

Determinação da interface água doce/água salgada no litoral de Viana do Castelo (NW de Portugal) com recurso ao método da resistividade eléctrica

Daniela LOBARINHAS

Licenciada em Geologia, Centro de Investigação Geológica, Ordenamento e Valorização de Recursos, Universidade do Minho, 4710-057 Braga, Portugal, daniobarinhas@gmail.com

Rita GOMES

Licenciada em Geologia, Centro de Investigação Geológica, Ordenamento e Valorização de Recursos, Universidade do Minho, 4710-057 Braga, Portugal, ritaboto@gmail.com

Alberto LIMA

Doutor em Geologia, Centro de Investigação Geológica, Ordenamento e Valorização de Recursos, Departamento der Ciências da Terra, Universidade do Minho, 4710-057 Braga, Portugal, aslima@dct.uminho.pt

Júlio FERREIRA DA SILVA

Doutor em Engenharia Civil, Departamento de Engenharia Civil, Universidade do Minho, 4800-058 Guimarães, Portugal, juliofs@civil.uminho.pt

RESUMO

O tema da intrusão salina é cada vez mais estudado por parte da comunidade científica, por suscitar grande preocupação relativamente à contaminação de aquíferos costeiros, relacionada com o avanço da água salgada para a zona continental. Este problema pode ser causado pela sobreexploração dos aquíferos costeiros e é sentido essencialmente em zonas urbanisticamente mais desenvolvidas, onde a necessidade deste recurso é maior e onde nem sempre as questões de Planeamento e Ordenamento são tidas em conta. As consequências desta situação são essencialmente de carácter ambiental e apresentam grande impacto na vida das populações costeiras. Este estudo teve como objectivo determinar a posição da interface água doce /água salgada através do método da resistividade eléctrica. O estudo foi realizado na zona de Viana do Castelo, Noroeste de Portugal. Os equipamentos utilizados foram os resistívimetros ABEM Terrameter SAS 300C e ABEM Terrameter SAS 1000, realizando sondagens eléctricas verticais (SEV's) e perfis multi-eléctrodos, respectivamente. Foram realizadas 6 sondagens eléctricas verticais e um perfil multi-eléctrodos, aproximadamente paralelo à linha de costa. Os dados foram interpretados com recurso a software específico, designadamente, IPI2win – versão 3.0.1 (Freeware) e RES2DINV – versão 3.59.03 (Semi-Demo). De acordo com a modelação efectuada, detectou-se uma lentícula de água salgada na zona de praia, a qual não tem continuidade em profundidade, provavelmente devido à presença do substrato cristalino. Por sua vez, nas SEV's e no perfil multi-eléctrodos, realizados sobre o cordão dunar, não foram encontrados dados que justifiquem a presença de água salgada, sugerindo que a água que circula em profundidade seja água doce.

PALAVRAS-CHAVE: Interface água doce/água salgada, resistividade eléctrica, Viana do Castelo, sondagem eléctrica vertical, perfil multi-eléctrodos

1. INTRODUÇÃO

O tema da intrusão salina é cada vez mais estudado por parte da comunidade científica, por suscitar uma grande preocupação relativamente à contaminação de aquíferos costeiros, relacionada com o avanço da água salgada para a zona continental. Este problema faz-se sentir essencialmente em zonas mais desenvolvidas urbanisticamente, onde a necessidade deste recurso é maior.

A extracção desregrada de água doce dos aquíferos, em quantidades superiores à recarga, cria condições para o avanço da intrusão salina. Este fenómeno apresenta uma evolução lenta e como se processa no subsolo, os seus efeitos só são sentidos quando as captações já estão afectadas (FERREIRA DA SILVA, 2000). Por este motivo, é importante definir a posição da interface água doce/água salgada, de forma a contribuir para uma melhor gestão dos recursos hídricos, assim como para um melhor conhecimento desta problemática, que cada vez mais afecta as populações costeiras.

O trabalho aqui apresentado foi desenvolvido na costa oeste de Portugal Continental, na localidade de Vila Nova de Anha, concelho de Viana do Castelo e tem como objectivo determinar a posição da interface água doce/água salgada recorrendo ao método da resistividade eléctrica. Para o efeito foram utilizados os seguintes equipamentos: resistímetro ABEM Terrameter SAS 300C e resistímetro ABEM Terrameter SAS 1000, com o sistema ABEM Lund acoplado. O primeiro foi utilizado para a realização de sondagens eléctricas verticais (SEV) que determinam variações verticais da resistividade e o segundo para a realização de perfis multi-eléctrodos, que executam várias sondagens eléctricas verticais automáticas ao longo de um perfil.

2. INTERFACE ÁGUA DOCE/ÁGUA SALGADA

O comportamento entre a água doce e a água salgada em zonas costeiras tem sido alvo de vários estudos (e.g. MERCER *et al.* (1980), FIGUEIREDO (1990), SANFORD e POPE (2009), POULSEN *et al.* (2009)).

Até ao século XIX pensava-se que a água salgada ocorreria a uma profundidade correspondente ao nível da água do mar, ou seja, que o limite entre a água doce e a água salgada (interface) seria horizontal. Terá sido DUCOMMUN (1928) o primeiro a demonstrar que a água salgada subterrânea ocorria a profundidades superiores ao nível do mar. No entanto, a razão que exprime a posição da interface é atribuída a GHYBEN (1889) e a HERZBERG (1901), que demonstraram que a profundidade da água doce abaixo do nível do mar é cerca de 40 vezes a altura do nível freático acima do nível do mar (Figura 1). Tal significa que a interface é inclinada e a sua inclinação depende do gradiente hidráulico do aquífero.

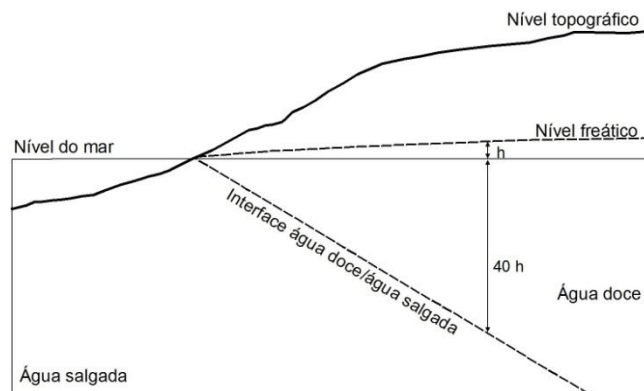


Figura 1 - Representação da interface água doce - água salgada, segundo o Princípio de Ghyben-Herzberg (adaptado de IZUKA e GINGERICH, 1998)

O Princípio de Ghyben-Herzberg permite estimar a localização da interface água doce/água salgada em aquíferos costeiros livres e homogêneos, considerando que a interface é estática (FIGUEIREDO, 1990). Este princípio admite que o escoamento da água subterrânea se processa horizontalmente e que, em consequência, a carga hidráulica se mantém constante ao longo de qualquer vertical. Além disso considera ainda que não existe escoamento de água salgada e que a interface entre as águas dos dois tipos é um plano.

O equilíbrio entre os dois tipos de água pode ser expresso por:

$$\rho_s g z = \rho_f g (h_f + z) \quad (1)$$

em que:

ρ_s : densidade da água salgada (g/cm^3);

ρ_f : densidade da água doce (g/cm^3);

g : aceleração da gravidade (m/s^2);

z : profundidade da interface em relação ao nível do mar (m);

h_f : nível freático (altura acima do nível do mar, m).

