os sistemas costeiros. Estes sistemas são geralmente sistemas ecológicos cujo equilíbrio depende fortemente das interações com o oceano. É assim fácil de entender a importância do conhecimento do transporte de massa entre os diferentes subsistemas que constituem o sistema costeiro.

O monitoramento das correntes em oceano aberto é geralmente feito durante os cruzeiros oceanográficos, ou com recurso a instrumentos que são “abandonados” nos oceanos. Estes processos apenas permitem o monitoramento por curtos períodos de tempo e em pontos muito dispersos, sendo difícil e dispendioso obter uma visão integral dos fenômenos de transporte. Estes constrangimentos afetam igualmente o monitoramento dos sistemas costeiros. A utilização dos cabos submarinos resolve algumas das limitações mencionadas. Nomeadamente, permitem um monitoramento contínuo (mais exatamente, a uma frequência muito elevada) e por longos períodos de tempo (dezenas de anos). Mantém-se, contudo, a questão relativa à fraca amostragem espacial. De fato, o número de cabos existentes e utilizados nestes tipos de observações é pequeno, estando muitos deles localizados em zonas de pouco “interesse”.

Sabe-se hoje que o manto superior não é homogêneo. De fato, foram detectadas variações laterais na distribuição de diferentes propriedades físicas, por exemplo, da velocidade das ondas sísmicas, da temperatura e da condutividade elétrica, que deverão estar associadas às diferentes propriedades geoquímicas dos materiais constituintes daquela parte do interior do planeta. A caracterização da distribuição da condutividade elétrica a profundidades tão grandes (uma centena de quilômetros), exige a observação das variações dos campos magnético e telúrico durante longos períodos de tempo. Estes estudos foram, e continuam a ser, realizados principalmente a partir dos dados obtidos em observatórios geomagnéticos. Como estes observatórios estão

localizados em terra, a informação que se possui sobre a distribuição da condutividade elétrica sob os oceanos é extremamente limitada. De fato, o número de sondagens magnetotélúricas realizadas nos oceanos é muito reduzido. Este fato deve-se, sobretudo, ao elevado custo das operações envolvidas. Os cabos submarinos representam, então, uma excelente oportunidade para realizar tais estudos a baixo preço.

Neste artigo, apresentam-se os fundamentos do uso dos cabos submarinos em oceanografia e geofísica interna discutindo-se alguns exemplos de aplicação.

2. O uso de cabos submarinos em oceanografia

Faraday foi o primeiro a sugerir, em 1832, que o movimento das águas, devido às marés, deveria induzir uma diferença de potencial periódica susceptível de ser medida entre dois pontos. Faraday tentou mesmo, mas sem sucesso, a medição daquela grandeza na zona da ponte de Waterloo (no rio Tamisa) usando placas de cobre como eletrodos. O sinal que Faraday procurava foi medido em 1881, no estreito de Dover, por Wollaston.

O fenômeno de indução eletromagnética tem sido amplamente usado na construção de equipamento para medir a velocidade da água em rios e oceanos. A utilização dos cabos submarinos para monitorar o fluxo das correntes oceânicas surgiu, assim, naturalmente. Desde os anos 50 que se fazem observações no cabo que atravessa o estreito da Florida, entre Cuba e a Florida (Wertheim, 1954; Larsen & Sanford, 1986; Spain & Sanford, 1987; Larsen, 1992).

2.1. Fundamentos teóricos

O campo elétrico \mathbf{E}' induzido por uma carga elétrica q (positiva ou negativa) que se move com velocidade \mathbf{v} através de um campo magnético \mathbf{B} (Fig. 1), é dado por:

$$\mathbf{E}' = \mathbf{v} \times \mathbf{B} \quad (1)$$

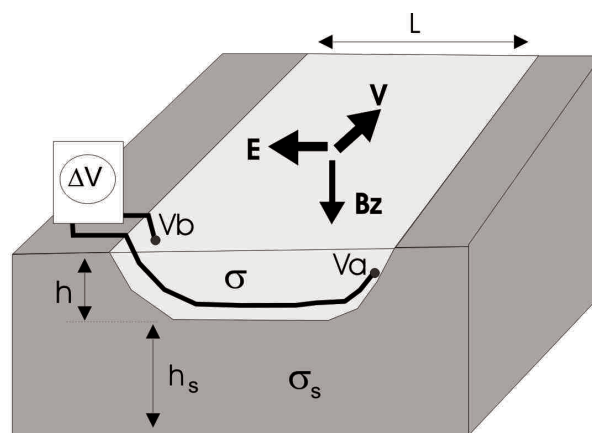


Fig. 1. Esquema da utilização de um cabo submarino em estudos geofísicos.

É então possível, pelo menos teoricamente, deduzir-se a velocidade do movimento das águas (ricas em íons) a partir dos valores medidos de \mathbf{B} e \mathbf{E}' .

Embora o fundamento teórico do MIV tenha sido proposto por Faraday, a formulação teórica com base na teoria geral do eletromagnetismo só foi formulada nos anos 40-50 (Longuet-Higgins *et al.*, 1949; Malkus & Stern, 1952). Vários autores têm contribuído para a formulação das bases teóricas daquele fenômeno (Sanford, 1971; Chave e Luther, 1990; Flosadóttir *et al.*, 1997). Na condição de quase-estacionariedade, e considerando ainda que: a) os fenômenos de auto-indução podem ser desprezados; b) os campos magnéticos secundários estão ausentes e que, c) há conservação da energia elétrica, o campo elétrico é conservativo e pode ser representado por um potencial escalar ϕ tal que,

$$\mathbf{E} = - \text{grad } \phi. \quad (2)$$

Na aproximação considerada, a relação entre o campo elétrico total \mathbf{E} e o campo induzido por cargas elétricas em movimento num meio de condutividade elétrica s será

$$\mathbf{J} = \sigma (\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}), \quad (3)$$

onde o vetor \mathbf{J} representa a densidade de corrente. Na condição do meio ser homogêneo e isotrópico

(ou no caso em que o gradiente da condutividade se mantém perpendicular ao movimento das cargas) a equação que traduz o comportamento do potencial elétrico é:

$$\text{Lap } \phi = \mathbf{B} \cdot (\text{rot } \mathbf{v}). \quad (4)$$

Esta expressão mostra que para o caso do fenômeno MIV, a fonte do campo “potencial elétrico” é a vorticidade do movimento das cargas.

Suponha-se que se mede a diferença de potencial assim induzida, utilizando-se dois elétrodos colocados a uma distância L e que a profundidade média das águas é igual a h (Fig. 1). Considere-se, ainda, uma espessura h_s de sedimentos com condutividade elétrica média s_s . Suponha-se também, que o movimento do fluido se faz predominantemente na direção X , isto é, perpendicularmente à direção que contém os dois elétrodos. Nestas circunstâncias, $B_z v_x > B_y v_z$ e a diferença de potencial entre os dois pontos de medida será dada por:

$$\Delta V = L B_z \left[\frac{\int_{-h}^0 \sigma v_x dz}{\int_{-(h+h_s)}^0 \sigma dz} \right] = L B_z v^*. \quad (5)$$

v_x e v_z representam as componentes da velocidade do fluido nas direções X e Z , respectivamente. A grandeza v^* foi introduzida por Spain & Sanford (1987) e representa a velocidade média do fluxo de massa, pesada pela condutividade elétrica integrada na coluna de água. Esta expressão mostra que a diferença de potencial elétrico induzido é proporcional a v^* , à componente vertical do campo magnético e à distância entre os elétrodos dependendo, ainda, da condutividade elétrica da água e dos sedimentos do fundo oceânico.

