



Universidade do Porto
Faculdade de Engenharia

FEUP



Sérgio Manuel Tomás de Barros

Modelação da Intrusão Salina na Península da Macaneta



Universidade do Porto

FEUP Faculdade de
Engenharia

MESTRADO EM ENGENHARIA DO AMBIENTE

Ramo de GeoAmbiente

Tese de Mestrado

Modelação da Intrusão Salina na Península de Macaneta

Autor: Sérgio Manuel Tomás de Barros

Orientador: Prof. Abílio Augusto Tinoco Cavalheiro

O presente estudo tem como objectivo, avaliar o comportamento da intrusão salina (interface água doce – água salgada) numa região costeira através de modelação hidrogeológica, utilizando para o efeito, dados colhidos em 1999/2000, para a Direcção Nacional de Águas (DNA), no âmbito da realização da tese de licenciatura de Sérgio Tomás de Barros pela Universidade Eduardo Mondlane (UEM).

Porto, Agosto de 2003

UNIVERSIDADE DO PORTO

Faculdade de Engenharia

BIBLIOTECA M

N.º 79571

CDU 628(043)

17.12.2003

À memória da minha mãe.

Agradecimentos

O autor tem a agradecer a todos que directa e/ou indirectamente contribuíram, do ponto de vista técnico e moral, para a realização deste estudo. Agradecimentos especiais vão para: Eng.º Joaquim Maqueto Langa, Professor Fernando Veloso Gomes, Minha família, Professor Abílio Tinoco Cavalheiro, Hermínio Chiguenhane Novela, dr. Américo Dramane Sumale, pessoal técnico/administrativo do IHRH e Carlos Cumbe.

A todos eles, os meus melhores agradecimentos.

O Autor

RESUMO

Moçambique é um país que pela sua localização, possui cerca de 2700 km de costa ao longo do Oceano Índico que se estendem desde o rio Rovuma à Ponta d'Ouro. A sua região costeira, caracteriza-se maioritariamente por dunas costeiras que constituem aquíferos de produtividade satisfatória, daí a sua susceptibilidade à exploração como fontes de captação para o abastecimento de água.

Nos aquíferos costeiros, o equilíbrio água doce - água salgada é função do caudal que se escoia para o mar. A partir do momento em que se estabelecem captações de água, reduz-se o fluxo de água doce para o mar e portanto, muda-se a posição da interface que se supõe que seja pela penetração da água do mar para o continente. Se estas extracções excedem a recarga, deixa de existir o equilíbrio e a água do mar penetra lenta e continuamente até alcançar as captações. Se as captações são feitas sobre massas de água salgada, poderá ocorrer a subida da interface, formando-se cones salinos. É, portanto, de grande interesse estabelecer condições de exploração para que tal penetração ou ascensão não afecte as captações.

É, precisamente, neste âmbito que o presente estudo é levado a cabo, com o objectivo de determinar o comportamento da intrusão salina na região costeira – Península da Macaneta – onde o desenvolvimento da actividade turística pode conduzir a um aumento significativo dos caudais explorados, afectando negativamente o equilíbrio da interface água doce – água salgada.

A análise da intrusão, na Península da Macaneta, é feito com base em estudos geofísicos e modelação hidrogeológica. O estudo geofísico consistiu na execução de perfis de sondagens eléctricas verticais, para a determinação da transição água doce – água salgada, na zona da interface, através da relação física que existe entre a resistividade eléctrica de solos saturados e a salinidade da água de saturação. Por sua vez, a modelação, consistiu da análise dos parâmetros hidrogeológicos que caracterizam o sistema/modelo e na simulação do fluxo e transporte de água subterrânea de diferentes densidades (água doce e água salgada).

SUMMARY

Due to its location, Mozambique is a country that has about 2700 km of coast along Indian Ocean, extended from the river Rovuma to the Ponta d'Ouro. Its coastal area is largely characterized by coastal dunes that constitute aquifers of satisfactory productivity and, makes it very susceptible to exploration as a potential source to water supply.

In coastal aquifers, the balance fresh water – salt water is function of the flow of water to the sea. If a well field – or just a high productivity well – is settle down, the amount of water that should flow to the sea is then reduced and the position of the interface changes, that is supposed due to the penetration of seawater towards inland. If this explorations exceeds the recharge then, the balance is disrupted and the seawater penetrates slow and continually until reaching the wells. If the wells are set up above masses of saltwater, can happen the ascent of the interface, being formed saline cones - upconning. Therefore, it is of great interest to establish exploration conditions so that such penetration or ascension does not reach the wells.

Is in this purpose that the present study is carried out, with the aim of determine the behavior of the saline intrusion in the coastal region – Peninsula of Macaneta – where the development and increase of the tourist activity can drive to the significant increase of the flow rates, negatively disturbing the balance of the interface fresh water – salt water.

The evaluation of the saline intrusion in the Peninsula of Macaneta is carried out on the basis of geophysical studies and hidrogeological modeling. The geophysical study consisted of the execution of profiles of vertical electric soundings for the determination of the transition fresh water – salt water in interface zone through the physical relationship existing between the electric resistivity of saturated soils and the salinity of the saturation water. By other hand, the modeling consisted of the analysis of the hidrogeological parameters that characterizes the system/model and the simulation of the flow and transport of groundwater of different densities (fresh water and salt water).

Índice

Parte I CONCEITOS GERAIS E DESCRIÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

1	Introdução.....	7
1.1	Generalidades.....	7
1.2	Objectivos.....	8
1.3	Componentes do estudo	9
2	Relações água doce – água salgada em regiões costeiras	11
2.1	Introdução e definições	11
2.2	Características da interface.....	12
2.3	Exploração de aquíferos costeiros e limitação da intrusão salina	21
2.4	Técnicas de estudo de relações água doce-água salgada em regiões costeiras	27
3	Descrição geral da área de estudo	31
3.1	Generalidades.....	31
3.2	Localização e limites.....	32
3.3	Clima	32
3.4	Vegetação e culturas.....	38
3.5	Hidrologia.....	39
3.6	Morfologia.....	39
3.7	Geologia	39
3.8	Hidrogeologia.....	44

Parte II ESTUDO GEOFÍSICO

4	Pesquisa geofísica	55
4.1	Introdução.....	55
4.2	Objectivos.....	56
4.3	Antecedentes e dados de base	56
4.4	Definição e unidades de resistividade	58
4.5	Arranjos electródicos.....	63
4.6	Sondagem e Perfis de resistividade.....	65
4.7	Interpretação de sondagens eléctricas, Perfis, Traçado e Mapeamento.	72
4.8	Resistividade dos materiais geológicos.....	83
5	Trabalho de campo	87
5.1	Pesquisa Geofísica.....	87
5.2	Arranjo utilizado	88
5.3	Espaçamento entre os eléctrodos.....	89
5.4	Frequência de amostragem e Localização das sondagens.....	90
5.5	Aquisição dos dados.....	93
5.6	Origem dos erros nas medições de resistividade.....	93
5.7	Processamento dos dados e interpretação da resistividade	95
6	Interpretação dos dados de campo da pesquisa geofísica	98
6.1	Introdução e Objectivos	98

6.2	Algumas características importantes de curvas de sondagem e sua interpretação qualitativa	99
6.3	Interpretação qualitativa das secções transversais de resistividade aparente	102
6.4	Interpretação quantitativa dos dados de campo de resistividade aparente	105
6.5	Considerações finais.....	125
6.6	Relação Resistividade-Salinidade. Fórmula Empírica de Archie	127

Parte III MODELAÇÃO

7	Modelação	135
7.1	Introdução e definições	135
7.2	Classificação dos modelos de simulação	136
7.3	Modelação aplicada a água subterrânea	137
8	FEMWATER	152
8.1	Introdução.....	152
8.2	Formulação do FEMWATER	152
8.3	Malha de elementos finitos	154
8.4	Propriedades dos materiais.....	158
8.5	Condições de fronteira	160
8.6	Condições Iniciais	171
9	Modelo de Macaneta	180
9.1	Introdução.....	180
9.2	Modelo conceptual	181
9.3	Criação da malha 3D	185
9.4	Conversão do modelo conceptual	186
9.5	Seleccção das opções de análise	186
9.6	Definição das condições iniciais	186
9.7	Definição das propriedades dos materiais.....	187
9.8	Calibração do modelo.....	189
10	Verificação do modelo e Análise de sensibilidade dos parâmetros	194
10.1	Generalidades	194
10.2	Permeabilidade do aquífero freático	196
10.3	Permeabilidade da camada semi-confinante	197
10.4	Permeabilidade do aquífero profundo	199
10.5	Recarga.....	199
11	Conclusões e Recomendações.....	202
11.1	Conclusões	202
11.2	Recomendações.....	204
12	Bibliografia.....	207

Lista de Figuras

Figura 2.1. Equilíbrio de água doce e água salgada numa zona costeira de acordo com os supostos básicos de Ghyben-Herzberg.	13
Figura 2.2. Esquema para a determinação da posição da interface.	15
Figura 2.3. Interface num aquífero livre com recarga uniforme.	20
Figura 2.4. Diferentes tipos de barreiras hidráulicas. A) Com furos em um aquífero confinado. B) Com furos em um aquífero freático. C) Com canais em um aquífero livre. D) Com campos de extensão em um aquífero freático. Adaptado de [2].	26
Figura 3.1. Localização da área de estudo.	31
Figura 3.2. Precipitação Total Mensal, Média(s) Mensal(is) e Anual (1992-2001).	33
Figura 3.3. Temperatura Média Mensal e Média Anual (1992-2001).	35
Figura 3.4. Humidade Relativa Média Mensal e Média Anual (1992-2001).	36
Figura 3.5. Evap. Total Mensal, Médias Mensais e Anuais, ETo Médias Mensais e Anual (92-01). ...	38
Figura 3.6. Mapa Geológico da área de estudo. Adaptado de [5].	43
Figura 4.1. Eléctrodo na origem de um sistema de coordenadas. S é a superfície da esfera de raio r.	60
Figura 4.2. Dois eléctrodos de corrente e dois de potencial na superfície de um solo homogéneo e isotrópico. A, B = Eléctrodos de corrente (ou C1, C2). M, N = Eléctrodos de potencial (ou P1 P2).	61
Figura 4.3. Proporção da corrente que circula abaixo da profundidade z; AB é a distância entre os eléctrodos de corrente [12].	67
Figura 4.4. Curva de sondagem de resistividade mostrando um exemplo de variação da resistividade aparente em função da metade da distância de separação dos eléctrodos de corrente (AB/2). .	71
Figura 4.5. Os 3 modelos diferentes usados na interpretação da medição de resistividade.	75
Figura 4.6. Curvas padrão do tipo ascendente e descendente para duas camadas.	77
Figura 4.7. Tipos de curvas para 3 camadas.	78
Figura 4.8. Natureza das curvas de 4 camadas: A) Tipos HA e HK; B) Tipos QH e QQ; C) Tipos KH e KQ; D) Tipos AA e AK.	79
Figura 4.9. Exemplo de variação da resistividade do solo com a concentração de sal (a), humidade (b) e temperatura (c).	85
Figura 4.10. Localização das SEVs (Designação: Furo)	92
Figura 4.11. Análise estatística dos comprimentos das sondagens	101
Figura 4.12. Pseudo-secção EW1.	103
Figura 4.13. Pseudo-secção EW2.	104
Figura 4.14. Curva de Interpretação da SEV MACA1.	107
Figura 4.15. Curva de Interpretação da SEV MACA2.	108
Figura 4.16. Curva de Interpretação da SEV MACA3.	109
Figura 4.17. Curva de Interpretação da SEV MACA4.	110
Figura 4.18. Curva de Interpretação da SEV MACA5.	111
Figura 4.19. Curva de Interpretação da SEV MACA6.	112
Figura 4.20. Curva de Interpretação da SEV MACA7.	113
Figura 4.21. Curva de Interpretação da SEV MACB2.	114

Figura 4.22. Curva de Interpretação da SEV MACB3.	116
Figura 4.23. Curva de Interpretação da SEV MACB4.	117
Figura 4.24. Curva de Interpretação da SEV MACB5.	118
Figura 4.25. Curva de Interpretação da SEV MACB6.	119
Figura 4.26. Secção transversal geoelectrica interpretada para EW1. H é a profundidade/altitude [m]	122
Figura 4.27. Secção transversal geoelectrica interpretada para EW2. H é a profundidade/altitude [m].	124
Figura 4.28. Relação entre salinidade e resistividade para água a 20°C.	129
Figura 7.1. Grelhas de diferenças finitas num aquífero. A - Bloco centrado. B - Malha centrada. [7].	149
Figura 8.1. Malha 3D de elementos finitos.	155
Figura 8.2. Atribuição de condições de fronteira.	161
Figura 8.3. Dados de pressões hidráulicas iniciais para o FEMWATER.	173
Figura 9.1. Condições de fronteira do modelo.	183
Figura 9.2. Modelo estratigráfico geológico/hidrogeológico proposto.	185
Figura 9.3. Cargas hidráulicas no sistema.	191
Figura 9.4. Mapa de fluxos.	192
Figura 10.1. Resultado (cargas totais) da simulação em apenas fluxo sob condições básicas/reais.	194
Figura 10.2. Curvas de carga hidráulica para $k' > k_1$, para o aquífero freático.	197
Figura 10.3. Curvas de carga hidráulica para $k' > k_2$, para o aquífero confinado.	198
Figura 10.4. Curvas de carga hidráulica para $k' > k_3$, para o aquífero confinado.	199
Figura 10.5. Resultado da simulação do transporte e fluxo conjugados – Intrusão salina.	200

Lista de Tabelas

Tabela 3.1. Precipitação Total Mensal, Média(s) Mensal(is) e Anual (mm) (1992-2001).	33
Tabela 3.2. Temperatura Média Mensal e Média Anual (°C) (1992-2001).	34
Tabela 3.3. Humidade Relativa Média Mensal e Média Anual (%) (1992-2001).	35
Tabela 3.4. Evaporação Total Mensal, Média Mensal e Anual, ETo Média Mensal e Anual (mm) (92-01).	37
Tabela 3.5. Sequência Litostratigráfica. Adaptado de [5].	42
Tabela 3.6. Unidades hidrogeológicas.	50
Tabela 4.1. Principais tipos e subtipos de arranjos.	64
Tabela 4.2. Algumas vantagens e desvantagens dos métodos de sondagem Schlumberger e Wenner.	70
Tabela 4.3. Variação da resistividade em função do tipo do solo. Adaptado de [13].	86
Tabela 4.4. Modelo conceptual para a Interpretação das curvas de SEV.	106
Tabela 4.5. Relação entre salinidade e resistividade, obtida de [16].	128
Tabela 4.7. Interpretação da parte final da SEV MACB2, pela expressão de Archie.	130
Tabela 8.1. Requisitos de Condição Inicial.	179

PARTE 1

INTRODUÇÃO, CONCEITOS GERAIS SOBRE INTRUSÃO SALINA E DESCRIÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

1 Introdução

1.1 Generalidades

Moçambique é um país que pela sua localização, possui cerca de 2700 km de costa ao longo do Oceano Índico que se estendem desde o rio Rovuma à Ponta d'Ouro. A região costeira de Moçambique caracteriza-se maioritariamente por dunas costeiras que constituem aquíferos de produtividade satisfatória, daí a sua susceptibilidade à exploração como fontes de captação para o abastecimento de água.

Desde há muito tempo que a água subterrânea tem sido considerada uma fonte segura em termos quantitativos e qualitativos, sendo estes aspectos considerados constantes no tempo. Contudo, o crescente número de casos reportados de situações onde fontes que inicialmente eram consideradas de boa qualidade, nas quais a exploração se tornou prejudicial devido à deterioração da sua qualidade, fez com que os geohidrólogos passassem a focar a sua análise também em termos de qualidade (tanto natural como induzida).

Os custos actuais envolvidos em projectos de fontes com problemas de qualidade de água são elevados. Em adição a esse factor, as cada vez mais severas imposições das instituições ambientais leva a uma diminuição do grau de liberdade com que os utilizadores de um dado sistema com problemas, o abandone, optando por outros de melhor qualidade.

O fenómeno mais comum da deterioração da qualidade da água subterrânea em regiões costeiras é a intrusão salina que será discutido a seguir, do qual se reporta um exemplo muito claro ocorrido em Moçambique.

Trata-se do campo de furos do "Planalto dos Cajueiros", em Chuiba que abastecia a cidade de Pemba desde a década 50. Durante os anos seguintes à independência nacional, este sistema foi sujeito a uma exploração excessiva que chegou a causar intrusão salina. Como alternativa, começou a investigar-se o Vale de Muaguide através de um conjunto de furos de exploração o que culminou, em 1992, com o

abandono total do “Planalto dos Cajueiros”, passando o abastecimento a ser efectuado a partir do Vale de Muaguide, em Metuge [1].

A cidade de Pemba é um exemplo de um sistema baseado em água subterrânea com problemas de qualidade. Em geral, os sistemas de abastecimento de água em Moçambique deparam-se com constrangimentos semelhantes, sendo a razão dos problemas de deterioração da qualidade, a base na qual os projectos são elaborados. Como agravante da situação, está a falta de técnicas de gestão adequadas por parte das instituições responsáveis pelos sistemas.

É nesse âmbito que o autor leva a cabo este estudo, no sentido de melhorar a gestão dos recursos hídricos subterrâneos nas regiões costeiras do país (áreas de protecção), para que a longo prazo, se possa exercer a sua exploração de forma segura.

Este estudo foi inicialmente concebido no âmbito da realização da tese para o grau de licenciatura do autor, pela Faculdade de Engenharia da Universidade Eduardo Mondlane, em Maputo – Moçambique –, em colaboração com o Departamento de Gestão de Recursos Hídricos, da Direcção Nacional de Águas, também em Maputo – Moçambique.

A campanha de campo (recolha de dados) teve início em Outubro de 1999 e foi interrompido em Fevereiro de 2000, devido às cheias que ocorreram no país e afectaram grandemente a área de estudo, tendo ficado parcialmente submersa e de muito difícil acesso. Perdeu-se parte considerável da informação colhida no campo, na altura do abandono e a actividade de campo foi completa e definitivamente suspensa.

Com o objectivo de valorizar a informação já colhida e existente e estudar a intrusão salina numa região costeira, o autor reutiliza os dados para a execução do estudo, no presente trabalho.

1.2 Objectivos

Como já foi referido acima, este estudo constitui parte integrante de uma actividade iniciada em 1999, no âmbito de um estudo hidrogeológico com o objectivo de

estimar a localização da interface água doce – água salgada na península da Macaneta. O referido estudo, foi interrompido por razões acima mencionadas mas parte dos dados continua utilizável para aplicação em estudos do género.

Com o presente estudo, pretende-se avaliar o comportamento da intrusão salina (interface água doce – água salgada) numa região costeira através de modelação hidrogeológica, utilizando para o efeito, os dados de 1999 disponíveis no relatório do estudo [8].

1.3 Componentes do estudo

O presente estudo é apresentado em três partes, a citar:

Parte 1. Introdução ao estudo, Conceitos gerais sobre intrusão salina e Descrição geral da área de estudo. Ao longo desta parte, é apresentado o propósito da realização do estudo, faz-se a revisão bibliográfica dos conceitos fundamentais sobre o fenómeno da intrusão salina numa região costeira e caracteriza-se a área de estudo.

Parte 2. Estudo geofísico. Nesta parte, é apresentado o estudo completo da geofísica, desde os conceitos básicos, técnicas e métodos de estudo, actividades de campo, interpretação dos dados e tecem-se algumas considerações sobre o estudo.

Parte 3. Esta é a parte principal e final do estudo, em que se faz a abordagem da modelação, no âmbito geral, tipos de modelos, funcionalidades, criação do modelo conceptual, técnicas de simulação, calibração e validação do modelo, análise de sensibilidade dos parâmetros e conclusões finais.

A primeira actividade para o desenvolvimento deste estudo consistiu na reinterpretação dos dados do estudo anterior [8] com o objectivo de obter uma solução com um nível de aplicabilidade desejada para a modelação que se pretende.

Para o estudo dos fenómenos relacionados com o comportamento da água subterrânea em regiões costeiras foi indispensável uma revisão dos conceitos,

principalmente no que concerne ao fenómeno de intrusão salina que é apresentada no Capítulo 2.

No Capítulo 3, faz-se a introdução da área de estudo, e apresentam-se as características climáticas, hidrológicas, morfológicas e principalmente geológicas e hidrogeológicas, necessárias para a elaboração do modelo conceptual a simular.

Os Capítulos 4, 5 e 6 descrevem o estudo geofísico, desde os conceitos teóricos fundamentais até a aplicação no campo deste estudo, passando por técnicas e métodos de investigação.

A fase seguinte consistiu do estudo de modelos, de um modo geral, com a intenção de obter conhecimento geral sobre tipos de modelos, sua necessidade e aplicabilidade e os principais e mais importantes modelos de água subterrânea. Estes conceitos são discutidos no Capítulo 7.

O Capítulo 8 descreve o programa de elementos finitos utilizado para a modelação, FEMWATER, suas características principais, capacidades e limitações. Neste capítulo, ainda dentro da descrição do programa, descrevem-se os diferentes tipos de condições de fronteira e condições iniciais para modelos de água subterrânea.

A modelação propriamente dita, da Península da Macaneta é apresentada no Capítulo 9, onde se descreve a criação do modelo conceptual, origem e atribuição de condições de fronteira e condições iniciais, propriedades dos materiais e fluidos e as demais condições de simulação. Neste capítulo é ainda apresentada a calibração e a verificação do modelo.

A análise de sensibilidade dos parâmetros é apresentada no Capítulo 10 e no Capítulo 11 apresentam-se as conclusões e recomendações finais.

2 Relações água doce – água salgada em regiões costeiras

2.1 Introdução e definições

O estudo das relações água doce – água salgada é complexo, pois as dificuldades habituais de estudo do movimento de água subterrânea somam-se à existência de água de densidade diferente e miscível, registando-se apenas pequenas variações de viscosidade e às vezes de temperatura.

Em 1889, Badon Ghyben estabeleceu a primeira forma quantitativa do estudo e depois de 1955 foram elaboradas teorias que tomam em conta o movimento de água doce e da água salgada assim como da existência de uma zona de mistura ou dispersão entre elas e que permitam seguir o movimento dessa interface em diversas condições de recarga, bombagem e variação do nível do mar.

Denomina-se água salgada ou massa de água salgada a água com um conteúdo em cloretos igual ou muito próximo ao do mar, por exemplo de 19.000 ppm.

Chama-se intrusão de água salgada ou marinha ou salgada, ao movimento permanente ou temporário de água salgada, do mar para o continente, deteriorando a qualidade da água doce.

A água captada num aquífero costeiro contamina-se (saliniza-se) quando a porção activa da captação se vê afectada pela zona de mistura de água salgada e água doce ou pela própria água salgada.

Geralmente numa formação que contém dois fluidos não miscíveis em contacto, a interface tem uma orientação e profundidade que se relaciona com a velocidade e a direcção do movimento, com o potencial hidráulico e com a densidade de cada um dos fluidos.

Se esses dois líquidos são miscíveis, tais como água doce e água salgada, não existe uma interface brusca, portanto passa-se de um líquido para o outro através de uma zona de mistura. A espessura dessa zona de mistura, chamada também de zona de difusão ou de transição, depende da difusividade e da dispersividade do meio e das características do movimento.

A zona de mistura onde se situa a interface teórica, é uma zona dinâmica na qual a água se move no solo como consequência da diferença de densidade sendo também uma consequência da mudança dos níveis piezométricos em ambos os líquidos.

O peso específico da água doce pode considerar-se como sendo $\gamma_d = 1000 \text{ kg/m}^3$, com um pequeno erro dentro dos limites de temperaturas normais. O peso específico da água salgada é maior e pode considerar-se entre 1020 kg/m^3 e 1030 kg/m^3 segundo a salinidade e a temperatura, sendo o valor mais usual, o de 1025 kg/m^3 (para 19000 ppm em Cl^- , equivalentes a 35 g/l de sais dissolvidos).

A viscosidade da água salgada é maior do que a da água doce na ordem de 30 %, à mesma temperatura.

2.2 Características da interface

No sentido de determinar a localização da interface, já foram utilizadas aproximações e técnicas matemáticas tais como mapeamento conformal (incluindo o método do hodógrafo), bem como experiência de campo e de laboratório.

Todd (1959), Kashef (1986), Custódio e Llamas (1982) entre outros, apresentam diferentes métodos de análise para a determinação das características da interface, nomeadamente a sua posição, forma, profundidade e penetração da cunha. Entretanto, todos eles se baseiam nos princípios e suposições de Ghyben-Herzberg.

De entre as distintas discussões, destacam-se as de Kashef, que admite a existência de analogia entre intrusão salina e escoamento, por percolação e em regime permanente, numa barragem de terra e a de Custódio e Llamas que admite ausência da zona de mistura e é usada a seguir.

2.2.1 Posição da cunha salgada na ausência da zona de mistura

2.2.1.1 *Fórmula de Ghyben-Herzberg*

Os primeiros estudos das relações água doce – água salgada em regiões costeiras realizaram-se na Holanda e Alemanha por Badon Ghyben (1889) e Herzberg (1901).

Basearam-se no equilíbrio estático de colunas de água de diferentes densidades. As hipóteses básicas admitidas são:

- O fluxo de água doce é perfeitamente horizontal e portanto o potencial é constante ao longo de qualquer vertical.
- Não existe fluxo de água salgada.
- A interface é um plano, não existindo zona de mistura. Nestas condições, em qualquer ponto da interface as pressões da água doce e da água salgada deverão estar em equilíbrio.

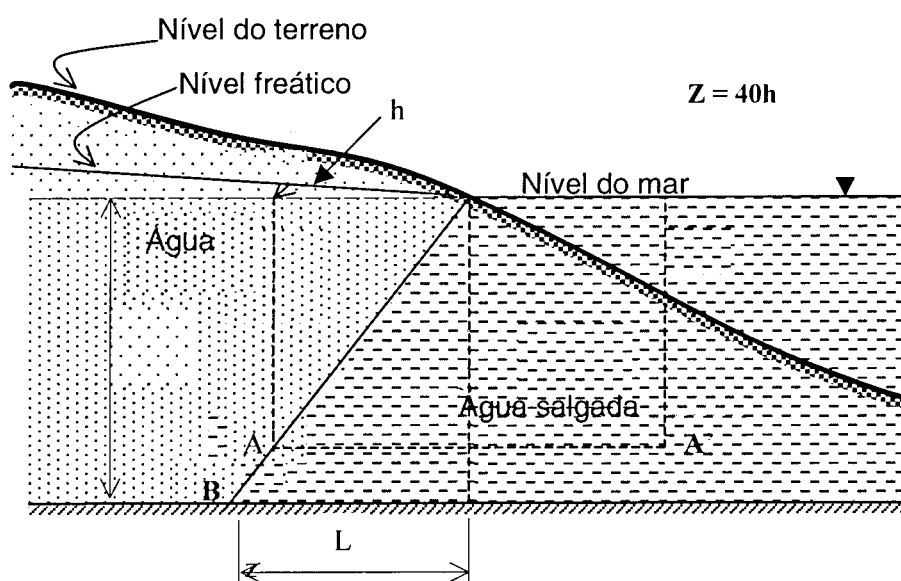


Figura 2.1. Equilíbrio de água doce e água salgada numa zona costeira de acordo com os supostos básicos de Ghyben-Herzberg.

$$(h_d + z)\gamma_d = z\gamma_s \quad (2.1)$$

sendo:

h_d = cota sobre o nível do mar da água doce na vertical do ponto em consideração;
 z = a profundidade abaixo do nível do mar, do ponto em consideração; γ_d = peso específico da água doce; γ_s = peso específico da água salgada que como já foi mencionado, varia geralmente entre 1,020 g/cm³ e 1,030 g/cm³, sendo o valor mais frequente o de 1,025 g/cm³.

Assim:

$$z = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} \cdot h_d = h_d / \beta \quad (2.2)$$

Sendo:

$$\frac{1}{\beta} = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} \quad (2.3)$$

$1/\beta$ varia entre 50 e 33 sendo o valor mais frequente 40. Isto quer dizer que a interface se situa a uma profundidade abaixo do nível do mar, 40 vezes maior do que a cota da água doce sobre o nível médio do mar em qualquer ponto.

A penetração máxima da cunha de água salgada é limitada pelo fundo impermeável do aquífero que se produz quando

$$H_d = z_o \beta \quad (2.4)$$

sendo z_o a profundidade da base do aquífero abaixo do nível do mar.

2.2.2 Inclinação da interface

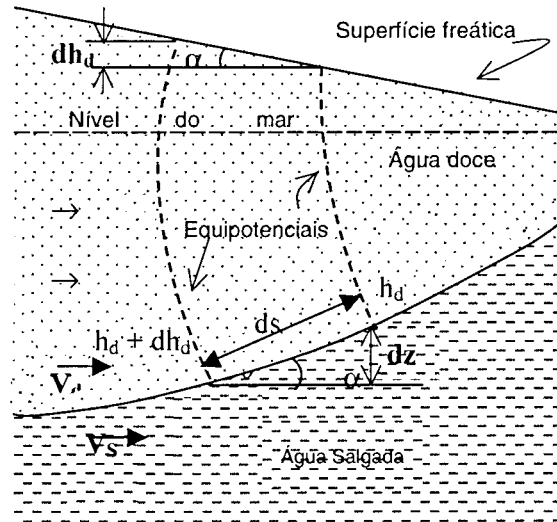


Figura 2.2. Esquema para a determinação da posição da interface.

Considere-se a Figura 2.2 que é uma secção vertical segundo o fluxo. A condição de que a interface seja estacionária exige que as velocidades da água doce v_d e da água salgada v_s junto da mesma sejam paralelas. Segundo a lei de Darcy:

$$v_d = -k_d \frac{dh_d}{ds} \quad (2.5)$$

$$v_s = -k_s \frac{dh_s}{ds} \quad (2.6)$$

sendo h_d e h_s , os potenciais sobre a interface de água doce e de água salgada e k_d e k_s , as permeabilidades para a água doce e água salgada respectivamente. Como em qualquer ponto da interface a pressão da água salgada e da água doce deve ser a mesma

$$(z+h_d)\gamma_d=(z+h_s)\gamma_s \quad (2.7)$$

ou seja

$$h_d = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot z + \frac{\gamma_s}{\gamma_d} \cdot h_s \quad (2.8)$$

e derivando em relação a s ou seja em relação a linha da interface:

$$\frac{dh_d}{ds} = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot \frac{dz}{ds} + \frac{\gamma_s}{\gamma_d} \cdot \frac{dh_s}{ds} \quad (2.9)$$

Substituindo as expressões (2.5) e (2.6) em (2.9):

$$\frac{v_d}{k_d} - \frac{v_s}{k_s} \cdot \frac{\gamma_s}{\gamma_d} = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot \frac{dz}{ds} \quad (2.10)$$

Se a água doce e a água salgada estão em repouso ($v_d = v_s = 0$) deve ser $dz/ds = 0$ ou seja que a interface deve ser horizontal.

Se a água doce está em movimento e a água salgada em repouso ($v_s = 0$)

$$v_d = k_d \cdot \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} \cdot \frac{dz}{ds} \quad (2.11)$$

ou seja

$$\frac{dz}{ds} = \frac{1}{\beta} \cdot \frac{dh_d}{ds} \quad (2.12)$$

que é a forma diferencial da lei de Ghyben-Herzberg. A inclinação da interface vem dada pela equação (2.10) ou das que dela se derivam por:

$$\frac{dz}{ds} = \operatorname{sen} \alpha' \quad (2.13)$$

se se considerar dh/ds igual a $\operatorname{sen} \alpha$ (Fig. 2) ter-se-á:

$$\frac{\operatorname{sen} \alpha'}{\operatorname{sen} \alpha} = \beta \quad (2.14)$$

α e α' são respectivamente as pendentes do nível freático ou piezométrico e da interface em pontos que se correspondem sobre a mesma linha equipotencial de água doce.

2.2.3 Profundidade da interface com água doce e água salgada em movimento

2.2.3.1 *Justificação da existência de uma interface dinâmica*

Na zona de contacto entre água doce e água salgada tem-se uma difusão de uma na outra que se soma a dispersão hidrodinâmica originada pelo movimento normal da água ao longo da interface. Esta zona de mistura está em movimento com velocidade paralela ao plano central e supõe-se que ocorra um transporte de água salobre e salgada do aquífero para o mar. Este movimento limita a espessura da zona de mistura que é tão menos grossa quanto maior for o fluxo e menores forem os movimentos da interface. Se não existe tal fluxo, a espessura da zona de mistura, embora muito lentamente, cresceria indefinidamente com o tempo.

O movimento e a posição da água na zona de mistura são induzidos pelo movimento da água doce em semelhança com o que sucede na interface entre dois fluidos não miscíveis em movimento. Este mesmo movimento provoca um fluxo de água salgada para o interior do continente. Este movimento de água salgada ocorre devido à existência de um gradiente relacionado com o facto do nível piezométrico

da água salgada no terreno é ligeiramente inferior ao da água livre do mar. O movimento nas proximidades da interface é tanto mais rápido quanto mais próximo se estiver da zona de ressurgência.

O fenómeno comentado sucede de forma similar em estuários e desembocaduras de rios, com a diferença de que os caudais por unidade de comprimento da costa serem muito maiores, as alturas da água livre do rio sobre o nível médio do mar serem muito menores e que as influências das mudanças de posição do plano de água doce ou salgada serem muito sensíveis. Algo similar sucede quando se trata de descarga de água subterrânea ao mar através de gretas ou cavernas.

O cálculo da posição da interface água doce – água salgada pode ser feito admitindo um fluxo horizontal de acordo com as aproximações de Dupuit-Forchheimer e admitindo que é válida a fórmula de Ghyben-Herzberg. Isto equivale a supor que a espessura da interface é nula e que as componentes verticais da velocidade são desprezíveis, o que nem sempre é possível. Assim sendo, o tratamento de aquíferos inclinados ou de vários aquíferos semi-confinados se complica e é preciso recorrer a resoluções numéricas (Kashef, 1987).

2.2.3.2 Cálculo aproximado da profundidade da interface e do fluxo de água doce ao mar na ausência de zona de mistura

Para estes cálculos aproximados admite-se que:

- a). O aquífero é homogéneo.
- b). Não há zona de mistura.
- c). O fluxo cumpre os supostos de Dupuit-Fochheimer se se trata de aquífero freático.
- d). É válida a fórmula de Ghyben-Herzberg $h = \beta.z$.
- e). Cumre-se a lei de Darcy.

Os cálculos realizam-se por unidade de espessura do aquífero sobre uma reacção vertical perpendicular a costa.

2.2.3.3 *Aquífero livre uniformemente recarregado pela chuva*

O esquema de funcionamento está representado na Figura 2.3. W , é a recarga em altura de água por unidade de tempo. No ponto $x = 0$ existe um fluxo de água doce q_0 por unidade de comprimento da costa. No ponto à distância x :

$$q_0 + Wx = \left(h + \frac{1}{\beta} h \right) \cdot \frac{dh}{dx} \quad (2.15)$$

Integrando e tendo em conta que para $x = 0$, $q = q_0$ e $h = h_0$

$$h_0^2 - h^2 = \frac{2q_0x + Wx^2}{k(1 + 1/\beta)} \quad (2.16)$$

que é uma curva do tipo parabólico.