Resolvendo a equação (1) em ordem a z , vem:

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad (2)$$

Admitindo que a densidade média da água doce é 1,000 e a densidade média da água salgada é 1,025, a expressão (2) toma a forma:

$$z = 40 h_f \quad (3)$$

A expressão (3) indica que a interface se situa a uma profundidade, sob o nível do mar, igual a 40 vezes a altura da água doce sobre o nível médio da água do mar, na mesma vertical. A espessura da massa de água doce, delimitada superiormente pelo nível freático e inferiormente pela interface águas doce/água salgada, pode ser calculada pela equação:

$$z = 41 h_f \quad (4)$$

O Princípio de Ghyben-Herzberg parte dos seguintes pressupostos: (i) condições hidroestáticas; (ii) a interface água doce/água salgada é uma interface rígida, resultante de líquidos totalmente imiscíveis; (iii) a interface intersecta o nível freático na linha de costa; (iv) a descarga de água doce para o mar ocorre num único ponto. No entanto, diversas observações mostram que estes pressupostos não se verificam, tendo surgido outras abordagens deste problema.

GLOVER (1964) desenvolveu um modelo mais complexo (Figura 2), segundo o qual a geometria da interface pode ser descrita por:

$$z = \sqrt{\frac{2Q'x\rho_f}{K(\rho_s - \rho_f)}} + \frac{Q'\rho_f}{K(\rho_s - \rho_f)} \quad (5)$$

em que:

z : profundidade da interface abaixo do nível do mar (m);

ρ_s : densidade da água salgada (g/cm^3);

ρ_f : densidade da água doce (g/cm^3);

Q' : descarga de água doce por unidade de comprimento de linha de costa ($\text{m}^3/\text{dia}/\text{m}$);

K : condutividade hidráulica (m/dia);

x : distância à linha de costa (m).

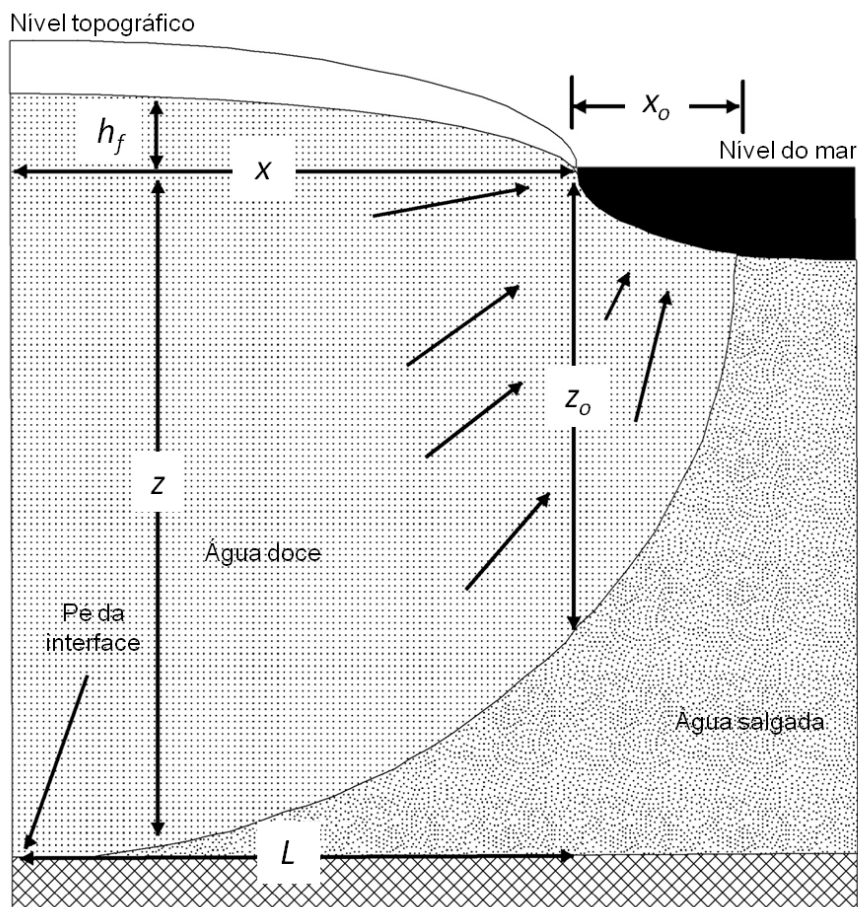


Figura 2 – Modelo de Glover relativo à intrusão salina (adaptado de KASENOW, 2001)

A altura do nível freático (h_f) a qualquer distância da linha de costa pode ser determinada através da expressão:

$$h_f = \sqrt{\frac{2Q'x(\rho_s - \rho_f)}{K\rho_f}} \quad (6)$$

A extensão da zona (x_0) através da qual a água doce descarrega para o mar pode ser estimada pela equação:

$$x_0 = -\frac{Q' \rho_f}{2K(\rho_s - \rho_f)} \quad (7)$$

Na expressão (7) o sinal negativo indica que a distância (x_0) é calculada a partir da linha de costa para o mar.

Por sua vez, a profundidade da interface água doce/água salgada (z_0) na linha de costa é dada por:

$$z_0 = \frac{Q' \rho_f}{K(\rho_s - \rho_f)} \quad (8)$$

A posição do pé da interface (L) medida linearmente na base do aquífero a partir da linha de costa, pode ser calculada usando a expressão (McWHORTER e SUNADA, 1977):

$$L = \frac{(\rho_s - \rho_f)K}{2\rho_f Q'} \left[z^2 - \left(\frac{\rho_f Q'}{(\rho_s - \rho_f)K} \right)^2 \right] \quad (9)$$

De acordo com o modelo de Glover, a diminuição da descarga de água doce (Q') para o mar traduz-se numa diminuição da extensão dessa zona de descarga (x_0). Este modelo considera que o fluxo de água salgada é essencialmente estático. Pelo contrário, COOPER (1964) sugeriu a existência de uma zona de difusão entre as massas de água doce e de água salgada. Nestas condições, a água salgada não é estática, fluindo de forma cíclica a partir do fundo oceânico em direcção à zona de difusão, dirigindo-se de seguida para o mar (Figura 3).