2.2. Fluxo homogêneo e transporte de massa

No caso do fluxo ser homogêneo, isto é, de não haver estratificação do fluido, a expressão (5)

mostra que a diferença de potencial medida entre os elétrodos é proporcional ao transporte médio de massa. No caso particular do soco ser isolante elétrico, a velocidade média pesada v^* tem o mesmo valor da velocidade média do fluxo $\langle v \rangle$. A relação entre a velocidade média do fluxo e a diferença de potencial induzida é então dada por:

$$\langle v \rangle = DV / (L B_z). \quad (6)$$

Se se conhecerem os valores de transporte de massa, obtidos utilizando outros métodos, é possível calibrar o cabo, isto é, determinar o fator de conversão que permite estimar aquele transporte a partir dos valores de potencial nos terminais do cabo. Se não se possuírem medidas independentes relativas ao transporte de massa é ainda possível obter uma estimativa daquele coeficiente a partir da análise do transporte efetuado pelas marés (componente M2, a que corresponde um período de 12.42 h). Isolando-se a contribuição desta componente, é então possível estimar o transporte devido às correntes de maré, que têm particular importância nos sistemas costeiros.

As correntes nos oceanos podem ter três origens: 1) a ação do vento na superfície do oceano; 2) a diferença de cota da superfície do oceano e, 3) os gradientes de massa volumétrica no interior do oceano. As correntes assim originadas têm características distintas.

Com o objetivo de separar os diferentes mecanismos que originam as correntes e que estão na origem de alguns sinais medidos nos terminais dos cabos submarinos, os investigadores têm procurado correlacionar as séries temporais de potencial elétrico com algumas grandezas meteorológicas, nomeadamente, a velocidade do vento, a pressão atmosférica, a temperatura à superfície dos oceanos e a cota da superfície do oceano. Os resultados destes estudos têm mostrado que, geralmente, a variabilidade de curto período (8 a 72 h) do transporte de massa é condicionada pelos ventos locais (Palshin *et al.*, 2001; Hashimoto *et al.*, 2001; Flosadóttir, 2001). As longas séries de dados existentes para a corrente da Flórida (estreito da Flórida) e para o

Pacífico Norte (cabo HAW-1) permitiram uma análise dos sinais de longo período sugerindo a sua correlação com mecanismos que controlam a variabilidade climática de larga escala (Flosadóttir, 2001).

2.3. Limitações da metodologia

Os principais problemas da metodologia discutida encontram-se:

- 1) Ao nível da medição, isto porque a diferença de potencial elétrico medida é função de algumas variáveis de difícil controlo. Os eléctrodos baseiam-se em fenómenos eletroquímicos e quando introduzidos no mar são palco de reacções químicas cujo equilíbrio depende da temperatura do meio ambiente, da concentração iónica, da pressão e também do campo eléctrico exterior. Se os dois eléctrodos estiverem separados de uma distância considerável é natural que as condições existentes nos dois eléctrodos sejam diferentes, introduzindo perturbações que dificilmente podem ser avaliadas. Alguns estudos permitem, contudo, ter estimativas do efeito da variabilidade daqueles parâmetros nos valores medidos. Mangelsdorf (1962) e Sanford (1977) estudaram o efeito da salinidade e da temperatura, para eléctrodos de Ag/AgCl, tendo determinado um coeficiente para a temperatura de 0.53-0.56 mV/K e de 0.35 mV/PSU para o caso da salinidade. O efeito da pressão é muito menor, 0.02 mV/Pa (Sanford, 1967).
- 2) Ao nível do modelo adotado, deve considerar-se que a condição de fluxo homogêneo é apenas uma aproximação que, no caso das medições realizadas em oceanos, pode revelar-se uma fraca aproximação na medida que há tendência para a formação de estratificação na estrutura térmica da coluna de água. Uma outra hipótese implícita na formulação apresentada é a de que a condutividade eléctrica do fundo dos oceanos é espacialmente uniforme. Esta hipótese pode não se verificar, principalmente para grandes distâncias entre os eléctrodos de leitura. Não menos importante é a variação de B_z com a latitude. Do exposto parece razoável esperar

que o fator de conversão não seja constante, isto é, varia de local para local e, para o mesmo local, é função do tempo (Rikiishi *et al.*, 2001).

Pese embora os problemas e dificuldades mencionadas, são vários os exemplos que mostram que a metodologia pode ser utilizada com excelentes resultados.

2.4. Exemplos de aplicação

Por todo o mundo existem vários cabos em uso com objetivos científicos (Fig. 2). A maioria desses cabos localiza-se no Oceano Pacífico. No Oceano Atlântico o número de cabos submarinos em uso para fins científicos é bastante reduzido. De entre esses cabos destaca-se o cabo CAM-1 (Fig. 3) entre a ilha da Madeira (Porto Novo) e o continente Português (Sesimbra). O cabo CAM-1 deixou de ser utilizado para comunicações em 1995, tendo-se iniciado o seu uso científico em fins de 1998 (Monteiro Santos *et al.*, 2002), no âmbito da atividade científica do Centro de Geofísica da Universidade de Lisboa (CGUL). Presentemente, o cabo CAM-1 é um dos mais importantes componentes da rede de monitoramento eletromagnética de fenómenos naturais, que o CGUL está a instalar e que inclui ainda um cabo submarino na Ria de Aveiro e estações de MT de longo período em Aveiro e na Serreta (ilha Terceira). Brevemente será instalada uma estação telúrica em Chaves, no NE do país.

2.4.1. Primeiro exemplo – o cabo CAM-1

As coordenadas dos extremos do cabo CAM-1 são, aproximadamente, 38°25'N, 9°0'W (Sesimbra) e 32°39'N, 16°48'W (Porto Novo). Ao longo do seu comprimento, cerca de 1150 km, existem 35 repetidores desativados. A impedância do cabo é de aproximadamente 5500 ohm. O terminal junto a Sesimbra está mergulhado nos sedimentos sem ter sido preparado nenhum eléctrodo. Em Porto Novo o cabo termina na cave do antigo edifício da Companhia Marconi. Em Porto Novo o segundo eléctrodo, do sistema de sensores, é um dos antigos eléctrodos utilizados pela Marconi e encontra-se no mar.