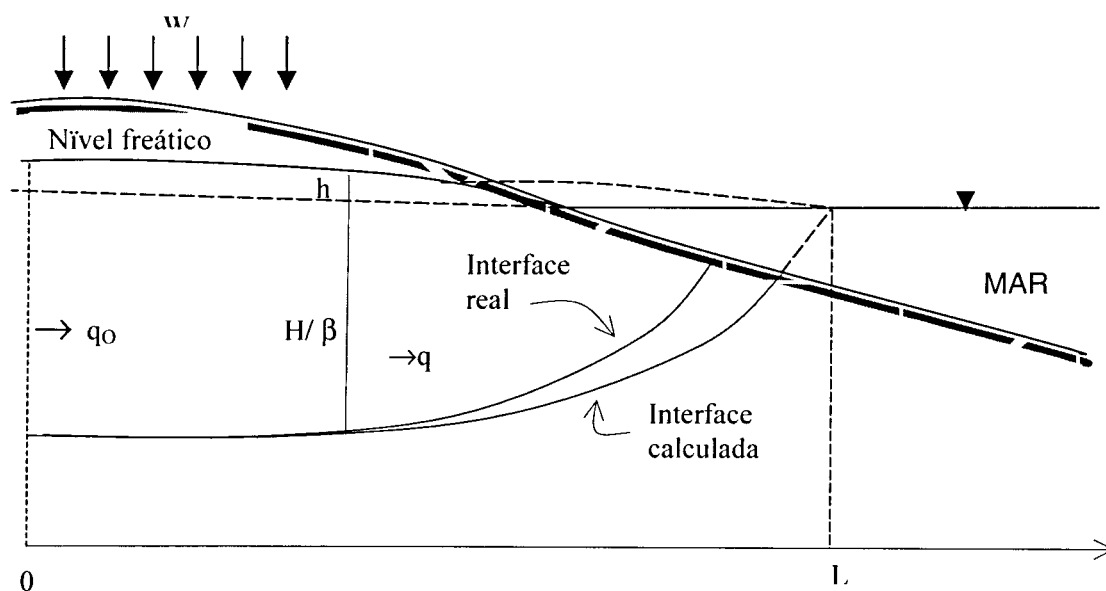


Figura 2.3. Interface num aquífero livre com recarga uniforme.

Para obter a equação da interface basta substituir $h = \beta z$.

$$z_0^2 - z^2 = \frac{2q_0x + Wx^2}{k\beta(1 + \beta)} \quad (2.17)$$

Sendo z medida a partir do nível do mar.

Para $x = L$ e $h = 0$

Na realidade, L não deve situar-se sobre a linha da costa pois, é necessário deixar que a água doce saia para o mar. Em muitos casos essa longitude é muito menor do que L e não se comete grande erro ao supor que a interface corta o nível do mar na própria linha da costa. Em todo o caso pode tomar-se o valor de L que resultaria de extrapolar o nível freático até que corte o nível do mar [2], desprezando a contribuição da recarga que cai sobre o mar.

Se a base do aquífero está à profundidade z_0 abaixo do nível do mar e h_a é o nível de água doce nas proximidades da costa, pode calcular-se a penetração da cunha L tomando $x = 0$ no pé da mesma. Como é $x = 0$ para $h = h_a$, sendo $h_0 = \beta \cdot z_0$ (Figura 2.3).

$$L = \frac{q_0}{W} + \sqrt{\frac{q_0^2}{W^2} + \frac{\beta(\beta+1)k}{W} \left(z_0^2 - \frac{h_a^2}{\beta^2} \right)} \quad (2.18)$$

Para $h_a = 0$ é

$$L = \frac{q_0}{W} + \sqrt{\frac{q_0^2}{W^2} + \frac{\beta(\beta+1)k}{W} \left(z_0^2 - \frac{h_a^2}{\beta^2} \right)} \quad (2.19)$$

A recarga pela chuva provoca componentes verticais descendentes do fluxo que fazem com que a interface real seja um pouco mais alta do que a calculada.

2.3 Exploração de aquíferos costeiros e limitação da intrusão salina

2.3.1 Introdução

O equilíbrio água doce - água salgada nos aquíferos costeiros é função do caudal que se escoia para o mar. A partir do momento em que se estabelecem captações de água, reduz-se o fluxo de água para o mar e portanto, muda-se a posição da interface que se supõe que seja pela penetração da água do mar para o continente. Se as extracções superam a recarga, deixa de existir o equilíbrio e a água do mar penetra lenta e continuamente até alcançar as captações.

Se as captações são feitas sobre massas de água salgada poderá ocorrer a subida da interface, formando-se cones salinos. É de grande interesse estabelecer condições de exploração para que tal ascensão não afecte as referidas captações.

A penetração da água do mar pode limitar-se com a instalação de barreiras físicas ou hidráulicas ou organizando bem a localização e a exploração das captações. Todas as medidas são caras mas às vezes revelam-se necessárias para uma boa administração dos recursos disponíveis.

2.3.2 Princípios gerais sobre a exploração de aquíferos costeiros

2.3.2.1 *Redução do fluxo de água ao mar*

Num aquífero costeiro sem exploração, a água doce escoar para o mar, seja através de cursos de água superficiais ou subterraneamente. Esta fuga da água subterrânea mantém uma certa posição da interface água doce - água salgada e se perde sem nenhuma utilidade para o mar.

Se se instalam captações (bombagem) para se recuperar essa água, em detrimento da redução do fluxo da água doce ao mar, deve estabelecer-se um novo equilíbrio com a água do mar. Se se quer manter limitada a intrusão, deve-se deixar escoar um certo fluxo de água ao mar para se poder manter o equilíbrio.

Um aumento da exploração, ou diminuição da recarga (por urbanização e/ou derivação dos caudais dos rios), traz consigo uma intrusão que se pode permitir até um certo limite devido aos efeitos que pode causar aos campos de furos quando a água salgada se estende por baixo dos mesmos (ascensão do sal). Instalando-se captações adequadas, de carácter hipodérmico¹, pode permitir-se uma intrusão salina profunda podendo recuperar-se a maioria do fluxo de água ao mar.

O fluxo de água doce ao mar ajuda a manter um certo balanço de sais no aquífero. Se, como consequência da redução do fluxo de água ao mar, ocorre uma recirculação de água doce que perde sais no solo como em regadios com água subterrânea, tem-se um certo incremento da salinidade de água doce de origem diferente da contaminação pela água do mar.

¹ Das que só se capta a água da parte superior do aquífero e produzindo um pequeno rebaixamento.

2.3.2.2 Captação da água que se escoia para o mar, na costa

A água necessária para manter uma certa posição da interface, pode captar-se ao longo da costa, uma vez que já cumpriu a sua missão. Obras deste tipo já foram projectadas e construídas em Israel (Bear e Dagan, 1963; Kahana, 1963; Schmorak e Mercado, 1969) [2]. Como estas captações devem instalar-se sobre água salgada, devem ser projectadas com muito cuidado para evitar a subida de sal com a formação de cones. Em geral trata-se de colectores (drenos) ou sistemas de poços pontuais que produzem pequenos rebaixamentos e cujo caudal unitário é também reduzido.

2.3.3 Exploração em dunas costeiras

As dunas existentes ao longo de muitas costas são um meio muito permeável, em geral muito recarregado pela chuva. Assim, cria-se um corpo de água doce cuja exploração se tem manifestado muito interessante em muitos lugares.

Na Holanda, as formações costeiras contêm água marinha, excepto nas dunas, onde se forma um lençol de água doce. Na realidade as dunas se apoiam sobre um lençol semi-permeável de pequena espessura, à profundidade de uns poucos metros abaixo do nível do mar. A água das dunas pode passar lentamente para o mar mas grande parte se infiltra através do nível semi-permeável, criando um lençol de água doce por baixo do mesmo com maior extensão e espessura do que o existente nas dunas. A água das dunas é captada através de poços de pequenas profundidades mas grande parte da exploração é feita abaixo do nível semi-permeável através de furos. A exploração provoca a contracção do volume de água doce do aquífero profundo.

2.3.4 Formação de cones de água salgada debaixo das captações

Se num aquífero existe um nível de água salgada inferior, ao estabelecer-se a bombagem em um poço que penetra somente na parte superior, estabelece-se um fluxo horizontal em toda a espessura do aquífero e a elevada (maior) densidade da água salgada dificulta a sua ascensão até ao furo.

A água salobra da zona de mistura, por ter menor densidade do que a água salgada, pode ascender mais e contaminar a água bombeada. Para um mesmo poço e para um caudal de bombagem existe uma salinização máxima.

O fenómeno de formação dos cones de água salgada requer um certo tempo durante o qual capta-se apenas água doce. Quanto maior for o caudal bombeado e a penetração do furo, maior será a rapidez e intensidade com que ocorre a salinização.

Existe uma ascensão crítica, de modo que alcançada pela interface, a subida de sal ao furo é brusca. Pode estabelecer-se um caudal crítico, tal que as bombagens com caudal menor não produzam a subida de sal para o furo.

2.3.5 Métodos de prevenção e controle da intrusão salina

Existem actualmente, vários métodos para prevenir e controlar a intrusão salina, cada um com as suas características funcionais e apropriadas de acordo com as circunstâncias.

- **Redução do caudal de bombagem** – neste caso, parte da água doce é perdida para o mar, para permitir que o movimento da interface entre a água doce e a água salgada para o interior pare ou recue. Trata-se de um processo muito lento, podendo ser acelerado através da instalação de furos de recarga por onde se introduzirá água doce ou bombeando água salgada da cunha salina. Para a implementação deste processo é necessário que exista outra fonte para compensar a redução do caudal anteriormente bombeado.
- **Redução da densidade do furos** – se os furos estão concentrados no mesmo local, o acto de bombagem poderá causar a formação de cones de água na interface. Se a água bombeada desses furos não for excessiva comparada com a recarga, então, a pressão do sistema poderia ser redistribuída para evitar que se proceda a captação excessiva numa área menor.

- **Recarga artificial** – significa aumentar artificialmente a recarga. Este processo necessita da disponibilidade de água para recarregar o aquífero e a construção de infra-estrutura para o abastecimento de água.
- **Barreira física** – esta impede o movimento da água do mar em direcção à costa. Esta é uma medida muito cara e mais facilmente aplicável em aquíferos de pequena espessura e com uma base impermeável.
- **Barreira hidráulica** – garantindo, ao longo da costa, uma recarga tal que em qualquer ponto duma linha costeira se tenha uma elevação piezométrica superior ao potencial de água doce suficiente para evitar que ocorra o fluxo da água do mar para o interior, controla-se efectivamente a intrusão salina. Essa barreira pode ser criada com canais de escoamento superficial ou por linha(s) de furos próximos, paralela(s) à costa. Este método tem os inconvenientes de ser de custo elevado quando a barreira é constituída por furos onde a água de injeção deverá ser tratada e em quantidade suficiente.

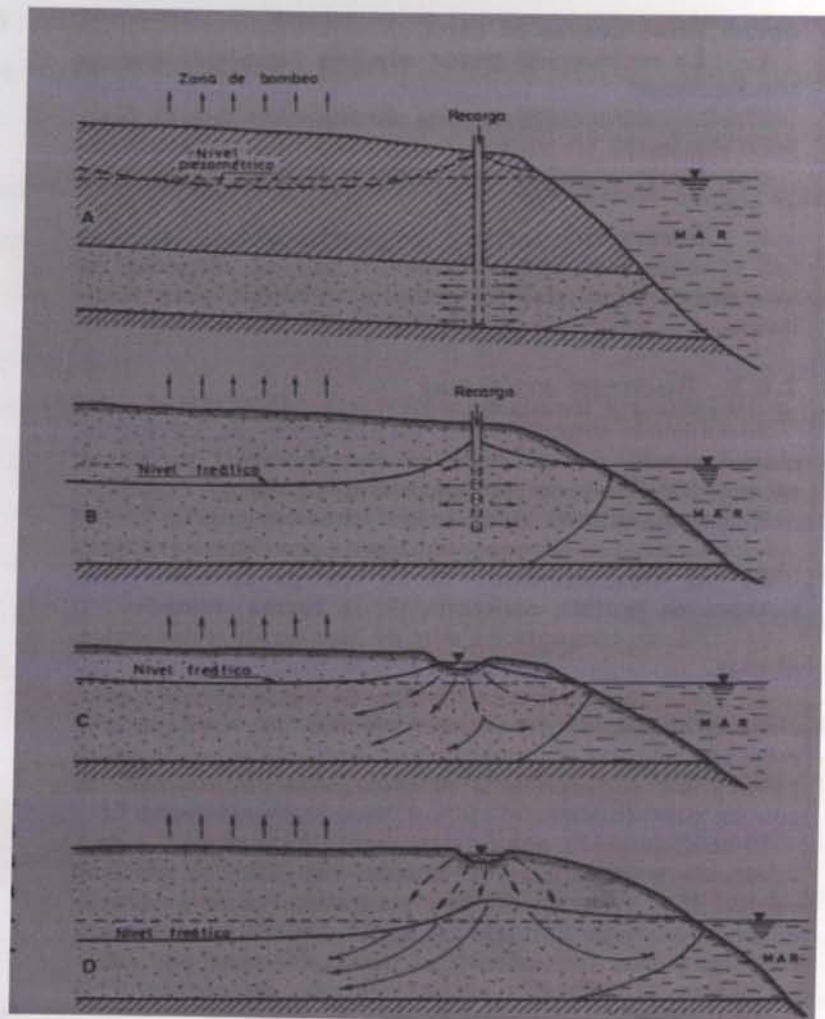


Figura 2.4. Diferentes tipos de barreiras hidráulicas. A) Com furos em um aquífero confinado. B) Com furos em um aquífero freático. C) Com canais em um aquífero livre. D) Com campos de extensão em um aquífero freático. Adaptado de [2].

2.3.6 Alternativas de gestão de aquíferos costeiros

A recuperação da água que escoar para o mar em aquíferos costeiros é importante. As possíveis alternativas de gestão são:

- Aumentar o caudal de bombagem permitindo uma maior penetração da cunha salina, aumentando, se for preciso, as captações. Não se aproveita totalmente o

fluxo de água doce para o mar, mas podem colocar-se colectores costeiros para a sua recuperação.

- Estabelecer barreiras de injeção costeiras com água própria (de reutilização) ou com água trazida de outro local, da qual uma pequena parte se perderá para o mar.
- Estabelecer barreiras físicas, embora este processo apareça muitas vezes como técnica e economicamente inviável.
- Proceder a recarga artificial de água trazida de outro local ou de reutilização com diferentes esquemas de recarga e bombagem.
- Combinações dos esquemas anteriores.

Em todas as análises de alternativas de gestão é preciso considerar não só a quantidade de água disponível mas também a sua qualidade e evolução com o tempo, uma vez que toda a redução do fluxo ao mar implica a alteração do balanço de sais, com o incremento da salinidade. A sua consideração é especialmente importante quando existe recarga de águas residuais ou excedentes de rega ou pode esperar-se uma grande dispersão na zona da interface.

2.4 *Técnicas de estudo de relações água doce-água salgada em regiões costeiras*

2.4.1 Introdução

As técnicas empregues para o estudo e conhecimento prático das relações água doce-água salgada em nada diferem das técnicas usuais de hidrologia. É necessário uma maior precisão nos métodos de amostragem e os piezómetros devem preparar-se especificamente para o fim a que se destinam.

Uma campanha de estudo de um aquífero costeiro precisa de estabelecimento de perfis e mapas hidrogeológicos, de ensaios de bombagem e de mapas permeabilidade e transmissividade, de uma análise cuidadosa da salinidade da água e da sua estratificação e do estabelecimento de balanços hídricos para determinar o fluxo de água doce ao mar.

2.4.2 Determinação directa da posição da interface água doce-água salgada

A forma mais directa de determinar a posição da interface ou da zona de mistura de água doce e água salgada de um determinado aquífero é mediante análises químicas de amostras tomadas de diferentes profundidades.

Para tal é preciso dispor-se uma série de piezómetros ou poços com zonas ranhuradas curtas e situadas a diferentes profundidades. Se a zona ranhurada for larga comparada com a espessura do aquífero é preciso comprovar que não existem correntes verticais que alterem a estratificação da salinidade quando o poço está em repouso e se a amostra tomada por bombagem não representa uma mistura de água de diferentes níveis.

A tomada de amostras pode ser feita com um “toma-amostras” ou por bombagem de curta duração em poços com zonas ranhuradas curtas. Se for possível, esse último procedimento é mais recomendável já que é a melhor garantia de que a amostra representa a parte do aquífero ensaiada.

Existem “toma-amostras” que descem fechados e se abrem a profundidade desejada, mas são mais frequentes os que descem abertos e se fecham a profundidade desejada mediante um mensageiro. Em ambos os casos, as amostras devem tomar-se a profundidades crescentes já que os “toma-amostras” alteram a estratificação da zona por onde circulam.

Os “toma-amostras” que descem abertos devem baixar-se lentamente para não arrastar águas de trechos superiores e não devem reposicionar-se elevando-os, já que se arrastam pequenas fracções de uma água mais salgada, de maior profundidade que alteram totalmente a amostra. Para evitar que ocorram arrastes, convém que a resistência à circulação seja pequena e que o diâmetro da sonda seja consideravelmente menor do que o do piezómetro ou furo.

2.4.3 Medição de níveis

O registos de níveis de água nos piezómetros e poços de observação são de grande importância para conhecer as variações de potencial e determinar o fluxo de

água no sistema. Estes níveis devem medir-se com uma precisão da ordem de centímetros ou menos, uma vez que as cotas sobre o nível do mar são, em geral, pequenas ou muito pequenas. Todos os pontos de observação devem estar cuidadosamente nivelados. A determinação do nível médio do mar é estritamente necessária quando se pensa em aplicar a fórmula de Ghyben-Herzberg. Não se deve cair na tentação de se tomar como nível médio do mar o que se pode medir em um dado momento numa praia, pois os erros podem ser muito grandes.

As técnicas acima descritas são, do ponto de vista teórico, bastante claras para o estudo da água subterrânea, no que respeita à intrusão salina ou apenas às relações água doce - água salgada em regiões costeiras.

Na prática, porém, estas técnicas de investigação tornam-se algo complexas e de aplicação, em alguns casos, bastante difícil ou onerosa. A título de exemplo, para o estudo [8], pensou-se, numa primeira fase, em medições de níveis e condutividades em profundidade, através de perfuração a trado manual que é, em princípio, uma técnica aplicável.

No terreno, constatou-se que quando se atinge um nível freático a resistência do solo torna-se menor e esta liquifica-se na zona perfurada, tornando o processo de perfuração lento e propocionando a mistura de água de diferentes níveis, ou que dificulta uma leitura satisfatória de condutividade para as profundidades crescentes.

Dada a impossibilidade de continuação deste método de análise, obteve-se pelo estudo que permite estimar as resistividades aparentes/reais de estratos geo/hidrogeológicos com a condutividade hidráulica e deste modo com a salinidade, permitindo assim avaliar a intrusão salina. Esta técnica é mais prática, rápida e menos cara, porém, menos fiável do que a anterior. Por uma questão de disponibilidade de recursos técnicos e financeiros, optou-se pela última.

A modelação permite obter um melhor conhecimento da situação real, através de simulações de cenários que descrevem situações reais. É fiável, quando a disponibilidade dos dados é completa ou quase completa, situação em que a calibração e verificação do modelo o garantem.

No caso deste estudo, a simulação vai permitir ter um conhecimento mais ou menos concreto do que acontece em regiões costeiras mas não dará um conhecimento real da situação da área de estudo – Península da Macaneta – uma vez que a quantidade de informação disponível para a concepção do modelo não é suficiente. Em todo o caso, não deixa de ser um estudo que dará algum contributo a desenvolvimentos futuros, numa situação em que a base de dados esteja reforçada.

3 Descrição geral da área de estudo

3.1 Generalidades

Numa primeira fase e por se tratar de um estudo para definir as metodologias e procedimentos a tomar na investigação de aquíferos costeiros, susceptíveis de sofrerem intrusão salina, foram identificadas as regiões costeiras do país onde a sobre-exploração dos aquíferos pode trazer problemas para a qualidade da água.

Este estudo foi efectuado na Península da Macaneta. As razões que levaram a escolha desta área² para o presente estudo, residem no facto de esta se encontrar próxima da cidade de Maputo (local de base dos estudos), o que de certa maneira representou menores custos financeiros para o trabalho de investigação. Residem também nos planos futuros existentes para a indústria turística na zona.

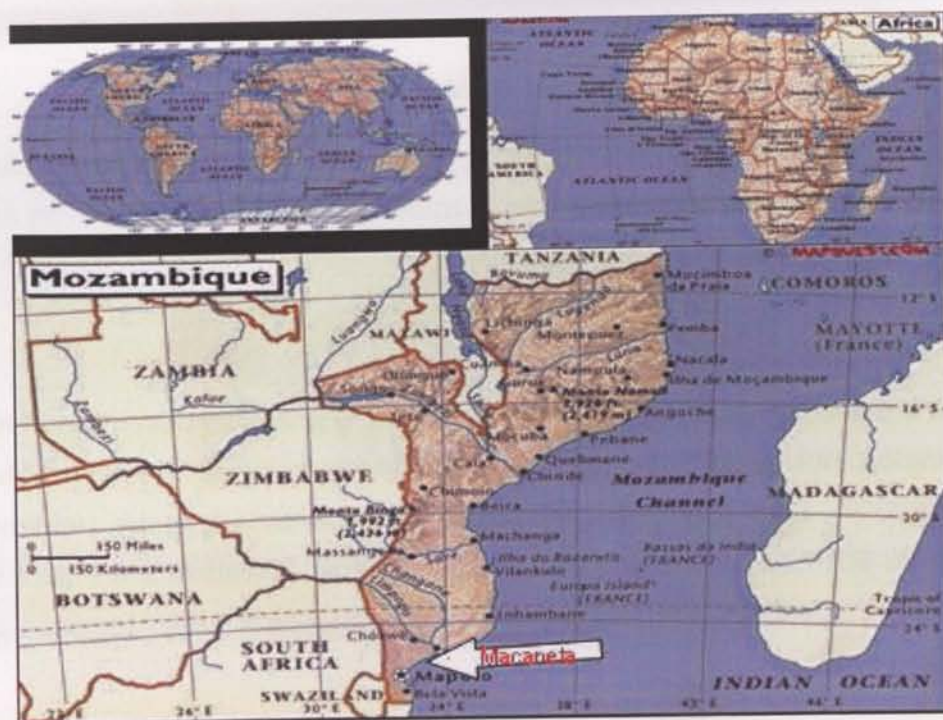


Figura 3.1. Localização da área de estudo.

² As áreas alternativas previstas para a realização do estudo eram Ilha da Inhaca e Ponta d'Ouro.

3.2 Localização e limites

Macaneta situa-se na região Nordeste da Província de Maputo, em Moçambique, na costa oriental de África, entre os paralelos 25°40'00" S e 25°52'00" S e os meridianos 32°40'00" E e 32°46'00" E, no Sul do país. Tem como limites: a Norte, o distrito de Manhica; a Oeste, o rio Incomati e a Este e Sul é banhada pelo Oceano Índico, na zona do canal de Moçambique.

3.3 Clima

3.3.1 Considerações gerais

A área em estudo é caracterizada por duas estações:

Estação quente e chuvosa com ventos fortes do Sul e trovoadas que normalmente decorre de Novembro a Abril. Durante esse período a zona costeira é habitualmente invadida por massas de ar marítimas instáveis acompanhadas por altas temperaturas e humidade.

Estação seca e amena que decorre de Maio a Outubro.

Segundo a classificação de Köppen a área em estudo integra-se em duas zonas climáticas principais nomeadamente, a zona de clima tropical húmido de savana e a zona de clima seco de estepe [3].

3.3.2 Precipitação

Para a avaliação da precipitação média mensal e anual, foi observada a série longa de dados, obtida da Estação Pluviométrica/Meteorológica (P865) de Marracuene (1913-2002). Com a série de 1992 a 2001, apresentada a seguir, determinou-se o valor de 851 mm para a precipitação média anual. A Tabela e a Figura seguintes apresenta os valores de precipitação total mensal e as médias mensais e anuais da respectiva época.

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MED ANUAL
1992	24.2	29.3	22.0	6.3	-	20.5	0.0	0.0	-	10.7	68.4	-	181.4
1993	148.0	157.1	333.5	35.5	21.3	7.5	22.3	30.9	2.0	146.7	22.3	99.0	1026.1
1994	91.4	39.0	82.4	51.1	8.0	0.0	5.5	7.0	18.5	195.0	-	36.8	534.7
1995	47.0	44.5	48.0	17.5	43.1	0.0	0.0	26.0	0.0	5.5	14.3	162.2	408.1
1996	231.0	39.6	26.5	70.3	33.7	22.5	3.5	19.0	0.0	0.0	4.9	33.5	484.5
1997	219.4	326.5	40.8	27.6	28.2	0.6	84.0	42.3	26.5	90.3	176.2	40.3	1102.7
1998	156.5	62.5	52.0	-	15.0	-	-	-	-	-	205.8	90.8	582.6
1999	277.7	273.1	154.2	115.5	39.7	20.3	12.0	17.0	65.9	65.9	138.0	38.0	1217.3
2000	193.0	490.0	335.1	102.2	23.0	33.2	35.0	0.5	18.2	18.2	202.6	95.9	1546.9
2001	35.2	258.6	104.1	93.7	0.0	20.5	22.8	1.2	5.0	43.0	199.4	208.1	991.6
MED MENSAL	142.3	172.0	119.9	57.7	23.6	13.9	20.6	16.0	17.0	63.9	114.7	89.4	851.0

Tabela 3.1. Precipitação Total Mensal, Média(s) Mensal(is) e Anual (mm) (1992-2001).

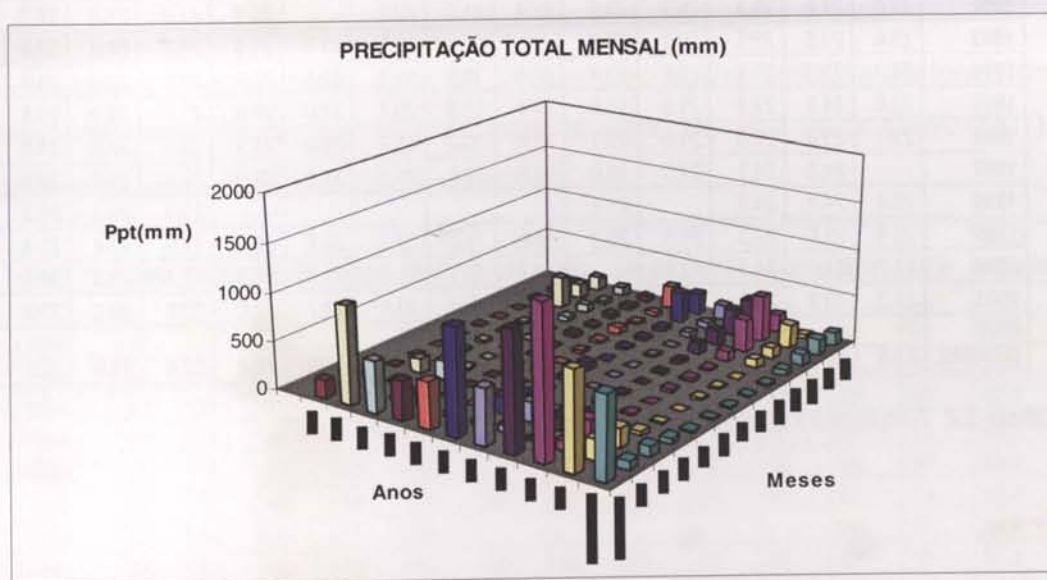


Figura 3.2. Precipitação Total Mensal, Média(s) Mensal(is) e Anual (1992-2001).

Para este período e usando a mesma série (dez anos - 1992-2001), a precipitação média mensal variou de 5 mm a 490 mm na época chuvosa.

As maiores precipitações ocorrem em períodos quentes (Dezembro-Março) com uma contribuição de 64 % e as menores na época fria (Julho-Agosto) com cerca de 4 % de precipitação.

3.3.3 Temperatura, Humidade relativa, Radiação solar e Velocidade do vento

A temperatura média anual é de 22 °C. As temperaturas médias mensais máximas são de 22 °C que ocorrem de Julho a Agosto e 27 °C que ocorre em Janeiro. As temperaturas médias mensais mínimas variam de 18 °C em Julho-Agosto e 23 °C em Janeiro. Estes valores foram calculados a partir de uma série de dados obtida da Estação P865 (Marracuene), como se pode observar na Tabela e Figura seguintes.

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MED ANUAL
1992	27.0	27.8	26.4	25.2	23.9	22.4	21.7	20.2	-	25.9	23.3	25.7	24.5
1993	23.6	23.5	22.5	28.8	20.6	-	-	19.5	21.7	21.4	23.0	24.0	22.9
1994	24.2	23.1	23.4	23.6	22.4	20.6	18.8	19.3	20.1	20.7	23.0	22.6	21.8
1995	22.6	24.5	23.4	21.8	19.6	19.4	19.9	20.2	21.0	22.0	22.1	22.9	21.6
1996	23.7	23.4	22.6	21.6	21.1	19.4	20.2	18.2	20.0	21.9	23.8	26.8	21.9
1997	-	24.3	24.7	22.5	19.6	19.9	20.0	21.2	21.0	21.5	22.6	23.7	21.9
1998	23.4	24.4	24.3	-	21.3	-	-	-	-	-	23.3	22.3	23.2
1999	23.9	22.6	22.3	21.4	20.2	18.8	19.0	20.3	20.8	20.9	22.9	23.8	21.4
2000	23.2	24.0	24.4	21.9	-	19.4	19.2	21.5	21.6	21.4	22.7	23.3	22.1
2001	23.2	23.2	23.2	21.8	22.0	20.6	19.4	19.8	21.2	22.2	22.0	23.6	21.9
MED MENSAL	23.9	24.1	23.7	23.2	21.2	20.1	19.8	20.0	20.9	22.0	22.9	23.9	22.1

Tabela 3.2. Temperatura Média Mensal e Média Anual (°C) (1992-2001).

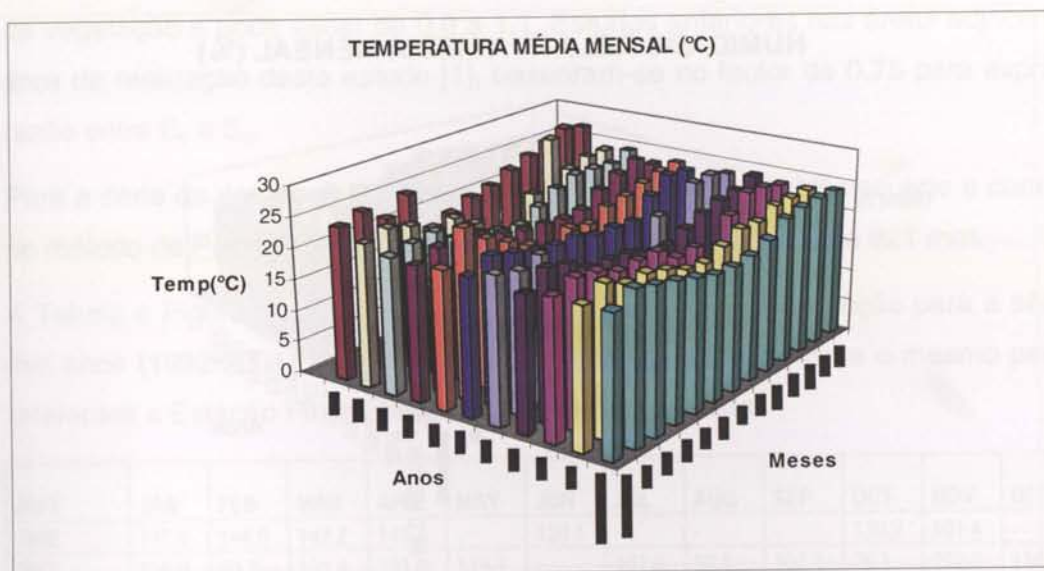


Figura 3.3. Temperatura Média Mensal e Média Anual (1992-2001).

A humidade relativa média é de 64 % com uma ligeira variação ao longo do ano entre 52 % e 78 %. Os valores para a série de dez anos (1992-2001) são apresentados na Tabela e Figura seguintes.

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MED ANNUAL
1992	62	66	66	61	71	74	68	58	-	62	68	69	65.9
1993	74	75	76	73	78	70	75	68	69	71	67	73	72.4
1994	67	71	72	73	70	69	64	68	60	63	67	64	67.3
1995	70	58	66	65	64	59	61	63	62	64	67	65	63.7
1996	65	72	63	65	62	64	70	67	65	68	65	60	65.5
1997	64	61	60	64	69	62	60	61	64	61	63	59	62.3
1998	64	59	56	-	56	-	-	-	-	-	64	66	60.8
1999	63	67	66	63	65	60	56	59	54	65	61	58	61.4
2000	60	68	64	64		62	64	64	63	64	61	66	63.6
2001	62	63	60	62	62	57	52	59	57	62	62	63	60.1
MED MENSAL	65.1	66.0	64.9	65.6	66.3	64.1	63.3	63.0	61.8	64.4	64.5	64.3	64.4

Tabela 3.3. Humidade Relativa Média Mensal e Média Anual (%) (1992-2001).

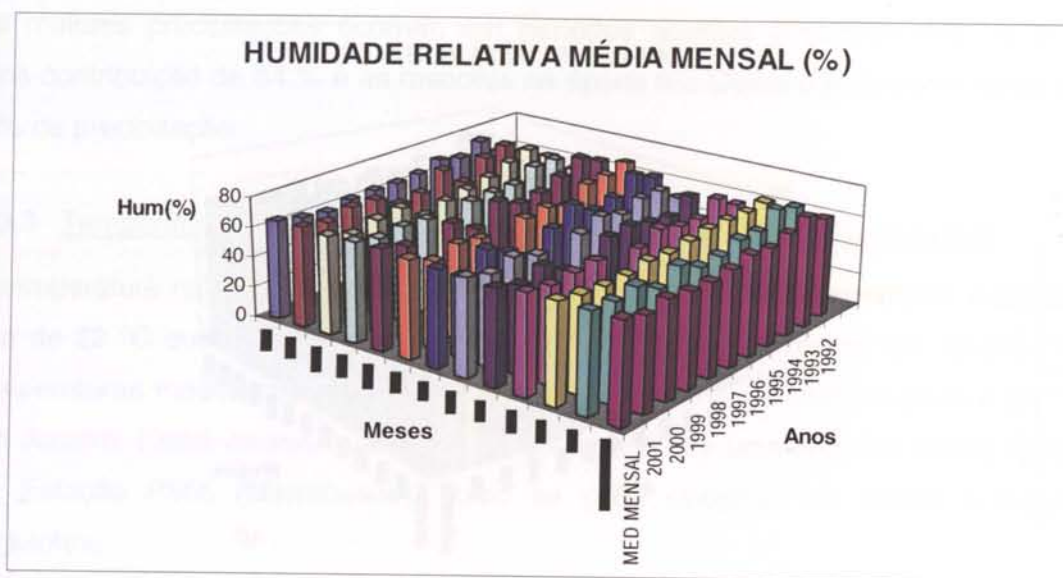


Figura 3.4. Humidade Relativa Média Mensal e Média Anual (1992-2001).

A radiação solar média é inferior a $425 \text{ cal/cm}^2/\text{dia}$.

A velocidade média do vento é menor do que 8 km/h , variando geralmente de 5 km/h a 8 km/h . [4].

3.3.4 Evapotranspiração

A evaporação (de superfícies húmidas) e a transpiração das plantas são dois processos que usualmente aparecem interligados e tratados em comum passando a designar-se evapotranspiração. A quantidade da evapotranspiração depende de factores climatológicos, do tipo e da extensão da vegetação do solo.

Para efeitos de cálculo do balanço hídrico, subdivide-se a evapotranspiração em: efectiva, real ou actual (E_r) e potencial (E_p) que ocorre quando há abundância de água para as plantas e consequentemente maior transpiração.

Com os métodos de estimativa da evapotranspiração obtém-se geralmente a E_p ou a evaporação de superfícies líquidas (E_o). A E_o é em geral mais elevada do que a E_p . A razão entre E_o e E_p depende principalmente do tipo e da fase de crescimento

da vegetação e pode variar de 0.9 a 1.1. Estudos anteriores nas áreas adjacentes à área de realização deste estudo [1], basearam-se no factor de 0.75 para exprimir a razão entre E_o e E_p .

Para a série de dez anos (1992-2001) da Estação P865 de Marracuene e com base no método de Penman [1], a evapotranspiração média anual é de 821 mm.

A Tabela e Figura seguintes apresentam os valores de evaporação para a série de dez anos (1992-2001) e a estimativa da evapotranspiração para o mesmo período, referentes a Estação Pluviométrica P865, de Marracuene.