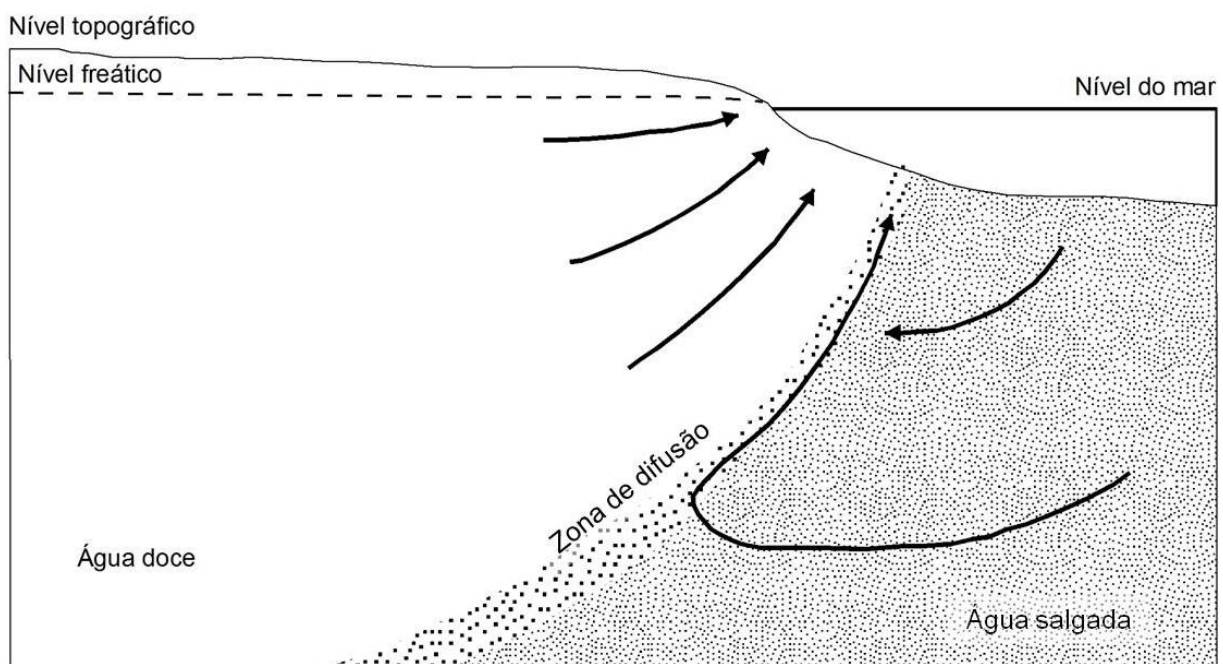


Figura 3 – Modelo de Cooper: circulação de água salgada até à zona de difusão próximo do aquífero costeiro (adaptado de KASENOW, 2001)

Mesmo com a zona de difusão proposta por COOPER (1964), o modelo de Glover constitui uma boa aproximação da geometria da interface água doce/água salgada (KASENOW, 2001).

3. MÉTODO DA RESISTIVIDADE ELÉCTRICA

Entre as técnicas de estudo da intrusão salina, os métodos geofísicos ocupam um lugar de destaque, já que as características das duas massas de água envolvidas (doce e salgada) são relativamente contrastantes. Um dos aspectos mais distintivos entre as duas águas é a sua densidade, pelo facto da mineralização da água salgada ser substancialmente superior à da água doce. Como tal, a condutividade da água salgada (cerca de 60 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) é também muito superior à da água doce (normalmente inferior a 1 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) e esta diferença pode ser medida pela aplicação de métodos geofísicos de superfície, como a resistividade eléctrica, que é, aliás, o método geofísico mais adequado a este tipo de estudos.

No método da resistividade eléctrica, a grandeza física medida é a resistência que cada material apresenta perante a passagem de corrente eléctrica. Cada formação geológica apresenta um valor de resistência diferente, consoante o tipo de minerais que a constituem, assim como da qualidade e quantidade de fluidos que preenchem os seus poros e fracturas.

A aplicação do método da resistividade eléctrica consiste na introdução de corrente eléctrica no terreno através de dois eléctrodos (A e B), denominados eléctrodos de corrente, sendo a queda de potencial medida através de outros dois eléctrodos (M e N), denominados eléctrodos de potencial (Figura 4).

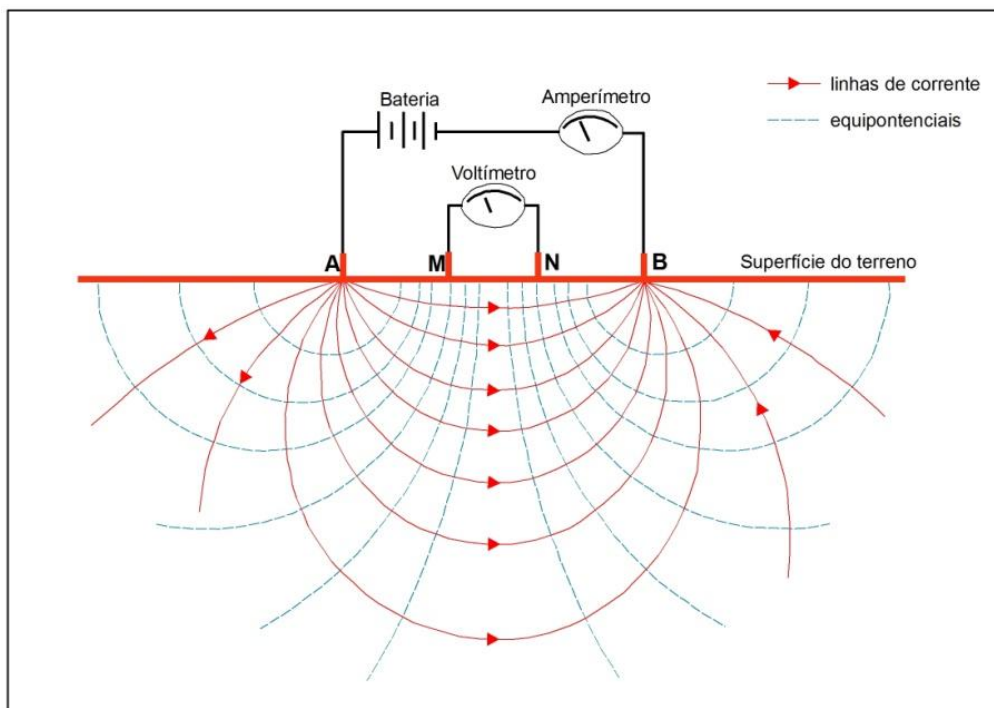


Figura 4 – Esquema representativo do princípio da resistividade eléctrica (A e B – eléctrodos de corrente; M e N – eléctrodos de potencial).

A resistividade é calculada multiplicando a razão entre a queda de potencial e a intensidade de corrente (resistência) pelo factor geométrico (k), que depende da distribuição espacial dos eléctrodos.

Se o meio em estudo não for homogéneo, o valor de resistividade que se obtém totaliza a contribuição de todas as formações presentes. A importância de cada uma destas contribuições depende da geometria do dispositivo, em particular da distância entre os eléctrodos. O valor de resistividade assim obtido corresponde à denominada resistividade aparente e é calculado pela expressão:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} k = R \cdot k \quad (10)$$

em que:

ρ_a : resistividade aparente ($\Omega \cdot m$);

k : factor geométrico próprio de cada dispositivo geoelectrico (m);

ΔV : diferença de potencial (V);

I : intensidade da corrente (A);

R : resistência (Ω).

O factor geométrico depende, como se disse, da disposição espacial dos eléctrodos. Os dispositivos mais utilizados são o de Wenner, o de Schlumberger, o dipolo-dipolo e o quadrado. Para este trabalho foi utilizado o dispositivo de Wenner, que corresponde a um arranjo linear de eléctrodos igualmente espaçados, como se ilustra na Figura 5.

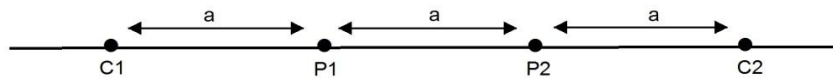


Figura 5 – Esquema representativo do dispositivo de Wenner, onde: **C1** e **C2** representam os eléctrodos de corrente, **P1** e **P2** representam os eléctrodos de potencial e **a** é a distância entre eléctrodos.