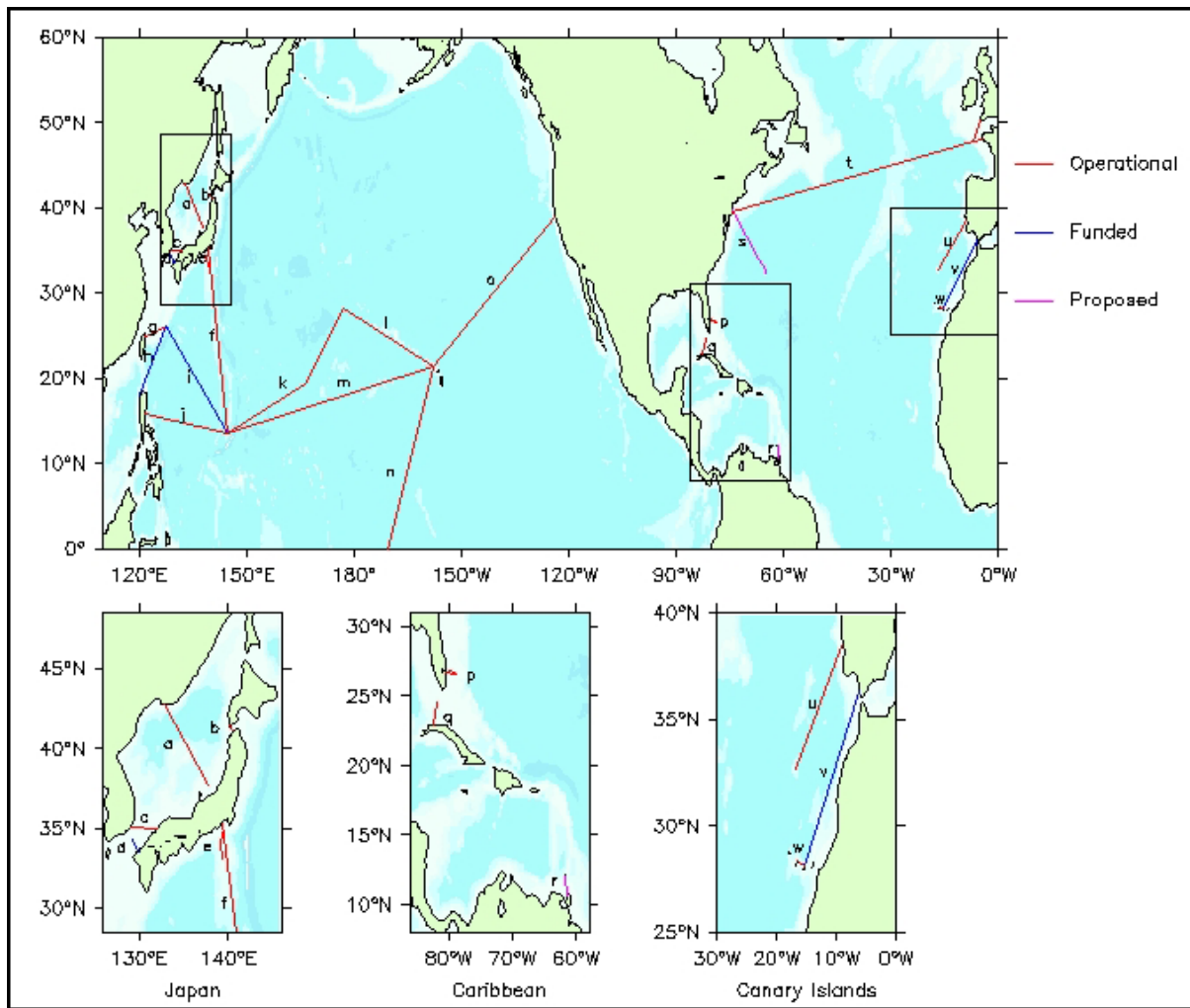


Fig. 2. Localização de alguns dos cabos usados com fins científicos. O cabo CAM-1 está marcado com u. (Fonte: NOAA).



Fig. 3. Localização do cabo CAM-1.

A diferença de potencial entre os dois elétrodos é medida e digitalizada por um equipamento de 16-bit (da marca Campbell) a cada 2 s, mas apenas são registrados os valores médios calculados a partir dos valores medidos cada 30 s.

Na Figura 4 apresenta-se um exemplo de registro da diferença de potencial, neste caso, valores registrados a partir de Janeiro de 1999. Os valores de potencial elétrico variam entre -1 e 2 V com uma nítida periodicidade semi-diurna. Na Figura 5 apresenta-se o espectro de amplitude correspondente aos dados registrados entre Dezembro de 1999 e Março de 2000. O espectro é claramente dominado pelas frequências de 1 cpd, 2 cpd e 3 cpd. Todas estas frequências são combinações das marés, correntes oceânicas e variações geomagnéticas. Deve-se, pois, proceder

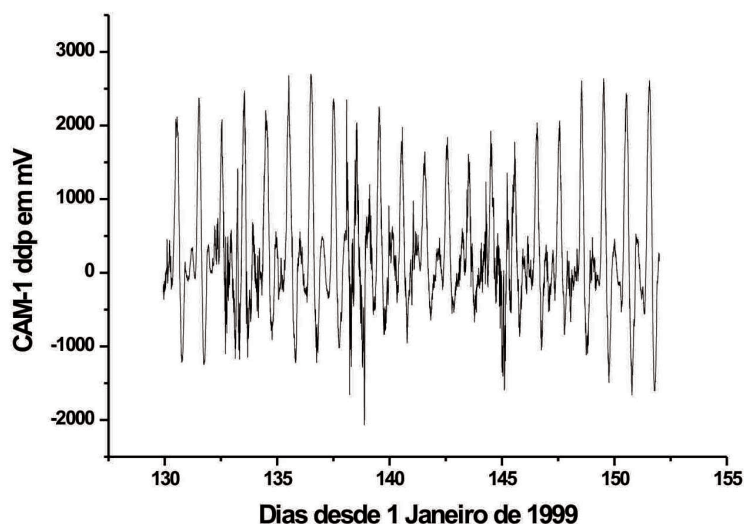


Fig. 4. Diferença de potencial medida usando-se o cabo submarino CAM-1.

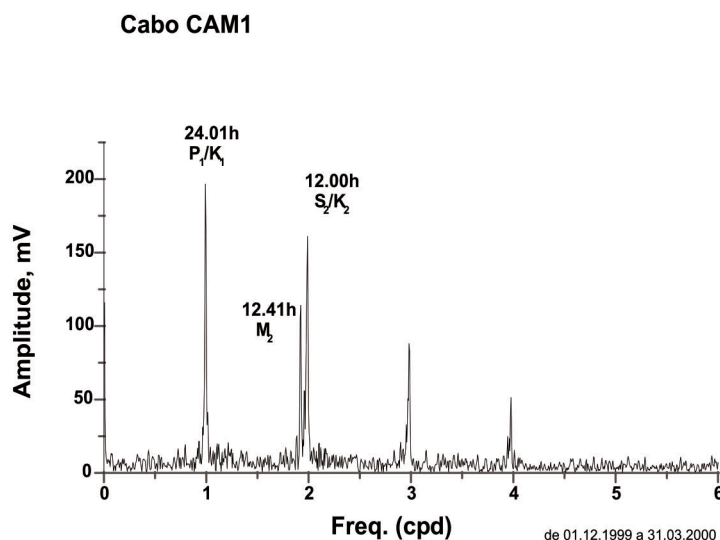


Fig. 5. Espectro de amplitude de um segmento dos dados adquiridos no cabo CAM-1. Observe-se a importância do termo M_2 devido às marés.