ANO	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	MED ANUAL
1992	171.3	144.9	142.2	145.3	-	130.1	-	-	-	130.9	101.4	-	966.1
1993	118.0	90.3	101.8	101.9	119.7	-	101.6	98.5	107.8	76.1	102.0	114.3	1132.0
1994	112.8	90.6	96.5	113.1	90.0	97.6	102.1	105.7	100.0	-	-	-	908.4
1995	-	100.8	104.8	98.8	77.4	68.5	73.2	83.6	87.5	-	88.8	101.5	884.9
1996	100.6	89.5	94.1	83.6	73.5	57.3	56.9	50.5	88.8	89.8	103.9	129.2	1017.7
1997	108.3	82.3	100.2	80.5	71.1	74.3	78.1	87.4	76.1	74.7	79.7	85.1	997.8
1998	94.5	89.5	91.9	-	84.8	-	-	-	-	-	-	94.5	455.2
1999	99.0	75.7	86.9	75.9	63.4	66.3	59.7	74.8	74.4	97.0	94.3	107.0	974.4
2000	88.2	63.7	81.9	79.2	-	64.2	65.9	78.6	79.7	91.5	85.6	109.2	887.7
2001	101.6	93.6	96.0	84.6	73.8	63.1	59.1	81.7	90.4	104.7	86.9	96.1	1031.6
M.MENSAL	110.5	92.1	99.6	95.9	81.7	77.7	74.6	82.6	88.1	95.0	92.8	104.6	1095.1
EToMensal	82.9	69.1	74.7	71.9	61.3	58.3	55.9	62.0	66.1	71.2	69.6	78.5	821.3

Tabela 3.4. Evaporação Total Mensal, Média Mensal e Anual, ETo Média Mensal/Anual (mm) (92-01).

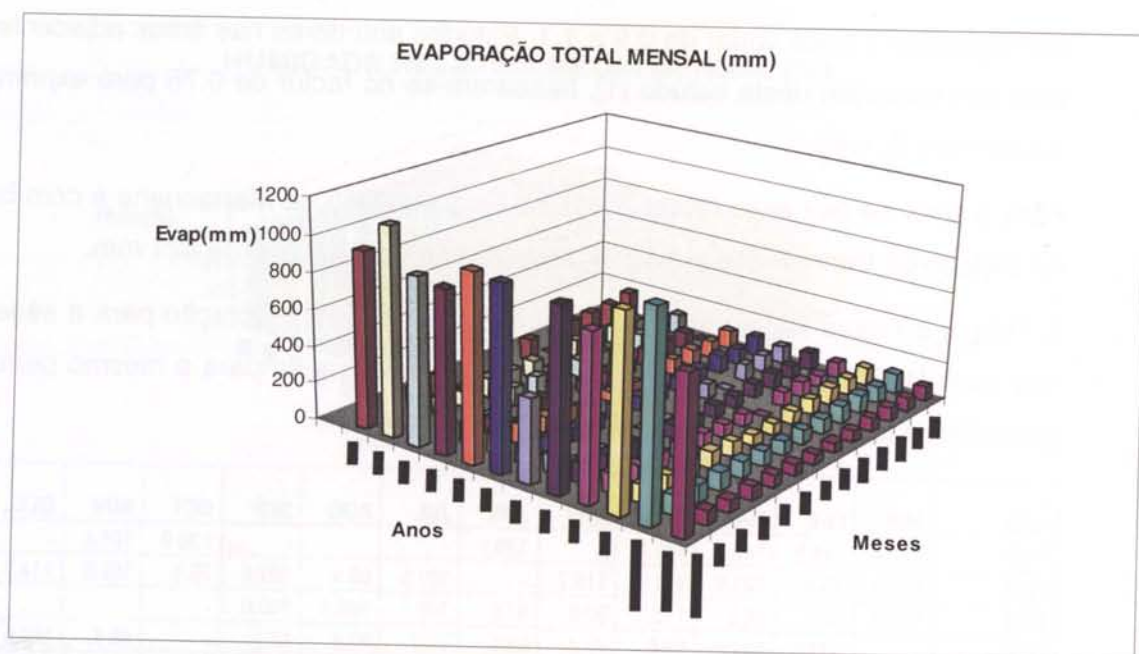


Figura 3.5. Evap. Total Mensal, Médias Mensais e Anuais, ETo Médias Mensais e Anual (92-01).

3.4 Vegetação e culturas

No vale do Incomáti, a vegetação mais abundante é a do tipo estepe. Este vale é susceptível de alto aproveitamento agrícola devido a elevada percentagem de matéria orgânica. A população da região pratica a agricultura de subsistência no vale. Das culturas praticadas salientam-se a banana, batata-doce, mandioca, milho e feijão.

Na área das dunas a vegetação é de praia, constituída em especial por gramíneas e ciperáceas e do tipo savana, caracterizado por relva, arbustos e algumas árvores. Para além deste tipo de vegetação, podem também encontrar-se plantações de mangueiras e cajueiros.

3.5 Hidrologia

O único rio da área em estudo é o rio Incomáti que descarrega no estuário de Maputo. Este rio sofre a influência das marés até cerca de 80 km da foz, para além da área de estudo.

O rio Incomáti é de regime permanente, embora frequentemente não tenha corrente superficial no período de estiagem, a montante da área de estudo. Durante esse período, o caudal superficial é garantido pela Lagoa de Chuali (próximo de Xinavane) e principalmente pelo fluxo subterrâneo das dunas interiores conferindo-lhe o regime permanente até à foz.

3.6 Morfologia

De uma maneira geral, a área de estudo pertence à faixa das planícies costeiras que ocupam a faixa litoral e oriental do país.

Especificamente, distinguem-se duas unidades morfológicas:

O *Vale do rio Incomáti* – essencialmente caracterizado por material areno-argilo-siltoso, constitui a parte ocidental e mais baixa da área de estudo, com altitudes a variarem sensivelmente dos 2 a 5 m acima do nível médio do mar (n.m.m.). É essencialmente constituído por areias muito finas, com elevada percentagem de material argiloso e siltoso de cor acinzentada a negra.

As *dunas costeiras* – dispostas ao longo do litoral, entre o Vale do rio Incomáti e o Oceano Índico, são constituídas por areias móveis de grão médio a fino de cor branco-amarelada, consoante o aumento relativo de calcário, localmente rico em minerais pesados (ilminite, magnetite, granada e rutilio). A altitude varia de 5 a 12 m acima do n.m.m. e apresenta alguns indícios de consolidação em várias partes da costa, devido à infiltração de água atmosférica e a fenómenos subsequentes de dissolução e precipitação química dos materiais.

3.7 Geologia

Geologicamente, a área de estudo pertence à Bacia Sedimentar de Moçambique Sul do Save (bacia sedimentar do meso-cenozóico) que se estende da província da

Zambézia, na parte central de Moçambique até Port Durnford, na África do Sul. Esta bacia encontra-se na margem continental passiva e faz parte das bacias sedimentares meso-cenozóicas que se situam ao longo da costa Este de África. O seu limite oriental é o Oceano Índico. O limite ocidental é formado pelas rochas extrusivas basálticas e riolíticas que formam a cadeia dos Libombos.

3.7.1 Geologia do meso-cenozóico

A deposição de sedimentos marinhos e continentais Pós-Karoo foi em grande parte controlada pela evolução do sistema de "rifting" de África Oriental e fenómenos a ele relacionados tais como movimentos epirogénicos (principalmente levantamentos verticais). Nas margens continentais passivas, estes movimentos foram sempre suaves, o que ditou o surgimento das transgressões e regressões regionais que se fizeram sentir durante esse período.

3.7.1.1 *Cretácico*

No extremo Sul do país jazem sobre as superfícies erodidas do Karoo, os depósitos mais antigos da Bacia Sul do Save, o grés calcário com glauconite e margas negras saliníferas, da Formação de Maputo, da idade Cretácico Inferior. Sobre esta formação encontra-se uma outra da mesma idade mas de origem continental que é caracterizada por grés conglomerático com calhaus, a Formação de Sena.

A transgressão que se seguiu no Cretácico Superior depositou a Formação de Grudja, constituída por margas, argila e grés glauconítico. Uma parte desta formação (membro Uanetze) consiste de argilas evaporíticas que ficam à superfície na margem oriental da cordilheira dos Libombos, o que resulta numa alta salinidade da água subterrânea desta zona e na zona das argilas de Pessene. A regressão que se seguiu neste mesmo período ocasionou a deposição da Formação dos Elefantes que é constituída principalmente por grés avermelhados, conglomerados e siltitos [3].

3.7.1.2 Terciário

As transgressões Pós-Cretácico estão relacionadas com os levantamentos epirogénicos do escudo africano e alguns movimentos eustáticos do nível do mar. Os depósitos deste período são de origem marinha e continental, incluindo fases transgressivas e regressivas.

Após uma breve regressão que ocorreu no Paleoceno, depositou-se no Eoceno, num ambiente marinho, uma plataforma carbonática e tropical de pequena profundidade, a Formação de Cheringoma/Salamanga que consiste de calcário algálico e glauconítico, grés calcário e grés.

O fim das transgressões regionais é marcado pela Formação pliocénica marinha de Jofane, dando assim lugar às transgressões locais do Quaternário. Esta formação é caracterizada por grés glauconítico, margas e calcário.

Na província de Maputo, acima da Formação de Cheringoma/Salamanga encontra-se uma camada de grés ferruginoso e areias grosseiras de base conglomerática de origem continental; a Formação de Mazamba. As possanças desta unidade ultrapassam por vezes os 30 m, como acontece em Moamba e Manhiça [3].

3.7.1.3 Quaternário

Uma das principais características do Quaternário é a variação climática que está relacionada com as épocas glaciares do Hemisfério Norte, causando deste modo as flutuações do nível do mar e mudanças do clima (seco e húmido).

As transgressões e regressões desta época traduzem-se por: fenómenos de erosão actuando sobre as partes imersas do continente e dos vales e por fenómenos de submersão e preenchimento de vales, em especial, nos cursos inferiores dos rios próximos dos oceanos.

Na Bacia Sul do Save, o Quaternário caracteriza-se pela formação de redeposições transgressivas de areia, por dunas de regressão, terraços de rios e por formas geomorfológicas actuais, tais como: estuários, planície costeira, dunas costeiras, linha de costa actual, etc.

O Quaternário, no Sul de Moçambique, é caracteristicamente marcado pelas flutuações do nível do mar e este fenómeno controlou a deposição dos sedimentos mais recentes. Na área de estudo, a litologia do Quaternário distingue-se como:

- Na zona do vale do Incomáti: aluvião recente constituído por areias não consolidadas, silte e depósitos argilosos.
- Nas dunas costeiras: areia média a fina e areia argilosa (dunas eólicas).

Era	Período	Formação Geológica	Litologia	Ambiente de Deposição
Quaternário		Dunas Costeiras	Areia branca não consolidada	Eólico
		Vale do Incomáti	Areia fina (bem consolidada), areia argilosa na base	Eólico
Terciário	Neogéneo	Magude	Grés	Continental
	Paleogéneo	Cheringoma/Salamanga	Grés calcário/glaucónítico, calcário	Marinho
Cretácico	Superior	Grudja	Grés fino glauconítico, Xisto fossilífero, margas	Marinho
	Inferior	Maputo	Grés argiloso/glaucónítico, margas, grés conglomerático	Marinho
Jurássico	Karoo	Séries de Stormberg	Lavas basálticas e riolíticas	(Rochas vulcânicas)

Tabela 3.5. Sequência Litostratigráfica. Adaptado de [5].

A seguir, é apresentado um mapa geológico que inclui a área de estudo, segundo Chairuca (1997). Legenda: Alluvium (Aluvião), Coastal sandstone (Grés costeiro), Coastal dunes (Dunas costeiras), Inland dunes (Dunas interiores), Rhyolitic complex (Complexo riolítico), Lakes (Lagos).

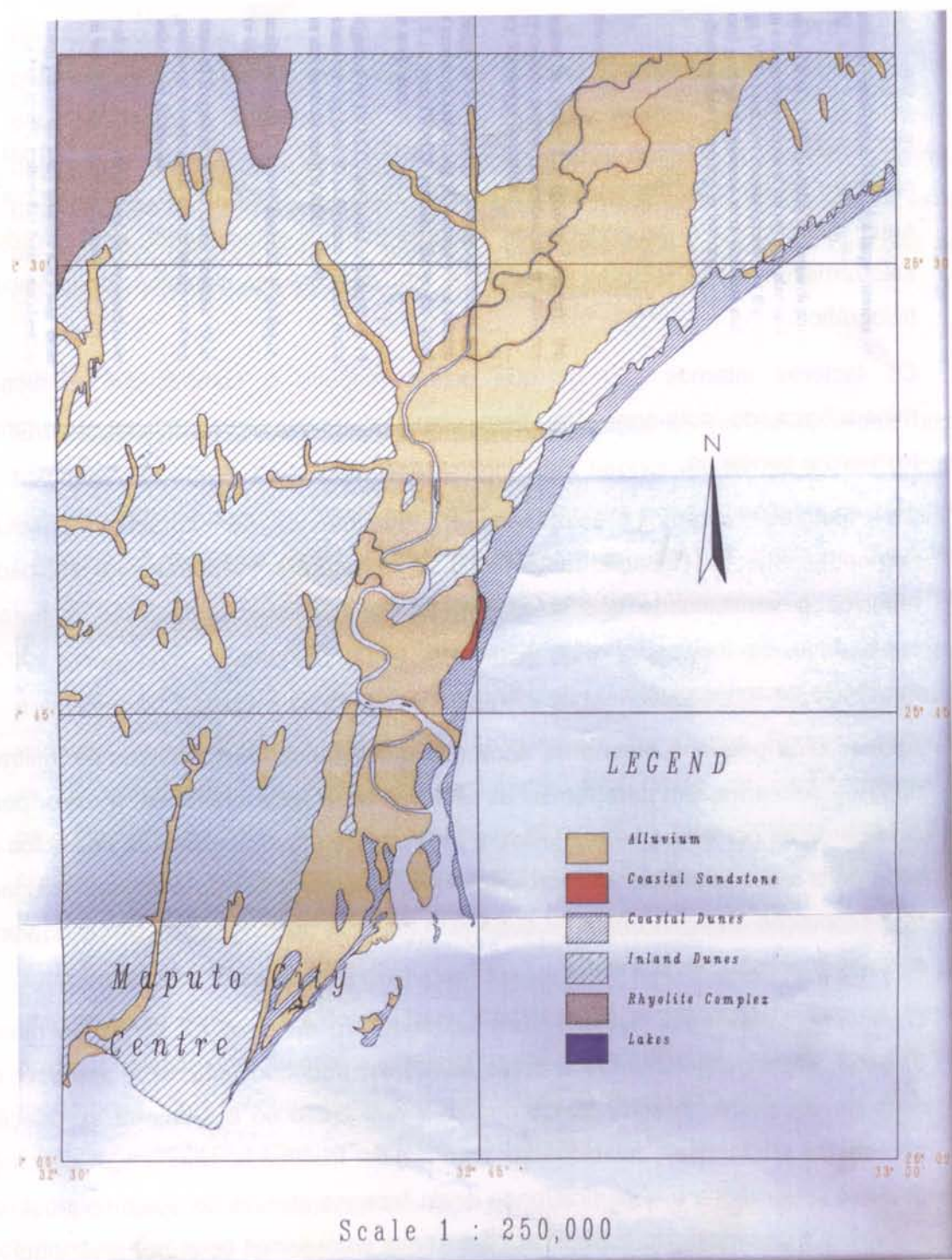


Figura 3.6. Mapa Geológico da área de estudo. Adaptado de [5].

3.8 Hidrogeologia

3.8.1 Generalidades

Por acção da gravidade, parte da água da chuva infiltra-se e passa a formar as reservas de água subterrânea armazenadas no solo. Desse modo, a ocorrência de água subterrânea é dependente de factores internos relacionados com o próprio solo-armazém e de factores externos a ele, de carácter climático, pedológico e fisiográfico.

Os factores internos são os que dizem respeito à composição química e mineralógica do solo-armazém, bem como as suas características estruturais, texturais e genéticas.

Os factores externos compreendem fenómenos de carácter climático, nomeadamente: precipitação atmosférica, temperatura e evapotranspiração; dados relativos à variabilidade dos solos, em particular à sua composição, textura e capacidade de infiltração; e a elementos geomorfológicos relacionados com a existência de zonas planas ou de grandes pendentes.

Apenas uma pequena porção da água das precipitações atmosféricas se infiltra e atinge o solo-armazém para formar as reservas de água subterrânea; a maior parte dela perde-se por escorrência, devido à inclinação e impermeabilidade dos solos ou volta para a atmosfera por evapotranspiração, fenómeno devido à acção conjugada da evaporação da água retida na superfície do solo, por acção do calor e do vento e, da transpiração das plantas.

O movimento da água subterrânea efectua-se em direcção às zonas de menor pressão, situadas geralmente a cotas inferiores, podendo esta vir a aparecer de novo na superfície do solo, dando origem a nascentes ou a áreas de exsudação, geralmente pantanosas, relacionadas com o nível freático do aquífero. A descarga de água subterrânea à superfície pode ainda fazer-se através de rios e riachos, nas suas áreas de circulação superficial. Nas zonas semi-áridas pode dar-se contudo o inverso ou seja, a água dos rios a infiltrar-se no subsolo e alimentar os aquíferos.

Na faixa costeira o movimento dá-se do continente para o mar e em função da quantidade de água doce envolvida no processo, estabelece-se uma zona de equilíbrio entre a água doce e a água salgada. Apenas especialistas poderão determinar as condições de extracção de água doce, sujeitas a estes fenómenos, uma vez que rompido o equilíbrio entre a água doce e a água salgada por excesso de captação, observar-se-á um avanço da cunha de água salgada em direcção ao continente, muitas vezes imprevisível e de difícil controlo.

3.8.2 Faixa dunar

Em toda a Bacia Sedimentar de Moçambique, a Sul do rio Save, existe uma cobertura de areias de origem eólica, com uma largura média de 30 km e cuja superfície atinge perto de 22000 km². A sua espessura pode ultrapassar os 150 m e o relevo pode variar entre dunas elevadas, mais junto à costa e planícies ligeiramente onduladas com dunas de pequeno porte, no interior.

As dunas, sendo formações não consolidadas, apresentam porosidade intergranular e incluem aquíferos de extensão regional. A sua permeabilidade e porosidade são variáveis de acordo com a sua localização relativamente a costa. Podem distinguir-se grosseiramente, da costa para o interior, três faixas de características e produtividade distintas: a faixa das dunas recentes, a faixa costeira das dunas antigas e a faixa interior das dunas.

Na área de estudo, a faixa das dunas recentes é relativamente estreita e não atinge 2 km de largura. Esta faixa é bem individualizada ao longo da costa, a Este do rio Maputo, bem como a Sul do rio Save. Compreende dunas constituídas por areias brancas lavadas que chegam a atingir 50 m de altura. Estas areias possuem, de um modo geral, altas produtividades como acontece na Ponta d'Ouro e no Tofo onde os caudais específicos variam entre 1.7 e 9.3 m³/h/m.

A proximidade do mar constitui um risco para as captações localizadas nesta faixa, pois há o perigo de fornecerem água salobra se não se tiverem em conta os tempos de bombagem e as quantidades extraídas. A existência de lagoas ou de zonas

pantanosas junto à margem ocidental desta faixa e quase sempre associada a ela, indica aproximadamente a posição do nível freático do aquífero.

A faixa costeira das dunas antigas chega a ter larguras de 30 a 40 km e as suas areias são, em geral, ligeiramente argilosas, de cor avermelhada ou alaranjada. As suas produtividades são moderadas, com caudais específicos que vão de 0.35 a 1.60 m³/h/m.

A faixa interior das dunas antigas é muito menos produtiva; os seus caudais específicos variam de 0.11 a 0.30 m³/h/m, provavelmente pelo facto de as areias serem mais argilosas.

3.8.3 Enquadramento da área de estudo

Segundo a Carta Hidrogeológica de Moçambique (DNA, 1987), a área de estudo pertence a zona de aquíferos moderadamente produtivos que inclui: aluviões antigos e recentes, coberturas arenosas de origem eólica e/ou marinha e coluviões.

Os aluviões recentes e antigos, moderadamente produtivos, são constituídos por argilas arenosas ou areias muito argilosas de grão fino a médio, por vezes grosseiro; ocorrem nos vales de alguns rios, nomeadamente, nos rios Tembe e Changane, bem como nos dos rios que correm sobre o grés continental da Formação de Sena.

As coberturas arenosas de origem eólica (dunas) compreendem areias de grão médio a fino, pouco argilosas; ocupam uma faixa ao longo da costa de Moçambique, mais ou menos contínua, de largura variável, atingindo grande expressão a Sul do rio Save e descontínua e muito menos importante em Moma e Pemba.

Quanto aos coluviões, admite-se que possuem produtividades moderadas, mas o facto ainda não foi confirmado por trabalhos de pesquisa. No entanto, trata-se de sedimentos muito grosseiros, pouco transportados e evoluídos, que se dispõem ao longo das vertentes fortemente inclinadas de algumas das elevações importantes do país. Apresentam, geralmente, pequena espessura e áreas restritas, não podendo por isso, conter grandes volumes de água subterrânea.

Como foi referido anteriormente, a área de estudo pertence a Bacia Sedimentar de Moçambique, a Sul do Save. Geomorfologicamente, essa bacia compreende: uma planície de erosão, inclinada de ocidente para oriente, dissecada pelos rios Save e Limpopo e intensamente desnudada a Sul deste mesmo rio, na sua parte interior ou ocidental; o planalto dos Urrongas, formado por calcários e que interrompe a continuidade da referida planície, a Norte de Inhambane; uma faixa de dunas, às vezes com mais de 50 km de largura, na sua parte costeira ou oriental e; uma extensa planície aluvionar entre os rios Limpopo e Incomáti, tendo grande espessura de sedimentos, a ocidente das dunas.

As formações aquíferas principais da bacia são: os grés continentais da Formação de Sena (Cretácico), os grés marinhos da Formação de Maputo e de Grudja (Cretácico Inferior e Superior), os grés continentais do rio dos Elefantes (Terciário Inferior), os grés calcários de Mangulane e Salamanga (Terciário Inferior), os grés continentais de Mazamba (Terciário Superior), os calcários e grés calcários da Formação de Jofane (Terciário Superior), as coberturas aluvionares, os depósitos eólicos dunares e os aluviões recentes e antigos.

Em geral, as características hidrogeológicas da bacia sedimentar de Moçambique, a Sul do rio Save, são pouco favoráveis para o aproveitamento de águas subterrâneas, com a excepção das que se encontram nas dunas, nos calcários e grés calcários existentes ao longo dos vales dos rios Incomáti e Maputo, bem como nos que se encontram sob as dunas à volta de Inhambane.

De acordo com Chairuca (1997) e tomando em consideração a sequência litológica, o sistema hidrogeológico da área de estudo pode ser subdividido em: aquífero freático localizado nas areias pouco profundas que constituem o material de cobertura dunar e o aquífero profundo constituído por grés calcário e calcário.

3.8.3.1 Aquífero das areias dunares

A cobertura arenosa nas zonas costeiras constitui o aquífero freático. O topo e a espessura deste aquífero depende e varia com a topografia local, é mais espesso

nas áreas topograficamente mais elevadas. Estudos anteriores estimaram a espessura desta camada como estando a variar de 10 a 30 m [5].

Do ponto de vista hidrogeológico, a camada de areia argilosa que separa as areias finas do topo, do grés e calcário, em quase toda a extensão da área de estudo, descrita como formação de Salamanga, pode ser considerada como um aquítardo. O aquítardo contém água e pode permitir alguma circulação de água mas pela sua textura fina prevê-se que seja menos permeável do que os sedimentos do topo. O topo e a espessura deste aquífero depende e varia com a topografia local, é mais espesso nas áreas topograficamente mais elevadas.

3.8.3.2 Aquífero aluvionar

No vale do rio, existe uma camada de sedimentos aluvionares sobre a rocha dura. Podem encontrar-se materiais argilosos, siltosos e arenosos. Regista-se também a ocorrência local de sedimentos mais grossos. A camada superior no vale é geralmente constituída por argilas ou areias argilosas. Com o aumento da profundidade, vão-se encontrando sedimentos grossos intercalados por camadas menos permeáveis. A porção do aluvião constituído por areia fina, média a grossa, constitui o aquífero enquanto que as camadas intercaladas de argilas actuam como estratos (semi)confinantes.

Dentro da área de estudo, a topografia da superfície no vale do rio varia, como já foi referido, de 2 a 5 m acima do nível médio do mar (n.m.m). Baseando-se nisto e tomando em conta a profundidade da rocha dura, discutida a seguir, a espessura do aluvião pode atingir até 40-50 m.

3.8.3.3 Aquífero profundo

A rocha consolidada, constituída por grés argiloso, calcário e grés calcário, constitui o aquífero. Da informação litológica existente, sabe-se que localmente, esta unidade não está em contacto directo com as areias argilosas subjacentes às areias finas dunares. Existe uma camada fina de areia média a grossa com segmentos arredondados de rocha riolítica e basáltica. Hidrogeologicamente, estes sedimentos

de areia grossa e a rocha consolidada podem ser considerados como a mesma unidade, isto é, o aquífero profundo.

A espessura deste aquífero não é bem conhecida. As perfurações já realizadas, geralmente não atingem a base do aquífero. Contudo, alguns ensaios de caudal realizados em áreas adjacentes à área de estudo detectaram em alguns locais uma espessura de, pelo menos, 60 m.

Alguns furos de estudos anteriores já atingiram a rocha consolidada. A partir desta informação, e resultados de pesquisas geofísicas, foi elaborado um mapa de nível do topo da superfície desta unidade litológica que dá uma ideia geral do seu comportamento [5] onde pôde constatar-se que a profundidade desta unidade diminui do interior para o mar. Na zona costeira, o topo da camada apresenta-se a cerca de 10 m abaixo do n.m.m.. Na área do vale do rio apresenta uma depressão de cerca de 30 m abaixo do n.m.m. que se julga ter sido causada pela erosão fluvial.

Por baixo do aquífero profundo de grés e calcário encontra-se a formação de Grudja. As margas e o grés glauconítico da formação de Grudja são impermeáveis. Deste modo, esta unidade pode ser considerada como o limite inferior do sistema hidrogeológico da área de estudo.

Na Tabela (3.6), apresenta-se a descrição hidrogeológica proposta para a área de estudo [5].

Unidade hidrogeológica	Litologia	Unidade Geomorfológica	Tipo de aquífero	Produtividade do aquífero
1. Aquífero de Areia dunar (superficial)	Areia fina a média	Dunas costeiras	Freático	Baixa
2. Aquífero aluvionar (superficial)	Areia fina, média a grossa	Vale do Incomáti	Freático, semi-confinado	Baixa a moderada
3. Camada (semi)confinante	Areia argilosa a siltosa	Dunas costeiras	-----	-----
	Argila, areia argilosa	Vale do Incomáti		
4. Aquífero de Areia grossa/rocha dura (profundo)	Grés argiloso e calcário, calcário	Dunas costeiras e Vale do Incomáti	Semi-confinado	Moderada
5. Camada impermeável	Margas, grés glauconítico	Dunas costeiras e Vale do Incomáti	-----	-----

Tabela 3.6. Unidades hidrogeológicas.

3.8.3.4 Produtividade dos aquíferos

Chairuca (1997) efectuou ensaios de caudal em alguns furos localizados em área adjacente e com características semelhantes às da área de estudo. Alguns dos furos ensaiados captam água do aquífero das dunas e outros dos aquíferos da rocha dura ou da areia grossa assente sobre aquela. Os resultados dos ensaios de caudal mostraram que o aquífero das areias dunares tem baixa transmissividade. Foram obtidos valores de transmissividade abaixo de 100 m²/dia para o aquífero das areias dunares e da ordem de 300-500 m²/dia para o aquífero profundo (nas dunas interiores) [5].

3.8.3.5 Direcções do escoamento no sistema aquífero

A recarga do aquífero das areias dunares é feita por precipitação directa. O escoamento horizontal neste aquífero parece mais ser controlado pela morfologia do terreno e pela carga hidráulica total. O escoamento é dirigido quase geralmente para o mar. Relativamente ao escoamento vertical, os níveis de água subterrânea

sugerem que o aquífero profundo recarrega o aquífero freático, isto é, o escoamento é para cima [5].

PARTE 2

ESTUDO GEOFÍSICO Interpretação dos Dados de Resistividade

4 Pesquisa geofísica

4.1 Introdução

Os métodos de resistividade eléctrica foram desenvolvidos no início do Século XVII e têm sido bastante popularizados actualmente. Empregam uma fonte artificial de corrente (I) de baixa frequência, directamente comutada ou alternada. Esta corrente é introduzida no subsolo por meio de dois eléctrodos. A distribuição de potencial resultante (V) no subsolo, obtida por meio de duas sondas, dá a informação sobre a distribuição de resistividade eléctrica abaixo da superfície da terra [12].

Os métodos de resistividade têm sido usados principalmente em dois tipos de aplicações:

- a) Na pesquisa de áreas para a localização de materiais com resistividades contrastantes, comparativamente aos identificados na área.
- b) Para estimar a profundidade de fronteiras no subsolo que separam camadas de diferentes resistividades e os respectivos valores.

Muitos autores têm recomendado que os métodos de resistividades sejam usados com frequência em campos de exploração tais como geotermia, mineração, água subterrânea, engenharia do ambiente e arqueologia [12].

Zeyad Hassan (2002) resumiu as vantagens do método de resistividades comparativamente aos outros métodos geofísicos tais como, os métodos sísmicos e métodos de exploração directa tal como a perfuração, como sendo as seguintes:

- a) Mais flexibilidade, pois a técnica de campo pode ser ajustada para se adaptar à cartografia detalhada ou de reconhecimento e para permitir a discriminação em profundidade.
- b) Rápido, comparativamente a outros métodos geofísicos.
- c) O equipamento necessário é leve e portátil.
- d) Poucas despesas em trabalho de campo e equipa técnica.
- e) Possibilidade de uma interpretação qualitativa directa dos dados.

As limitações dos métodos de resistividade podem ser resumidas como:

- 1) Ambiguidade na interpretação.
- 2) Uma secção geológica pode diferir de uma secção geoeléctrica quando os limites das camadas geológicas não coincidem com os limites entre camadas caracterizadas por resistividades diferentes. Os limites eléctricos que separam camadas de resistividades diferentes podem coincidir ou não com os limites que separam camadas de composição litológica diferente. Na situação contrária, camadas de litologias diferentes podem ter a mesma resistividade e deste modo formar uma única camada geoeléctrica.
- 3) A precisão na determinação da profundidade é baixa quando comparada com os métodos sísmicos ou perfuração.

Contudo, medições de resistividades em combinação com outros métodos, constituem boas ferramentas de exploração.

4.2 Objectivos

A execução do estudo geofísico preconiza o alcance dos seguintes objectivos:

- Determinação da disposição das camadas hidrogeológicas, tendo em conta, a interface entre a água doce e a água salgada na região costeira com a aplicação da técnica de geofísica;
- Recolha de informação necessária para a aplicar em modelação hidrogeológica no estudo da água subterrânea na área de estudo.

4.3 Antecedentes e dados de base

Esta parte do estudo é tem como base, um estudo que foi inicialmente concebido no âmbito da realização da tese de licenciatura do autor, pela Faculdade de Engenharia da Universidade Eduardo Mondlane, em Maputo – Moçambique –, em colaboração com o Departamento de Gestão de Recursos Hídricos da Direcção Nacional de Águas também em Maputo – Moçambique.

Teve início em Outubro de 1999 e foi interrompido em Fevereiro de 2000, devido às cheias que ocorreram no país e afectaram grandemente a área de estudo tendo ficando parcialmente submersa e de muito difícil acesso. Perdeu-se parte considerável da informação colhida no campo, na altura do abandono e a actividade de campo foi completa e definitivamente suspensa.

Com o objectivo de valorizar a informação já colhida e existente e estudar a intrusão salina em uma região costeira, o autor reutiliza os dados para a execução do estudo, no presente trabalho.

Numa primeira fase, os procedimentos traçados para a consumação dos objectivos foram os que se apresentam a seguir.

Trabalho de gabinete

O trabalho de gabinete consistiu essencialmente na pesquisa bibliográfica de: Teorias sobre a exploração de água em aquíferos costeiros; Relatórios de estudos similares a este e de outros estudos realizados em regiões costeiras e Cartografia topográfica, geológica e hidrogeológica, fotografias aéreas e outras informações complementares.

Trabalho de campo

Numa primeira fase, a planificação das actividades de campo previa o seguinte:

- Recolha de informação suplementar para a realização do estudo; dados administrativos, demográficos, topográficos, de recarga/pluviosidade e outras informações que se julgaram pertinentes.
- Execução dos perfis. Foram executadas séries paralelas de perfurações em secções transversais à extensão máxima da península, onde se registaram os valores da salinidade (CE) e o nível da água.

Tratamento de dados

Os dados colhidos serviriam para produzir os seguintes resultados:

- Esquematização dos perfis transversais com os valores de salinidade (CE) e o nível da água.
- Traçado da carta/planta de isolinhas de salinidade (CE) e a profundidade da água, na área estudada.

Uma vez no campo e dadas as circunstâncias locais, chegou-se à conclusão de que os métodos inicialmente previstos como adequados para o alcance dos objectivos não se adaptavam ao meio, nomeadamente, a dificuldade da aplicação do trado manual para profundidades abaixo do nível freático, não foi possível obter, através de medição directa, a salinidade (CE) para diferentes profundidades.

Assim sendo, optou-se pela realização de Sondagens Eléctricas Verticais (SEVs), através das quais e pela relação existente entre alta capacidade de sais (águas salobras e salgadas) em conduzir corrente eléctrica e baixa resistência à condução de corrente eléctrica de solos que contém água salobra. A descrição deste método é apresentada nos capítulos seguintes. Para além disso, durante as cheias que ocorreram na zona Sul do país no início do ano 2000, houve perda de quantidade considerável de informação referente às perfurações realizadas por trado manual, pelo que esta componente não é bastante realçada no desenvolvimento do estudo.

4.4 Definição e unidades de resistividade

4.4.1 Resistência, Resistividade real e Resistividade aparente

Considere-se um cubo eléctrico uniforme de comprimento de aresta L , onde circula uma corrente (I). O material que constitui o cubo resiste à condução de corrente eléctrica através dele originada pela diferença de potencial entre as faces opostas. A resistência resultante (R) é proporcional ao comprimento (L) do material resistente e inversamente proporcional à área de secção transversal (A). A constante de proporcionalidade é a resistividade real (representada pelo símbolo ρ). Então:

$$R \propto L/A$$

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (4.1)$$

Onde ρ , a constante de proporcionalidade, é conhecida como resistividade eléctrica ou resistência eléctrica específica.

De acordo com a Lei de Ohm, a resistência é dada por:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (4.2)$$

Onde ΔV e I são respectivamente diferença de potencial e corrente eléctrica no resistor.

Substituindo a equação (4.1) em (4.2), temos:

$$\rho = \frac{\Delta V \cdot A}{I \cdot L} \quad (4.3)$$

A unidade de resistividade é Ohm.metro (Ωm) e a sua inversa, a condutividade (σ) tem como unidades, Siemens/metro (S/m) ou mhos/metro ($\Omega^{-1}\text{m}^{-1}$).

A resistividade aparente (ρ_a) duma formação geológica, normalmente constituída por um conjunto de diversas matérias (estrutura heterogénea) é equivalente à resistividade real de um meio fictício homogéneo e isotrópico em que para um dado arranjo electródico e uma corrente I , a diferença de potencial medida fosse igual à media no meio heterogéneo [12].

As medições de resistividade são geralmente efectuadas com arranjos de 4 eléctrodos, sendo dois de corrente e dois de potencial. Para uma melhor percepção do cálculo da resistividade, é melhor assumir, inicialmente, que a corrente penetra um espaço inteiramente homogéneo através de um eléctrodo situado na origem (O) de um sistema de coordenadas tridimensional, (Figura. 4.1). Em tal meio, a uma distância (r) da origem, a densidade da corrente J é:

$$J_r = \frac{I}{4\pi r^2} \quad (4.4)$$

Sendo $4\pi r^2$ a área da superfície esférica centrada na referida origem.