No dispositivo de Wenner, o cálculo do factor geométrico é efectuado pela expressão (11), onde **a** é o espaçamento entre os eléctrodos.

$$k = 2\pi a \quad (11)$$

A interpretação dos dados de resistividade eléctrica é normalmente efectuada através da resolução do problema inverso, ou seja, a partir dos valores de resistividade aparente procura-se estimar os valores reais de resistividade das formações.

4. METODOLOGIA

O levantamento geoelectrico foi efectuado com recurso a dois equipamentos: o resistivímetro ABEM Terrameter SAS 300C e o resistivímetro ABEM Terrameter SAS 1000, com o sistema ABEM Lund acoplado (Figura 6). O primeiro foi utilizado para a realização de sondagens eléctricas verticais pontuais (SEV) e o segundo para a realização de sequências automáticas de SEV's segundo um perfil aproximadamente paralelo à linha de costa. Nas SEV's pontuais os valores de "a" variaram entre 0,5 e

10 metros. No procedimento automático foi adoptado o protocolo Wenner_L + Wenner_S (Manual de Instruções ABEM Terrameter SAS 4000/SAS 1000), com um espaçamento mínimo intereléctrodos de 5 metros, para um comprimento total de 400 metros.

Foram realizadas 6 sondagens eléctricas verticais pontuais e 1 perfil multieléctrodos, nos pontos assinalados na Figura 7.



Figura 6 – Equipamento ABEM Terrameter SAS 1000 (retirado de <http://www.abem.se/products/sas1000/sas1000.php>)



Figura 7 – Localização das SEV's e do Perfil Multieléctrodos em fotografia aérea (retirado e adaptado do software Google Earth®)

Como se observa na Figura 7, as SEV's 1, 4 e 5 foram realizadas sobre o areal da praia, enquanto as SEV's 2, 3 e 6 e o perfil multieléctrodos foram realizados sobre o cordão dunar. A diferença altimétrica entre as duas situações descritas é de aproximadamente 2 metros. Verifica-se também que as SEV's 4, 5, 3 e 2, por esta ordem, se encontram em pontos progressivamente afastados do mar, definindo um alinhamento aproximadamente perpendicular à linha de costa. De salientar ainda que as SEV's 1 e 5 se encontram praticamente à mesma distância do mar.

Geologicamente, a área em estudo é uma zona de areias de duna que cobrem grandes extensões da faixa litoral. Para Este desta zona ocorrem grandes manchas de granito alcalino de grão médio a grosseiro. Já para Norte, acima da foz do Lima e junto à linha de costa, afloram quartzitos do Ordovícico, assim como formações xistentas do antigo Complexo Xisto-Grauváquico (Figura 8).

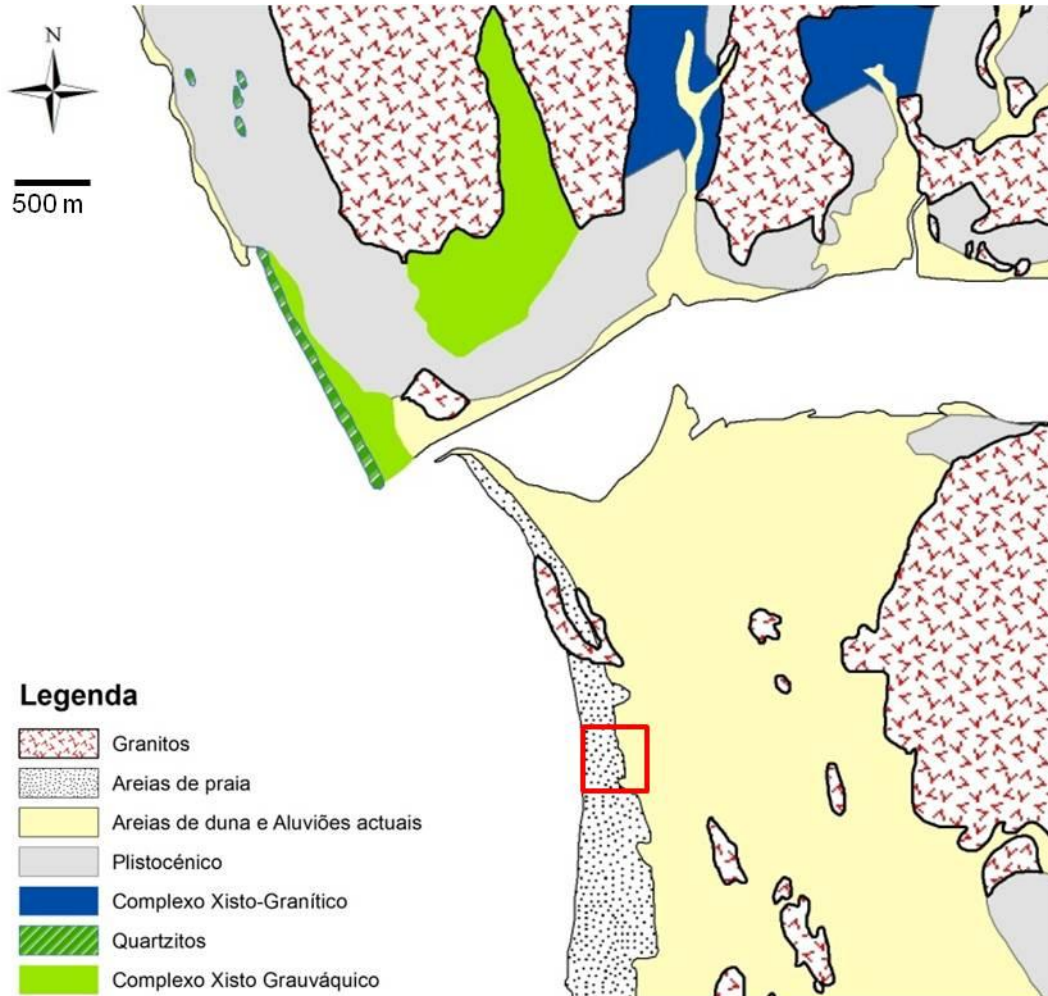


Figura 8 – Enquadramento geológico da área em estudo (rectângulo vermelho). Mapa elaborado a partir da folha 5-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000.

Para a interpretação dos dados obtidos foram utilizados 2 *softwares*: o *IPI2win* – versão 3.0.1 (Freeware), para o tratamento dos dados obtidos nas Sondagens Eléctricas Verticais e o *RES2DINV* – versão 3.59.03 (Semi-Demo) para o tratamento dos dados do Perfil Multieléctrodos. A versão do *RES2DINV* utilizada está limitada a 3 iterações, pelo que, em alguns casos, os resultados finais podem apresentar um erro absoluto relativamente elevado.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A interpretação dos resultados teve como comparação os seguintes valores de referência:

Resistividade da água salgada: $0,2 \Omega.m$
Resistividade da água doce local: $25 \Omega.m$

Na Figura 9 apresentam-se os resultados da modelação dos dados relativos à SEV1. O melhor ajuste é obtido para um modelo de três camadas, de acordo com as características apresentadas na mesma figura. Assim, a camada mais superficial apresenta uma resistividade de $13,8 \Omega.m$ e uma espessura de aproximadamente 1 metro. Segue-se uma camada de resistividade inferior ($1,5 \Omega.m$) que

se prolonga até aos 2,7 metros de profundidade, possuindo, portanto, uma espessura de 1,6 metros. Subjacente a esta, surge uma camada mais resistiva (69,5 $\Omega.m$) que se mantém, pelo menos, até à profundidade atingida pela sondagem.