à separação destas componentes, antes de se proceder ao cálculo do transporte de massa.

A Figura 6 mostra os valores médios mensais da diferença de potencial medida no cabo CAM-1 entre Janeiro de 1999 e Junho de 2000 (Monteiro Santos *et al.*, 2002). As variações presentes nesta nova série são suficientemente lentas para não estarem correlacionadas com variações do campo geomagnético tendo, muito provavelmente, a sua origem no transporte de massa associado às correntes oceânicas.

A correlação entre o potencial elétrico medido e o fluxo de massa (transporte de massa), só pode ser feita se possuírem medições indepen-

tes desta grandeza. Relativamente ao cabo CAM-1 não se possuem tais medições, pelo que terá de se utilizar a componente M_2 e o transporte associado às marés.

As variações de potencial elétrico de período mais curto estão associadas aos movimentos de massa mais rápidos determinados pela ação do vento. Na Figura 7 podem ser observadas as correlações da diferença de potencial medida no cabo com a amplitude da velocidade do vento (A) e a pressão atmosférica (B) ao nível do mar. Como pode observar-se, o valor da correlação é elevado, ou seja, acima de 75% em ambos os casos.

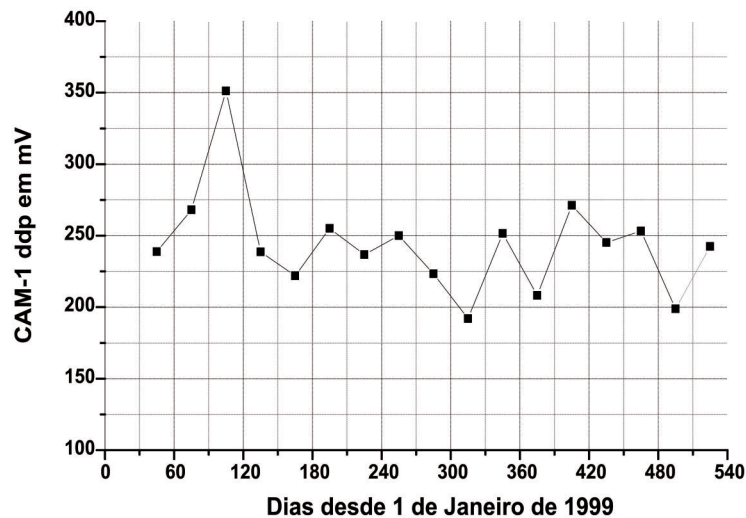


Fig. 6. Valores mensais de diferença de potencial no cabo CAM-1.

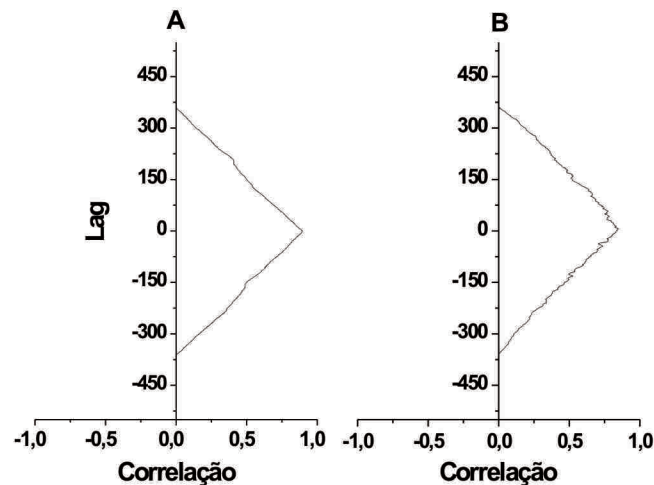


Fig. 7. Correlação entre os valores de diferença de potencial medidas no CAM-1 (médias sobre 3 dias), a amplitude do vento (A) e a pressão atmosférica (B) ao nível do mar na zona do cabo.

2.4.2. Segundo exemplo – o cabo na Ria de Aveiro

Desde Julho de 2002 que se encontram em funcionamento dois sistemas eletromagnéticos de monitoramento do fluxo de massa na Ria de Aveiro (Fig. 8). Um dos sistemas é constituído por dois eléctrodos colocados em margens opostas da Ria. O outro sistema é constituído por dois pares de eléctrodos instalados em terra mas nas proximidades da ria. O objetivo final destes sistemas é o de estudar a variabilidade do transporte de massa no sistema Ria de Aveiro-

Oceano Atlântico. Contudo, o segundo sistema de “antenas” foi instalado com o objetivo de estudar a viabilidade de realizar aqueles estudos sem instalar equipamento no “seio do fluxo”. Embora não seja inédito, este tipo de experiência é extremamente raro – são conhecidas apenas duas experiências (Junge, 1988 e Palshin *et al.*, 2002) - podendo contribuir decisivamente para a generalização deste tipo de sistemas de monitoramento dado o seu baixo custo.

Na Figura 9 apresentam-se exemplos de séries temporais de diferença de potencial eléctrico medidas nos dois sistemas acima referidos. Como