De uma forma geral, a Lei de Ohm pode ser escrita como:

$$E_r = J_r \rho = \frac{I\rho}{4\pi r^2} \quad (4.5)$$

O potencial (V) a uma distância (r) do eléctrodo de corrente é dado pela integração do campo eléctrico (E_r) entre (r) e infinito, pela habitual definição de potencial como se segue:

$$V = \int_r^\infty E_r dr = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (4.6)$$

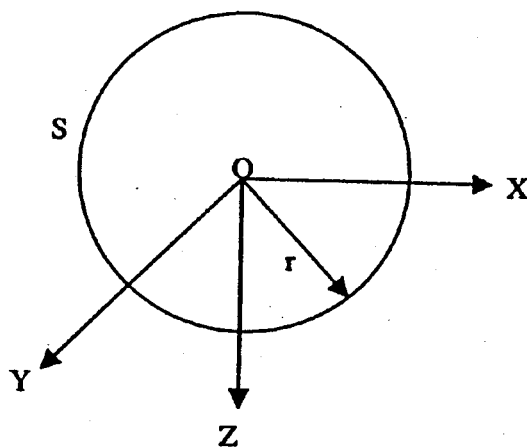


Figura 4.1. Eléctrodo na origem de um sistema de coordenadas. S é a superfície da esfera de raio r.

Considerando o eléctrodo-fonte na superfície de um meio-espaço, então a corrente circula sobre um hemisfério de raio (r) e área de superfície $2\pi r^2$. Consequentemente, a equação (4.4) será reduzida a:

$$J_r = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (4.7)$$

E o potencial da equação (4.6) para:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad \text{Ou} \quad \rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (4.8)$$

Esta equação mostra a relação fundamental em prospecção geoelectrica realizadas de superfície.

No campo, são geralmente usados 4 tipos de arranjos. Para cada arranjo, como na Figura 4.2, existem dois eléctrodos de corrente AB, ou C1C2 e dois eléctrodos de potencial MN ou P1P2.

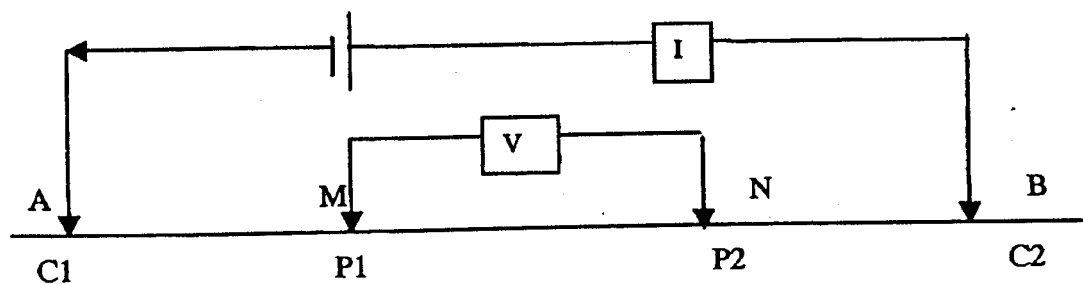


Figura 4.2. Dois eléctrodos de corrente e dois de potencial na superfície de um solo homogéneo e isotrópico. A, B = Eléctrodos de corrente (ou C1, C2). M, N = Eléctrodos de potencial (ou P1 P2).

Para calcular as diferenças de potencial (ΔV) entre M e N, o teorema recíproco pode ser usado e então:

O potencial em M devido a fonte I em A = $V_M^A = \frac{I\rho}{2\pi AM}$

O potencial em N devido a fonte I em A = $V_N^A = \frac{I\rho}{2\pi AN}$

O potencial em M devido a saída -I em B = $V_M^B = \frac{-I\rho}{2\pi BM}$

O potencial em N devido a saída -I em B = $V_N^B = \frac{-I\rho}{2\pi BN}$

O potencial em M devido a fonte A e a saída em B é

$$V_M^{A,B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

O potencial em N devido a fonte A e a saída em B é

$$V_N^{A,B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

A diferença de potencial total é, então:

$$\Delta V_{MN}^{A,B} = V_M^{A,B} - V_N^{A,B} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (4.9)$$

A resistividade de um meio-espaço é então dada rescrevendo a equação (4.9) como:

$$\rho = 2\pi \frac{\Delta V}{I} K \quad (4.10)$$

Onde $K = \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$ é denominado factor geométrico que depende do arranjo específico usado.

Se as medições da resistividade (ρ) da equação (4.10) forem feitas sobre um meio semi-infinito homogéneo e isotrópico, então o valor de ρ será a resistividade real do referido meio. Se o meio for heterogéneo, então a resistividade calculada pela equação (4.10) é chamada resistividade aparente (ρ_a). A resistividade aparente depende da geometria e das resistividades dos elementos que constituem o referido meio geológico e é uma função de muitas variáveis tais como: espaçamento dos eléctrodos, geometria do arranjo dos eléctrodos, resistividades reais, espessura da camada, inclinações nos vales e propriedades anisotrópicas [12].

Para um solo homogéneo ou para um solo composto por camadas horizontais homogéneas e isotrópicas, as medições de resistência efectuadas na superfície do solo não se alteram com a orientação do arranjo aplicado.

Contudo, se as duas estruturas dimensionais estiverem presentes, tais como vales, diques e assim por diante, pode notar-se variação nas medições de resistência da superfície do solo.

4.5 Arranjos electródicos

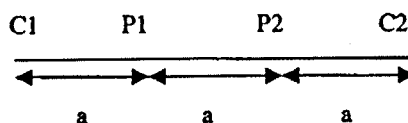
Têm sido propostos uma variedade de arranjos electródicos. Tomam-se em consideração 3 tipos principais de configurações electródicas (arranjos de Wenner, Schlumberger e Dipolo-dipolo). A Tabela 4.1 mostra os 3 principais tipos e subtipos de arranjos e mais adiante são apresentados os arranjos electródicos mais comuns, bem como as equações para o cálculo da resistividade aparente de cada configuração electródica.

Arranjos Wenner	Wenner Padrão Wenner Compensação Arranjo por Partições de Lee Tripotencial (arranjos α , β e γ)
Arranjos Schlumberger	Schlumberger Padrão Arranjo de Brant Arranjo de Gradiente
Arranjos Dipolo-Dipolo	Arranjo Normal (Polar) Azimutal Radial Paralelo Perpendicular Polo-dipolo Equatorial Quadrado

Tabela 4.1. Principais tipos e subtipos de arranjos.

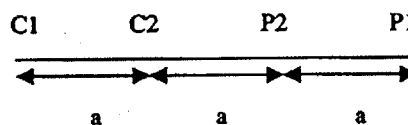
Arranjo Wenner (α)

$$\rho_a = 2\pi a R$$



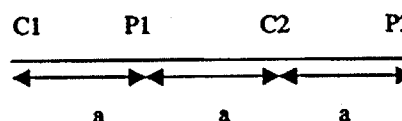
Arranjo Wenner (β)

$$\rho_a = 6\pi a R$$



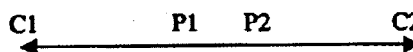
Arranjo Wenner (γ)

$$\rho_a = 3\pi a R$$



Arranjo Schlumberger

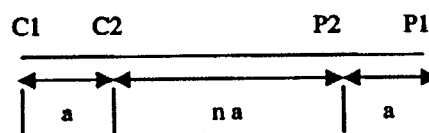
$$\rho_a = \pi \frac{\Delta V}{I} * \frac{(\overline{C1C2/2})^2 - (\overline{P1P2/2})^2}{P1P2}$$



com $\overline{C1C2} \geq 5\overline{P1P2}$

Arranjo Dipolo-dipolo

$$\rho_a = \pi \cdot n \cdot (n+1) \cdot (n+2) \cdot a \cdot R$$



C1C2	Eléctrodos de corrente
P1P2	Eléctrodos de potencial
R	Resistência eléctrica

4.6 Sondagem e Perfis de resistividade

As propriedades eléctricas dos materiais do subsolo podem ser estudadas por sondagem, perfis e mapeamento. O objectivo de uma sondagem é determinar a

variação da condutividade eléctrica com a profundidade, sem, teoricamente, nenhuma variação lateral. Sendo assim, é importante referir que a Sondagem Eléctrica Vertical (SEV) é, neste sentido, um método geofísico que investiga a resistividade de zonas progressivamente mais profundas.

Resumidamente:

Quando se efectua uma sondagem de resistividade, altera-se o espaçamento entre os eléctrodos enquanto o local do centro de expansão se mantém fixo.

Quando se efectua um perfil de resistividades, todo o arranjo é deslocado ao longo de linhas sob a área de estudo com um espaçamento de eléctrodos fixo. O objectivo de execução de perfis é de detectar alterações laterais na resistividade que podem ser causadas por uma falha imergente, uma cavidade, e deste modo a orientação dos perfis deverá ser transversal ao acidente geológico previsto/esperado.

Como a sondagem de resistividade não toma em conta as alterações laterais na resistividade do subsolo, um modo mais preciso de investigar o subsolo é a sondagem bidimensional (2-D). Estas sondagens são normalmente levadas a cabo utilizando um número elevado de eléctrodos (25 ou mais), ligados a um fio com muitos filamentos. São usados, um microcomputador portátil associado a um comutador electrónico, para seleccionar automaticamente os eléctrodos relevantes para cada medição [12].

O desenvolvimento de pacotes informáticos permite a utilização de sondagens 3D. Neste caso, efectuam-se sondagens 2D sobre perfis paralelos e obtém-se uma melhor análise do solo.

Com o aumento da aplicação de estudos de resistividade para a escala de tempo ambiental, também são propostas sondagens 1D. Neste caso, toda a sondagem é repetida em diferentes momentos de forma a registarem-se as variações periódicas da resistividade.

4.6.1 Sondagem eléctrica

Uma sondagem eléctrica é constituída por uma sucessão de medições de resistividade aparente efectuadas com um aumento do espaçamento entre os eléctrodos, enquanto o centro do arranjo e a sua orientação se mantém fixa. A Figura 4.3 mostra como é que a distância entre os eléctrodos de corrente está relacionada com a profundidade que a corrente penetra [12].

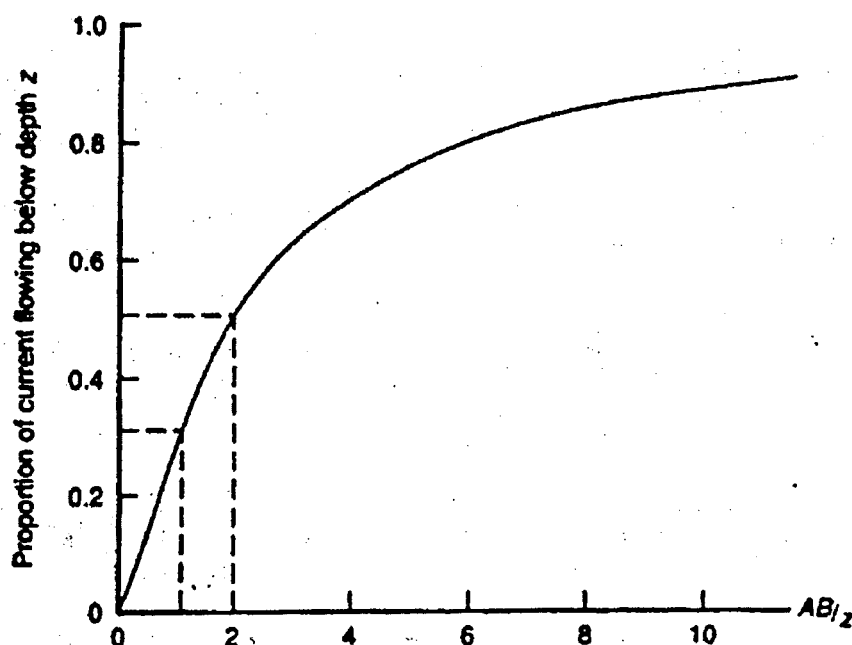


Figura 4.3. Proporção da corrente que circula abaixo da profundidade z ; AB é a distância entre os eléctrodos de corrente [12].

4.6.2 Comparação entre sondagem Wenner e sondagem Schlumberger

O arranjo Wenner usa um espaçamento entre os eléctrodos igual, a , e esta distância é aumentada gradualmente mantendo fixo o centro da configuração. Os 4 eléctrodos têm que ser deslocados para uma nova posição quando os

espaçamentos entre os eléctrodos são aumentados a partir do centro, para cada leitura.

Para o arranjo de Schlumberger, os eléctrodos de potencial (MN) estão colocados com espaçamento fixo que não é superior ao quinto da distância correspondente ao espaçamento entre os eléctrodos de corrente AB, Figura 4.2. Os eléctrodos de corrente são deslocados para o exterior da configuração de forma simétrica e gradual. Quando a voltagem medida entre os eléctrodos de potencial (MN) diminui para valores muito baixos, aumenta-se a distância entre os eléctrodos de potencial.

Pela Figura 4.6 nota-se que um aumento da distância entre os eléctrodos numa sondagem eléctrica provoca um aumento na fracção da corrente injectada que penetra o solo a uma dada profundidade num meio homogéneo. Deste modo, para valores de separação pequenos, só será sondada a camada mais próxima da superfície, enquanto que para grandes valores de separação dos eléctrodos serão pesquisadas maiores profundidades.

Zeyad Hassan (2002) menciona que as duas configurações de sondagem eléctrica (Wenner e Schlumberger) diferem nas duas formas essenciais seguintes:

- a) Na configuração de Schlumberger a diferença de potencial é medida entre dois pontos muito próximos um do outro, onde a distância entre os eléctrodos de potencial MN sempre se mantém igual ou menor do que um quinto da distância entre os eléctrodos de corrente AB, enquanto que no arranjo de Wenner AB é sempre igual a $3 \times MN$.
- b) Na sondagem Schlumberger, os eléctrodos de potencial são deslocados apenas quando o potencial baixa para grandes valores de MN, enquanto que na sondagem de Wenner os eléctrodos de corrente e de potencial são deslocados depois de cada medição.

Como resultado, Zeyad Hassan (2002) chegou a conclusões sobre vantagens das configurações de Schlumberger e de Wenner:

- (1) A sondagem Schlumberger é menos sensível para variações laterais de resistividade não detectadas e para materiais próximos da superfície. O efeito

da variação lateral na resistividade é reconhecido e mais facilmente corrigido na curva de Schlumberger do que na de Wenner.

- (2) As operações de campo para a sondagem Schlumberger são ligeiramente mais rápidas, uma vez que apenas se deslocam os eléctrodos de corrente de uma leitura para outra.
- (3) As curvas de sondagem Schlumberger mostram uma profundidade de sondagem e poder de resolução ligeiramente maior do que as curvas de sondagem Wenner para o mesmo espaçamento dos eléctrodos AB.
- (4) A fuga de corrente em áreas industriais que são medidas para grandes expansões tem um grande efeito nas medições Wenner.
- (5) As curvas de sondagem Schlumberger são geralmente descontínuas como resultado do alargamento do espaçamento entre os eléctrodos de potencial depois de muitas medições (estas descontinuidades são às vezes chamadas “clutch”). Esta alteração numa curva de Schlumberger pode ser removida alterando os segmentos deslocados acima ou abaixo da curva no sentido de obter uma “curva suavizada”.
- (6) Os grandes espaçamentos para os eléctrodos de potencial em Wenner resultam em grandes diferenças de potencial.
- (7) É possível calcular o erro tripotencial na sondagem Wenner enquanto que na sondagem Schlumberger não é possível fazer esse cálculo [12].

A Tabela 4.2 resume alguns dos pontos fortes e fracos dos métodos de sondagem Schlumberger e Wenner.

Sondagem Schlumberger		Sondagem Wenner	
Vantagem	Desvantagem	Vantagem	Desvantagem
Necessita de deslocar apenas os dois eléctrodos de corrente para muitas leituras. Isto pode reduzir significativamente o tempo necessário para efectuar uma sondagem			Todos os 4 eléctrodos, dois de potencial e dois de corrente, são deslocados para obter cada leitura
	Pelo facto de o espaçamento entre os eléctrodos de potencial ser pequeno comparativamente ao espaçamento entre os eléctrodos de corrente, para grandes espaçamentos de eléctrodos de corrente, são necessários voltímetros muito sensíveis.	O espaçamento dos eléctrodos de potencial aumenta com o aumento do espaçamento dos eléctrodos de corrente. São necessários voltímetros menos sensíveis.	
Pelo facto de os eléctrodos de potencial permanecerem em lugares fixos, os efeitos de variações laterais próximo da superfície são reduzidos.			Pelo facto de todos os eléctrodos terem que ser deslocados para cada leitura, este método pode ser mais susceptível a variações laterais próximo da superfície. Estas variações podem ser potencialmente mal interpretadas em termos de variações de resistividade em profundidade.
	Geralmente, interpretações baseadas em sondagens DC serão limitadas a estruturas simples e horizontalmente estratificadas.		Geralmente, interpretações baseadas em sondagens DC serão limitadas a estruturas simples e horizontalmente estratificadas.

Tabela 4.2. Algumas vantagens e desvantagens dos métodos de sondagem Schlumberger e Wenner.

4.6.3 Apresentação dos dados de campo de sondagem eléctrica

Os dados de sondagem eléctrica são normalmente apresentados em forma de gráficos com as coordenadas na escala bi-logarítmica (log-log). A Figura 4.4 mostra um exemplo de uma curva de sondagem eléctrica.

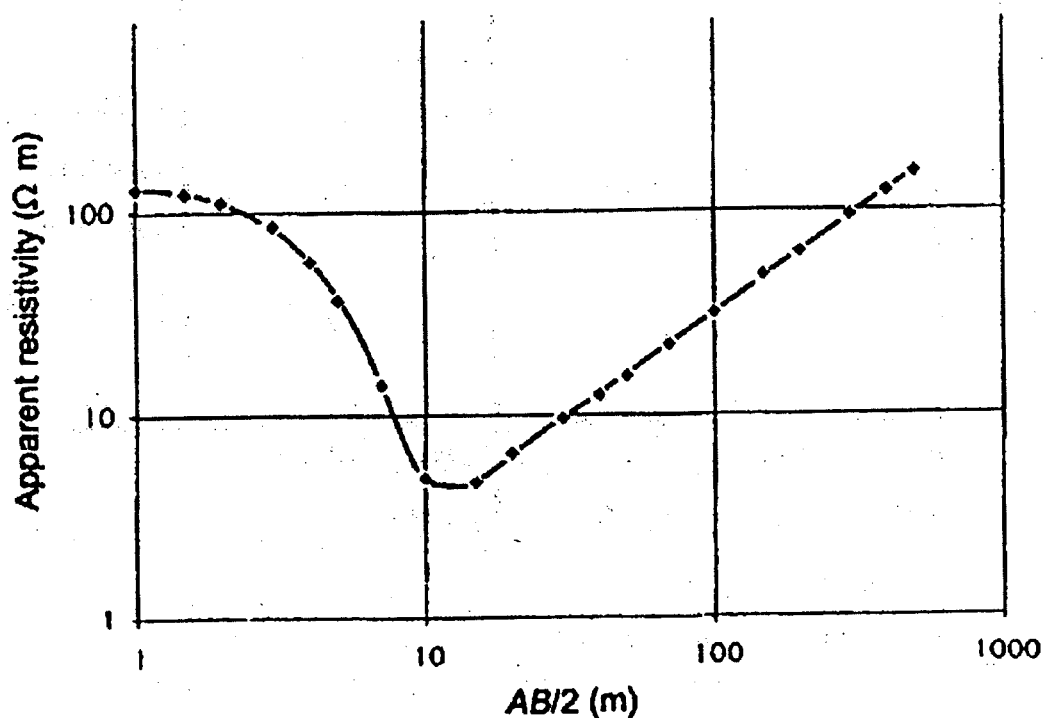


Figura 4.4. Curva de sondagem de resistividade mostrando um exemplo de variação da resistividade aparente em função da metade da distância de separação dos eléctrodos de corrente ($AB/2$).

As vantagens de usar escala logarítmica na apresentação da sondagem de resistividade foram discutidas por muitos autores [12] e pode ser resumida do seguinte modo:

- (1) O processo de ajustamento pode facilmente aplicar-se à curva onde os dados de campo podem ser comparados com as curvas teóricas padronizadas pré-calculadas para modelos de solos [12].
- (2) A forma da curva de sondagem eléctrica, traçada numa escala bi-logarítmica, é independente da resistividade e da espessura da primeira camada numa secção de duas camadas se ρ_2/ρ_1 é constante e isto é válido para uma secção de muitas camadas. Isto significa que a razão h_2/h_1 , h_3/h_1 , ... h_n/h_1 permanece constante de modelo para modelo. Quando os valores absolutos de resistividade (ρ) e espessura (h) alteram mas as razões ρ_i/ρ_1 e h_i/h_1 (onde $i = 2, 3, \dots, n$) permanecem constantes, a posição da curva é deslocada verticalmente para qualquer alterações na resistividade aparente (ρ) e horizontalmente para quaisquer alterações na espessura (h). Esta característica não está presente quando as curvas de sondagem são traçadas em coordenadas lineares.
- (3) O uso de escala logarítmica suprime o efeito de variação na espessura das camadas a grandes profundidades e suprime também as variações de valores elevados de resistividade. Também aumenta as variações de valores baixos de resistividade e o efeito da espessura das camadas a pequenas profundidades.
- (4) O largo espectro de valores de resistividade medidos sob diferentes condições de campo e o grande espaçamento entre os eléctrodos, necessário para explorar o solo em profundidades moderadas, torna o uso de escala de coordenadas logarítmicas mais conveniente.

4.7 Interpretação de sondagens eléctricas, Perfis, Traçado e Mapeamento.

Do ponto de vista hidrogeológico, os solos dispõem-se, verticalmente e de cima para baixo, em camadas não saturadas, seguidas de solos saturados em meios relativamente mais porosos, e cada vez menos porosos à medida que aumenta a profundidade, devido ao grau de compactação o que lhes confere uma pequena capacidade de impregnação e consequentemente mais resistentes à condução da corrente eléctrica, devido a ausência de água (iões).

Os valores de resistividade aparente medidos são normalmente traçados num papel gráfico à escala bi-logarítmica. Para interpretar os dados de uma dada pesquisa é, em muitas situações, verosímil assumir-se que o subsolo é constituído por camadas horizontais. Por esta suposição, a resistividade do subsolo variará apenas com a profundidade e não lateralmente. Um solo horizontalmente estratificado sem heterogeneidades é geralmente considerado de um modelo de solo 1-D (Figura 4.5).

A sondagem geoeléctrica é constituída por um conjunto particular de leituras efectuadas num ponto específico, tal que o valor de K é progressivamente alterado. Com o arranjo de Wenner a sondagem é feita aumentando progressivamente o valor de “ a ” deslocando todos os 4 eléctrodos para o exterior após cada leitura. Com o arranjo de Schlumberger, a sondagem deve ser feita deslocando apenas os eléctrodos de corrente, aumentando progressivamente a distância AB . Quando AB é muito grande comparativamente a MN , a queda de potencial entre M e N pode ser muito pequena para ser medida. Consequentemente é necessário aumentar a distância entre M e N .

A situação ideal apresentada na Figura (4.5) para uma estrutura 1-D é raramente encontrada na prática. As variações laterais na resistividade do subsolo provocarão alterações nos valores da resistividade aparente que poderão ser mal interpretadas como variações da resistividade do subsolo, com a profundidade. Zeyad Hassan (2002) mencionou que existem duas razões principais para que as pesquisas por sondagem de resistividade sejam comuns.

A primeira razão é a morosidade de operação do equipamento de campo caso se pretenda efectuar pesquisas intensivas 2-D e 3-D com mais dados. A segunda razão é insuficiência de dispositivos informáticos de interpretação para trabalhar com modelos complexos 2-D e 3-D. Contudo, desde os finais dos anos 90 têm havido importantes desenvolvimentos de hardware e software de modo que as pesquisas 2D e 3D sejam acessíveis.

A execução de perfis geoelectricos é obtida quando um arranjo, com geometria constante, é usado ao longo de uma linha. Isto é, as variações laterais podem ser sondadas ao longo de uma direcção particularmente escolhida.

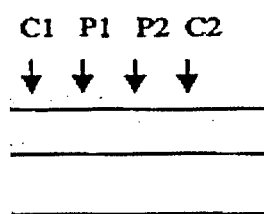
Por outro lado, o traçado geoelectrico consiste em obter leituras de resistividade sobre uma área com um arranjo de geometria constante. Neste caso, obtém-se uma distribuição de resistividade (X,Y) sobre uma superfície.

Um arranjo complementar de campo é o pseudo-seccionamento ou mapeamento. Neste caso, são geralmente levadas a cabo pesquisas por mapeamento eléctrico bidimensional com um grande número de eléctrodos, ligados a um fio multifilamentado. A técnica de campo inclui fazer medições repetidas de resistividade aparente transversais e de separação constante ao longo do perfil escolhido mas os espaçamentos dos eléctrodos de corrente são aumentados em cada passo. Deste modo, constrói-se uma secção espacial ou uma pseudo-secção de resistividade aparente, que é posteriormente mapeada dando uma imagem qualitativa da distribuição de resistividades no subsolo. Contudo, onde se assume que o subsolo é 2D e existe algum controlo, é possível efectuar uma interpretação quantitativa [12].

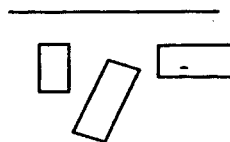
A selecção da configuração e espaçamento depende de muitos factores. Para propósitos gerais, o arranjo de Wenner parece preferencial, onde as estruturas do subsolo são mais facilmente visualizadas por inspecção das secções contornadas do que das desenvolvidas por dados de Dipolo-Dipolo e os valores de resistividade aparente de Wenner são também pouco afectados por variações próximas da superfície [12]. Além disso, no caso de arranjo de Wenner, poderá efectuar-se a verificação tripotencial para testar a precisão da medição.

Na interpretação de dados de sondagem de resistividade, existe uma diferença entre secção geológica e geoelectrica. Uma secção geológica deve apresentar uma série de interfaces litologicamente definidas que não coincidem necessariamente com as fronteiras identificadas electricamente. Diferentes litologias podem ter os

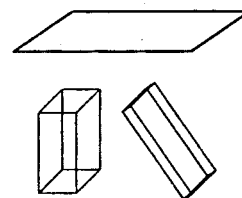
mesmos valores de resistividade e poderão formar assim apenas uma unidade eléctrica [12].



Modelo 1-D



Modelo 2-D



Modelo 3-D

Figura 4.5. Os 3 modelos diferentes usados na interpretação da medição de resistividade.

4.7.1 Tipos de curvas teóricas de sondagem eléctrica sobre camadas horizontalmente estratificadas

A interpretação de dados de sondagem eléctrica necessita de um grande número de curvas teóricas padronizadas. Alguns autores prepararam conjuntos de curvas para o arranjo de Wenner, para duas, 3 e 4 camadas. Também inclui um grupo de curvas para duas camadas para completar o conjunto. Outros publicaram conjuntos de curvas para o arranjo de Schlumberger para duas camadas assentes sobre um substrato infinito. Outros autores publicaram ainda tabelas padronizadas para conjuntos de curvas para 3 camadas. Todas estas curvas teóricas padronizadas têm sido traçadas num gráfico em papel bi-logarítmico com um módulo de 62.5 mm.

A forma das curvas obtidas por sondagem sobre um meio estratificado horizontalmente é uma função de três factores: a resistividade das camadas ($\rho_1, \rho_2, \dots \rho_n$), a espessura ($h_1, h_2, \dots h_n$) e a configuração eléctrica. Se o solo é composto por uma única camada homogénea e isotrópica de espessura infinita ($h \propto \infty$) e resistividade finita, então a curva de resistividade aparente será uma linha recta horizontal cuja ordenada será igual à resistividade real do meio semi-infinito.

A seguir dá-se uma breve descrição dos tipos de curvas teóricas de resistividade eléctrica.

4.7.1.1 Modelo de curvas para solos de duas camadas

Para um modelo de solo com duas camadas, existem dois grupos de curvas teóricas padronizadas; o tipo ascendente, em que $\rho_2 > \rho_1$, e o tipo descendente, em que $\rho_2 < \rho_1$, (Figura 4.6). Estes grupos podem também ser utilizados para a construção e interpretação de curvas de muitas camadas. A partir da Figura (4.6) fica-se com a impressão de que a curva de sondagem começa num pequeno espaçamento de eléctrodos com um segmento horizontal ($\rho_a \cong \rho_1$). Como se aumenta o espaçamento entre os eléctrodos, a curva sobe (se for do tipo ascendente) ou desce (se for do tipo descendente). Para um espaçamento dos eléctrodos maior do que a espessura da primeira camada, a curva de sondagem aproxima-se assintoticamente à linha horizontal cujo valor representa a resistividade aparente da segunda camada.

4.7.1.2 Modelo de curvas para solos de 3 camadas

Se o solo for composto por 3 camadas de resistividades ρ_1 , ρ_2 , e ρ_3 respectivamente, de espessuras h_1 e h_2 , todo o conjunto das curvas de sondagem das 3 camadas pode ser dividido em 4 grupos de acordo com a relação entre os valores de resistividade. Estes grupos são (Figura 4.7):

- (1) Secção do tipo H: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, (referente a Hummel) e conhecido como curvas do tipo mínimo.
- (2) Secção do tipo A: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$, (referente ao termo “Anisotropia”)
- (3) Secção do tipo K: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$, e conhecidas como curvas do tipo máximo.
- (4) Secção do tipo Q: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$.

4.7.1.3 Modelo de curvas para solos de 4 camadas

Já foram publicados conjuntos de curvas de 4 camadas. A forma das curvas de 4 camadas provém da combinação das curvas dos tipos H, A, K e Q. Deste modo, é

fácil ver que existem apenas 8 tipos designados como: HA, HK, AA, KH, KQ, QQ e QH (Figura. 4.7).

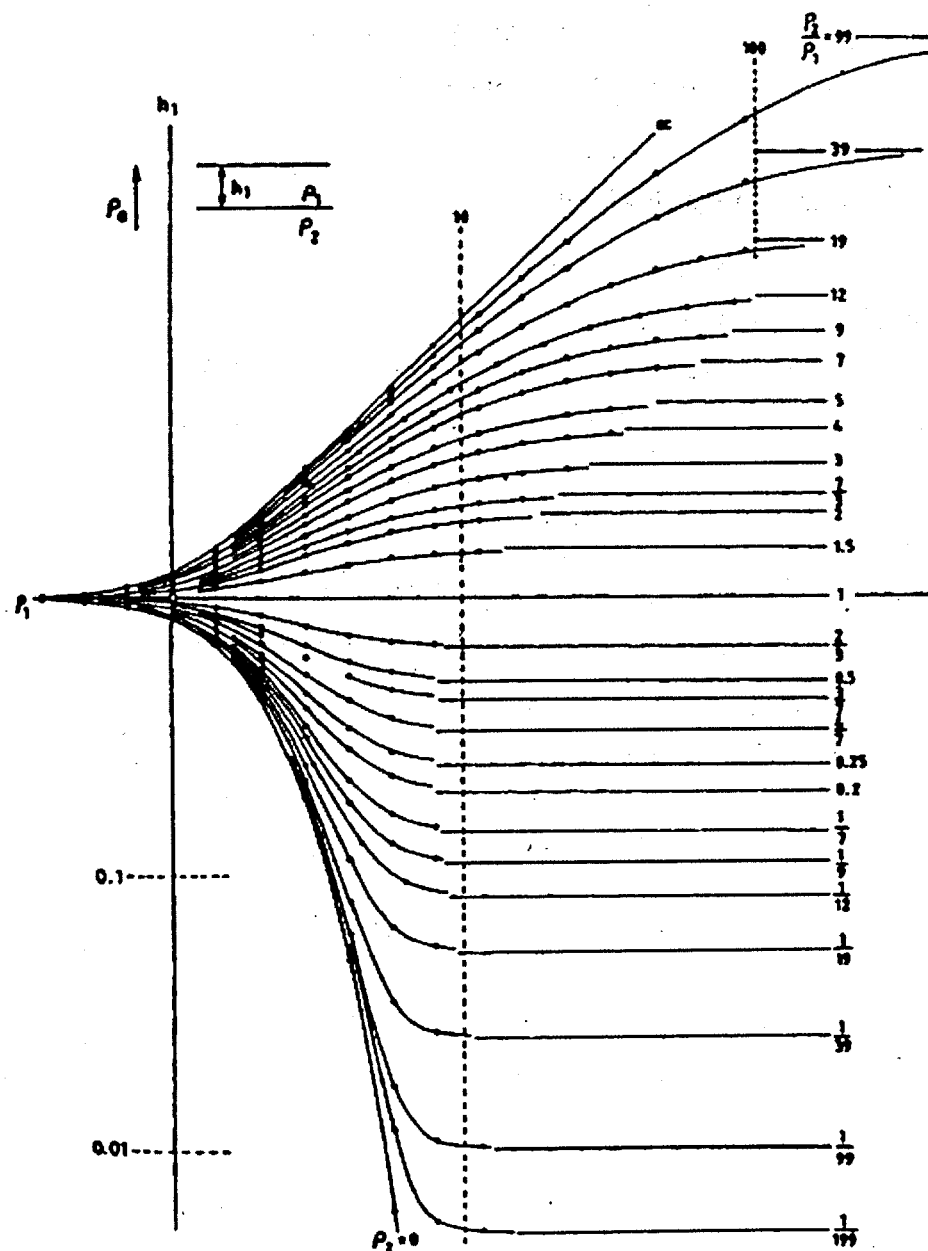
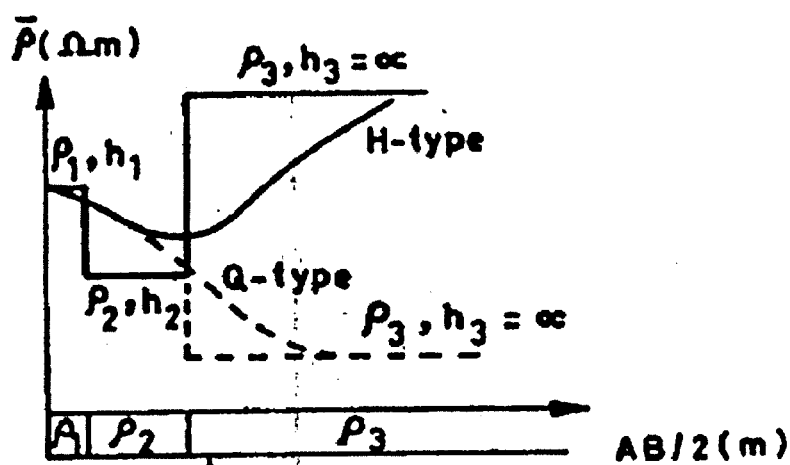
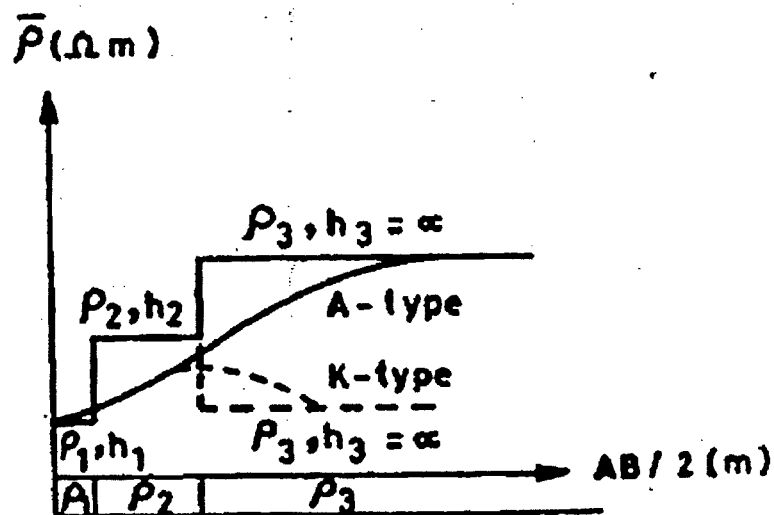


Figura 4.6. Curvas padrão do tipo ascendente e descendente para duas camadas.



A.



B.

Figura 4.7. Tipos de curvas para 3 camadas.