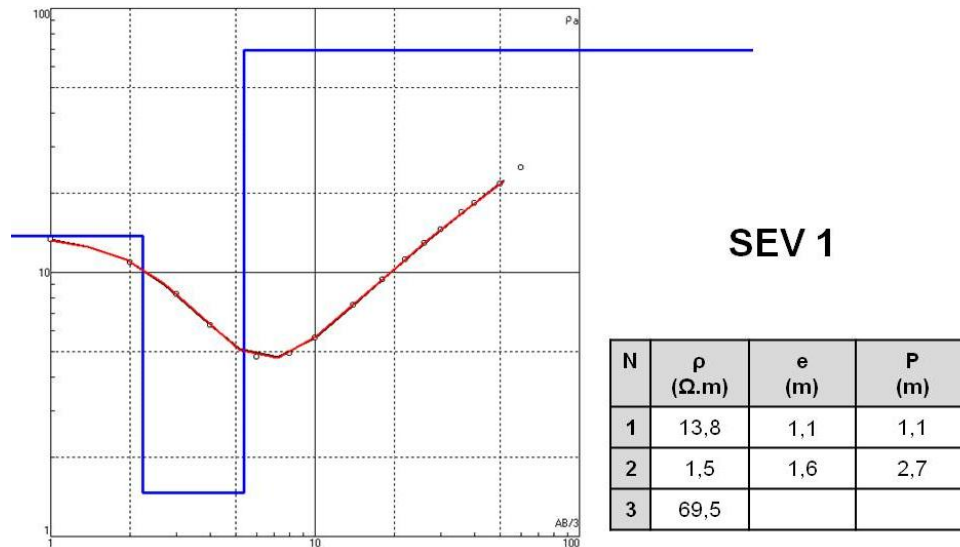


Figura 9 – Resultados da modelação dos dados da SEV1

Considerando o modelo geológico da área em estudo, admite-se que a camada mais superficial deverá corresponder a areia de praia não saturada; a camada subjacente será constituída pelo mesmo tipo de material, mas saturado em água salgada; finalmente, a camada mais profunda continua a ser areia de praia, desta vez saturada, não em água salgada, mas em água doce.

À segunda sondagem a ser realizada (Figura 10) ajusta-se um modelo de quatro camadas, no qual a camada mais superficial, de 60 cm de espessura, apresenta valores de resistividade de 1183 $\Omega.m$. Segue-se, em profundidade, uma camada de resistividade mais baixa (308,1 $\Omega.m$) e que apresenta uma espessura de 2,5 metros. Na camada seguinte verifica-se uma nova diminuição da resistividade (23,4 $\Omega.m$) e apresenta uma espessura de 12,7 metros. Por último, é definida uma camada que apresenta 2263 $\Omega.m$ de resistividade, prolongando-se desde os 15,8 metros até, pelo menos, ao final da profundidade da sondagem.

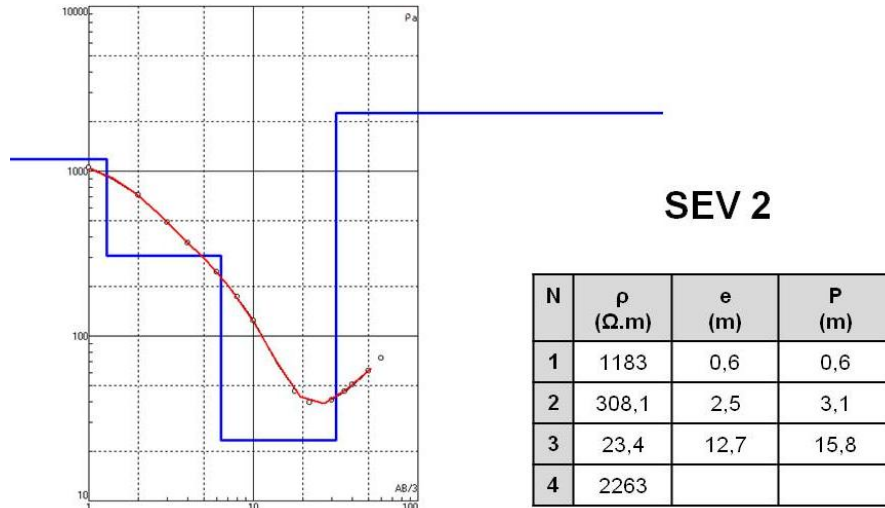


Figura 10 - Resultados da modelação dos dados da SEV2

A correspondência do modelo geofísico gerado a partir dos dados da SEV2 com a geologia local deverá ser a seguinte: a camada mais superficial será areia de duna, muito porosa, correspondendo à zona de fixação da vegetação dunar, não estando saturada com qualquer tipo de água; a camada subjacente será também constituída por areia de duna também não saturada; a camada seguinte corresponderá ao mesmo tipo de material, mas saturado em água doce; a última camada definida poderá estar relacionada com a presença de um substrato cristalino, possivelmente um granito.

A SEV3 apresentava valores anómalos dificultando o ajuste a um modelo teórico. Desta forma, e porque os dados poderiam não ser fidedignos, a SEV3 foi eliminada da análise e interpretação dos dados.

A SEV4 (Figura 11) encaixa-se num modelo de três camadas. A primeira apresenta uma resistividade baixa (1,41 $\Omega.m$) e tem uma espessura de 1,8 metros. Na segunda camada a resistividade aumenta para 136 $\Omega.m$ e corresponde a 7,1 metros. Finalmente, a última camada, com resistividade 24,9 $\Omega.m$, prolonga-se pelo menos até ao limite da sondagem.

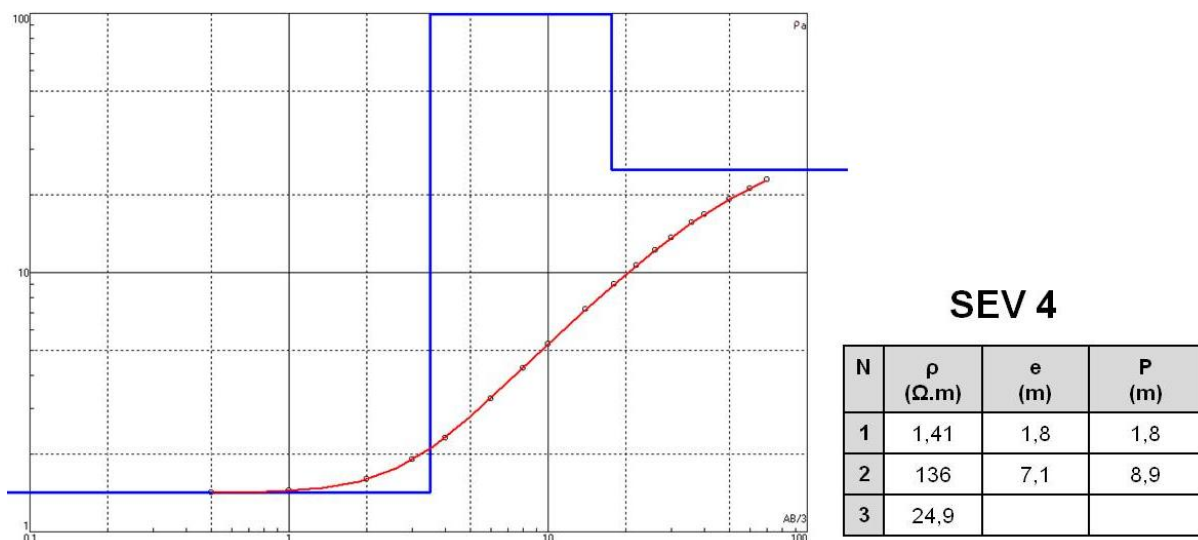


Figura 11 - Resultados da modelação dos dados da SEV4

Considerando que a SEV4 foi realizada praticamente sobre a linha de costa e atendendo aos valores de resistividade da camada mais superficial, admite-se que esta camada corresponda a areia de praia saturada em água salgada. O aumento da resistividade na camada subjacente poderá ser devido à presença de um nível rochoso fracturado e/ou alterado. Abaixo deste nível observa-se uma diminuição da resistividade, interpretada como sendo uma camada arenosa percolada por água doce.