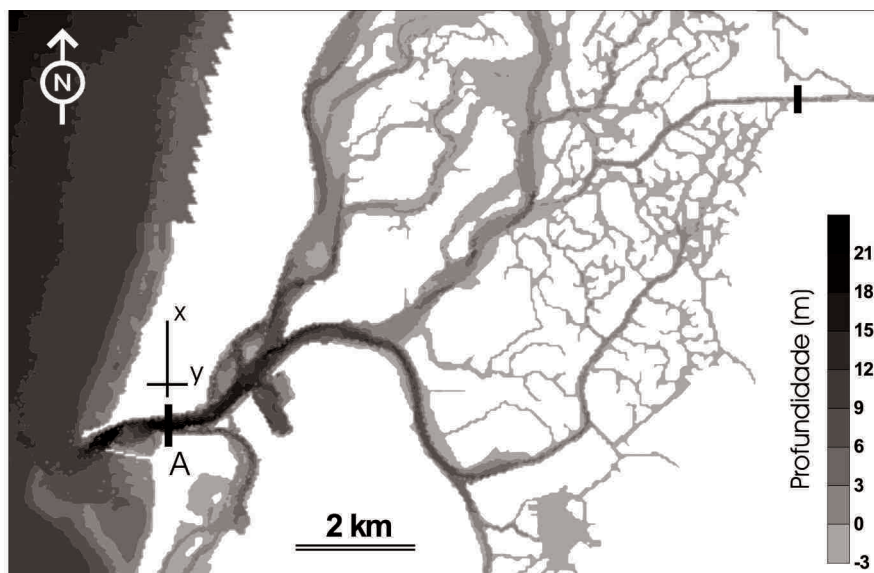
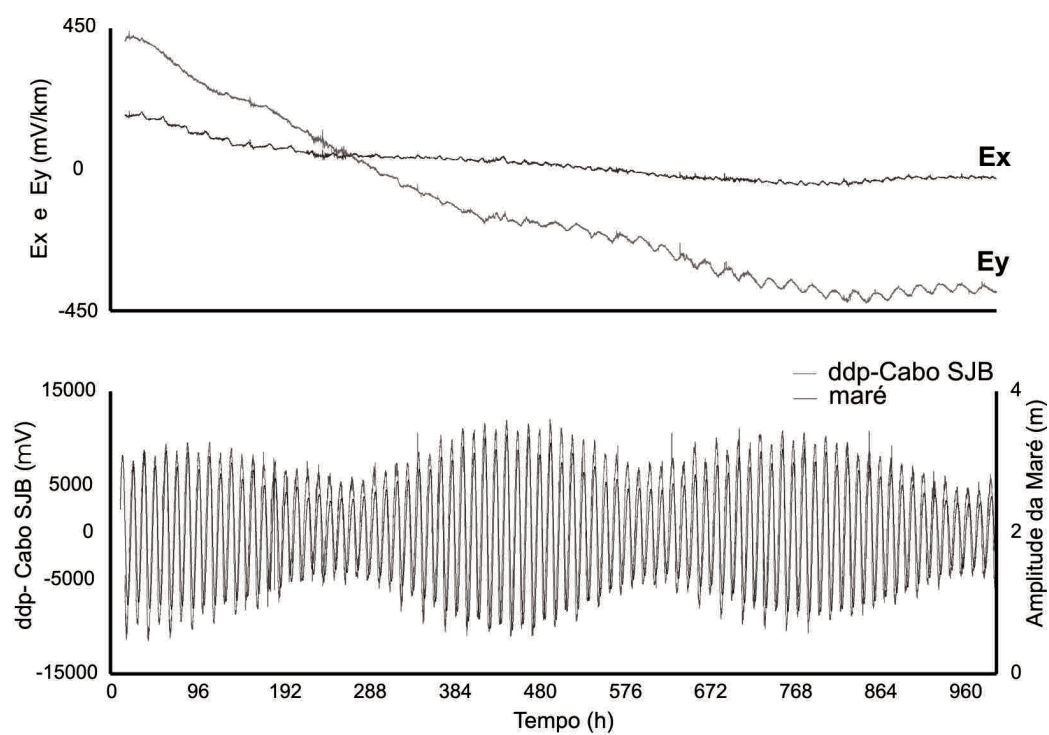


Fig. 8. Localização da Ria de Aveiro, do cabo submarino na zona da Barra (A) e dos dois dipolos elétricos (X e Y).



entre 23.07. 2002 e 3.09. 2002

Fig. 9. Exemplos de dados adquiridos na Ria de Aveiro. No gráfico superior apresentam-se as diferenças de potencial elétrico medidas nos dois dipolos localizados em terra e, no gráfico inferior, os valores obtidos no cabo que cruza a Ria na zona da Barra.

pode-se observar, os dois sistemas são sensíveis ao campo elétrico gerado pelas correntes associadas às marés (componente semi-diurna M2). Os resultados mostram que é possível realizar a monitoramento dos fluxos a partir de observações realizadas em terra. Contudo, esta metodologia obriga ao conhecimento detalhado da estrutura geoeletrica do terreno em que se encontram os dipolos elétricos.

Na Figura 10 compara-se o sinal elétrico medido nos terminais do cabo (e com origem apenas nas componentes lunares da maré) com o transporte das marés avaliado na Ria para o mesmo período de tempo. A correlação entre estes dois sinais permite calibrar o cabo, isto é, permite estimar que ao transporte de $710 \text{ m}^3/\text{s}$ está associado uma variação da tensão nos terminais do cabo de aproximadamente 1 mV (Fig. 11).

3. O uso de cabos submarinos em Geofísica Interna

Uma vez que parte do potencial elétrico induzido num cabo submarino tem origem nas variações “rápidas” do campo magnético exterior e correspondentes campos induzidos no planeta, torna-se possível fazer uso da teoria da magnetotelúrica para obter informação sobre a distribuição da condutividade elétrica em profundidade. Em geral, essa informação é obtida usando-se dados de sondagens magnetotelúricas de longo período (LMT) ou de sondagens geomagnéticas profundas (GDS). Em meio oceânico a realização de tais sondagens é, contudo, dispendiosa e tecnicamente difícil. O uso dos cabos submarinos permite, então, obter informação sobre aquele parâmetro de modo econômico.

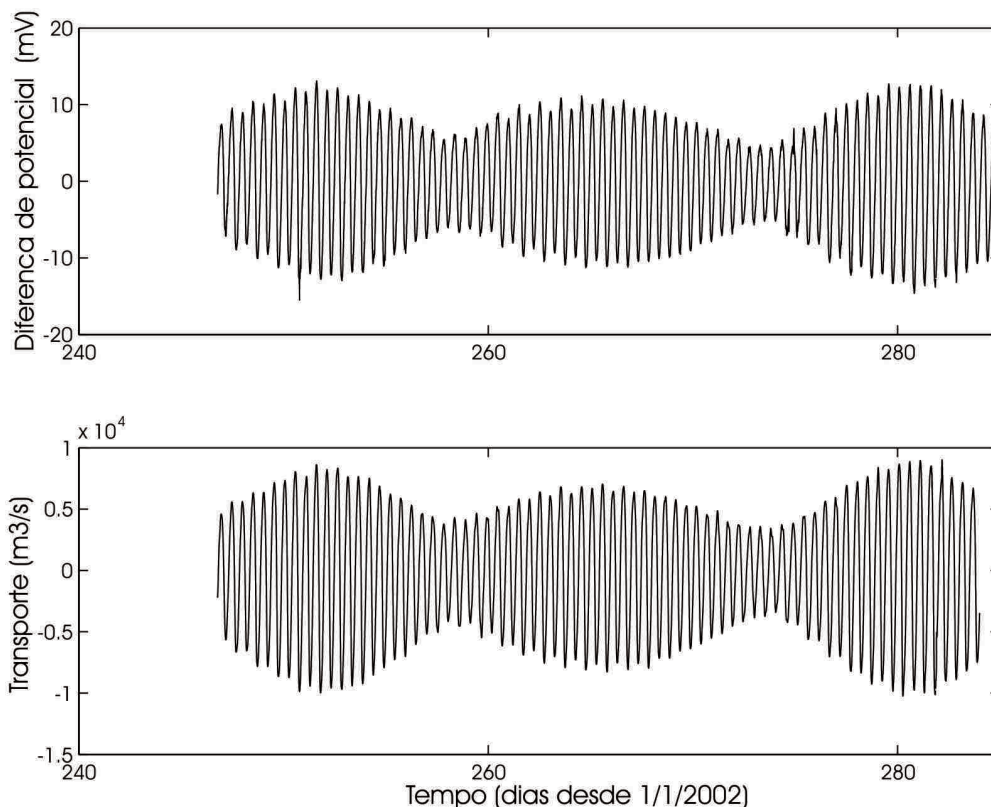


Fig. 10. Comparação entre o sinal elétrico medido nos terminais do cabo de Aveiro (e devido apenas ao efeito das componentes de maré) e o transporte pelas marés. O sinal elétrico foi obtido da série temporal inicial por filtragem (Nolasco et al., 2003).