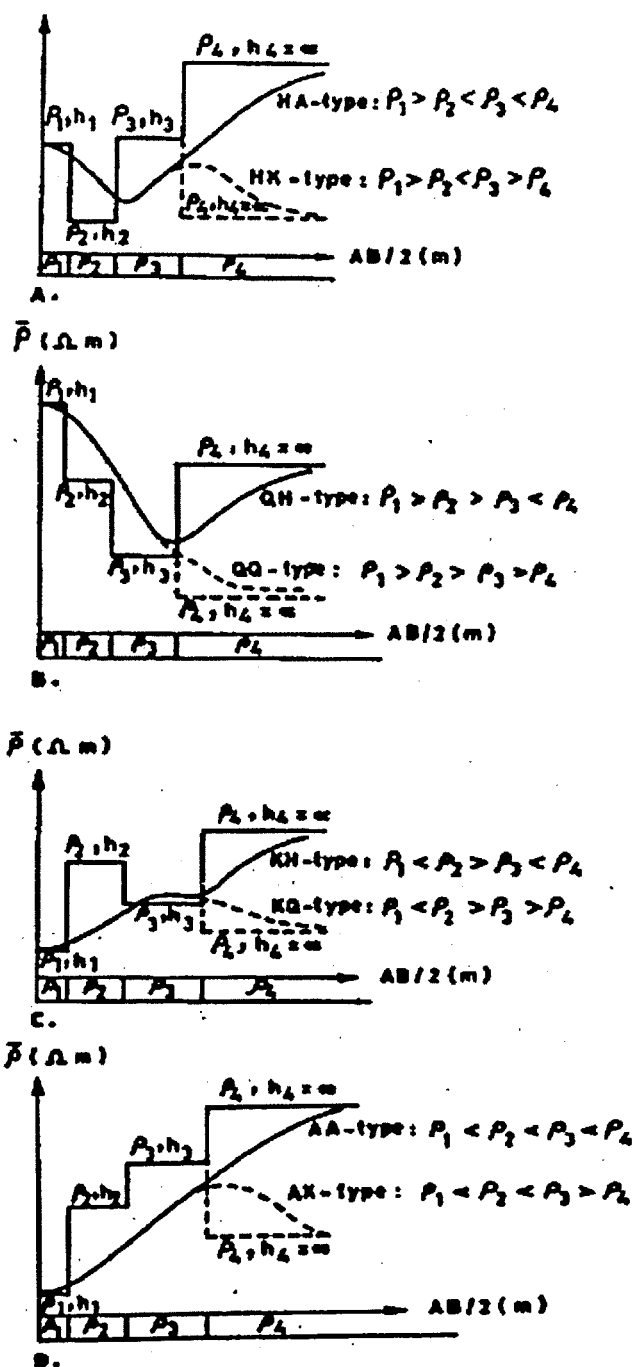


Figura 4.8. Natureza das curvas de 4 camadas: A) Tipos HA e HK; B) Tipos QH e QQ; C) Tipos KH e KQ; D) Tipos AA e AK.

4.7.1.4 *Modelo de curvas para solos com muitas camadas*

Como se referiu anteriormente, a disposição hidrogeológica das camadas é tendencialmente horizontal, devido à disposição e distribuição de pressões hidráulicas e níveis de saturação. Se for viável aceitar a simplificação de um solo composto por mais do que 3 camadas horizontais, então a secção geoeléctrica é descrita em termos de relação entre os principais tipos (H, A, K e Q). Como indica para secção de 4 camadas existem 8 possíveis relações entre as resistividades. Para uma secção geoeléctrica de 5 camadas, existem 16 possíveis relações entre as resistividades. Cada uma dessas 16 secções geoeléctricas pode ser descrita por uma combinação de 3 letras. Geralmente, uma secção de n camadas (onde $n \geq 3$) é descrita por $(n-2)$ letras [12].

4.7.2 Elementos do processo de interpretação de sondagem de resistividade para modelo de solo em 1D

O objectivo da interpretação dos dados da sondagem de resistividade é de determinar a espessura e a resistividade de diferentes horizontes a partir do estudo das curvas de sondagem de campo e a partir daí, utilizar os resultados para proporcionar um modelo geológico para a área de estudo. As curvas de sondagem podem ser interpretadas qualitativamente e quantitativamente.

Zeyad Hassan (2002) resumiu o processo básico de interpretação de resistividade em 4 estágios, como se segue:

- (1) Assumir um modelo de solo por tentativa. O modelo assumido especificará os valores numéricos de todos os parâmetros necessários (resistividades e espessuras). Usando o catálogo de curvas teóricas previamente calculadas, pode propor-se a escolha inicial. O catálogo deve ser sobreposto para uma curva teórica que se ajusta à curva de campo. A segunda aproximação, frequentemente usada em conjunto com a primeira, é basear o modelo tentado em toda a informação geológica disponível, incluindo sondagens.
- (2) Calcular a curva teórica de campo previsível do modelo tentado. A utilização de software informático ajuda nesta fase.

- (3) Comparar o modelo teórico com os dados observados no campo.
- (4) Pode ser necessário modificar o modelo de solo para melhorar o ajuste, até que seja obtido o melhor ajuste possível. A comparação dos dados de campo e do ajuste do modelo tentado devem ser interpretados compreendendo a relação entre os parâmetros do modelo geoeléctrico e as curvas de sondagem de resistividade. Este conhecimento deve ser desenvolvido facilmente, estudando o conjunto de curvas teóricas e os programas de interpretação. Os programas podem ser utilizados para obter melhores modelos pelo cálculo de uma grande variedade de modelos geoeléctricos e calculando as curvas de sondagem resultantes.

4.7.3 Técnicas de modelação computacional para modelo de solo em 1D

A grande utilização do computador mudou radicalmente a interpretação em 1D. Quando se discutem métodos computacionais de interpretação, deve fazer-se uma distinção entre modelação directa e modelação inversa. A modelação directa propõe que os cálculos dos resultados de campo sejam obtidos por uma distribuição de resistividade específica dentro do solo [12]. A partir do conhecimento da distribuição espacial de resistividades obtêm-se, para uma dada configuração electródica, as leituras de campo. Este é o sentido comum dos termos modelação computacional, interpretação computacional ou modelação.

O normalmente designado de problema inverso consiste em calcular as resistividades intrínsecas e localizá-las no subsolo a partir de um conjunto de dados observados. De facto, a modelação inversa depende de muitas soluções directas para que se obtenha o melhor ajuste entre os dados observados e os dados calculados.

A maior vantagem de usar os programas computacionais é que eles dão a oportunidade de investigar rápida e eficazmente o problema equivalência e supressão e podem, consequentemente, reduzir a ambiguidade da interpretação da sondagem.

4.7.3.1 Equivalência e Supressão

A interpretação quantitativa da curva de sondagem eléctrica é impedida pelo, sobejamente conhecido, princípio de equivalência. O princípio de equivalência significa que diferentes modelos de camadas podem produzir a mesma curva de resistividade. A equivalência é provavelmente a mais severa limitação do método de sondagem de resistividade.

É fácil obter a formulação matemática de dois tipos simples de equivalência. Considere-se uma camada relativamente fina intercalada entre duas camadas cujas resistividades são mais elevadas do que a da camada fina. O fluxo da corrente neste caso tenderá a concentrar-se na camada intermédia e quase paralela a mesma. A resistência do bloco elementar de comprimento Δl e secção transversal $h\Delta m$ para tal corrente é $R = \rho\Delta l/h\Delta m$ e esta permanecerá inalterada se a resistividade aumentar mas ao mesmo tempo a espessura da camada h aumenta na mesma proporção. Consequentemente, todas as camadas para as quais a razão h/ρ é constante são electricamente equivalentes.

Por outro lado, se a resistividade da camada intermédia for muito maior do que as das camadas das duas faces, então a corrente eléctrica tenderá a evitá-la e percorrerá o caminho mais curto pela camada inferior. Neste caso, as linhas de corrente serão quase perpendiculares à camada. A resistência de um bloco elementar será $R = \rho h/\Delta A$, onde ΔA é a secção transversal. Neste caso, todas as camadas que tiverem um produto ρh constante são electricamente equivalentes e ρ e h não podem ser determinados separadamente.

O outro problema da interpretação é o denominado supressão. Este problema ocorre quando estão presentes 3 (ou mais) camadas e as suas resistividades estão aumentando com a profundidade (curva do tipo A) ou diminuindo com a profundidade (curva do tipo Q). A camada intermédia pode não estar evidente na curva de campo devido à sua espessura relativamente pequena em comparação com as outras camadas. Quanto menor for a espessura relativa de uma camada, menor será a possibilidade da sua detectabilidade numa curva de sondagem. O

efeito de perder tal camada pode ter maior efeito na estimativa da profundidade da rocha compacta. Se as camadas intermédias forem finas em relação às camadas sobrepostas e se suspeitar da ocorrência de equivalência ou supressão, então a curva padrão não pode dar uma solução satisfatória [12].

A equivalência e a supressão podem ser modeladas eficientemente usando métodos computacionais juntamente com alguma informação adicional, tais como: a correlação de muitas curvas de sondagem, o conhecimento da sua geologia geral e informação de perfurações.

4.8 Resistividade dos materiais geológicos

No ambiente geológicos, os diferentes tipos litológicos existentes, apresentam como uma das suas propriedades fundamentais o parâmetro físico resistividade eléctrica, o qual reflecte algumas das suas características servindo para caracterizar os seus estados, em termos de alteração, fracturação, saturação, etc., e até identificá-los litologicamente, sem necessidade de escavações físicas (mais caras e demoradas).

Uma rocha condutora de corrente eléctrica pode ser considerada como sendo um agregado com estrutura de minerais sólidos, líquidos e gases, na qual a sua resistividade é influenciada pelos seguintes factores:

- 1) Resistividade dos materiais que formam a parte sólida da rocha;
- 2) Resistividade dos líquidos e gases que preenchem os seus poros;
- 3) Humidade da rocha;
- 4) Porosidade da rocha;
- 5) Textura da rocha e a forma e distribuição dos seus poros; e
- 6) Processos que ocorrem no contacto dos líquidos contidos nos poros e a estrutura mineral, tais como: processos de adsorção de iões na superfície do esqueleto mineral, diminuindo a resistividade total destas rochas.

Neste contexto, um mesmo tipo litológico pode apresentar uma ampla gama de variação nos valores de resistividade, pois, são inúmeros os factores que interferem no valor da resistividade de um determinado material.

O conjunto de factores que determinam a resistividade do solo compreende:

- Tipo de solo: lama, húmus, limo, argila, calcário, granito, basalto, etc.
- Mistura de diversos tipos de solo.
- Variação com a profundidade.
- Tamanho e distribuição da partícula (grão) do material.
- Compactação e pressão.
- Composição química: basicamente óxido de silício (areia), silicatos de alumínio (argilas), carbonatos de cálcio e de sódio e água, de forma que a condução de corrente pelo solo se faz pelo processo electrolítico, que necessita de água para sua realização.
- Concentração de sais dissolvidos na água retida: a resistividade decresce com a concentração de sais (Figura 4.9.a)¹.
- Teor de humidade: a resistividade decresce sensivelmente com o teor de humidade até cerca de 15 a 20%; acima desse valor as variações são bem menores (Figura 4.9.b).
- Temperatura: a resistividade decresce com a elevação de temperatura (vide Figura 4.9.c).

As diversas combinações entre esses factores resultam em solos com características diferentes e, conseqüentemente, com valores de resistividades distintos.

¹ A resistividade da água pura é quase infinita, ou seja, a água seria um isolante perfeito caso não contivesse sais que, através da ionização, permitem a condução de correntes eléctricas.

Individualmente, os minerais são razoavelmente consistentes nas suas características eléctricas mas num agregado, como ocorre na natureza, a variação total das suas resistividades é muito maior.

Portanto na interpretação dos dados de resistividade dos materiais do subsolo obtidos a partir da superfície do terreno, é fundamental, tanto a experiência do técnico como o conhecimento da área estudada, não se podendo realizar esta associação (parâmetros físico-geológicos) de forma puramente automática.

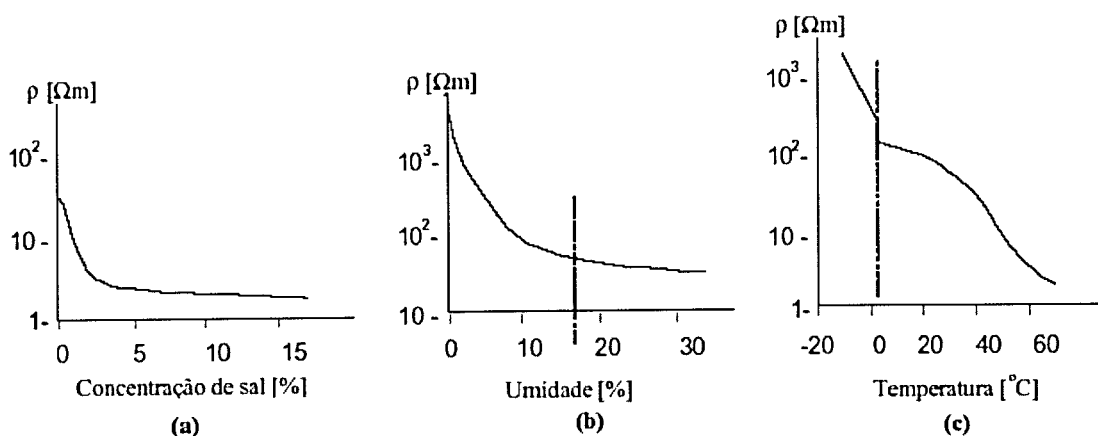


Figura 4.9. Exemplo de variação da resistividade do solo com a concentração de sal (a), humidade (b) e temperatura (c)

As resistividades dos solos, principalmente quando saturados, permitem a identificação e caracterização dos diferentes tipos de materiais geológicos localizados no solo. Entretanto, quando os solos se encontram secos, porção localizada acima do nível freático, os seus valores são considerados atípicos, apresentando uma ampla faixa de variação e não identificando os materiais no subsolo em termos litológicos. As variações da resistividade neste caso reflectem apenas as pequenas variações de saturação normalmente existentes.

A Tabela 4.3, a seguir, apresenta os valores de resistividade real de alguns tipos de solos.

Tipo de Solo	ρ [Ω m]
Argila com 40% de humidade	80
Argila com 20% de humidade	330
Argila seca	1500 a 5000
Calcário fissurado	500 a 100
Calcário compacto	1000 a 5000
Granito	1500 a 10000
Areia com 90% de humidade	1300
Areia seca	3000 a 8000
Basalto	10000 a 20000

Tabela 4.3. *Variação da resistividade em função do tipo do solo. Adaptado de [13].*

5 Trabalho de campo

5.1 Pesquisa Geofísica

Complementados por métodos directos de investigação tais como “logging” litológico e análise da qualidade de água subterrânea, as técnicas geofísicas podem ser aplicadas satisfatoriamente no estudo da água subterrânea. São actualmente bastante usadas para analisar a geologia do subsolo e a qualidade da água subterrânea em estudos de curta duração e a custos relativamente baixos.

Na estrutura deste estudo, aplicou-se a geofísica com o objectivo de identificar a presença de uma intrusão salina na costa e se possível, a sua zona de transição em profundidade. Pretendia-se também identificar as profundidades de contacto entre as distintas camadas litológicas que constituem a geologia local. O método geofísico usado foi o geoeléctrico.

Como foi mencionado anteriormente, a execução de perfis, sondagem e mapeamento são técnicas de geofísica usadas com maior regularidade para explorar o material do subsolo. Na perfilagem de resistividade, o local de emissão é alterado enquanto se mantém fixo o intervalo de espaçamento entre os eléctrodos. Este tipo de arranjo electródico de campo é usado quando o objectivo é investigar alterações laterais na resistividade.

Utiliza-se preferencialmente a sondagem de resistividade quando o objectivo é investigar variações de resistividade com a profundidade. Na sondagem de resistividade, o intervalo de espaçamento electródico é alterado enquanto que o centro do arranjo está em local fixo. De uma maneira geral, a profundidade da investigação aumenta com o aumento do espaçamento electródico usado. Nas técnicas de estudos de resistividade por mapeamento, usam-se modelos 2D para investigar áreas, especialmente em zonas de geologia complexa, onde a resistividade muda verticalmente e horizontalmente, aceitando-se a hipótese de continuidade lateral.

5.2 Arranjo utilizado

Tomando em conta os propósitos da aplicação da geofísica neste estudo, a pesquisa geoelectrica foi efectuada usando a técnica de espaçamento entre eléctrodos variável. Com esta técnica, regularmente chamada de Sondagem Eléctrica Vertical (SEV), podem identificar-se, num ponto de medição, alterações nas unidades litológicas e na qualidade da água. O método baseia-se no facto de a resistividade do subsolo depender das propriedades eléctricas dos minerais que constituem as formações geológicas e da mineralização da água subterrânea (salinidade).



Foto (1). Pesquisa geofísica com arranjo Schlumberger.

Conhecendo a variação da magnitude deste parâmetro com a profundidade, é possível identificar a posição (numa secção vertical) das diferentes unidades geológicas, bem como da ocorrência de água subterrânea mineralizada.

A Figura 4.2 mostra a configuração electróica de Schlumberger usada. Com esta geometria dos eléctrodos, obtém-se um aumento na profundidade de investigação através do aumento do espaçamento entre os eléctrodos de corrente simetricamente e relativamente ao centro do arranjo.

Enquanto for possível obter leituras com uma precisão satisfatória, os eléctrodos de potencial no centro, mantêm-se no mesmo lugar. Quando as leituras se tornam muito pequenas, de baixa precisão, aumenta-se o espaçamento dos eléctrodos de potencial de forma a voltar a obter leituras satisfatórias.

A resistividade aparente do subsolo é dada pela equação (4.10).

5.3 *Espaçamento entre os eléctrodos*

Uma regra empírica de escolha do espaçamento entre os eléctrodos é com base no princípio de que o espaçamento entre os eléctrodos deve ser de pelo menos o dobro da profundidade média que se pretende investigar. Frequentemente a escolha do espaçamento baseia-se numa sondagem eléctrica por tentativa, numa área e isto pode ajudar em condições de subsolo bastante simples [12]. Contudo, quanto maior for o espaçamento entre os eléctrodos maior será a dificuldade em efectuar o trabalho de campo.

Para o arranjo de Schlumberger, os eléctrodos de potencial (MN) são colocados com espaçamento fixo que não é superior a um quinto da distância correspondente ao espaçamento entre os eléctrodos de corrente AB (Figura 4.2). Os eléctrodos de corrente são deslocados para o exterior da configuração de forma simétrica e gradual. Quando a voltagem medida entre os eléctrodos de potencial (MN) diminui para valores muito baixos, aumenta-se a distância entre os eléctrodos de potencial.

Pela Figura 4.3 nota-se que um aumento da distância entre os eléctrodos numa sondagem eléctrica provoca um aumento na fracção da corrente injectada que

penetra o solo a uma dada profundidade num meio homogéneo. Deste modo, para valores de separação pequenos, só será sondada a camada mais próxima da superfície, enquanto que para grandes valores de separação dos eléctrodos serão pesquisadas maiores profundidades.

Na área da Macaneta, em que o principal objectivo era de localizar e identificar a interface entre a água doce e água salgada, pretende-se atingir as maiores profundidades possíveis, tendo em conta as condições locais e a capacidade técnica e tecnológica, para os quais os valores de resistividade aparente fossem muito baixos, indicando a provável ocorrência de água salgada ou simplesmente, de ambiente salino.

5.4 Frequência de amostragem e Localização das sondagens

Em áreas descobertas é melhor fazer sondagens transversais a linhas rectas em intervalos regulares. Este arranjo de campo dá uma informação detalhada do subsolo e terá muito valor especialmente para estudar o efeito da orientação da resistividade aparente e para construir secções 2D de resistividade aparente da área de estudo. Este procedimento é, geralmente, difícil de aplicar no campo, particularmente quando as áreas estão bastante cultivadas, tem infra-estruturas ou em florestas. A topografia da área, os objectivos do estudo e a logística para o campo (tais como o transporte do equipamento, comprimento dos fios, aspectos culturais, etc.) são alguns dos factores que também afectam a escolha da frequência e os locais de amostragem.

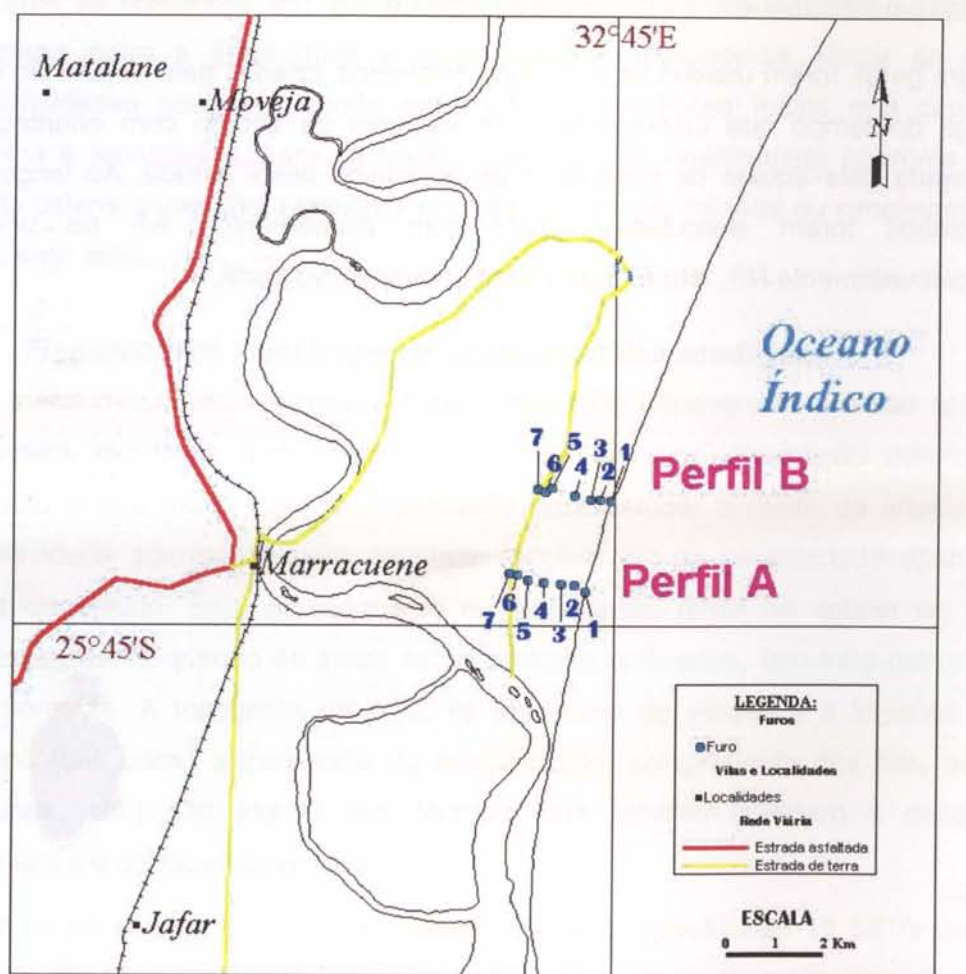
Na área de estudo, península da Macaneta, foram efectuadas 12 SEVs usando o arranjo de Schlumberger. A Figura 4.10 mostra os locais e as disposições das sondagens. As distâncias dos centros sucessivos de sondagens são variáveis, de 200 a 400 m. Todos os 12 locais de sondagem foram escolhidos com o objectivo de cobrir, tanto quanto possível, a área de investigação.

Houve dificuldade em manter uma certa regularidade nos intervalos entre sondagens para um dado perfil bem como entre os perfis. Esta limitação deveu-se ao facto de a área de estudo ser de difícil acesso do ponto de vista de utilização do

equipamento de geofísica, nomeadamente a extensão dos fios aos eléctrodos de corrente, devido ao tipo de vegetação predominante na zona.

Os locais foram escolhidos em função da acessibilidade, apresentada frequentemente de forma natural e em alguns casos em que era possível desbravar matas para estabelecer o alinhamento do arranjo.

Regra geral, foram usados os caminhos existentes, criados pela população local ao longo do tempo que coincidentemente estavam de acordo com orientação EW desejada pela equipa de trabalho e os objectivos deste estudo. Ao longo destes caminhos foram executadas SEVs com alinhamentos AB de orientação aproximadamente NS, isto é, transversal ao respectivo perfil.



Fontes: Cartas 1185, 1186 e 1190 à escala 1:50000 (DINAGECA, 1969).
 Rede rodoviária de Moçambique em MapInfo (DNEP, 1997).
 Localização de furos por GPS (Sérgio de Barros, 12/1999).

Produzido por JNF da Costa e SMT de Barros, 29-02-2000

Figura 4.10. Localização das SEVs (Designação: Furo)

5.5 Aquisição dos dados

A localização, distribuição e o número de sondagens eléctricas a serem efectuadas foi definida a partir de uma carta topográfica à escala 1/50.000, com auxílio de fotografias aéreas datadas de 1989. Os dados da pesquisa geofísica foram obtidos com um arranjo de Schlumberger ilustrado na Figura 4.2.

A corrente foi injectada no solo por meio de dois eléctrodos de aço inoxidável e o potencial foi lido através de outras duas sondas de aço inoxidável.

As areias não saturadas superficiais, nas dunas, são muitos resistentes à penetração da corrente. Por esta razão e para estabelecer um contacto com resistência mínima, saturou-se o solo adjacente aos eléctrodos com água salgada sempre que necessário.

A equipa de campo era constituída por 6 pessoas: duas para efectuar as leituras, calcular e traçar a curva de campo e um par de cada lado para desbravar a mata e deslocar os eléctrodos de corrente. Foram, em média, efectuadas 4 sondagens por dia. O equipamento utilizado foi um sistema portátil constituído por um Resistímetro ABEM Terrameter SAS 300 e um Booster SAS a complementá-lo.

As SEVs foram executadas sobre perfis no sentido Este-Oeste para avaliar o comportamento da salinidade com a aproximação à costa, para grandes profundidades que por outras palavras, dariam uma indicação do comportamento da interface entre a água salgada e a água doce, no caso da sua localização e identificação.

Notou-se que em alguns locais, para grandes espaçamentos, os valores lidos se tornavam duvidosos como por exemplo, grande irregularidade na distribuição dos pontos implantados no gráfico da curva de campo (falta de correlação) e neste caso, as leituras eram interrompidas ou substituídas.

5.6 Origem dos erros nas medições de resistividade

Existem muitos factores que podem afectar as medições de resistividade, de entre elas destacam-se as seguintes:

- Correntes telúricas, que existem naturalmente no interior da Terra. Estas correntes podem gerar uma tensão mensurável, mesmo quando não esteja a ocorrer nenhum fluxo de corrente entre os eléctrodos de corrente. O efeito de correntes telúricas pode ser anulado pela reversão periódica da corrente a partir dos eléctrodos de corrente ou empregando uma corrente AC de pequena variação que adicionalmente minimiza o inconveniente da polarização.
- Baixa resistividade próximo da superfície. Se os materiais próximos da superfície tiverem uma resistividade baixa, será difícil fazer com que a corrente circule a profundidades maiores.
- Geologia e topografia próximo dos eléctrodos. Qualquer variação na geologia ou no conteúdo da água próximo dos eléctrodos poderá produzir variações de resistividade próximo da superfície que poderão influenciar as medições de resistividade. Uma topografia irregular actuará concentrando o fluxo de corrente em vales e dispersando o fluxo de corrente nos pontos altos.
- Indução de corrente nos fios de medição. O fluxo de corrente pelos fios poderá produzir uma corrente induzida nos fios que ligam o voltímetro aos eléctrodos de potencial. Para minimizar esta fonte de erro, deverão manter-se os fios de ligação aos eléctrodos de corrente longe dos fios de ligação aos eléctrodos de potencial.
- Erros locais. Estruturas como vedações, linhas de electricidade, condutas, linhas telefónicas e linhas-férreas, podem redistribuir a corrente da fonte, de forma que parte da corrente circulará através destas estruturas locais. Estas estruturas poderão também induzir erros na medição criando um campo de vários sinais de interferência.

Exceptuando o factor geologia e topografia que afectaram significativamente a penetração da corrente e locais elevados e com baixo conteúdo em água à superfície e consequente deficiente contacto ou baixa resistividade, não foi

possível detectar erros relacionados com qualquer um dos outros factores, ora referidos.

5.7 Processamento dos dados e interpretação da resistividade

Depois de se certificar que o arranjo está perfeitamente instalado, de acordo com a configuração que se pretende, cumprem-se as seguintes fases:

- 1) Registam-se os valores de resistividade medidos e lidos através do resistímetro.
- 2) Calcula-se a resistividade aparente, dada pela equação (4.10), em que ρ é a resistividade aparente, K é função da configuração e geometria do arranjo correspondente a leitura e $\Delta V/I$ é a resistência medida.

5.7.1 Tratamento preliminar dos dados de campo

Este estágio inclui suposição de que os dados de campo foram obtidos cuidadosamente com instrumentos fiáveis e precisos e que foram tomadas as devidas precauções no sentido de minimizar as fontes de erro, a seguir, aplicam-se os seguintes processos de tratamento dos dados de campo:

- Corrigir os valores da resistividade aparente, ρ_a , implantados em papel à escala bi-logarítmica. No caso do arranjo de Schlumberger, os valores de resistividade aparente são colocados no eixo das ordenadas (vertical) e o valor de espaçamento entre os eléctrodos, no eixo das abcissas (horizontal). Caso existam curvas-padrão, a curva de campo será traçada em papel transparente e confrontada com o referido modelo. A não suavidade da curva para alguns valores, demasiado inferiores ou superiores, dever-se-á às características da área ou a erros do equipamento.
- Ajustar a curva obtida ao catálogo da curva padrão, pré-calculada (quando estas sejam aplicadas), para obter modelos iniciais para os dados a colher.
- No caso de uma grande dispersão na curva de campo dos dados colhidos, isto é, falta de correlação, deverá verificar-se o funcionamento do

equipamento, a geometria do arranjo, as ligações dos eléctrodos, o seu contacto com o solo, ou tentar efectuar as leituras correspondentes noutra local próximo.

Neste caso, não foram usadas curvas padronizadas. Os valores lidos no resistímetro foram usados para calcular a curva de campo e verifica a sua “suavidade”. Quando e se ocorresse a falta de correlação, a leitura era repetida, ou nos casos mais graves o local de sondagem era alterado para uma posição próxima onde se procedia a repetição completa da sondagem, para reposição.

5.7.2 Processo de interpretação computacional

Esta fase envolve a utilização de programas informáticos para modelos de solo 1D. A técnica básica para a interpretação dos dados da pesquisa geofísica (modelo 1D) usando suporte informático, consiste nos seguintes passos:

- Assumir um modelo de solo por tentativa. Este modelo foi obtido no traçado da curva de campo.
- Calcular, através do computador, a curva teórica de campo esperada pelo suposto modelo inicial.
- Comparar a curva calculada com a curva obtida no campo.
- Se necessário, modificar o modelo de solo para melhorar o ajuste, até que se encontre a melhor concordância possível. Poderá usar-se o processo inverso para melhorar a concordância entre a curva de campo e a curva calculada.
- Algumas vezes é necessário seleccionar o modelo adequado entre modelos equivalentes, especialmente quando existe pouca informação sobre a geologia local.

Neste estudo, as SEVs foram interpretadas seguindo uma sequência bastante aproximada à descrita acima, sem aplicação de curvas padronizadas (não existentes) mas baseando-se na informação disponível sobre a região.

5.7.3 Secções transversais de resistividade

As secções transversais de resistividade são obtidas da interpretação de sondagens individuais. Cada sondagem é efectuada de forma a aproximar uma distribuição vertical contínua da resistividade com a profundidade. De facto, a escala vertical não representa a profundidade mas simplesmente o espaçamento entre os eléctrodos. A secção transversal resultante mostra a relação da resistividade aparente com a profundidade. É por essa razão que estas secções são chamadas pseudo-secções. Estes dados verticais são então interpolados horizontalmente para criar uma malha e as cores são associadas aos valores interpolados de resistividade e os níveis de contorno desejados.

Utilizou-se o programa SURFER 7, da Golden Software, Inc, para construir as pseudo-secções das linhas Este-Oeste. A construção das pseudo-secções foi baseada nas seguintes linhas:

- Linha EW1 (constituída pelas SEVs MACA1, MACA2, MACA3, MACA4, MACA5, MACA6 e MACA7).
- Linha EW2 (constituída pelas SEVs MACB2, MACB3, MACB4, MACB5 e MACB6)

A enumeração destas SEVs foi baseada nos locais inicialmente previstos para a sua realização, facto que não se consumou na totalidade, devido a factores locais, nomeadamente o difícil acesso causado pela vegetação.

6 Interpretação dos dados de campo da pesquisa geofísica

6.1 Introdução e Objectivos

O objectivo da interpretação da sondagem de resistividade é de determinar a espessura e a resistividade de diferentes horizontes da área sob investigação, a partir do estudo das curvas de sondagem de campo e usar o resultado para obter um modelo geológico da área.

As curvas de campo, da sondagem de resistividade aparente, podem ser interpretadas qualitativamente e quantitativamente. Contudo, nos dias de hoje, com o desenvolvimento da informática, a interpretação quantitativa é cada vez mais importante. Algumas vezes é importante fazer um estudo qualitativo rápido das curvas de campo antes de se proceder à interpretação quantitativa detalhada. O primeiro passo de qualquer interpretação de curvas de sondagem de resistividade aparente é notar a forma da curva.

As sondagens, conforme referido anteriormente, podem ser classificadas (para 3 camadas) em uma das 4 formas básicas de curvas (H, A, K e Q), enquanto que no caso de 4 camadas a sondagem é descrita pela relação entre as resistividades das camadas e as letras H, A, K e Q em combinação. Consequentemente, no caso de 4 camadas existem 8 possíveis relações entre (HA, HK, AA, AK, KH, KQ, QH e QQ). Para um modelo de solo com 5 camadas, existem 16 possíveis combinações geoeléctricas. Cada uma delas deverá ser descrita pela combinação de 3 letras (tais como HKH). Em geral, uma secção com n camadas (onde $n \geq 3$) é descrita por $(n - 2)$ letras [12].

Tendo apenas a forma da curva, pode estimar-se o número de camadas e a magnitude relativa das resistividades das respectivas camadas.

Os objectivos deste capítulo podem ser resumidos como sendo:

- (1) Estudar os tipos de curvas de sondagem obtidas e correlacionar a distribuição destes tipos num mapa da área de estudo.

- (2) Construir pseudo-secções que mostrem todas as alterações laterais na resistividade.
- (3) Efectuar a interpretação quantitativa das curvas de sondagem e preparar modelos geológicos 1D aproximados, para a área sob investigação.
- (4) Efectuar a interpretação quantitativa das pseudo-secções seleccionadas para melhorar a percepção das alterações da resistividade aparente em ambas as direcções, horizontal e vertical que equivale a uma aproximação 2D.
- (5) Localizar quaisquer características estruturais tais como zonas de baixa resistividade e correlacionar estas estruturas com a geologia conhecida e estruturas da área deduzidas de informações de furos e de mapas geológicos.
- (6) Construir modelos geológicos do subsolo da área de estudo e correlacionar o modelo proposto com o modelo geológico da área, deduzido de mapas geológicos e informação disponível de furos.
- (7) Correlacionar os modelos geológicos interpretados e compará-los com a litologia obtida de furos mecânicos existentes na vizinhança, no sentido de propor as características geoelectricas para as distintas formações geológicas na área de investigação.

Os modelos geoelectricos propostos para a interpretação das curvas de campo, da sondagem de resistividade, foram baseados no pouco conhecimento geológico da zona, obtido por furos pouco profundos anteriormente efectuados e, basicamente, em informação obtida de estudos anteriores realizados em áreas adjacentes à área de estudo, cujo relacionamento fosse admissível.

6.2 Algumas características importantes de curvas de sondagem e sua interpretação qualitativa

As 12 sondagens foram efectuadas com a configuração Schlumberger que tem como valores de meio-espaçamento entre eléctrodos de corrente ($L/2$) de: 1.5, 2.5, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 75, 100, 125, 150, 175, 200, 250 e 300.