A modelação da SEV5 (Figura 12) assemelha-se à da SEV1 (3 camadas). A semelhança deve-se ao facto de estas SEV's terem sido realizadas sensivelmente à mesma distância do mar. A primeira camada, de fina espessura (0,7 m), apresenta resistividade de 44,9 Ω .m. Logo depois, a segunda camada, com 0,8 metros de espessura, apresenta uma resistividade inferior de 2,1 Ω .m. Finalmente, a terceira camada apresenta uma resistividade superior à da camada anterior (29,4 Ω .m).

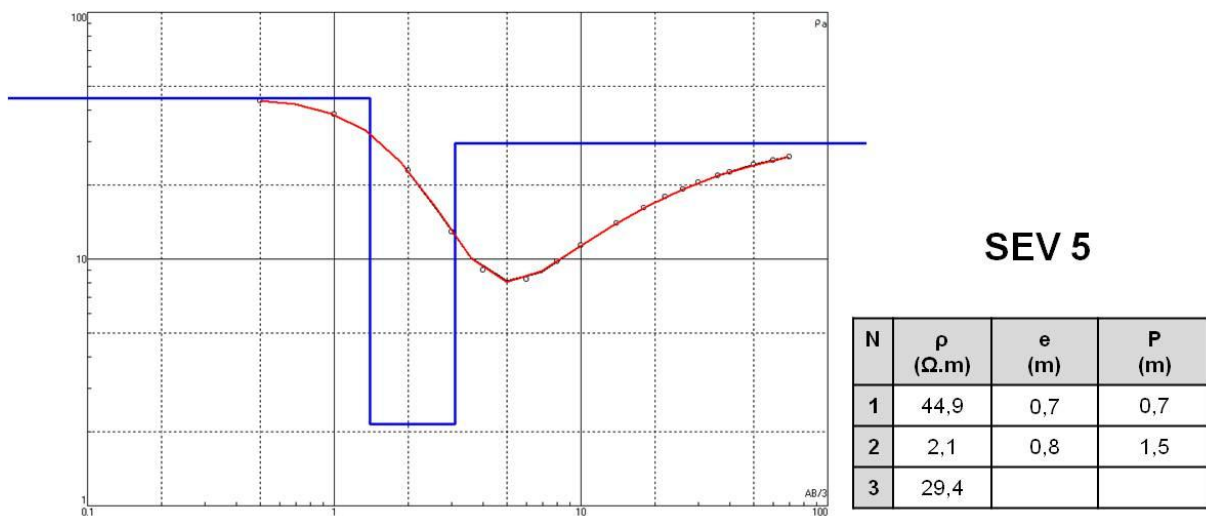


Figura 12 - Resultados da modelação dos dados da SEV5

Os resultados da modelação são compatíveis com a seguinte sequência: a camada mais superficial corresponderá a areia de praia não saturada; esta camada está limitada inferiormente por uma outra camada de areia saturada em água salgada; abaixo desta existirá areia saturada em água doce.

A SEV6 (Figura 13) adapta-se a um modelo de quatro camadas. A primeira camada apresenta uma resistividade elevada (1643 Ω .m) e possui uma espessura de 0,6 metros. Segue-se uma camada com resistividade inferior que se prolonga até aos 4,3 metros de profundidade. Subjacente, encontra-se uma camada de maior resistividade (353,9 Ω .m).

A camada mais superficial será constituída, tal como na SEV2, por areia de duna não saturada (zona de fixação de vegetação); a camada subjacente poderá corresponder a areia saturada em água doce; finalmente, a camada inferior estará relacionada com a presença de um substrato cristalino alterado.

Quando se observa a disposição das SEV's na Figura 7, verifica-se que existe um alinhamento entre as SEV's 4, 5, 3 e 2. Para estudar a possível relação entre estas SEV's, construiu-se a secção vertical de resistividade representada na Figura 14. Esta secção não inclui a SEV3, pois esta também não foi considerada na análise individual das sondagens, pelos motivos já indicados anteriormente.