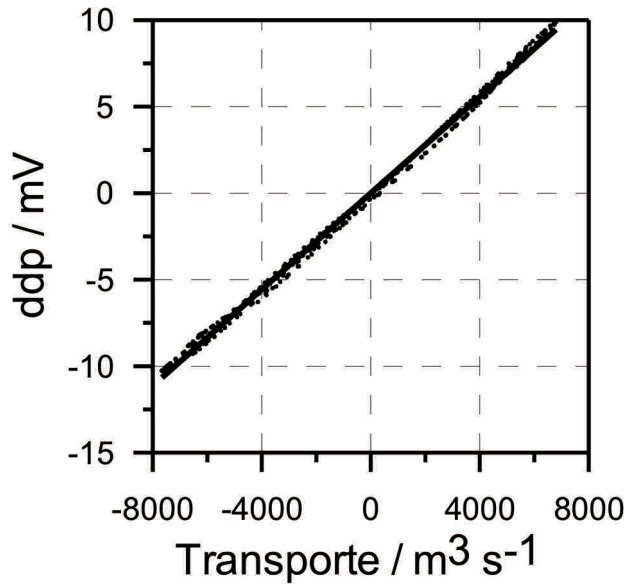


Fig. 11. Correlação entre a diferença de potencial devido às marés e o transporte destas. Esta correlação permite o cálculo do coeficiente de calibração no caso do cabo na Ria de Aveiro.

3.1. Fundamentos teóricos do método MT

Na teoria “clássica” da MT, desenvolvida por Cagniard (1953) e Tikhonov (1950), assume-se que os campos eletromagnéticos induzidos pelas correntes na magnetosfera e ionosfera se comportam como ondas eletromagnéticas planas. De fato, para a gama de frequências utilizadas em MT e considerando as propriedades elétricas dos materiais constituintes da Terra, aqueles campos cumprem, mais exatamente, leis de difusão, que num meio homogêneo e isotrópico, se escrevem:

$$\begin{aligned} \text{Lap } \mathbf{H} - \mu\sigma \delta\mathbf{H}/\delta t &= 0 \\ \text{Lap } \mathbf{E} - \mu\sigma \delta\mathbf{E}/\delta t &= 0. \end{aligned} \quad (7)$$

Na aproximação quase estacionária, em consideração, e para o caso de meios condutores homogêneos e isotrópicos, é possível separarem-se os dois campos. O comportamento de \mathbf{E} e \mathbf{B} é então, considerando uma dependência temporal dos campos da forma $\exp(i\omega t)$, traduzido pelas seguintes equações de Helmholtz:

$$\begin{aligned} \text{Lap } \mathbf{E} - k^2 \mathbf{E} &= 0 \\ \text{Lap } \mathbf{H} - k^2 \mathbf{H} &= 0 \end{aligned} \quad (8)$$

onde $k^2 = i\omega\mu\sigma$ representa o número de onda.

Num semi-meio infinito e homogêneo, com condutividade elétrica s , e nas condições de Cagniard-Tikhonov, os campos \mathbf{E} e \mathbf{H} terão apenas componentes horizontais que dependerão unicamente de z , vindo então para o campo elétrico:

$$d_{zz}^2 \mathbf{E} - k^2 \mathbf{E} = 0. \quad (9)$$

A solução geral desta equação é:

$$\mathbf{E}(z) = \mathbf{A} \exp(-kz) + \mathbf{B} \exp(+kz). \quad (10)$$

\mathbf{A} e \mathbf{B} são determinados pelas condições de fronteira: $\mathbf{E}(z=0) = \mathbf{E}_0$ e $\mathbf{E}(z \rightarrow \infty) = 0$. Tem-se, então,

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 \exp(-kz)$$

e

$$\mathbf{H} = (i/\omega\mu) d_z^2 \mathbf{E} = - (ik/\omega\mu) \mathbf{E}. \quad (11)$$

Define-se, então, a grandeza “resistividade aparente” do meio, que no caso particular deste ser isotrópico e homogêneo coincide com o valor da resistividade do meio, por:

$$\rho = (1/\omega\mu) |\mathbf{E}/\mathbf{H}|^2 \quad (12)$$

Na teoria geral da MT e no domínio das frequências, os campos elétrico e magnético relacionam-se linearmente,

$$\mathbf{E} = \underline{\mathbf{Z}} \mathbf{B}. \quad (13)$$

$\underline{\mathbf{Z}}$ é designado por tensor de impedâncias e é estimado a partir das medidas “simultâneas” das variações dos campos elétricos e magnético realizadas em duas direções normais entre si.

Entre as propriedades mais importantes do tensor de impedâncias destacam-se as seguintes:

- 1) o tensor não depende das características da fonte;
- 2) o tensor depende da orientação dos sensores, e da frequência do campo eletromagnético;

3) o tensor depende do local onde foram medidos os campos, isto é, da estrutura geoeletrica do terreno.

São estas as propriedades que tornam aquela grandeza extremamente útil na investigação do interior do nosso planeta. As grandezas resistividade aparente e fase podem ser calculadas a partir do tensor de impedâncias,

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\omega\mu_0} Z_{ij} Z_{ij}^* \quad (14)$$

$$\phi_{ij} = \text{arc tg} (\text{Imag } Z_{ij} / \text{Real } Z_{ij}) \quad (15)$$

onde * representa o conjugado complexo. Os índices *i* e *j* referem-se às diferentes componentes do tensor **Z**. Embora se possam calcular a resistividade aparente e fase para as quatro componentes do tensor **Z**, geralmente apenas se consideram as componentes não diagonais do tensor.

3.2. Limitações da metodologia

A aplicação dos métodos usados na análise de dados MT aos dados adquiridos em cabos submarinos enfrenta algumas dificuldades, nomeadamente:

- 1) para cabos longos não é possível considerar a superfície terrestre como plana;
- 2) para períodos muito longos o efeito da estrutura da fonte pode ser significativo, havendo necessidade de abandonar a hipótese de que o campo primário é uma “onda plana de incidência vertical”;
- 3) o fato de se usarem, no cálculo das funções de transferência magneto-telúricas, variações do campo magnético medidas à superfície do globo e variações de campo elétrico medidas no fundo do oceano (ou no seio deste) conduz a valores menos precisos do tensor de impedâncias. Não há, contudo, estudos relativos a este efeito, embora se aceite que não deve ser significativo para períodos longos.

3.3. Exemplo de aplicação

3.3.1. A estrutura elétrica da litosfera sob o cabo CAM-1

As variações de campo elétrico medidas nos terminais do cabo CAM-1 durante um período de 01 mês, conjuntamente com as variações do campo magnético medidas no Observatório de Guimar nas Ilhas Canárias, foram utilizadas para obter a assinatura magneto-telúrico do cabo CAM-1.

Como se sabe, a resposta MT aparece frequentemente distorcida por efeitos galvânicos (“*static-shift effect*”) devido às estruturas superficiais, de dimensão muito inferior à profundidade efetiva (“*skin depth*”), correspondente à frequência em uso. Com o objetivo de corrigir este efeito, que se traduz por uma translação da curva de resistividade aparente, recorreu-se à curva média de resistividade aparente obtida por Olsen (1998) para a zona sudoeste da Europa (a Península Ibérica), usando o método GDS. Nestes casos, a fase não é afetada pelos efeitos galvânicos. Para grandes períodos, as duas curvas de resistividade aparente devem coincidir, pois a estrutura “amostrada” deverá ser a mesma.