Aplicou-se uma análise estatística às curvas de sondagem da área de estudo com objectivo de obter algumas características qualitativas importantes a ser usadas na compreensão da interpretação dos dados de resistividade. Foi obtida a seguinte informação:

A Figura 4.11 mostra o histograma do comprimento de todas as sondagens em termos de meio-espacamento dos eléctrodos ($L/2$). A sondagem de menor comprimento foi feita com um meio-espacamento de eléctrodos de 75 m; 91.7% atingiu o espaçamento de 175 m; 83.3% com um espaçamento de 200 m; 55.3% um espaçamento de 250 e 50% atingiram o meio-espacamento máximo dos eléctrodos de 300 m.

Esta dispersão pode ser explicada como: (i) dificuldades e limitações locais em usar espaçamentos maiores, nomeadamente, a vegetação e (ii) constrangimentos geológicos, como se referiu anteriormente, para grandes espaçamentos ou profundidades, falta de correlação entre os valores de resistividade obtidos. Em alguns casos, a certa profundidade era possível concluir-se que a curva atingira um patamar ou indicador de estabilidade relacionada com ambiente salino ou a base consolidada pelo que não havia necessidade de continuar com a sondagem no referido local.

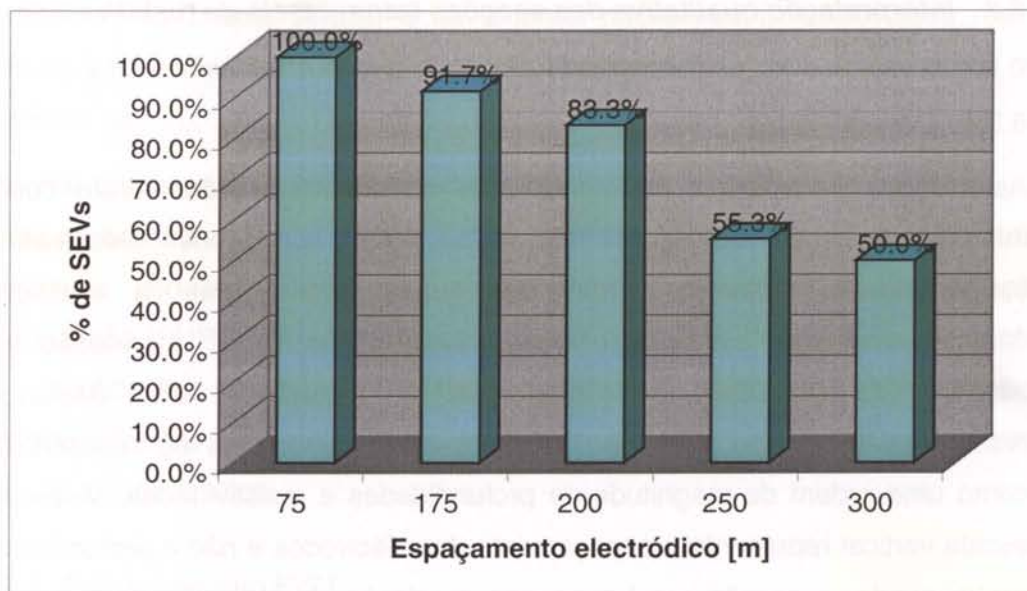


Figura 4.11. Análise estatística dos comprimentos das sondagens

Para pequenos meio-espaçamentos, entre 1.5 e 10 m, cerca de 60% das sondagens apresentam valores de resistividade aparente bastante elevados (valores que variam entre 18000 e 1000 $\Omega.m$). Os valores elevados de resistividade reflectem a não-saturação das camadas mais superficiais, uma vez que todas estas sondagens foram efectuadas no fim do Verão (Dezembro de 1999) o que significa que o nível freático é relativamente baixo.

Maior parte das curvas foi interpretada com base em modelo de 3 camadas, sendo estas maioritariamente do tipo QQ (33.3% - 4 curvas). 16.7% (duas curvas) são curvas do tipo HK, outros 16.7% (duas curvas) são curvas do tipo QH. Existe uma curva interpretada com base em um modelo de 5 camadas e outra interpretada com base em modelo de 3 camadas, curva do tipo Q. As restantes duas curvas são dos tipos KQ, KH respectivamente.

A curva de 5 camadas é um modelo aproximado das restantes de 4 camadas exceptuando o facto de se poderem distinguir algumas sub-camadas dentro das camadas referenciadas para os modelos de 4 camadas.

6.3 Interpretação qualitativa das secções transversais de resistividade aparente

6.3.1 Generalidades

As secções transversais de resistividade ou pseudo-secções foram obtidas da interpretação de sondagens individuais. As sondagens eléctricas estão suficientemente separadas umas das outras para permitir a avaliação das características das camadas e qualificando, deste modo, informação sobre a natureza da camada, em comparação de magnitudes das diferenças de resistividades, presença de camadas espessas condutoras ou resistentes, bem como uma ordem de magnitude de profundidades e resistividades, se possível. A escala vertical representa o espaçamento dos eléctrodos e não a profundidade real, assim sendo, a secção mostra apenas a relação da resistividade aparente com profundidade ("pseudo-secção").

Foram definidas duas pseudo-secções com direcção Este-Oeste (Linha EW1 e Linha EW2). A posição das pseudo-secções pode ser vista na Figura 4.10, perfis A e B. Os valores da resistividade aparente e os correspondentes espaçamentos electródicos foram introduzidos como dados no programa SURFER para produzir as pseudo-secções. Estes mapas são apresentados nas Figuras 4.12 e 4.13. Uma descrição qualitativa destas pseudo-secções é dada a seguir. Em todas as secções transversais, os campos de valores elevados associados à zona não saturada a pequenas profundidades estão omitidos para permitir clareza a grandes profundidades (escala linear).

A forma da parte superior e das faces (laterais) das secções transversais são função da topografia e da descontinuidade na interpretação, respectivamente. A parte ocidental das dunas apresenta uma elevação relativamente superior à oriental e este pormenor não é tão bem realçado pelo SURFER. Por outro lado, com a intenção de não correr o risco de extrapolar mal a estratificação geo/hidrogeológica na zona do mar (e do rio), a interrupção é simplesmente brusca, facto que confere ao perfil uma forma anómala na ligação terra-mar. A referida extrapolação, poderia alterar o modelo nas zonas exteriores, razão pela qual foi evitada.



Os valores na escala vertical e na legenda referem-se à resistividade real (em ohm.m) e na escala horizontal, à distância, com origem no sopé ocidental das dunas costeiras (em m).

De uma forma geral, a representação esquemática, Figuras (4.12) e (4.13), não é muito aproximada a um esquema real de interface água doce – água salgada numa península. Isto tem a ver com modo como o programa de interpolação e visualização (SURFER) apresenta as imagens ou seja, a interface de apresentação da visualização. Só para constatação, poderá fazer-se uma comparação de diferentes formas de visualização apresentadas pelo SURFER e IPI2win em escalas lineares e logarítmicas.

6.3.2 Pseudo-secção EW1

A pseudo-secção EW1 é composta pelas sondagens MACA1, MACA2, MACA3, MACA4, MACA5, MACA6 e MACA7 e estende-se por cerca de 1667 m, na direcção Este-Oeste, na parte Sul da área de estudo (Figura 4.10).

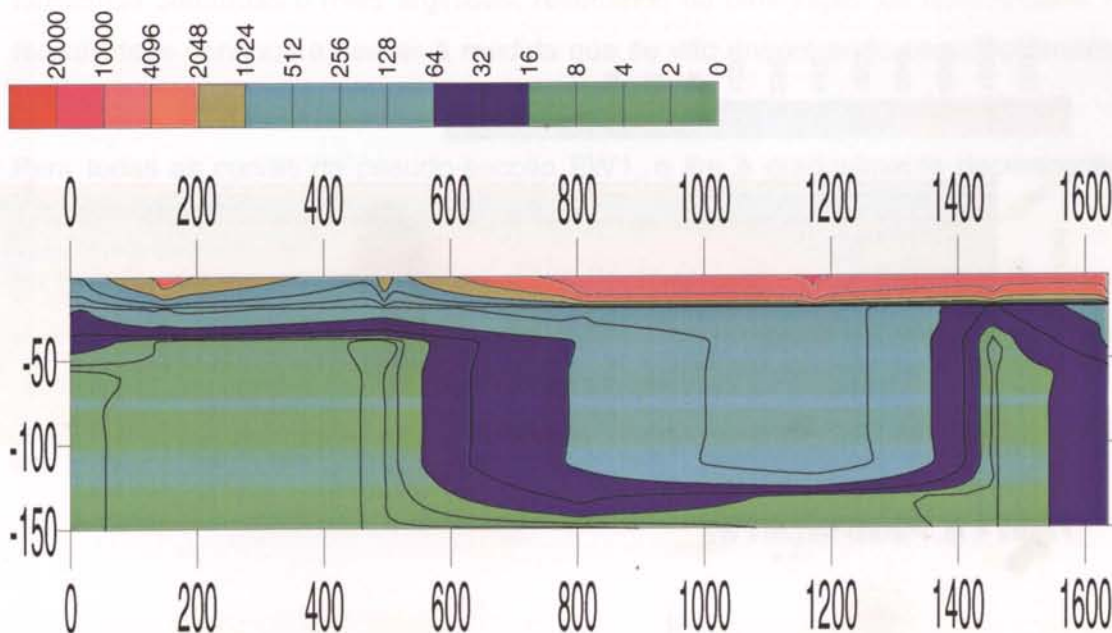


Figura 4.12. Pseudo-secção EW1.

Para os espaçamentos menores, a pseudo-secção apresenta valores elevados de resistividade que poderão ser interpretados como camadas superficiais não-saturadas. Com o aumento do espaçamento electródico, a resistividade aparente mostra uma diminuição geral com a profundidade, como era de esperar.

A diminuição é contínua segundo a estratificação geo/hidrogeológica apresentada no capítulo 3, partindo de materiais de elevada resistividade (solo seco), passando a materiais saturados com água doce e posteriormente com água salobra ou salgada, o que confere uma sequência contínua e decrescente, de cima para baixo.

6.3.3 Pseudo-secção EW2

A pseudo-secção EW2 tem um comprimento de cerca de 1697 m e é constituída pelas sondagens MACB2, MACB3, MACB4, MACB5 e MACB6, de Este para Oeste e localiza-se a cerca de 2000 m a Norte da pseudo-secção EW1.

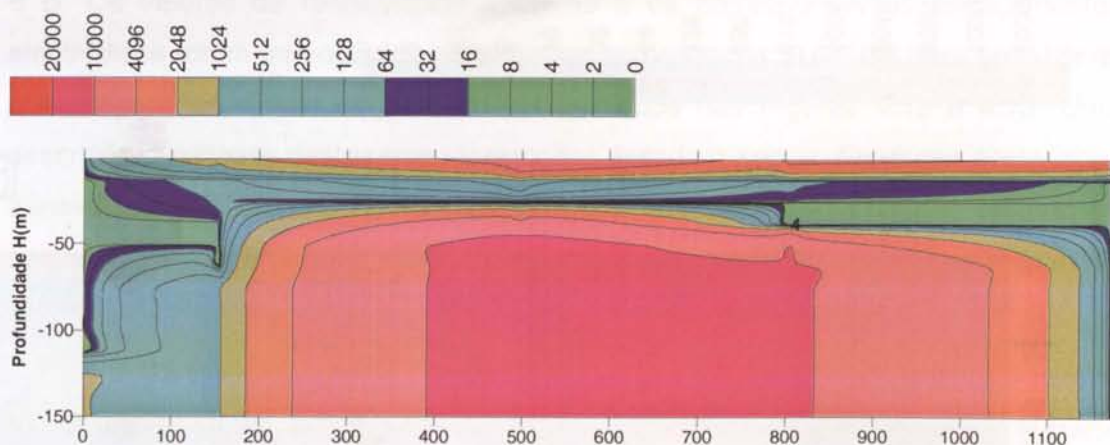


Figura 4.13. Pseudo-secção EW2.

Nesta secção pode observar-se a ocorrência da camada semi-permeável, confinante, de argila que se estende por quase toda a extensão da secção. No

centro da secção observa-se a ocorrência do grés glauconítico ou margas que constitui a base ou limite inferior do sistema aquífero nesta sub-região.

Na face esquerda da secção, ou seja, no lado ocidental da península é notável a intrusão bastante acentuada a pequena profundidade (por baixo da camada semi-confinante de argila) na camada de grés/calcário de ocorrência local, referida no capítulo da geologia, deste estudo. É também bastante notória a separação dos dois aquíferos, pela camada semi-confinante de argila.

6.4 Interpretação quantitativa dos dados de campo de resistividade aparente

As curvas de resistividade (resistividade *versus* AB/2) obtidas desta pesquisa apresentam, em geral, duas formas teóricas, distintas apenas na sua parte final, com tendência decrescente e crescente, referindo-se respectivamente às curvas do perfil EW1 e perfil EW2.

As elevadas resistividades na camada do topo poderá estar relacionada com as areias não saturadas das dunas. Com o aumento da profundidade estas areias tornam-se saturadas e mais argilosas, resultando na diminuição da resistividade. A resistividade continua a descer à medida que se vão encontrando sequencialmente areias saturadas, argilas e grés calcário ou calcário.

Para todas as curvas da pseudo-secção EW1, o fim é gradualmente decrescente, indicando a ocorrência de água salobra/salgada.

Na pseudo-secção EW2, detecta-se a presença de uma camada com resistividade elevada em profundidade, provavelmente correspondente às margas ou grés glauconítico da formação de Grudja, referente ao Cretácico Superior.

O modelo conceptual de interpretação das curvas é apresentado na Tabela 4.4.

Unidade Litológica	Conteúdo em água	Qualidade da água	Resistividade [Ohm.m]
1. Areia fina	Não saturado	-	> 1200
2. Areia fina	Saturado	Doce	300 – 1200
3. Areia argilosa	Saturado	Doce	20 – 40
4. Areia média/grossa	Saturado	Doce	110-300
5. Grés calcário	Saturado	Doce	40 – 110
6. Grés calcário	Saturado	Salgada	< 20
7. Margas	Impermeável	-	>800

Tabela 4.4. Modelo conceptual para a Interpretação das curvas de SEV.

6.4.1 Interpretação das curvas de sondagem

A interpretação qualitativa de todas as curvas de SEV é fundamentalmente baseada no conhecimento geológico da área de estudo e referências de estudos anteriormente realizados em áreas adjacentes à área de estudo. As descrições propostas para os modelos geoeléctricos das sondagens são apresentadas de seguida, verticalmente, de cima para baixo ou seja, do topo para a base.

Esta interpretação foi feita com auxílio do programa “SCHLUMBERGER and WENNER Analysis” Versão 2.00, pertencente à Direcção Nacional de Águas, de Moçambique e concebido em 1988, por C. Hemker em Amsterdam.

Dos estudos anteriores, sabe-se que a camada de grés calcário ocorre à profundidade aproximada de 15 a 20 m, em média. Não estando bem presente a camada semi-permeável de argila ou areia argilosa, como ocorre em algumas zonas individualizadas da área de estudo a transição, da areia fina a média dunar saturada para areia média/grossa e grés ou grés calcário, não é facilmente notável ou identificável (Figura 4.12).

Quando aquela camada está presente e com uma espessura considerável, pode facilmente notar-se a referida transição ou mesmo até a sua presença pelo método

geofísico aqui utilizado ou seja, pela interpretação das curvas de sondagens eléctricas verticais (Figura 4.13).

SEV MACA1

Esta SEV faz parte da pseudo-secção EW1 e é a sondagem mais próxima do mar. É uma curva do tipo QQ – 4 camadas, a seguir descritas:

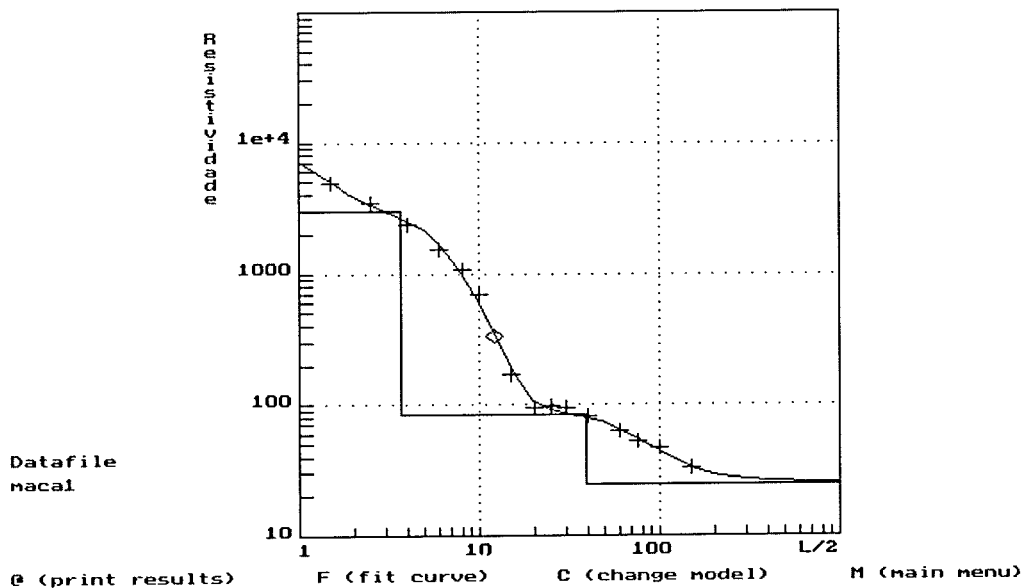


Figura 4.14. Curva de Interpretação da SEV MACA1.

- (1) Camada fina de 0.50 m e resistividade de 11047 $\Omega.m$ que representa a areia dunar seca.
- (2) Camada de resistividade real de 3021 $\Omega.m$ que vai até à profundidade de 3.67 onde se localiza o nível freático livre e tem início na areia dunar saturada com água doce.
- (3) Não se observa a distinção entre a camada de areia dunar saturada e a camada de grés calcário saturado com água doce que tem uma resistividade real de 85 $\Omega.m$ e vai até a profundidade de 38.88 m.

- (4) Camada de resistividade de real de 25 $\Omega.m$, provavelmente correspondente ao grés calcário saturado com água salobra.

SEV MACA2

Localizada próxima e a Oeste da SEV A1, é baseada num modelo de 3 camadas (curva do tipo Q) descrita a seguir:

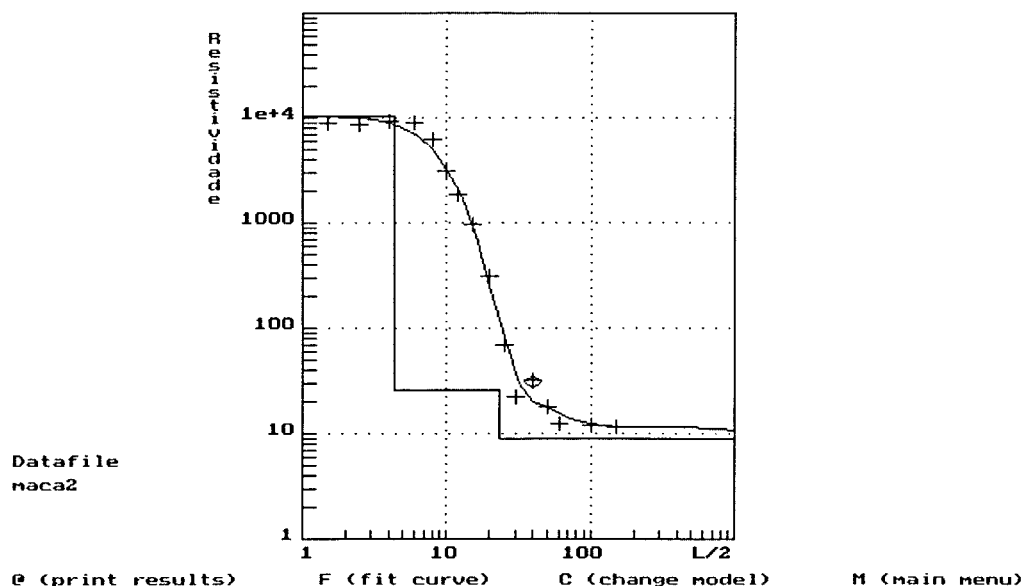


Figura 4.15. Curva de Interpretação da SEV MACA2.

- (1) Camada de 4.14 m de profundidade e uma resistividade real de 10977 $\Omega.m$, correspondente a areia dunar seca ou não saturada.
- (2) Camada saturada com água doce que vai até 26.28 m, com uma resistividade real de 29.73 $\Omega.m$, correspondente ao grés calcário com areia argilosa na parte superior – transição não identificável.
- (3) Camada de grés calcário, saturada com água salgada – resistividade: 7 $\Omega.m$.

SEV MACA3

Localizada ainda na pseudo-seção EW1, a cerca de 150 m a Oeste da SEV MACA2, é interpretada com base num modelo de 4 camadas – curva do tipo QQ, como se segue:

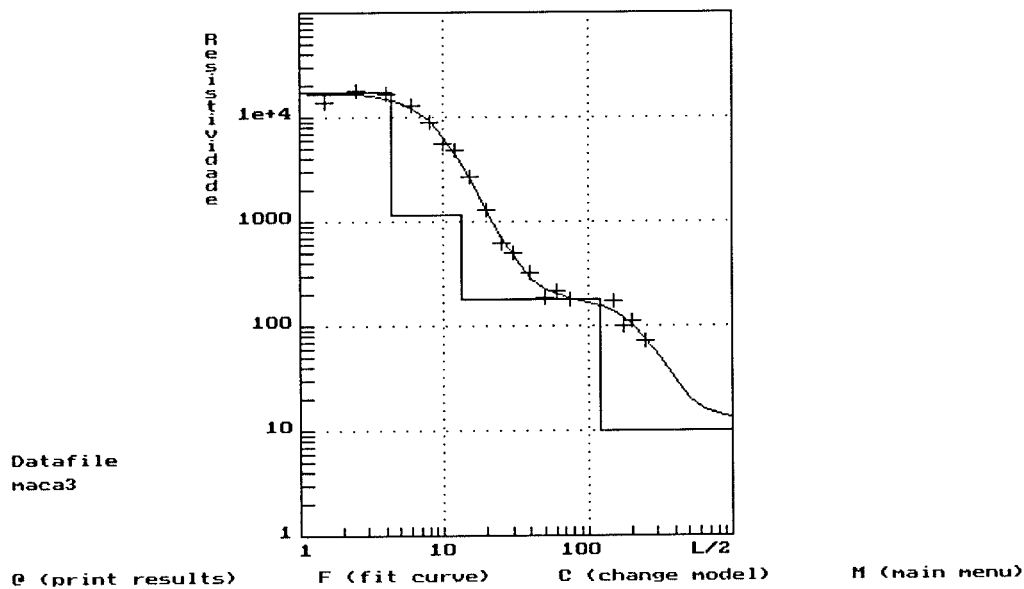


Figura 4.16. Curva de Interpretação da SEV MACA3.

- (1) Camada muito resistente – resistividade: 17039 $\Omega.m$ – correspondente ao solo superficial de areia dunar não saturada de 4.28 m de profundidade.
- (2) Camada de profundidade até 13.17 m e resistividade de 1163 $\Omega.m$, correspondente à areia dunar fina a média saturada com água doce.
- (3) Camada de resistividade real de 179 $\Omega.m$, até 122.71 m, referente ao grés calcário saturado com água doce.
- (4) Grés calcário saturado com água salgada. Resistividade real: 9.88 $\Omega.m$.

SEV MACA4

Sondagem localizada a cerca de 500 m a Oeste da SEV MACA3, na pseudo-secção EW1, interpretada com base num modelo de 4 camadas – curva do tipo QQ, sendo:

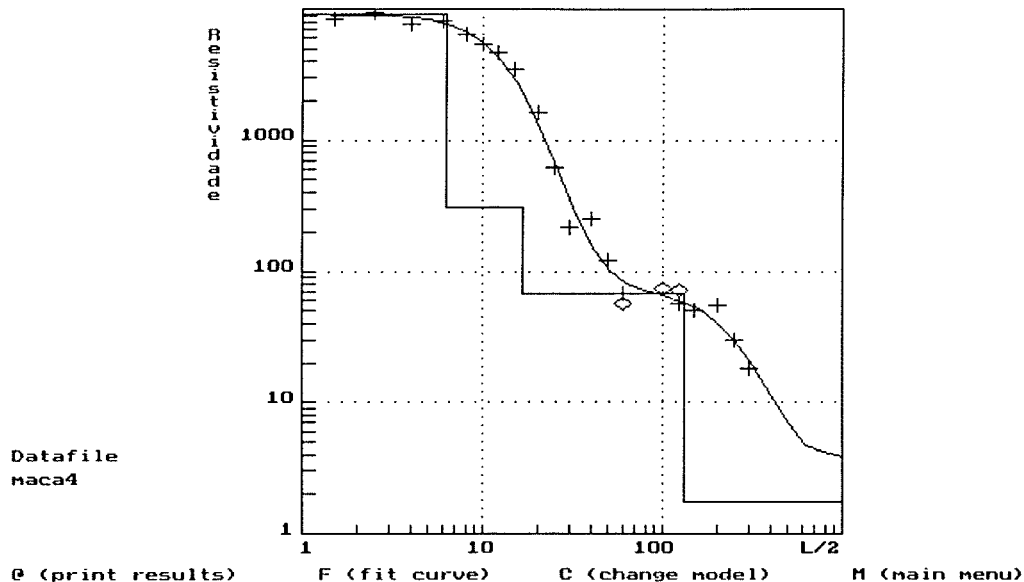


Figura 4.17. Curva de Interpretação da SEV MACA4.

- (1) Camada muito resistente – resistividade: 9050 $\Omega.m$ – correspondente ao solo superficial de areia dunar não saturada de 6.21 m de profundidade.
- (2) Camada de profundidade até 16.74 m e resistividade de 312 $\Omega.m$, correspondente à areia dunar fina a média saturada com água doce.
- (3) Camada de resistividade real de 67 $\Omega.m$, até 132.05 m, referente ao grés calcário saturado com água doce.
- (4) Grés calcário saturado com água salgada. Resistividade real: 1.75 $\Omega.m$.

SEV MACA5

Esta sondagem localiza-se a cerca de 370 m a Oeste da SEV MACA4. Faz parte da pseudo-secção EW1 e é interpretada com base num modelo de 4 camadas, curva do tipo KQ, como se segue:

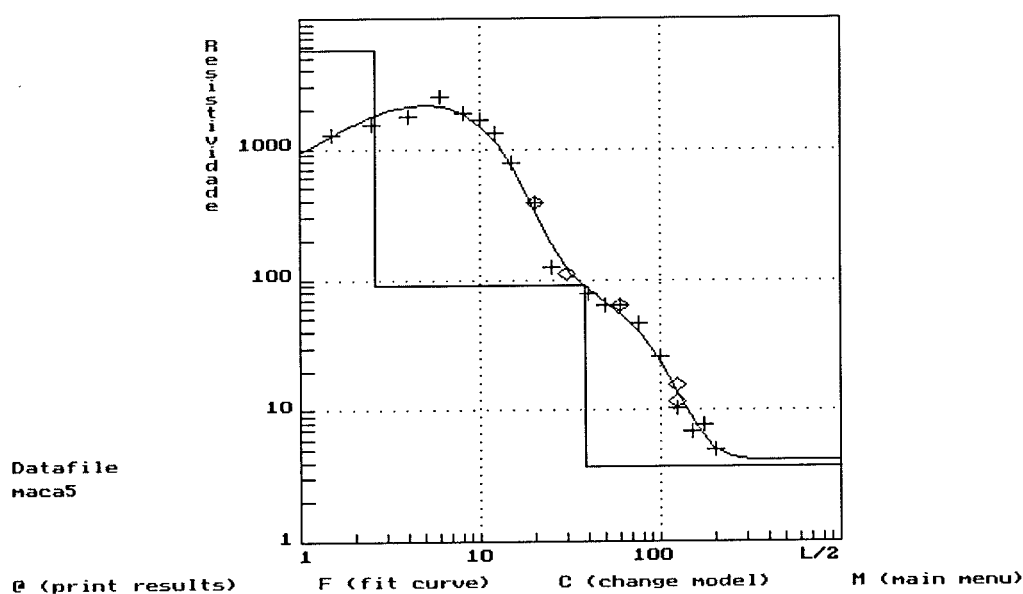


Figura 4.18. Curva de Interpretação da SEV MACA5.

- (1) Camada de 0.43 m com resistividade real de 461 $\Omega.m$, correspondente ao solo superficial de área argilosa húmida com vegetação.
- (2) Camada de areia fina seca: resistividade real de 5732 $\Omega.m$ até profundidade de 2.62 m.
- (3) Camada de grés calcário saturado com água doce até 38.44 m, com uma resistividade real de 89 $\Omega.m$. Note-se mais uma vez que não se identifica a profundidade de transição entre da camada de areia fina/média para o grés calcário, ambos, saturados em água doce.
- (4) Camada de grés calcário saturado em água salgada, com resistividade de 3.7 $\Omega.m$.

SEV MACA6

SEV localizada a cerca de 215 m a Oeste da SEV MACA5, faz parte da pseudo-secção EW1 e é interpretada com base num modelo de 4 camadas, curva do tipo HK, a destacar:

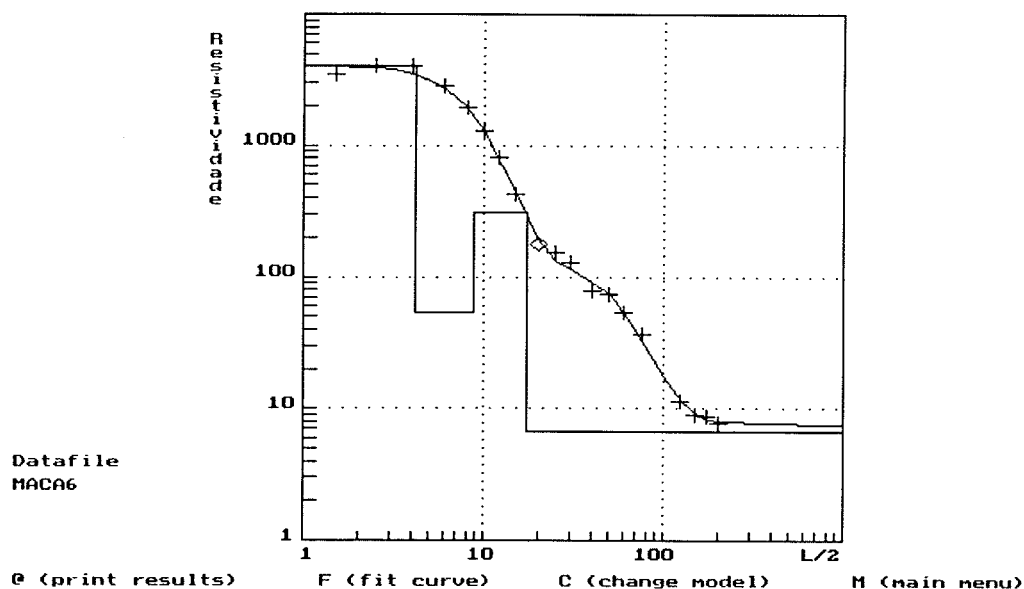


Figura 4.19. Curva de Interpretação da SEV MACA6.

- (1) Camada de resistividade de 4067 $\Omega.m$, e 4.19 m de profundidade, correspondente a areia argilosa seca.
- (2) Camada de areia argilosa saturada com água doce, resistividade de 52 $\Omega.m$, até 8.87 m de profundidade.
- (3) Camada com resistividade real de 308 $\Omega.m$, até 17.55 m, referente ao grés calcário saturado com água doce. Profundidade de transição areia-calcário, não identificada.
- (4) Camada de resistividade 6.7 $\Omega.m$ que corresponde ao grés calcário saturado em água salgada.

SEV MACA7

É última SEV da pseudo-secção EW1, localiza-se no sopé interior das dunas costeiras, a cerca de 250 m da SEV MACA6 e 1667 m da SEV MACA1, sempre a Oeste. É interpretada com base num modelo de 4 camadas, curva do tipo QQ, a destacar:

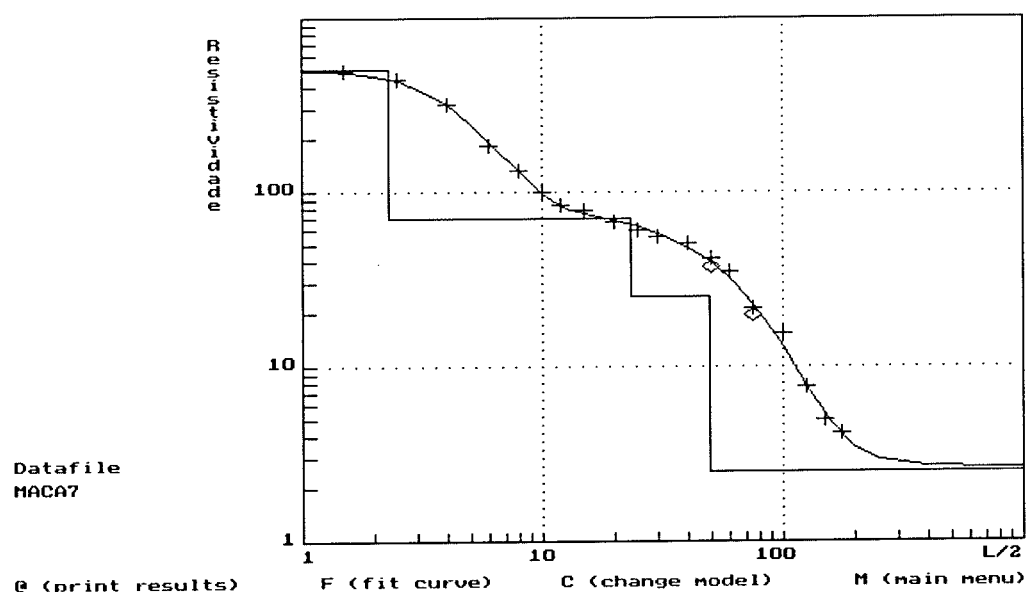


Figura 4.20. Curva de Interpretação da SEV MACA7.

- (1) Camada de resistividade 511 $\Omega.m$, até 2.28 m de profundidade, referente à areia argilosa saturada com água doce.
- (2) Camada de resistividade 70 $\Omega.m$, até 23.41 m que corresponde à grés calcário saturado com água doce. Fase de transição areia - calcário não identificada.
- (3) Camada de 24 $\Omega.m$ de resistividade e profundidade até 49.67 m interpretada como grés calcário saturado com água doce/salobra.

- (4) Camada de grés calcário saturado com água salgada. Resistividade real:
2.52 Ω .m.

SEV MACB2

Esta SEV pertence à pseudo-secção EW2, localizada a cerca de 2000 m a Norte da pseudo-secção EW1. Juntamente com outras 4 curvas de SEV, constituem a pseudo-secção EW2. As SEVs das duas pseudo-secções foram executadas na mesma época.

Partindo da interpretação baseada na pseudo-secção, deve referir-se que em quase toda a extensão desta é notável a presença da camada semi-permeável de argila que separa os dois aquíferos, o livre ou freático superficial e o semi-confinado mais profundo, como já foi identificado em alguns estudos anteriores. Nas SEVs localizadas no lado Ocidental nota-se a ocorrência do grés localizado, referido no capítulo da geologia.