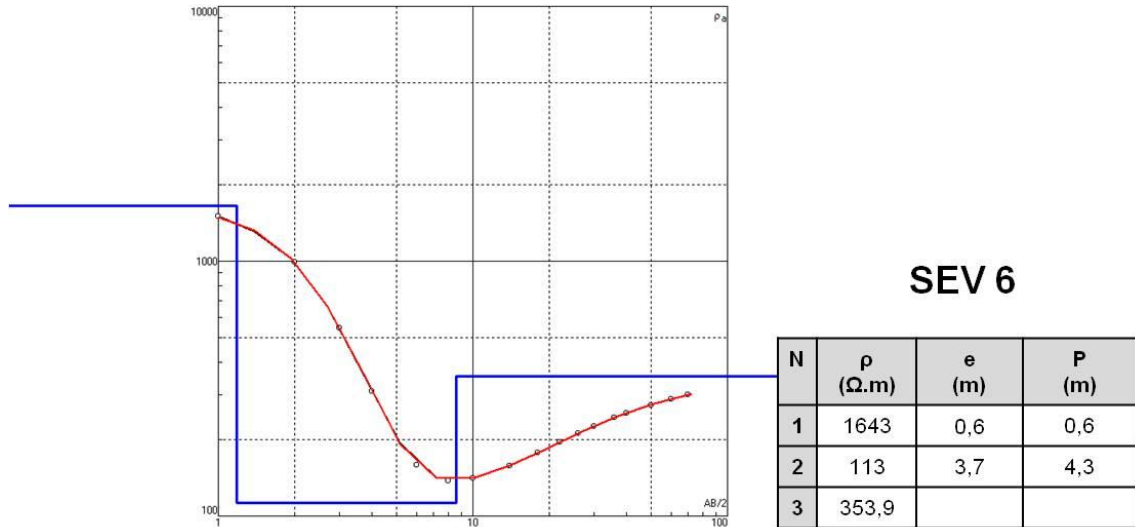


Figura 13 - Resultados da modelação dos dados da SEV6

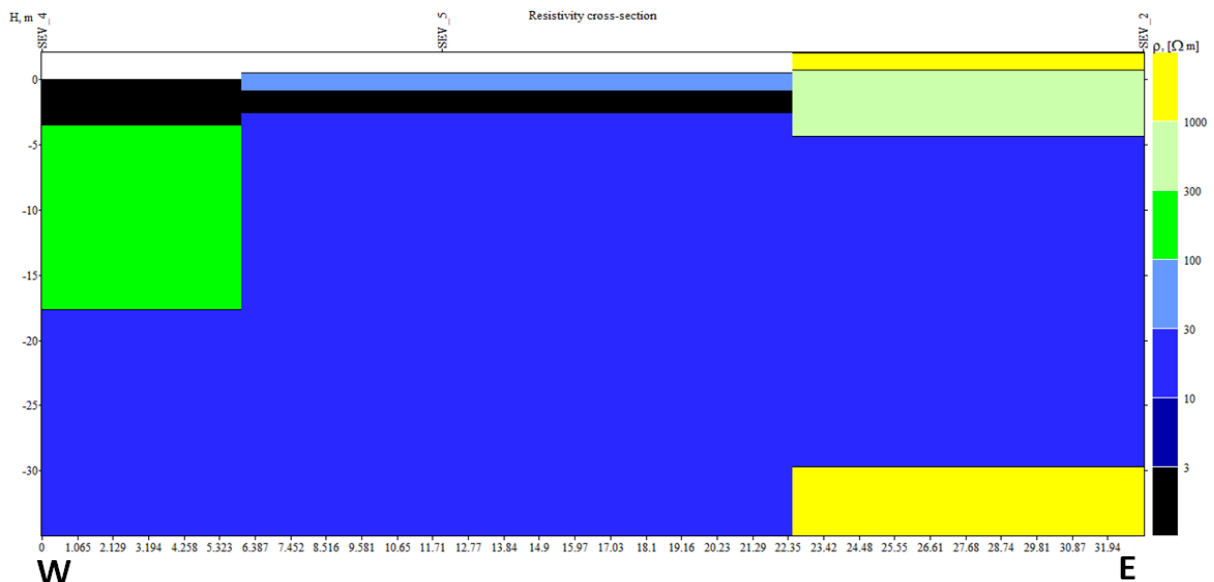


Figura 14 – Secção vertical de resistividade da zona de praia

Com base na análise feita a partir dos dados obtidos e na secção vertical de resistividade representada na Figura 14, efetuou-se um corte interpretativo que constitui o modelo conceptual para a zona de estudo (Figura 15). Assim, no que respeita à zona de praia, evidencia-se uma camada de areia não saturada (seca) na parte mais superficial, seguindo-se um nível de água salgada, em forma lenticular, relacionado com as oscilações da maré. Este nível é dinâmico no tempo e no espaço e depende de vários factores, como a amplitude e a altura das marés. Subjacente a este nível de água salgada, situa-se a zona saturada do aquífero livre arenoso, onde ocorre uma porção do substrato cristalino, provavelmente uma rocha granítica ou xistenta.

A parte superficial da zona de duna é ocupada por vegetação herbácea instalada num solo arenoso que constitui a zona não saturada do aquífero. Esta zona apresenta uma diferenciação

vertical, relacionada com a modificação da porosidade dos sedimentos. A zona de saturação prolonga-se até ao substrato rochoso, que constitui o limite inferior do aquífero arenoso.

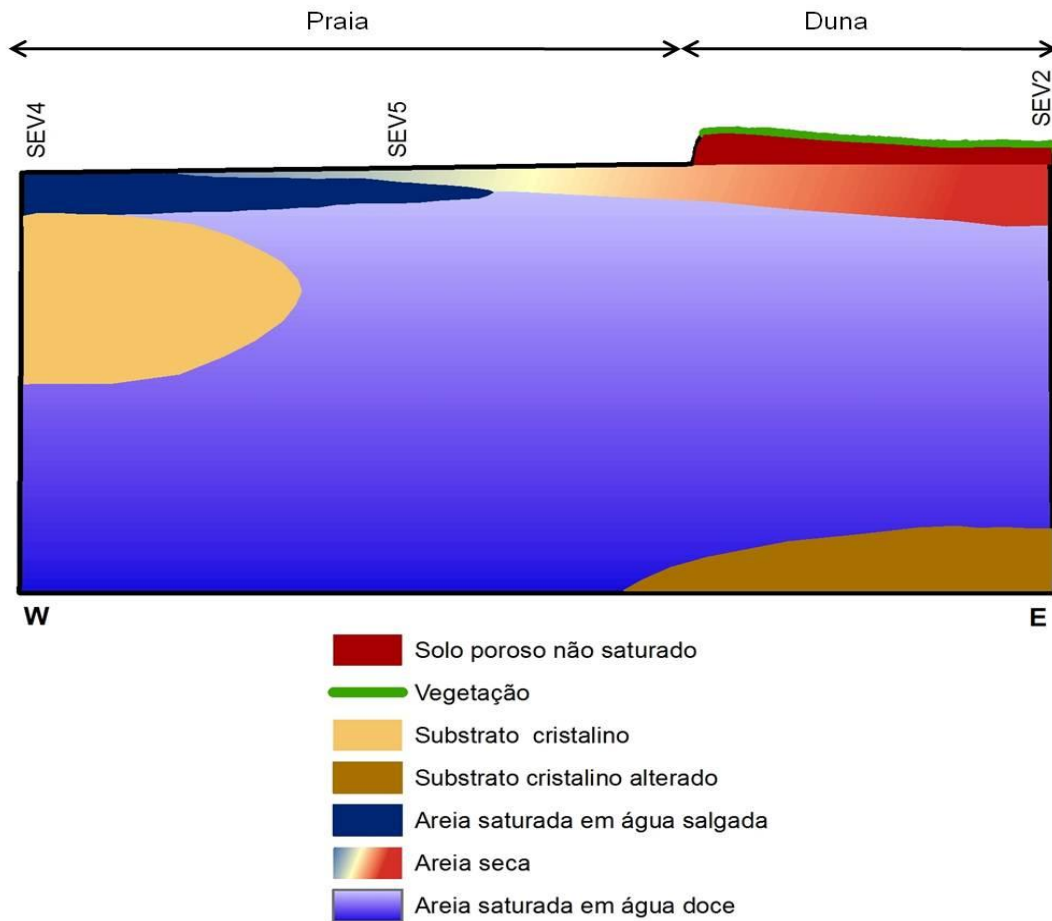


Figura 15 – Corte interpretativo elaborado com base nos resultados da modelação inversa dos dados das SEV's 4, 5 e 2.

Para a modelação dos dados obtidos na realização do perfil multieléctrodos foi utilizado o software RES2DINV. A secção do modelo de inversão da resistividade está representada na Figura 16.

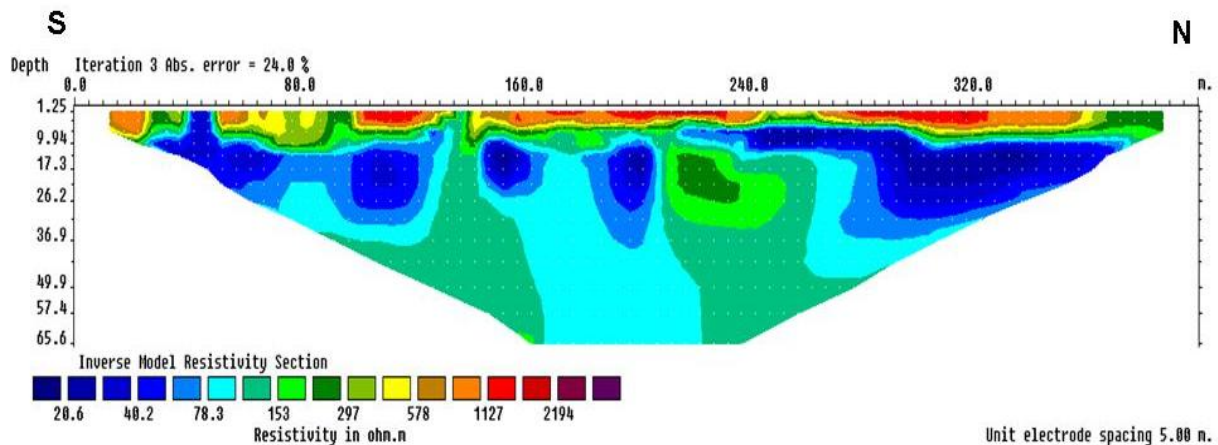


Figura 16 - Modelo de inversão da resistividade obtida no perfil multieléctrodos.