Na Figura 12 podem ser comparadas as curvas de resistividade aparente e fase, obtidas para o cabo CAM-1, com as curvas obtidas em dois outros cabos a serem usados em estudos semelhantes: o cabo HAW-1, no Pacífico Norte (Lizarralde *et al.*, 1995) e o cabo JASC, no mar do Japão (Vanyan *et al.*, 1998). Desta comparação qualitativa ressalta imediatamente a grande semelhança entre as várias curvas de resistividade aparente para períodos superiores a 60.000 s. Para os curtos períodos notam-se diferenças importantes entre algumas das curvas, como mostra a Figura 12. Estes resultados sugerem que as estruturas localizadas a grandes profundidades são caracterizadas por um aumento da condutividade elétrica e por uma maior uniformidade e que as estruturas mais superficiais apresentam, em geral, maior variabilidade.

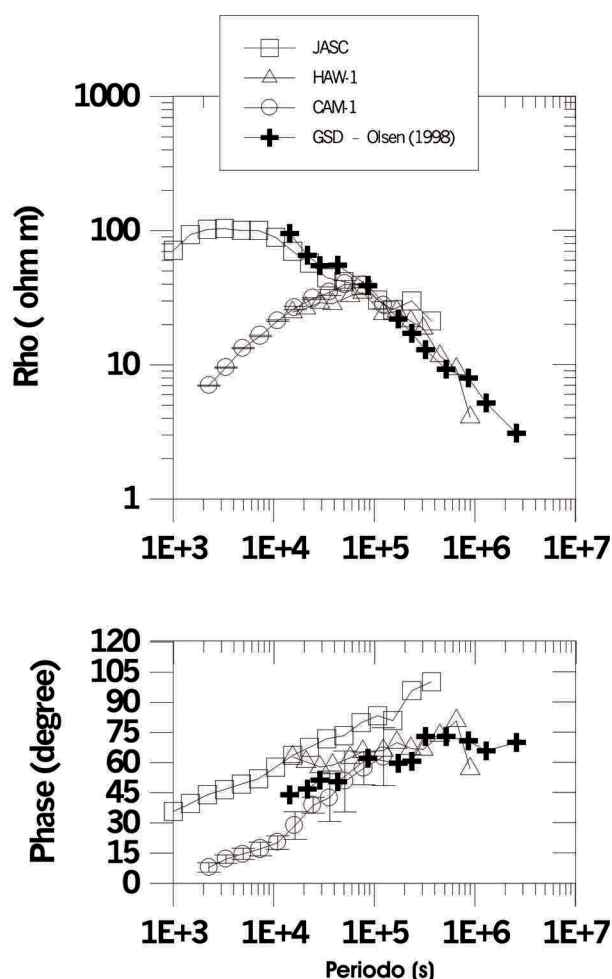


Fig. 12. Comparação das curvas de resistividade aparente e fase obtida no CAM-1 com outras curvas obtidas em diferentes partes do globo (Monteiro Santos *et al.*, 2003).

3.3.2. Interpretação 1-D

Na Figura 13 apresenta-se o modelo 1-D da distribuição da resistividade elétrica obtido a partir da inversão dos dados obtidos com o cabo CAM-1, usando-se um algoritmo de regularização (o algoritmo de Occam é o de aplicação mais generalizada) para a inversão (Constable *et al.*, 1987). O modelo obtido é, na figura, comparado com outros modelos geoeletricos calculados para outras partes do globo. A interpretação baseada num modelo 1-D pode ser considerada como preliminar, uma vez que as estruturas envolvidas não podem ser convenientemente representadas num tal modelo. A interpretação baseada em modelos 2-D constitui, assim, uma melhor aproximação ao problema. Na Figura 13

apresenta-se também o perfil geoeletrico (a traço contínuo) obtido num ponto localizado na zona do oceano, de um modelo 2-D obtido para o cabo entre Sesimbra e a Madeira (Monteiro Santos *et al.*, 2003).

Os modelos sugerem que o manto superior (a profundidades compreendidas entre 10 e 200 km) é resistivo (resistividade variando de 300 a 1.200 ohm-m). A resistividade integral do modelo até 100 km é aproximadamente de 10^8 ohm m². Para profundidades superiores a 200 km verifica-se um decréscimo na resistividade elétrica, atingindo valores inferiores a 1 ohm-m a profundidades superiores a 600 km.

O padrão geral do modelo obtido para o cabo CAM-1 está de acordo com os resultados obtidos por outros autores, por exemplo, por Lizarralde *et al.* (1995) no Oceano Pacífico Norte e por Fukao *et al.* (2001) no mar das Filipinas. De notar, ainda, que o modelo obtido é muito semelhante, para profundidades superiores a 100 km, ao obtido no “escudo” Fenoscandiano (Korja *et al.* 2002) e muito semelhante ao modelo médio obtido por Olsen (1998) para a Europa e para profundidades superiores a 200 km.

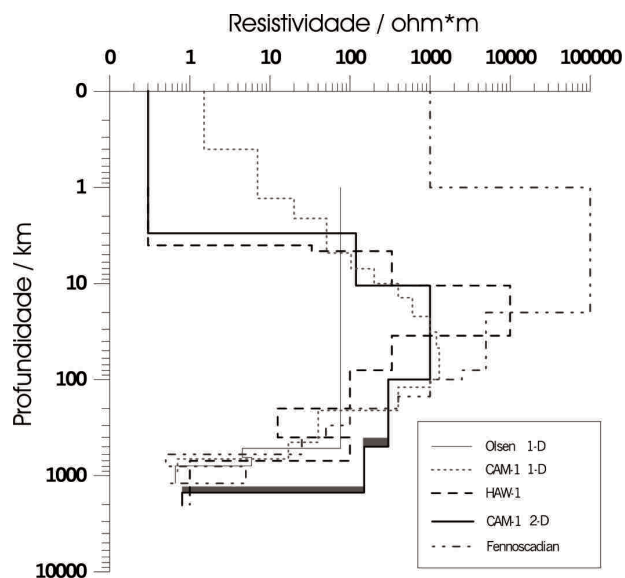


Fig. 13. Comparação do modelo 1-D obtido a partir da inversão Occam dos dados de CAM-1 (linha a pontilhado) com outros modelos. A linha a cheio representa a distribuição da resistividade elétrica na zona do oceano considerando um modelo 2-D (Monteiro Santos *et al.*, 2003).

4. Conclusões

Neste artigo procurou-se mostrar a importância da utilização dos cabos submarinos em geofísica. Explicitaram-se os fundamentos teóricos de duas das utilizações mais comuns e discutiram-se, ainda que brevemente, alguns resultados obtidos em projetos de investigação realizados pelo CGUL.

Agradecimentos

Agradece-se a colaboração da MARCONI e da empresa TRIMAD pelas facilidades concedidas. Alguns dos resultados apresentados foram obtidos no âmbito dos projetos ISO3D (financiado pela União Europeia) e PROTEU (financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, FEDER, contrato N-PDCTM/MAR/15275/1999).