A SEV MACB2 localiza-se muito próxima do mar – cerca de 200 m e é interpretada com base num modelo de 4 camadas, curva do tipo HK apresentado a seguir:

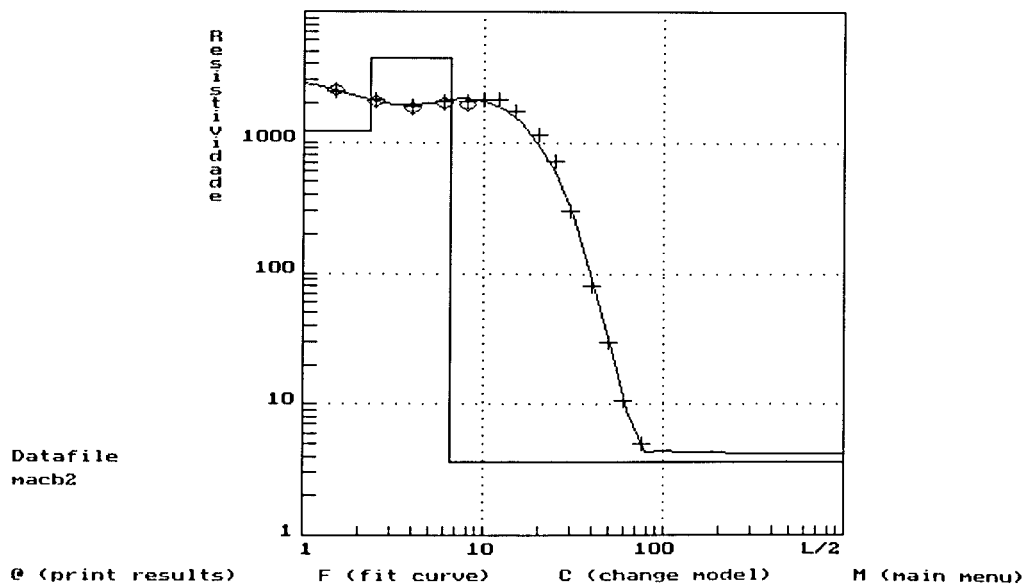


Figura 4.21. Curva de Interpretação da SEV MACB2.

- (1) Camada de resistividade 3144 $\Omega.m$ e profundidade até 0.89 m, referente a areia dunar não saturada.
- (2) Camada de profundidade até 2.36 m com resistividade de 1211 $\Omega.m$ que corresponde à areia dunar saturada com água doce.
- (3) Camada de resistividade 4377 $\Omega.m$, até 6.59 m que supõe referir-se a uma irregularidade localizada e pontual que poderia estar relacionada com sobrelevação da camada de grés glauconítico ou conglomerático, pouco fissurado. É no entanto, uma situação não prevista.
- (4) Camada de resistividade 3.66 $\Omega.m$ que corresponde ao grés calcário saturado de água salgada.

SEV MACB3

Situada a cerca de 400 m a Oeste da SEV MACB2, faz parte da pseudo-secção EW2 e é interpretada com base num modelo de 4 camadas, do tipo QH, descrita a seguir:

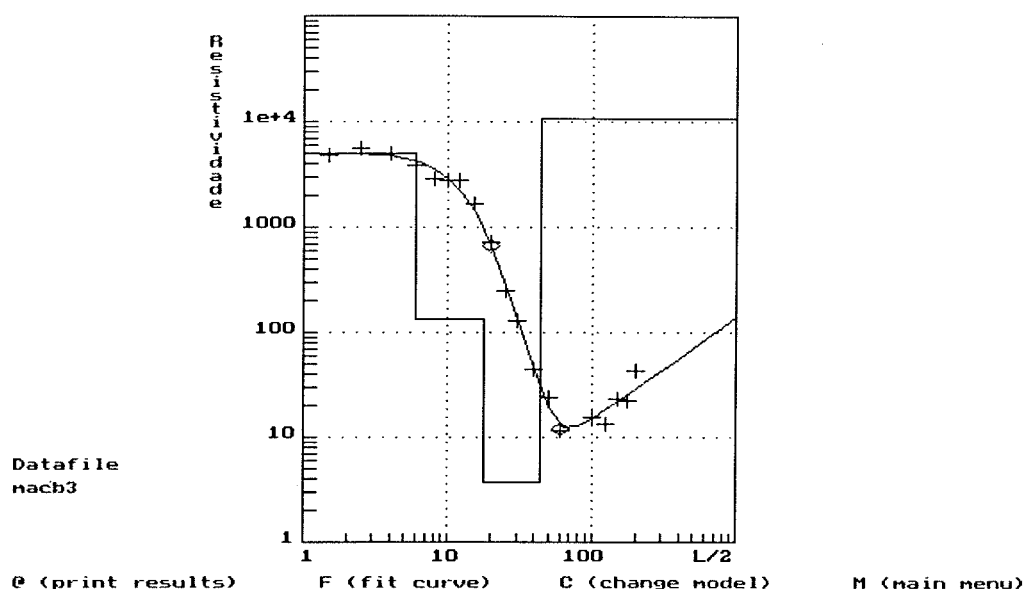


Figura 4.22. Curva de Interpretação da SEV MACB3.

- (1) Camada de 5.96 m de profundidade com uma resistividade real de 5037 $\Omega.m$, correspondente à areia dunar não saturada.
- (2) Camada de resistividade real de 132 $\Omega.m$ e base aos 17.79 m correspondente à areia dunar média saturada com água doce.
- (3) Camada de resistividade 3.78 $\Omega.m$ que corresponde ao calcário saturado com água salgada e vai até 44 m de profundidade. Não está bem definida a transição entre a camada subjacente de areia média e esta camada.
- (4) Camada de elevada resistividade - 10845 $\Omega.m$ – correspondente às margas ou grés glauconíticos impermeáveis

SEV MACB4

Sondagem localizada a cerca de 370 m a Oeste da SEV MACB3, localizada na pseudo-seção EW2, é interpretada com base num modelo de 4 camadas, curva do tipo QH, com se segue:

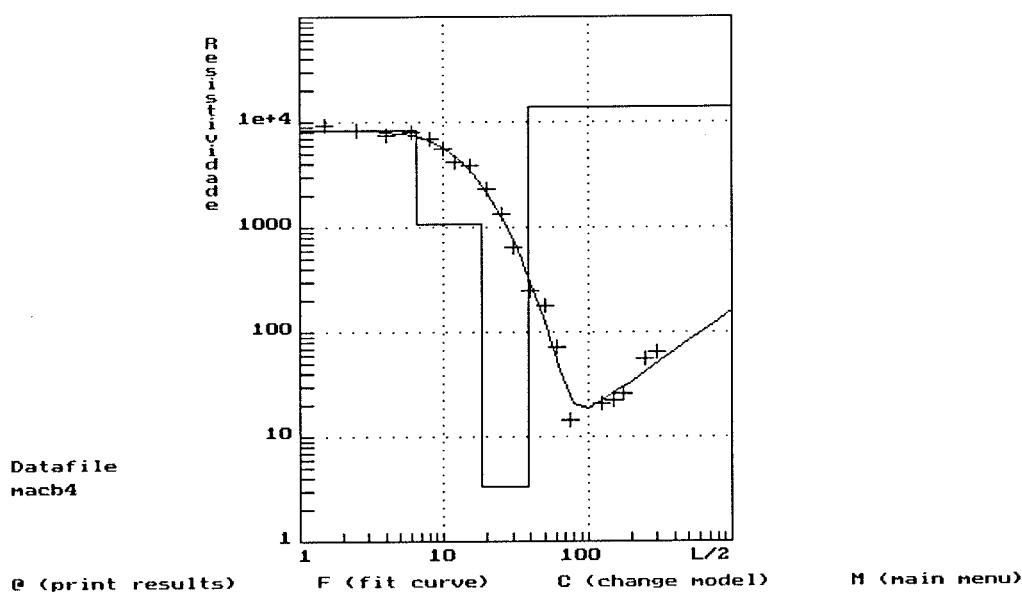


Figura 4.23. Curva de Interpretação da SEV MACB4.

- (1) Camada de resistividade 8455 $\Omega.m$ e 6.42 m de profundidade, correspondente à areia dunar não saturada.
- (2) Camada de 1095 $\Omega.m$ de resistividade real que se estende até a profundidade de 18.07 m e corresponde à areia média saturada com água doce.
- (3) Camada de resistividade 3.38 $\Omega.m$, até 38.94 m de profundidade que corresponde ao grés calcário saturado com água salgada.
- (4) Camada altamente resistente - 13873 $\Omega.m$ – referente às margas impermeáveis.

SEV MACB5

Localizada a sensivelmente 400 m a Oeste da SEV MACB4, ainda na pseudo-secção EW2, é interpretada tendo como base um modelo de 5 camadas, detalhado a seguir:

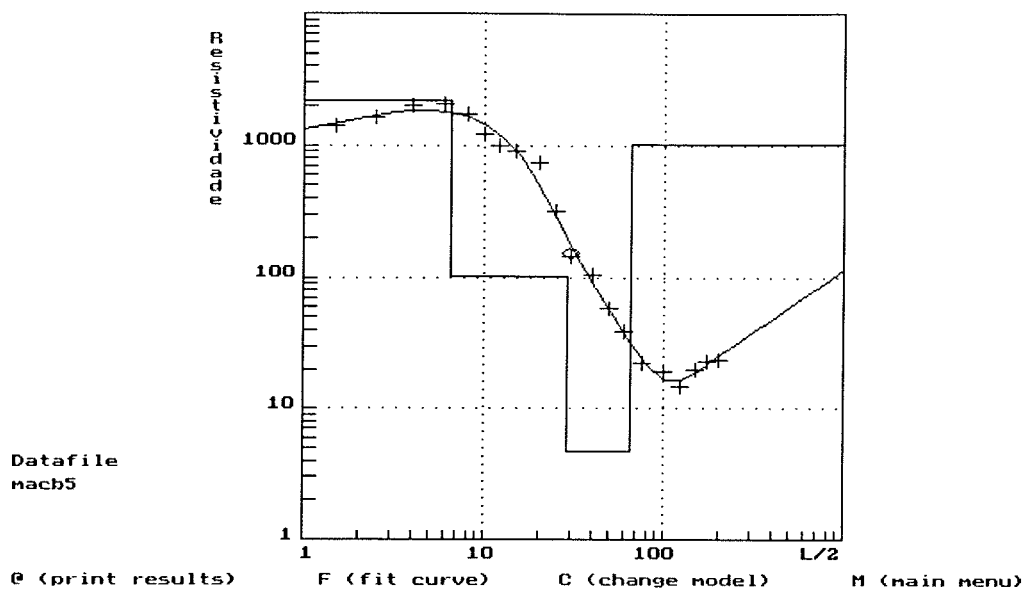


Figura 4.24. Curva de Interpretação da SEV MACB5.

- (1) Camada de resistividade 1206 $\Omega.m$, até 0.78 m referente ao solo superficial - areia dunar húmida.
- (2) Camada de resistividade 2197 $\Omega.m$ até 6.54 m que corresponde à areia dunar não saturada.
- (3) Camada de 101 $\Omega.m$ até 28.89 m correspondente ao grés calcário saturado com água doce. A transição areia - grés calcário não é identificável.
- (4) Camada de resistividade 4.70 $\Omega.m$ até 65.39 m de profundidade correspondente ao grés saturado com água doce.
- (5) Camada de resistividade 1028 $\Omega.m$, que corresponde às margas. A relativa baixa resistividade (comparativamente às sondagens vizinhas) deve-se provavelmente à existência de fendas, fissuras ou poros onde se aloja a água salgada.

SEV MACB6

Esta é a última SEV da pseudo-secção EW2, localizada a cerca de 520 e 1500 m respectivamente de MACB5 e MACB2, no sopé interior das dunas costeiras. A sua interpretação baseia-se num modelo de 4 camadas – curva do tipo KH, apresentada a seguir:

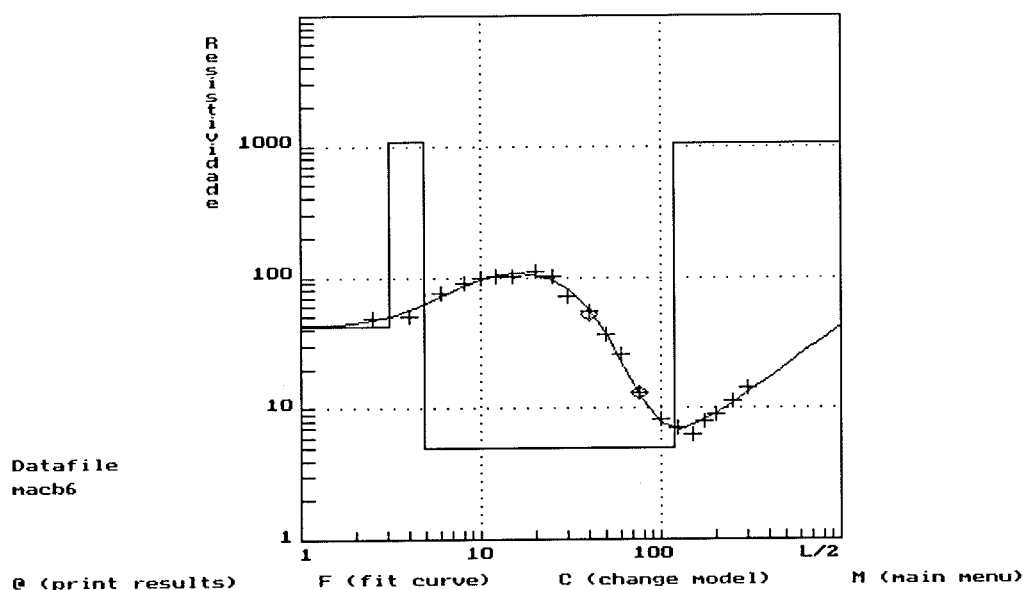


Figura 4.25. Curva de Interpretação da SEV MACB6.

- (1) Camada com uma resistividade real de 42 $\Omega.m$, até 3.08 m que se refere à areia argilosa saturada com água salobra.
- (2) Camada de resistividade 1084 $\Omega.m$, até 4.86 m, referente à areia saturada com água doce.
- (3) Camada de resistividade 5.04 $\Omega.m$, até 118.99 m que corresponde a grés calcário saturado com água salgada. Transição não bem definida.
- (4) Camada de resistividade 1039.54 $\Omega.m$ que se refere a margas impermeáveis. Neste caso também poderá haver ocorrência de pequenas quantidades de

água salgada incorporadas em pequenas aberturas existentes nesta camada, conferindo-lhe uma resistividade menor do que a de uma camada completamente impermeável.

6.4.2 Interpretação das secções transversais geoeléctricas

Durante este estudo, foram executadas duas secções transversais na área de estudo. A sua localização é apresentada na Figura 4.10. As secções transversais foram efectuadas com base em sondagens eléctricas individuais e independentes. As sondagens de resistividade foram, antes, interpretadas de uma forma interactiva em termos de modelos de solo em 1D com programas apropriados denominados: Schlumberger 2.00 (Departamento de Gestão de Recursos Hídricos, Direcção Nacional de Águas, Maputo, Moçambique) e IPI2win (Geoscan M Ltd, Moscovo, Rússia, Departamento de Geofísica, Faculdade de Geologia, Universidade Estatal de Moscovo).

O primeiro programa – Schlumberger – foi concebido em 1988 por C. J. Hemker, em Amsterdam, e serve para interpretar curvas de campo de sondagens eléctricas verticais em 1D – resolução do problema inverso. A interpretação pode ser alterada inúmeras vezes até que os resultados satisfaçam os objectivos desejados.

O segundo – IPI2win – foi concebido para fazer a interpretação de curvas de sondagens eléctricas verticais em 1D ao longo de único perfil – resolução do problema inverso e extensão para perfis. As geo-secções propostas são ilustradas a cores juntamente com a escala de resistividade, o modelo da curva de interpretação da sondagem e os seus parâmetros. Também são apresentadas as pseudo-secções acima da secção transversal de resistividade para todas as sondagens 1D ao longo da secção transversal seleccionada. O programa é capaz de comparar cada sondagem com a sua vizinha de modo a obter um modelo de secção transversal mais coerente e satisfatório. O programa é também capaz de escolher, de um conjunto de soluções equivalentes, a que melhor se ajusta.

Alguma informação geológica, hidrogeológica e topográfica, referente à área de estudo e adjacentes, obtida de estudos anteriores e observações feitas durante a

realização deste estudo, constituem um apoio na elaboração destas secções transversais.

A seguir é apresentada a descrição detalhada das secções transversais.

6.4.2.1 Secção transversal EW1

A interpretação da resistividade para a secção transversal EW1 é apresentada na Figura 4.26. O modelo geoelectrico interpretado mostra que a camada superior de cobertura do solo tem resistividades e espessuras diferentes de uma sondagem para outra, como era de esperar. De facto, a resistência de contacto dos eléctrodos, heterogeneidades do solo, textura do solo, tamanho dos grãos e o estado de saturação do solo pela água são responsáveis por estas diferenças.

Foram registados valores baixos de resistividades (511 e 461 $\Omega.m$) nas SEVs A7 e A5, enquanto que a resistividade interpretada para as outras SEVs variam de 4067 a 17039 $\Omega.m$. Neste caso, esta variação de resistividade nas camadas deve-se particularmente ao posicionamento ou seja à localização das sondagens. As primeiras duas sondagens localizam-se no lado interior das dunas, próximo do vale do rio Incomáti onde o solo já apresenta uma mistura de areia e argila - que retém maior humidade - e as outras sondagens localizam-se na parte exterior e costeira das dunas onde o solo superficial é caracterizado por areia dunar seca.

A SEV A5 apesar de se encontrar no lado ocidental das dunas, entre as SEVs A6 e A7 apresenta uma resistividade relativamente elevada por se localizar topograficamente mais acima das SEVs A6 e A7, o que faz com que não seja muito afectada pela salinidade característica do vale ou mesmo da humidade por longos períodos. Saliente-se que a sondagem A7 foi efectuada na área inundável do rio Incomáti.

A partir da segunda camada, abaixo dos 3 m, a resistividade baixa significativamente para todas as sondagens. Isto deve-se à presença de água (doce) abaixo ou a partir desta profundidade. Este facto foi constatado e confirmado por meio de perfurações ao longo de todos os pontos referentes às sondagens aqui apresentadas. Estas perfurações tinham como objectivo a localização do(s)

aquífero(s) e da dispersão da cunha salina. Devido a factores anteriormente mencionados, os valores não são aqui apresentados mas trata-se de uma referência credível e observada pelo autor deste estudo.

As resistividades desta camada que variam de 52 a 1162 $\Omega.m$ apresentam esta diferença notável que é também uma função da localização geográfica que se relaciona com o efeito da salinidade do mar e do rio.

Os pontos localizados no centro da península (SEVs A3 e A4), sendo também pontos altos, estão menos afectados pela salinidade e por conseguinte apresentam água doce resultante da recarga directa da precipitação que satura a areia dunar, conferindo-lhe uma maior resistividade - 179 e 312 $\Omega.m$, respectivamente.

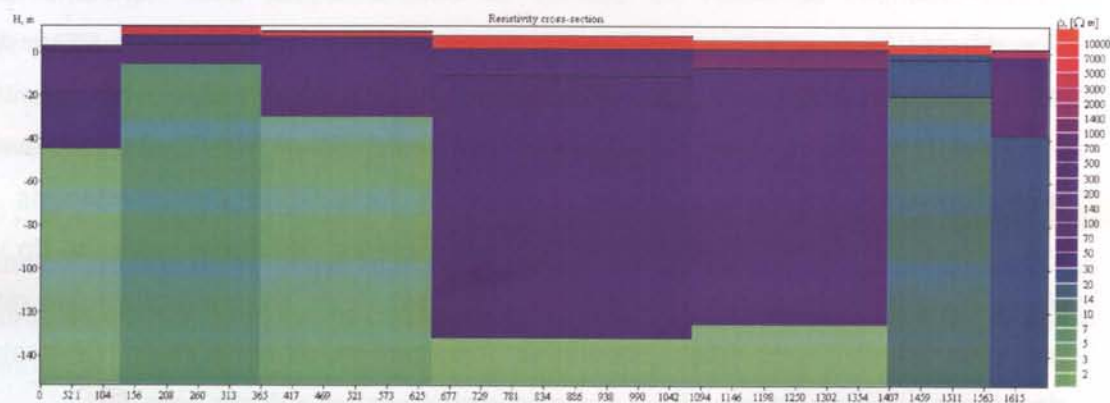


Figura 4.26. Secção transversal geoelectrica interpretada para EW1. H é a profundidade/altitude [m]

Os pontos localizados lateralmente apresentam menor resistividade devido ao efeito da mistura, embora suave, da água doce resultante da recarga directa da precipitação e a água do mar e do rio que se infiltra durante a estação seca. Esta infiltração é mais intensa (menores resistividades – maiores salinidades) no lado do rio devido ao longo período em que o solo fica sujeito ou exposto à acção da água salobra e salgada do vale e rio respectivamente e ao tipo de solo – argiloso. No lado do mar a intrusão é mais profunda devido a constante e continuada pressão a que a cunha está sujeita pela acção do mar.

Nesta secção transversal geoelectrica, em particular, todas as sondagens atingiram a interface água doce - água salgada localizada no grés calcário situado abaixo das areias dunares finas e médias, na parte central e oriental da península ou por baixo das argilas e areias argilosas, da parte ocidental da península da Macaneta.

A profundidade desta interface é variável, sendo menor próximo do mar e do rio e maior no centro da península. Para além da difusão e dispersão química da água salgada do mar e do rio, a variação da profundidade da interface pode também estar relacionada com a pressão hidrostática, ou seja o princípio de Herzberg: $z = 40h$, sendo z , a profundidade da interface medida a partir do n.m.m. e h , a altura do nível freático em relação ao n.m.m., uma vez que o nível freático é mais elevado no centro e locais topograficamente mais elevados da península, se se partir do princípio de que a única fonte de água doce na península é a recarga proveniente directamente da precipitação ou seja da água da chuva.

6.4.2.2 Secção transversal EW2

Esta secção transversal localiza-se a cerca de 2000 m a Norte da secção transversal EW1. Apesar de se encontrar muito próxima da anterior, apresenta algumas diferenças no seu modelo de interpretação que não era de prever. Põe-se de fora a hipótese de as características do solo terem mudado durante o intervalo de tempo entre a realização das sondagens na primeira secção e esta, porque as sondagens foram levadas a cabo na mesma época.

Entretanto, algo de animador já havia sido referido por Juízo (1995) e outros autores – a existência de uma camada fina e semi-permeável de argila entre as areias dunares finas e médias (aquífero superior freático) e o grés calcário (aquífero profundo semi-confinado). Lucas (1997), refere no estudo, a ocorrência localizada de grés nas dunas costeiras. Esta zona pode ser vista no capítulo da geologia.

Como na secção transversal anterior, a camada superficial é caracterizada por solos com elevada resistividade que varia de 2197 a 8455 $\Omega.m$, com a excepção da sondagem B6 que apresenta uma resistividade de 42 $\Omega.m$ na sua camada superior.

Uma possível justificação para as pequenas variações de resistividade entre um ponto e outro dentro da área de estudo com mesmas características geológicas deve-se a factores externos e pontuais ou localizados referidos anteriormente, nomeadamente: a resistência de contacto dos eléctrodos, heterogeneidades do solo, textura do solo, tamanho dos grãos e o estado de saturação do solo pela água.

A grande diferença de resistividade registada entre a sondagem B6 e as restantes, para a mesma camada, superficial, deve-se ao facto de aquela ter sido executada no sopé ocidental das dunas costeiras, ou seja bastante próximo da área inundável do rio Incomáti, caracterizada por argilas, areias argilosas e de conteúdo salino relativamente elevado. Durante a época seca, a profundidade do nível freático neste local é de cerca de meio metro.

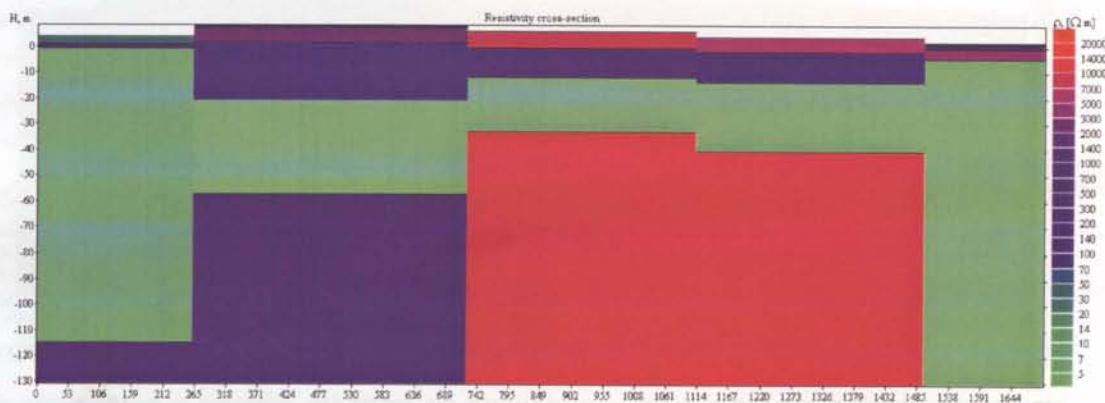


Figura 4.27. Secção transversal geoelectrica interpretada para EW2. H é a profundidade/altitude [m].

Regra geral, a segunda camada é caracterizada por areia dunar fina a média saturada com água doce, com resistividades que variam de 1084 a 1211 $\Omega.m$ (sondagens B2, B4 e B6) ou areia grossa ou grés calcário, com resistividade que variam entre 101 e 132 $\Omega.m$ (sondagens B3 e B5). Esta diferença deve-se basicamente à posição topográfica dos pontos sondados.

Nas zonas altas (B2 e B4) a presença da camada de areia dunar fina a média saturada com água doce é mais notável devido à sua espessura, enquanto que nos locais mais baixos (B3 e B5) se apresenta mais estreita, dando lugar a identificação

mais acentuada do grés calcário saturado com água doce. Na sondagem B6, provavelmente a camada de areia é coberta pela argila do vale e por se tratar de sopé da duna, apresenta a quantidade de água doce suficiente para influenciar no valor, elevado, da resistividade embora de pequena espessura (cerca de 2 m).

Nesta secção transversal, a interface localiza-se toda na camada de grés calcário – aquífero profundo. A cunha salina atravessa toda a extensão da península, do mar ao rio no aquífero semi-confinado de grés calcário que se localiza sob a fina de camada semi-permeável de argila (Figura 4.13). Nesta figura pode também observar-se com clareza a camada semi-confinante (resistividade entre 20 e 60 $\Omega.m$) e separação bem definida dos dois aquíferos – o freático e o semi-confinado. Saliente-se, a intrusão dá-se por baixo da camada semi-confinante de argila ou seja no segundo aquífero, o profundo.

Ocorre uma nova camada, não identificada na secção transversal anterior de resistividades bastante elevadas (1028 - 13873 $\Omega.m$) que se supõe que sejam margas ou grés glauconítico/conglomerático do Cretácico Inferior – Formação de Grudja. Esta camada situa-se abaixo ou a partir dos 40 m e estende-se por toda a largura da península. Afunda-se na zona costeira – linha do mar e apresenta igualmente uma descida considerável no vale do Incomáti, facto já referido por Chairuca (1997).

Em Anexo é apresentado um conjunto de representações ou modos de visualização em diferentes escalas (lineares e logarítmicas) obtidas de interpretações feitas em IPI2win, para uma melhor pormenorização das camadas na zona superior do sistema, onde ocorrem as maiores e mais significativas alterações geo/hidrogeológicas.

6.5 Considerações finais

Esta parte do estudo tinha como objectivos principais, a interpretação de dados de campo de pesquisa geofísica, com vista à determinação da disposição das camadas hidrogeológicas, tendo em conta, a interface entre a água da posição da interface entre a água doce e a água salgada na região costeira da Macaneta, com a

aplicação da técnica de resistividades e a preparação da informação a obter para posterior aplicação na modelação da água subterrânea, que se segue.

No campo da geofísica aplicada à água subterrânea, mais concretamente, ao fenómeno da intrusão salina, constatou-se que aquela pode ter uma contribuição bastante significativa no estudo de sistemas geológicos e hidrogeológicos.

A península da Macaneta possui, na região das dunas costeiras, uma estrutura geológica espacialmente pouco variável, apresentando algumas irregularidades bastante localizadas como, é o caso da ocorrência do grés a uma profundidade relativamente baixa na zona central das dunas costeiras da área de estudo. Esta irregularidade faz com que exista uma diferença entre os perfis EW1 e EW2. Entretanto, a sequência litológica apresentada no capítulo da geologia e hidrogeologia é a predominante na região.

As fórmulas de Ghyben-Herzberg são, regra geral, aplicáveis a situações ideais ou seja, em condições e pressupostos para a aplicabilidade das fórmulas matemáticas que regem o fluxo e o transporte de água subterrâneas e líquidos miscíveis e de densidades diferentes. Estas fórmulas são aplicáveis, por exemplo, em condições de meio homogéneo, isotrópico, por vezes com a suposição da ausência da zona de transição entre as duas fases (que na realidade possui uma espessura considerável) e outras que são de ocorrência bastante rara, se não menos impossíveis, na natureza.

No caso da península de Macaneta, a existência de um sistema hidrogeológico constituído por dois aquíferos, o superficial, freático ou livre e o profundo, semi-confinado, limita a aplicação do princípio de base de Ghyben-Herzberg que afirma que a profundidade da interface seria 44 vezes maior do que altura do nível freático ($z = 44 \cdot h$), ambos medidos a partir do n.m.m., baseado na relação existente entre as densidades de ambos os líquidos.

Na secção EW1, a interface ocorre no aquífero superior e continua no profundo provavelmente até atingir a base do sistema. Provavelmente porque para esta

secção em particular não foi possível atingir ou identificar, por meio da geofísica, a camada impermeável que define o limite inferior do sistema.

Na secção EW2, ocorre uma interface no aquífero livre que é independente da que ocorre no aquífero profundo. Nesta secção, a camada semi-permeável que separa os dois aquíferos tem uma espessura suficiente para permitir a sua identificação por sondagem eléctrica vertical e a base do sistema foi definida como grés glauconítico ou margas impermeáveis ou com pequeno teor em água.

6.6 Relação Resistividade-Salinidade. Fórmula Empírica de Archie

6.6.1 Generalidades

Como já foi referido, ao longo do texto, a recolha dos dados referentes ao estudo geofísico, tinha por objectivo a sua utilização na determinação do comportamento da interface na península.

Um método directo de análise de salinidade, através do estudo da resistividade é a aplicação da fórmula empírica de Archie [15] que define o factor de formação de minerais e é usada na determinação da porosidade de solos. Trata-se da seguinte expressão:

$$F = \frac{\rho_s}{\rho_a} \quad (4.11)$$

$$F = \frac{C}{w^m} \quad C \cong 1 \quad (4.12)$$

onde: ρ_s é a resistividade do material geológico; ρ_a é a resistividade da água contida no material; w é a porosidade total; m é o factor de cimentação que varia de 1.3, para solos não consolidados, a 2, para calcários. Se for conhecida a quantidade de partículas argilosas no material, a fórmula deve ser corrigida.

O estudo [16] permitiu obter uma estimativa da relação existente entre a resistividade e a salinidade da água a 20°C (Tabela 4.5). Por conveniência serão utilizados estes valores, por não existirem disponíveis os valores referentes à temperatura de 25°C – temperatura média ambiente do local de realização do presente estudo.

Salinidade	Resistividade	Log(Sal)	Log(Res)
(g/l)	(Ohm.m)		
0.07	74.5	-1.15490196	1.872156
0.7	7.8	-0.15490196	0.892095
2.5	2.3	0.397940009	0.361728
7	0.88	0.84509804	-0.05552
70	0.11	1.84509804	-0.95861

Tabela 4.5. Relação entre salinidade e resistividade, obtida de [16].

Com base na Tabela (4.5) são elaborados os gráficos (a) e (b) da Figura (4.28) que representam a relação linear e logarítmica entre a salinidade e a resistividade, a partir dos quais se podem extrapolar os valores de resistividade da água para diferentes salinidades e vice-versa.

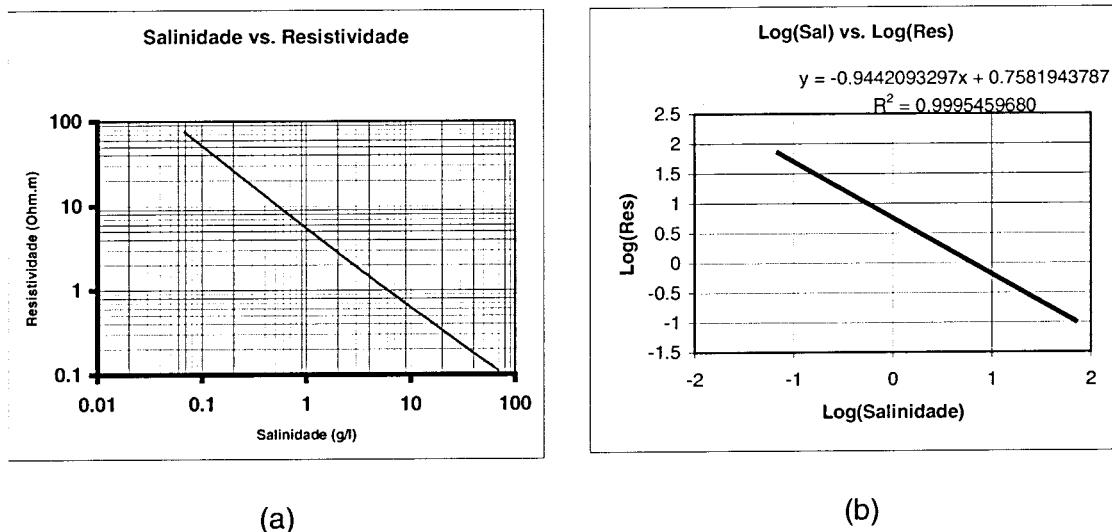


Figura 4.28. Relação entre salinidade e resistividade para água a 20°C.

Pelo gráfico da Figura 4.28a ou pela equação da curva Log(Sal) vs. Log(Res) – Figura 4.28b -, pode determinar-se o valor da resistividade da água em função da sua salinidade. A água do mar, com uma salinidade de 35 g/l, possui uma resistividade de 0.20 Ω m.

6.6.2 Aplicação ao caso em estudo

A resistividade mínima medida no campo (associada a maior profundidade – maior salinidade) foi de cerca de 5.0 Ω m. Pela expressão (4.11), o factor de formação do calcário (saturado com água salgada) é de:

$$F = 5.0 / 0.20 = 25.$$

Atendendo e considerando que o factor de formação é constante, para determinado material rochoso, pode estimar-se a salinidade da água impregnada nas suas

intersticialidades, com base na relação dada pela expressão (4.11) e medições de resistividade efectuadas no campo.

$$\rho_a = \frac{\rho_s}{F}$$

A partir da resistividade obtida para a água impregnada no solo, obtem-se o valor da sua salinidade pela aplicação da expressão que descreve a curva do gráfico da Figura 4.28b.

A título de exemplo, utilizam-se os valores da sondagem eléctrica vertical MACB2, localizada no perfil EW2 (Figura 4.21). Note-se que esta dedução só se aplica a camada inferior de calcário, não devendo ser aplicada a camada de argila [16]. A camada de calcário tem início à profundidade de cerca de 20 m, onde apresenta uma resistividade de 1165.06 Ω m, que vai diminuindo com a profundidade – sinal de aumento da condutividade/salinidade.

L/2 (m)	F= 25		Log(Res/ág)	Log(Salin/ág)	Salin(água)
	Resis.(medida)	Resis(água)			
20	1165,06	46,6024	1,668408	-0,964	0,108644
25	716,49	28,6596	1,45727	-0,74038	0,18181
30	295,83	11,8332	1,073102	-0,33351	0,463965
40	79,21	3,1684	0,50084	0,272561	1,873099
50	29,3	1,172	0,068928	0,729994	5,370239
60	10,83	0,4332	-0,36331	1,187773	15,40893
75	4,95	0,198	-0,70333	1,547887	35,30911

Tabela 4.7. Interpretação da parte final da SEV MACB2, pela expressão de Archie.

Os resultados da interpretação por este método, referentes as outras curvas de sondagem eléctrica vertical, podem ser vistos no anexo.

6.6.3 Comentários e observações

A estimativas efectuadas pela fórmula empírica de Marsily têm fundamento científico e assentam sobre uma base teórica guiada por relações entre a salinidade (presença de iões) e condutividade ou resistividade de solos saturados que representam, respectivamente, a capacidade de condução ou resistência à corrente eléctrica.

Por não serem bem conhecidos os limites das camadas que constituem o sistema hidrogeológico da Península da Macaneta, torna-se algo difícil utilizar a fórmula empírica de Archie. Isto deve-se principalmente ao facto de a fórmula não ser aplicável a solos argilosos ou que contem argilas.