Analisando a secção do modelo, verifica-se um grande contraste nos valores da resistividade. Desde a superfície até cerca de 5 metros de profundidade, encontram-se valores de resistividade mais elevados, globalmente superiores a $1000 \Omega.m$, que se pensa corresponderem a camadas de areia não saturadas. Abaixo dos 5 metros, ocorre a zona de saturação do aquífero arenoso, até uma profundidade de cerca de 30 metros. A partir desta profundidade ocorre o substrato cristalino alterado percolado por água doce, pelo menos até à profundidade de investigação (aproximadamente 65 metros).

Com base no modelo de inversão, acima descrito, definiu-se um modelo geológico conceptual para a zona estudada (Figura 17).

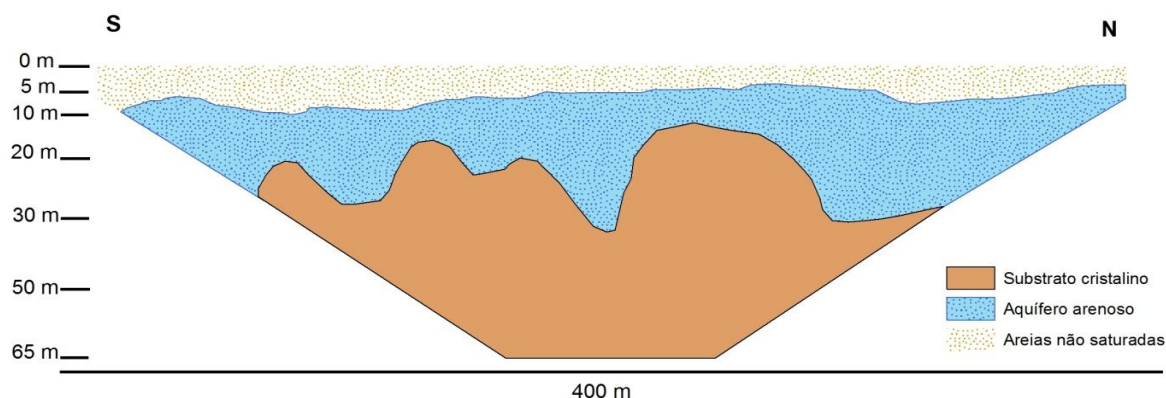


Figura 17 – Modelo geológico proposto, com base nos dados obtidos através da execução do perfil multieléctrodos

6. CONCLUSÕES

O método da resistividade eléctrica revelou-se eficaz no estudo da relação entre a água doce e a água salgada em ambientes costeiros. Os valores de resistividade obtidos, particularmente no trabalho realizado na zona de praia, são suficientemente contrastantes e permitiram individualizar as duas massas de água.

A interpretação dos dados obtidos não configura uma situação de equilíbrio descrita pelo princípio de Ghyben-Herzberg. No entanto, não foi identificada a interface água doce/água salgada, tal como seria de esperar, atendendo à proximidade da massa de água oceânica. Não obstante a detecção de água salgada a pequena profundidade na zona de praia, não se observa a sua continuidade para níveis mais profundos. Este facto poderá estar relacionado com a presença do substrato cristalino, que se acredita constituir uma barreira hidráulica, impedindo o avanço da água salgada para o continente, pelo menos até às profundidades investigadas. Aliás é a geometria desta barreira que mantém à superfície a lenticula de água salgada. Contudo, admite-se que a fracturação do substrato cristalino possa, para maiores profundidades, permitir a passagem da água salgada, podendo ocorrer intrusão salina no aquífero fracturado.

Na zona das dunas, não se identifica a presença de água salgada, pelo menos até à profundidade de 65 m.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a colaboração da Diana Teixeira, do Jorge Ribeiro, do João Sousa e do Miguel Couto na realização dos trabalhos de campo.

BIBLIOGRAFIA

COOPER, H. H., Jr. (1964). A hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer. *In Sea Water in Coastal Aquifer*. U.S. Geological Survey, Geological Survey Water-Supply Paper 1613-C, 84 pp.

DUCOMMON, J. (1828). On the cause of fresh water springs, fountains, etc. *American Journal of Science and Arts*, v.14, pp.174-176.

FERREIRA DA SILVA, J. e HAIE, N. (2000). Planeamento e gestão global de recursos hídricos costeiros – Estratégias para a prevenção e controlo da intrusão salina. *In Actas do 5º Congresso Nacional da Água*, Associação Portuguesa de Recursos Hídricos, Lisboa, 13 pp.

FIGUEIREDO, F. (1990). *Método de resistividade eléctrica aplicado ao estudo de aquíferos costeiros – Caracterização do aquífero superficial da península Barra – Costa do Prado -Vagueira (Aveiro)*. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Secção Autónoma de Engenharia de Minas, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 168 pp.

GHYBEN, W. B. (1889). Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam. *The Hague, Netherlands, Tijdschrift van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs*, pp. 8-22.

GLOVER R, E. (1964). *The pattern of fresh- water flow in a coastal aquifer*. In: *Sea water in coastal aquifers*, U.S. Geol. Survey Water Supply, Pap. 161 3-C, pp. 32-35.

HERZBERG, A. (1901). Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. *Wasserversorgung*, v.44, pp. 815-844.

IZUKA, S. K; GINGERICH, S.B. (1998). Estimation of the depth to the fresh-water/salt water interface from vertical head gradients in wells in coastal and island aquifers. *Hydrogeology Journal*, Springer-Verlag; v.6, pp. 365-373.

KASENOW, M. (2001). *Applied ground-water hydrology and well hydraulics*. USA, Water Resources Publications, LLC, 377 pp.

McWHORTER, D. B. e SUNADA, D. K. (1977). *Ground-Water Hydrology and Hydraulics*. Water Resources Publications, 290 pp.

MERCER, J.W., LARSON, S.P., FAUST, C.R. (1980). Simulation of Salt-Water Interface Motion. *Ground Water*, v.18, No.4, pp. 374-38.

POULSEN, S.E., RASMUSSEN, K.R., CHRISTENSEN, N.B., CHRISTENSEN, S. (2009). Evaluating the salinity distribution of a shallow coastal aquifer by vertical multielectrode profiling (Denmark). *Hydrogeology Journal*, v.18, pp. 161–171.

SANFORD, W.E e POPE, J.P. (2009). Current challenges using models to forecast seawater intrusion: lessons from the Eastern Shore of Virginia, USA. *Hydrogeology Journal*, v.18, pp. 73-93.