Referências

- Cagniard, L., 1953, Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, **18**: 605-635.
- Chave, A.D. & Luther, D.S., 1990, Low-frequency, motionally induced electromagnetic fields in the ocean, I. Theory. *J. Geophys. Res.*, **95**: 7185-7200.
- Constable, S.C., Parker, R.L. & Constable, C.G., 1987, Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**: 289-300.
- Flosadóttir, A.H., Larsen, J.C. & Smith, J.T., 1997, Motional induction in North Atlantic circulation models. *J. Geophys. Res.*, **102**: 10353-10372.
- Flosadóttir, A., 2001. Long term observations of ocean circulation with cables as sensors. In *Long term observations in the oceans. Current status and perspectives for the future*. Workshop Report, Romanowicz, B., Suyehiro, K. and Kawakatsu, H. (Eds.), Japan, 106-112.
- Fukao, Y., Morita, Y., Shinohara, M., Kanazawa, T., Utada, H., Toh, H., Kato, T., Sato, T., Shiobara, H., Seama, N., Fujimoto, H. & Takeuchi, N., 2001, The ocean hemisphere network project (OHP), In *Long-term observations in the oceans. Current status and perspectives for the future*. Workshop Report, Romanowicz, B., Suyehiro, K. and Kawakatsu, H. (Eds.), Japan, 13-29.
- Hashimoto, Y., Tashiro, A., Shinozaki, T., Ishii, H. & Kawatate, K., 2001, Monitoring the ocean current in the Tsushima and the Tokara Straits by using submarine cables. In *Long-term observations in the oceans. Current status and perspectives for the future*. Workshop Report, Romanowicz, B., Suyehiro, K. and Kawakatsu, H. (Eds.), Japan, 102-105.
- Junge, A., 1988, The Telluric field in Northern Germany induced by tidal motion in the North-Sea. *Geophysical Journal*, **95**: 523-533.
- Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A.A., Kovtun A.A., Palshin N.A., Smirnov M.Yu., Tokarev A.D., Asming V.E., Vanyan L.L., Vardaniats I.L. & the BEAR Working Group, 2002, Crustal conductivity – a compilation of a database on crustal conductance in the Fennoscandian Shield, *Earth Planets Space*, **54**: 535-558.
- Larsen, J.C., 1992, Transport and heat flux of the Florida Current at 27°N derived from cross-stream voltages and profiling data: Theory and observations. *Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A*, **338**: 169-236.
- Larsen, J.C. & Sanford, T.B., 1986, Florida current volume transports from voltage measurements. *Science*, **227**: 302-304.
- Lizarralde, D., Chave, A.D., Hirth, G. & Schultz, A., 1995, Long period magnetotelluric study using Hawaii-to-California submarine cable data: implication for mantle conductivity, *J. Geophys. Res.*, **100**: 17837-17854.
- Longuet-Higgins, M.S., Stern, M.E. & Stommel, H., 1949, The electrical field induced by ocean currents waves. *Pap. Phys. Oceanogr. Meteor.*, **8**: 3-37.
- Malkus, W.V.R. & Stern, M.E., 1952, Determination of ocean transports and velocities by electromagnetic effects. *J. Mar. Res.*, **11**: 95-105.
- Mangelsdorf, P.C.J., 1962, The world's longest salt bridge. In R.D. Gaul, D.D. Ketchum, J.T. Shaw and J.M. Snodgrass, editors, *Marine science instrumentation*, 173-185. Plenum Press.
- Medford, L.V., Meloni, A., Lanzerotti, L.J. & Gregori, G.P., 1981, Geomagnetic induction on a transatlantic communications cable, *Nature*, **290**: 392-393.
- Monteiro Santos, F.A., Soares, A., Trindade, L., Nolasco, R., Rodrigues H., Miranda, J.M., Lourenço, N., Luís, J., Flosadóttir, A., Junge, A., Sinha, M., MacGregor, L., Dean, S., Barker, N., Riches S. & Z. Cheng, 2002, Voltage measurements in the CAM-1 submarine cable between Madeira Island and Portugal mainland, *Earth, Planets and Space*, **54**: 393-398.
- Monteiro Santos, F.A., Soares, A., Nolasco, M., Rodrigues, H., Luzio, R., Palshin, N. & ISO3D team, 2003, lithosphere conductivity structure using the CAM-1 (Lisbon-Madeira) submarine cable. *Geophysical Journal International*, **155**: 591-600.
- Nolasco, R., Monteiro Santos, F.A., Soares, A., Palshin, N., Represas, P., & Dias, J.M., 2003, Measurements of motionally induction voltage in the Ria de Aveiro Lagoon (Portugal). *Scientific Submarine Cable 2003*

- Workshop (SSC03)*, Tokyo, Japan.
- Palshin, N., Vanyan, L.L., Poray-Koshits, A.M., Matyushenko, V.A., Kaikkonen, P. & Tiikkainen, J., 2002, Measurements of motionally induced voltage in the coastal zone of the throat of the White Sea. *Earth, Planets and Space*, **54** (5): 433-441.
- Palshin, N., Vanyan, L.L., Medzhitov, R.D., Evdoshenko, M.A. & Utada, H., 2001, Studies of water transport variability using submarine cable voltage measurements in the Sea of Japan. In *Long-term observations in the oceans. Current status and perspectives for the future*. Workshop Report, Romanowicz, B., Suyehiro, K. and Kawakatsu, H. (Eds.). Japan, 93-97.
- Olsen, N., 1998, The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-responses from 3 to 720 hr. *Geophys. J. Int.*, **133**: 298-308.
- Rikiishi, K., Matsuda, H. & Michigami, M., 2001, Temporal and spatial variation of the conversion factor from the motion-induced voltage to the transport. In *Long-term observations in the oceans. Current status and perspectives for the future*. Workshop Report, Romanowicz, B., Suyehiro, K. and Kawakatsu, H. (Eds.). Japan, 98-101.
- Sanford, T.B., 1967, Measurement and interpretation of motional electric fields in the sea. PhD thesis, Depart. of Geology and Geophysics, MIT.
- Sanford, T.B., 1971, Motionally-induced electric and magnetic fields in the sea. *J. Geophys. Res.*, **76**: 3476-3492.
- Sanford, T.B., 1977, Measurements by geomagnetic induction of volume transport in a salt marsh drainage channel. *Limn. Oceanog.*, **22**: 1082-1089.
- Spain, P. & Sanford, T.B., 1987, Accurately monitoring the Florida Current with motionally induced voltages. *J. Mar. Res.*, **45**: 843-870.
- Tikhonov, A.N., 1950, Determination of the electrical characteristic of the deep strata of the Earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk SSR*, **73**: 295 p.
- Vanyan, L.L., Utada, H., Shimizu, H., Tanaka, Y., Palshin, N.A., Stepanov & V., Kouznets, 1998, Studies on the lithosphere and the water transport by using the Japan Sea Submarine Cable (JASC); 1, Theoretical considerations, *Earth, Planets and Space*, **50** (1): 35-42.
- Wertheim, G.K., 1954, Studies of electrical potential between Key West Florida and Havana, Cuba. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **35**: 872-882.