Assim sendo, poderia estimar-se a distribuição da salinidade para a camada de calcário – aquífero profundo – mas os valores da intrusão/salinidade afectados pela camada argilosa teriam pouca ou nenhuma fiabilidade. Este facto está ainda associado ao fraco conhecimento que se tem da própria constituição da matriz hidrogeológica. Embora raramente, existe alguma variação na constituição geológica da área de estudo, que poderia afectar os resultados da estimação efectuada pela expressão empírica de Archie.

Outro aspecto está relacionado com o facto das sondagens não terem atingido a base do sistema hidrogeológico e, supõe-se, não terem atravessado toda a zona da interface, o que dificulta o estabelecimento dos limites da intrusão a determinar por este método.

Para além destes inconvenientes todos, existe ainda o mais grave que é a falta de consistência na distribuição geográfica da informação referente à resistividade – irregular – ao longo da área de estudo. Refira-se que só foram executados dois perfis na zona dunar Sul/Centro, o que não é suficiente para caracterizar toda a área de estudo.

Devido a estes factores, optou-se pela modelação hidrogeológica, onde os parâmetros de entrada podem ser ajustados a uma melhor representação e caracterização do sistema/modelo, aumentando a fiabilidade dos resultados. Uma

vez calibrado e validado o modelo, torna-se possível simular os diferentes cenários que podem ocorrer no sistema em causa.

PARTE III

MODELAÇÃO

Análise de Sensibilidade de Parâmetros

7 Modelação

7.1 Introdução e definições

Os verbos "modular", "simular" ou "modelar" são palavras que apareceram recentemente na documentação científica para descrever a velha arte da construção de modelos. Desta maneira, a simulação que foi aplicada na construção de modelos analíticos de processos mentais, tornou-se algo quase que específico para cientistas teóricos e práticos.

O uso moderno do vocábulo remonta sua origem ao trabalho de Von Neumann e Ulam em 1940, quando eles associaram a expressão "Análise de Monte Carlo" a uma técnica que utilizaram para solucionar certos problemas de blindagem em reactores nucleares que seriam muito caros em uma solução experimental ou muito complicado para tratamento analítico. A "Análise de Monte Carlo" principiou a solução de problemas matemáticos não probabilísticos por simulação de um processo estocástico que tem momentos ou distribuições de probabilidade satisfazendo as relações matemáticas do problema não probabilístico.

Com o advento dos computadores de alta velocidade no início da década de 1950, a simulação assumiu outro significado porque tornou possível a realização de experiências com modelos matemáticos em computadores. Pela primeira vez os cientistas sociais chegaram a conclusão de que, como os físicos, eles também poderiam levar a cabo experiências de laboratório controladas; entretanto eles usaram computadores electrónicos em vez de engenhos físicos tal como no caso dos reactores nucleares. Com a invenção da simulação em computadores sobrevieram inúmeras aplicações, porém um número ainda maior de problemas práticos ou teóricos foram criados com essa inovação.

A simulação permite estudar e experimentar complexas interacções internas de um dado sistema, seja ele de uma firma, uma indústria, um negócio ou um subsistema de algum deles. Através da simulação podem-se estudar os efeitos de certas variações do meio ambiente, da organização ou das informações relativas à operação de um sistema.

As observações detalhadas do sistema que está sendo observado podem conduzir a sua melhor compreensão e as sugestões para melhorá-lo, o que de outra forma não seria possível. A simulação pode ser utilizada como material pedagógico para ensinar habilidades básicas na análise teórica, na análise estatística e na arte de decidir, tanto a estudantes como a profissionais. A experiência em projectar a simulação em computadores pode ser mais útil que a própria simulação. O conhecimento obtido em projectar um estudo de simulação frequentemente sugere variações no sistema que está a ser simulado. Os efeitos dessas variações poderão então ser simulados antes de serem executados no sistema real.

O principal fundamento lógico para utilizarmos a simulação em qualquer assunto (quer seja de pesquisa operacional, económica, etc.) é o incessante desejo do homem de “conhecer” o futuro. Esta busca de conhecimento e o desejo de prever o futuro são tão velhos como a história da humanidade. Antes do século XVII a busca do poder em predição estava limitada quase que inteiramente aos métodos puramente dedutivos como os de Platão, Aristóteles, Euclídes e outros. [6].

7.2 Classificação dos modelos de simulação

Os modelos de simulação classificam-se em determinísticos, estocásticos, estáticos e dinâmicos.

7.2.1 Modelos determinísticos

Nestes modelos não se permite que as variáveis exógenas³ e endógenas⁴ sejam variáveis aleatórias, e as características operacionais devem ser relações exactas e não funções de densidade de probabilidade. Os modelos determinísticos são menos computacionalmente exigentes que os estocásticos e podem frequentemente ser resolvidos por técnicas como a do cálculo de máximos e mínimos.

³ Variáveis exógenas são as variáveis independentes ou de entrada do modelo e são consideradas como tendo sido previamente determinadas e fornecidas, independentemente do sistema de que se está construindo o modelo.

⁴ Variáveis endógenas são as variáveis dependentes ou de saída do sistema e são geradas pela intenção das variáveis exógenas e de estado, de acordo com as características operacionais do sistema.

7.2.2 Modelos estocásticos

São assim chamados quando pelo menos uma das características operacionais é dada por uma função de probabilidade. O uso da técnica analítica é muito limitada para a solução destes modelos porque eles são consideravelmente mais complexos do que os modelos determinísticos. Por isso a simulação é muito mais adequada com método de análise e solução para modelos estocásticos do que para os determinísticos.

7.2.3 Modelos estáticos

São aqueles que não levam em conta explicitamente a variável tempo. Nas pesquisas operacionais, com raras exceções, a maioria dos trabalhos nas áreas de programação linear, não linear e na teoria dos jogos tem sido relacionada com modelos estáticos.

7.2.4 Modelos dinâmicos

São os modelos matemáticos que tratam de iterações variáveis com tempo. Um sistema "dinâmico e casual" é um sistema no qual, dado um conjunto inicial de condições de partida, podemos prever o comportamento do sistema nos períodos de tempo seguintes. É o tipo de modelo mais adequado para o estudo da água subterrânea.

7.3 *Modelação aplicada a água subterrânea*

7.3.1 Introdução e definições

Existem duas áreas da hidrologia sobre as quais nos baseamos para criar modelos de um sistema hidrogeológico real: para perceber porque é que um sistema de escoamento se comporta de uma forma particular observada e prever como é que um sistema de escoamento se comportará no futuro. Adicionalmente, os modelos poderão ser usados para analisar situações de escoamento hipotético no sentido de ganhar uma percepção genérica do referido tipo do sistema de escoamento.

O termo *modelo* refere-se a qualquer representação do sistema real. No estudo de um sistema de escoamento de água subterrânea desenvolvemos um *modelo conceptual*. Podemos, por exemplo, descrever um sistema de água subterrânea como estando em depósitos de material glacial e rochas revestindo uma superfície quase nivelada de rocha não-fracturada constituída por granito de idade Precambriana.

As unidades de material glacial e rochas têm o nível freático próximo da superfície terrestre e a água subterrânea escoar de um nível de percolação para um fluxo. Este modelo conceptual é menos complexo do que um sistema real. Não importa a quantidade de trabalho de campo desenvolvido para descrever o sistema acima referido, o modelo conceptual nunca poderá descrever completamente todos os detalhes de um sistema real. Não obstante, os modelos conceptuais são-nos necessários, por nos permitirem perceber o comportamento de um sistema de escoamento.

Os modelos conceptuais são estáticos e descrevem a condição presente do sistema. No sentido de fazer previsões do futuro comportamento, é necessário ter algum tipo de modelo dinâmico que seja capaz de se manipular. Existem muitos tipos de modelos dinâmicos de escoamento de água subterrânea a citar: *modelos à escala física, modelos análogos ou analógicos e modelos matemáticos*.

7.3.2 Modelos à escala física

Um *modelo à escala* é feito pelos mesmos materiais que constituem o sistema natural. Por exemplo, um recipiente plástico deverá ser construído à escala e enchido com areia ou limalha de vidro com uma condutividade hidráulica à escala do material do actual aquífero. A adição de um corante à água, ajuda o observador a perceber o escoamento. A pressão é medida em piezómetros colocados nas paredes. Poderá adicionar-se água ao aquífero-modelo para simular a recarga e poderá bombear-se de furos à escala do modelo. Modelos de areia têm sido muito usados para vários estudos. Modelos à escala usando tanques de areia têm sido

usados para estudar o movimento de líquidos densos e não aquosos, acima e abaixo do nível freático [7].

7.3.3 Modelos análogos ou analógicos

O escoamento da água pelo meio poroso é governado por equações semelhantes às que governam o fluxo de electricidade pelos condutores. Isto também funciona para o escoamento de um fluido viscoso entre duas placas paralelas muito pouco espaçadas. Os modelos poderão ser construídos usando circuitos eléctricos ou escoamento de fluido viscoso para simular aquíferos reais ou ideais. Estes são chamados de *modelos análogos*, desde que o modelo seja análogo ao aquífero actual. Os modelos análogos são tipicamente construídos para modelar escoamento bidimensional. Os modelos poderão ser também horizontais ou verticais. Aconselha-se a utilização de modelo horizontal quando se estudam padrões irreais de escoamento. No sentido de se estudar o escoamento vertical, escolhe-se um modelo vertical ou de secção transversal.

Os *modelos eléctricos* são feitos com uma rede de resistores a uma escala que represente a estrutura do aquífero, com capacitores para garantir a armazenagem. O escoamento de corrente eléctrica em Amperes pelo modelo representa o escoamento do fluido. A voltagem no modelo corresponde ao potencial hidráulico e o volume de água armazenada é análoga a Coloumbs de electricidade. A resistividade é inversamente proporcional à conductividade hidráulica do aquífero, enquanto que a capacitância da rede representa a capacidade de armazenamento do aquífero. A medição de corrente e voltagem feita em diferentes pontos do modelo representam o escoamento de água e a carga hidráulica no aquífero.

Os modelos eléctricos análogos poderão ser estabelecidos para representar escoamento tridimensional associando séries de modelos horizontais. Enquanto que os modelos horizontais podem ser usados para estudar o escoamento da água, não são muito adequados para estudar o escoamento de água em aquíferos não confinados, onde a transmissividade do aquífero diminui com a bombagem e a

inclinação do nível freático. Também são úteis para simular o transporte de massa, dispersão e difusão [7].

O modelo de fluido viscoso é também conhecido como Modelo de Hale-Shaw, depois de H. S. Hale-Shaw tê-lo utilizado pela primeira vez. Tem sido aplicado para muitos problemas em hidrologia. Os modelos de Hale-Shaw são especialmente adaptados ao estudo de fluidos miscíveis de densidades diferentes encontrados, por exemplo, na intrusão salina. Dois líquidos de densidade diferente são utilizados para simular a água doce e salgada. A injeção de água residual em campos de escoamento pode ser visualmente estudada usando modelos de Hale-Shaw. Já foram construídos modelos horizontais e verticais. Devido a constrangimentos de ordem física, não tem sido possível modelar o escoamento tridimensional através de um modelo de fluido viscoso.

A modificação do aparelho de Hale-Shaw em que uma camada simples de esferas de vidro de igual diâmetro foi colocada entre duas placas de vidro paralelas, foi utilizada para estudar o movimento de líquidos na fase densa, não-aquosa [7].

Todos os modelos análogos - bem como modelos à escala - apresentam algumas desvantagens definidas. Não menos do que isso, é que os modelos deverão ser construídos manualmente por alguém em marcenaria, examinando, e registando. O tempo e o custo dos materiais para grandes modelos é significativo. Deverá ter-se espaço para construir e manter o modelo e possivelmente para guardá-lo quando não estão a ser utilizados. Finalmente, os modelos não são muito flexíveis, é difícil alterar a geometria do aquífero e as características hidráulicas de um modelo já construído.

Os modelos à escala e os modelos de Hale-Shaw têm a vantagem de apresentarem um movimento de fluido visível através do uso de corantes. Esta é uma ajuda particular para a sua apresentação para pessoas não familiarizadas com o escoamento sub-superficial. Sob algumas condições tais como o fluxo transitório com furos muito próximos e fronteiras não-lineares, o modelo eléctrico análogo

resistência-capacitância poderá ser mais preciso do que os modelos digitais/computarizados [7].

7.3.4 Modelos matemáticos

Os *modelos matemáticos* são baseados em soluções de equações básicas do escoamento subterrâneo, fluxo de calor e transporte de massa. O modelo matemático de escoamento subterrâneo mais simples é a Lei de Darcy. Para aplicar a Lei de Darcy temos que possuir um modelo conceptual do aquífero e desenvolver dados nas propriedades físicas do sistema aquífero, o campo potencial e as propriedades do fluido. A Lei de Darcy é um exemplo de um *modelo analítico*.

Para resolver um modelo analítico, precisamos conhecer as condições iniciais e de fronteira do problema de escoamento. Tais condições deverão ser suficientemente simples de forma que a equação de escoamento possa ser resolvida directamente através de cálculos. Os modelos analíticos de escoamento foram desenvolvidos para simular o escoamento de água para furos e canais bem como para o transporte de calor e de massa [7].

Os modelos analíticos poderão ser resolvidos rapidamente, com precisão e a baixo custo com uma calculadora programável ou um simples computador. Necessita-se de um pequena quantidade de dados, desde que todos os sectores de um parâmetro tomem o mesmo valor, por exemplo, poderá utilizar-se um valor médio para a conductividade hidráulica para um aquífero. Se o problema envolve uma fronteira de muitos furos, poderá aplicar-se o método das imagens para achar a solução.

Os *modelos numéricos* deverão ser utilizados quando as condições de fronteira são complexas ou os valores dos parâmetros variam dentro da área do modelo. As soluções numéricas para as equações de escoamento, transporte de calor e de massa necessitam de ser reformuladas numa forma algébrica. As equações reformuladas são aproximações numéricas e as respostas obtidas são também aproximações. As equações aparecem geralmente em forma de matriz e são

resolvidas num computador digital. Os modelos numéricos constituem um dos mais importantes desenvolvimentos no campo da hidrogeologia dos últimos vinte anos.

Os modelos estocásticos de escoamento de água subterrânea são baseados em teorias estatísticas. Têm sido aplicados na determinação de cargas e velocidades, bem como em problemas de transporte de solutos [7]. Desde o início da década de 1980, têm sido editados um grande número de artigos nos quais foram descritos distintos tipos de modelos estocásticos de escoamento de água subterrânea.

Geralmente estes artigos são de difícil compreensão para pessoas não formadas em matemática específica. Apesar deste massivo esforço de pesquisa, muitos técnicos de águas subterrâneas que utilizam modelos de água subterrânea baseiam-se mais em modelos numéricos do que estocásticos. Em parte, isto deve-se, provavelmente, ao estado envolvente de modelos estocásticos bem como a dificuldade da matemática empregue nos modelos estocásticos.

7.3.5 Modelos de água subterrânea

Os modelos de água subterrânea têm sido aplicados em 4 tipos de problemas gerais: escoamento de água subterrânea, transporte de solutos, fluxo de calor e deformação de aquífero. Os modelos numéricos começam com a equação básica de escoamento subterrâneo que é resolvida para a distribuição da superfície superior do aquífero. Os modelos de transporte de solutos adicionam uma equação para as mudanças na concentração química da água subterrânea. O sistema de equações de transporte de calor utilizam uma equação para a transferência de calor no aquífero. Os modelos de deformação de aquíferos combinam a equação de fluxo com outras equações que descrevem as alterações na estrutura física do aquífero que se altera na superfície superior.

Apareceram duas grandes classes de modelos: os que lidam com escoamento em meios porosos e os que lidam com o escoamento em meio fracturado. Um aquífero constituído por areia e calhau ou arenito é um exemplo de um aquífero bem descrito pela utilização de um modelo de meio poroso. Uma rocha cristalina fracturada, com

fracturas muito espaçadas seria um exemplo de um aquífero bem descrito pela utilização de um modelo de rocha fracturada.

Têm sido elaborados modelos para o fluxo de dois ou mais fluidos imiscíveis num aquífero tanto para escoamento em meios saturados, como para escoamento em meios não-saturados.

Os modelos de escoamento de água subterrânea têm sido aplicados para o estudo de escoamento em regime permanente e transitório em sistemas aquíferos; as variações regionais na carga hidráulica causada pelas alterações na descarga e recarga; alterações da carga hidráulica próximo de um campo de furos, furos de injeção ou bacia de infiltração e interações entre água superficial e água subterrânea.

Os modelos de transporte de solutos têm sido utilizados em estudos de intrusão salina, lixiviação de solos em aterros sanitários e outros locais de deposição de resíduos, contaminação de aquíferos por lagoas de estabilização, movimento de material a partir de locais de deposição de resíduos radioactivos, dispersão de pesticidas a partir de campos agrícolas e outros tipos de poluição subterrânea.

Os modelos de transporte de calor têm sido usados na análise de impacto térmico de depósitos de material altamente radioactivo e depósitos de energia térmica em aquíferos.

A subsidência de solos devido a captação de água subterrânea tem sido estudada pelos modelos de deformação.

7.3.6 Elaboração de modelos de água subterrânea

Os passos a seguir na elaboração de um modelo de água subterrânea, segundo [7], são:

1. Determinar se o modelo é necessário e porquê (*objectivo* do modelo).
2. Recolher informação (dados) geológica e hidrogeológica e criar um *modelo conceptual* do sistema.

3. Escolher o *algoritmo* que será utilizado. O algoritmo é o que normalmente se designa o modelo de água subterrânea - p.e., MODFLOW, RT3D, SEEP2D, etc.. O computador deve ser capaz de cumprir com os requisitos do modelo e deverá ser compatível com os dados disponíveis.
4. O passo seguinte é a *elaboração/estruturação do modelo*. Seleccionam-se, a grelha, a fronteira e as condições iniciais. Estes deverão estar em conformidade com o modelo conceptual.
5. Deverá fazer-se uma *calibração* do modelo. Executam-se diferentes cenários, e ajustam-se os parâmetros do modelo, para determinar se os resultados do modelo reproduzem a informação do campo para a carga e o escoamento. Neste ponto o modelo apresenta o nível mais baixo de confiança.
6. No sentido de aumentar o grau de confiança no modelo. Efectua-se uma *análise de sensibilidade* no modelo calibrado para notar como é que a alteração em cada um dos parâmetros afecta os resultados do modelo.
7. Se existir um segundo conjunto de dados de campo - por exemplo, alteração do nível freático durante os ensaios de bombagem - poderá efectuar-se uma segunda fase de calibração, designada *verificação*. Se o modelo calibrado puder ser calibrado, o seu nível de confiança aumenta.
8. O modelo calibrado e verificado poderá ser usado para *previsão*. Se se usar um modelo calibrado mas não verificado para previsão, deverá reconhecer-se que os resultados são de baixo nível de confiança.
9. Reconhecendo que não existe certeza, mesmo para modelo calibrados e verificados, deverá efectuar-se uma análise de previsão de sensibilidade. Isto demonstra que existe uma taxa de incerteza nos resultados previstos.
10. Finalmente o modelador está pronto para *apresentar resultados* num relatório bem elaborado e estruturado.

Abousleiman (1995) referiu que é necessário verificar, em cada passo do processo, se existem dados suficientes para o modelo escolhido para que este seja eficiente.

Poderá ser necessário parar o processamento do modelo e voltar para o campo ou para o laboratório para recolher dados adicionais antes de continuar com o modelo. Se o tempo e os custos não o permitirem, deverá então abandonar-se o processamento do modelo em vez de continuar para uma conclusão defeituosa. De facto, é sempre uma boa ideia efectuar um modelo preliminar depois do programa inicial de recolha de dados, para ajudar o hidrogeologista a planear um programa de recolha de dados mais extenso.

7.3.7 Dados necessários para os modelos

Para se obter uma boa transformação de um modelo conceptual em um modelo matemático, análogo ou à escala, é necessário ter uma base de dados que contenha informação adequada para aplicar as equações necessárias. Todos os modelos começam com um primeiro modelo de escoamento de água subterrânea. Para tal, é necessário conhecer a configuração física do aquífero que inclui a localização, extensão da área e a espessura de todos os aquíferos e camadas confinantes; a localização dos corpos e leitos de águas superficiais e as condições de fronteira de todos os aquíferos. As propriedades hidráulicas que devem ser conhecidas são: a variação da transmissividade e permeabilidade e o coeficiente de armazenamento dos aquíferos, a variação da permeabilidade e armazenamento específico das camadas confinantes, e as ligações hidráulicas entre os aquíferos e os corpos de água superficiais. É também necessário ter o conhecimento sobre a energia hidráulica segundo a nível freático ou mapas potenciométricos da superfície e a quantidade de recarga natural do aquífero e o escoamento natural.

Para Modelar tensões no sistema natural de escoamento de água subterrânea, o modelador deverá conhecer a localização, tipos e quantidades ao longo do tempo de qualquer recarga artificial tais como resultantes de bacias e furos de recarga ou fluxo que retorna da irrigação, bem como as quantidades e localização de captação de água subterrânea dos furos ao longo do tempo. Deverão também conhecer-se as variações da quantidade da água que escoar nos canais e as variações do nível freático.

Os modelos de transporte de soluto precisam, adicionalmente aos dados de modelos de escoamento a seguinte informação: distribuição da porosidade efectiva, factores de dispersividade do aquífero, variações da densidade do fluido e a concentração natural dos solutos distribuídos pelo reservatório de água subterrânea. Também deverão ser conhecidas as localizações e o poder das fontes de contaminação bem como os factores de retardamento para solutos específicos para rochas e solos específicos da área. O modelo de escoamento é utilizado para computar a direcção e a taxa de movimento do fluido e as equações transporte de soluto são retornadas ao modelo de escoamento para derivar valores de movimento e retardamento de contaminantes.

7.3.8 Calibração e verificação do modelo

Um modelo é inicialmente calibrado tomando as estimativas iniciais dos parâmetros do modelo e resolvendo o modelo para ver como é que ele reproduz certas condições conhecidas do aquífero. Muitos modelos são inicialmente calibrados às cargas hidráulicas em regime permanente, sendo necessário conhecer o nível freático ou mapa de superfície potenciométrica. Como estes têm sido quase sempre conhecidos com grande precisão, então a distribuição de parâmetros do aquífero e/ou a quantidade de recarga, os valores para os parâmetros e recarga do aquífero são variados até que o modelo reproduza aproximadamente a condição conhecida do nível freático ou da superfície potenciométrica. Este processo é conhecido como calibração do modelo.

Como o mesmo resultado pode ser obtido alterando duas variáveis simultaneamente, é muito importante *verificar* o modelo (verificação do modelo) uma vez que este esteja calibrado o que é usualmente feito através do conhecimento da história do aquífero. Obtém-se uma resposta transiente do modelo que é comparada com uma condição transiente conhecida do aquífero, por exemplo, o nível freático no aquífero deverá baixar de determinada maneira, ao longo do tempo devido a bombagem a partir dos furos.

Se os níveis freáticos e as localizações e o caudal bombeado a partir dos furos são conhecidos ao longo do tempo, o modelo é validado se reproduzir as variações do nível freático já sabidas introduzindo a história conhecida da captação no aquífero. Se a história conhecida não se reproduzir com um grau de precisão desejado, os parâmetros dos modelos poderão ser alterados para recalibrar o modelo com um novo conjunto de parâmetros do modelo e repete-se o processo de verificação.

Na verificação a uma condição transitória, o coeficiente de armazenamento do aquífero é provavelmente o parâmetro que deve ser ajustado por não vir a ser utilizado na calibração em regime permanente. Uma vez que o modelo esteja calibrado a um evento transiente, deverá ser verificado ao regime permanente para certificar se se mantém calibrado.

A verificação do modelo no campo poderá ser feita, alterando a estrutura do aquífero para ver se o modelo prevê a resposta do aquífero quando este é alterado; por exemplo, fazendo o teste de bombagem. Muitos modelos computacionais não são sujeitos à verificação no campo pelo facto de este ser um passo que dispense de muito tempo e custos. Os eventos transitórios para a verificação da história do sistema aquífero podem incluir ensaios de bombagem em adição ao rebaixamento do nível freático a longo prazo.

Em alguns casos poderá ser necessário usar um modelo calibrado que não foi verificado, isto poderá ocorrer se não existir o historial das variações do nível freático que seja utilizada para verificar o modelo. Este modelo poderá ser útil mas deverá reconhecer-se que quaisquer previsões são menos prováveis de ser válidas do que as feitas com base em um modelo verificado. Quanto mais precisos forem os dados introduzidos inicialmente no modelo e quanto mais detalhados forem os dados sobre os quais o modelo é verificado, mais confiança o modelador terá nos resultados do modelo.

O processo de calibração e verificação do modelo necessita frequentemente de muitas variações nos parâmetros de dados que compõem o modelo. Os modelos à escala e os modelos análogos devem ser refeitos sempre que seja feita alguma

alteração nos dados. Os modelos numéricos podem ser facilmente re-computarizados com os novos dados. Esta é a razão básica por que os modelos numéricos quase substituíram completamente os outros tipos de modelos. O rápido crescimento do poder informático e a queda dos preços dos computadores pessoais colocou a habilidade de resolver modelos numéricos facilmente e a baixo custo à mesa de muitos, senão a maioria, dos geohidrologistas.

Os modelos de água subterrânea geralmente e recentemente usados e mais populares são basicamente numéricos (matemáticos) e classificam-se em modelos de diferenças finitas e modelos de elementos finitos.

7.3.9 Modelos de diferenças finitas

7.3.9.1 *Grelhas de diferenças finitas*

Num modelo conceptual que é contínuo, presumimos conhecer as propriedades do aquífero em todos os pontos que se localizam dentro da fronteira. Podemos substituir o modelo contínuo por um conjunto de pontos discretos estruturados em forma de grelha. A Figura 7.1 (A e B) ilustra duas variantes de uma grelha de diferenças finitas. Associados as grelhas estão os pontos-nós, onde são resolvidas as equações para obter os valores desconhecidos.

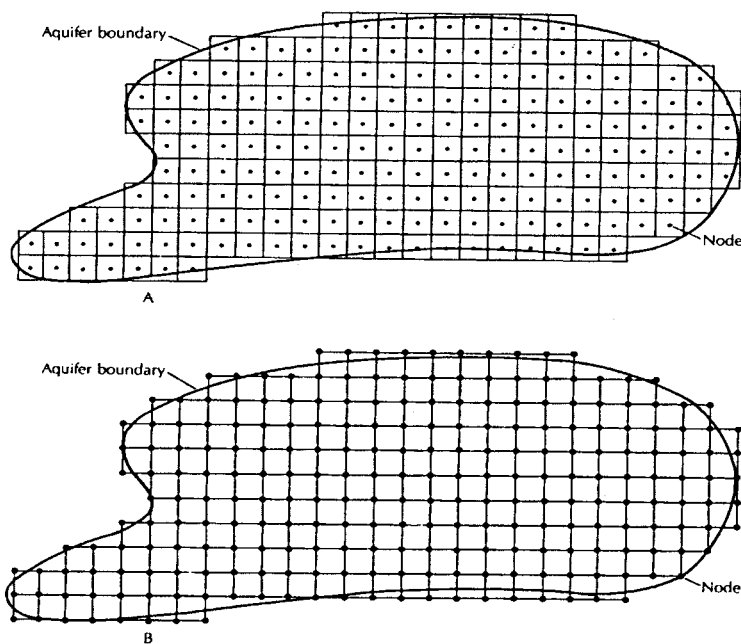


Figura 7.1. Grelhas de diferenças finitas num aquífero. A - Bloco centrado. B - Malha centrada. [7].

Também associados aos pontos-nós estão os valores conhecidos de parâmetros tais como transmissividade e capacidade de armazenamento. A grelha de bloco centrado (Figura 7.1.A) é a que tem os pontos-nós situados no centro da grelha; a grelha de malha centrada (Figura 7.1.B) é a que tem os pontos-nós situados na intersecção das linhas que constituem a grelha. A escolha do tipo de grelha a utilizar, entre a grelha de bloco centrado e a de malha centrada, depende das condições de fronteira. Uma grelha de bloco centrado é mais aplicável quando se especifica o fluxo na fronteira e a grelha de malha centrada é mais conveniente para situações onde se especifica a carga na fronteira.

7.3.9.2 Condições de fronteira

Para resolver a equação de fluxo de água subterrânea deve-se estar em condições de especificar as condições de fronteira. Existem dois tipos básicos de condições de fronteira [7]. Se se conhece a carga na fronteira da região de escoamento, esta é conhecida como condição de Dirichlet. Se se conhece, na fronteira, o fluxo para a

região do escoamento, esta é uma condição de Neumann. Em alguns casos as condições de fronteira estarão misturadas, sendo algumas porções, de carga conhecida e outras de fluxo conhecido.

7.3.10 Modelos de elementos finitos

Os modelos de elementos finitos oferecem uma aproximação alternativa aos modelos numéricos de escoamento de água subterrânea. Em vez de utilizar a rede rectangular de nós que é utilizada no método de diferenças finitas, o aquífero é dividido em células poligonais tipicamente triangulares mas não necessariamente. Os triângulos intersectam-se em nós que representam os pontos onde valores desconhecidos, tais como cargas, serão calculados. O valor da carga no interior de cada célula é determinado por interpolação entre os pontos nodais. A base matemática para o método dos elementos finitos é muito mais complexa do que a do método das diferenças finitas.

Os modelos de elementos finitos são considerados como sendo relativamente superiores em relação aos modelos de diferenças finitas para problemas com fronteira móvel, tal como um modelo de secção transversal com um nível freático transitório, bem como problemas complexos tais como transporte de contaminantes [7]. O modelo de elementos finitos tem também a vantagem de ser muito mais flexível em termos de simulação da geometria do sistema aquífero em relação ao método por diferenças finitas e necessita de menor número de nós.

De entre vários modelos de água subterrânea (intrusão salina) existentes e analisados, foi seleccionado o FEMWATER, da USGS, para a execução deste estudo, por ser o mais actualizado e completo, do ponto de vista do autor. O FEMWATER foi concebido para simular transporte e fluxo conjugados e faz parte de um largo número de programas de modelação dentro do software GMS (Groundwater Modeling System) que se encontram de alguma forma interligados. Trata-se de um software constituído por muitas e distintas componentes e escolhido pelo Departamento de Minas da FEUP pela sua multifuncionalidade e devido as distintas áreas de aplicação envolvidas pelos seus docentes e investigadores.

8 FEMWATER

8.1 Introdução

No início dos anos 90, o Laboratório Athens da U.S. Environmental Protection Agency (AERL) e a U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station (WES) levaram a cabo análises distintas de um grande número de modelos de água subterrânea para determinar quais seriam adoptados para serem utilizados nas suas pesquisas internas. A AERL estava interessada em adoptar um modelo tridimensional (3-D) variavelmente saturado que pudesse modelar geometrias irregulares, com controlo do nível piezométrico.

A WES estava interessada num modelo com as mesmas capacidades mas com o propósito de levar a cabo estudos de remediação de água subterrânea em locais contaminados do Departamento de Defesa e para aplicar em estudos de intrusão salina nos projectos de navegação da U.S. Army Corps of Engineers. As análises, independentes, das duas instituições resultaram na selecção dos modelos 3DFEMWATER e 3DLEWASTE para a implementação em projectos futuros.

Quando as instituições souberam que tinham os mesmos interesses e responsabilidades de pesquisas, estabeleceram um acordo de pesquisa conjunta e começaram a trabalhar num único sistema de modelação de água subterrânea para ambos. FEMWATER é o nome do modelo desenvolvido.

O FEMWATER é uma implementação moderna dos dois modelos anteriores, 3DFEMWATER (fluxo) e 3DLEWASTE (transporte). O FEMWATER foi formado pela combinação dos dois algoritmos num único modelo de transporte e fluxo.

8.2 Formulação do FEMWATER

O FEMWATER foi formulado para resolver o seguinte sistema de equações, juntamente com as condições de fronteira que governam o fluxo e o transporte através de meios porosos saturados/não saturados. As equações que governam o fluxo são, basicamente, as equações de Richards modificadas [11]. A equação é a seguinte:

8.2.1 Equações que governam o fluxo

$$\frac{\rho}{\rho_0} F \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot \left[K \left(\nabla h + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla z \right) \right] + \frac{\rho^*}{\rho_0} q \quad (8.1)$$

$$F = \alpha' \frac{\theta}{n} + \beta' + \frac{dS}{dh} \quad (8.2)$$

onde:

F é o coeficiente de armazenamento; h , a carga hidráulica; t , tempo; K , tensor de condutividade hidráulica; z , energia potencial; q , caudal de entrada e/ou saída; ρ , densidade da água à concentração química C ; ρ_0 , densidade de referência da água à concentração química zero; ρ^* , densidade para o fluido injectado ou para a água bombada; θ , conteúdo de mistura; α' , compressibilidade modificada do meio; β , compressibilidade modificada da água; n , porosidade do meio e S , a saturação.

A condutividade hidráulica é dada por:

$$K = \frac{\rho g}{\mu} k = \frac{(\rho / \rho_0)}{(\mu / \mu_0)} \frac{\rho_0 g}{\mu_0} k_s k_r = \frac{\rho / \rho_0}{\mu / \mu_0} K_{so} k_r \quad (8.3)$$

onde:

μ é a viscosidade dinâmica da água à concentração química C ; μ_0 , viscosidade dinâmica de referência à concentração química zero; k , tensor de permeabilidade; k_s , tensor de permeabilidade em saturação; k_r , permeabilidade relativa ou condutividade hidráulica relativa e k_{so} , o tensor de referência em saturação.

8.2.2 Equações que governam o transporte

As equações que governam o transporte são derivadas com base nas leis da continuidade de fluxo e de massa [11]. Os maiores processos são a advecção, dispersão/difusão, adsorção, decomposição, biodegradação e entrada/saída.

$$\begin{aligned}
 &\theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla C - (\theta D \cdot \nabla C) = \\
 & - \left(\alpha' \frac{\partial h}{\partial t} + \lambda \right) (\theta C + \rho_b S) - (\theta K_w C + \rho_b K_s S) + \\
 & m - \frac{\rho^*}{\rho} q C + \left(F \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\rho_0}{\rho} V \cdot \nabla \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right) - \frac{\partial \theta}{\partial t} \right) C
 \end{aligned} \tag{8.4}$$

onde:

θ é a concentração da mistura; ρ_b , peso específico do material do meio poroso (M/L^3); C , concentração do material na fase aquosa (M/L^3); S , concentração do material na fase adsorvida (M/M); t , tempo; V , descarga; ∇ , operador de Laplace; D , tensor do coeficiente de dispersão; λ , constante de decomposição; $m = qC_{in}$, fluxo de massa artificial; C_{in} , concentração do soluto na fonte, K_w , taxa de biodegradação de primeira ordem, constante ao longo da fase dissolvida; K_s , taxa de biodegradação de primeira ordem, constante ao longo da fase adsorvida e F , o coeficiente de armazenamento.

As equações referentes às propriedades dos fluidos, propriedades dos materiais, condições iniciais e condições de fronteira, tanto para as equações de fluxo como para as equações de transporte, são descritas adiante.

8.3 Malha de elementos finitos

8.3.1 Generalidades

A discretização computacional utilizada pelo FEMWATER é uma malha tridimensional de elementos finitos. O domínio volumétrico a ser modelado pelo FEMWATER deve ser idealizado e discretizado em hexaedros, prismas e/ou tetraedros. Os elementos estão tipicamente agrupados em zonas que representam diferentes unidades estratigráficas. Cada elemento tem o registo de identificação (ID) do material que representa a zona a que ele pertence. Quando se constrói uma malha deve ter-se o cuidado de verificar que os elementos não atravessam ou modificam os limites estratigráficos.

8.3.2 Bases para a criação de malhas

Como em qualquer problema com elementos finitos, deve ter-se um cuidado especial na construção da malha para evitar instabilidade numérica. A precisão e estabilidade numérica são frequentemente interesses ou objectivos concorrentes. Geralmente, os procedimentos ajudam a atingir a estabilidade do modelo em detrimento da sua precisão. Quando se adiciona a necessidade da eficiência computacional à precisão e estabilidade, a criação da malha pode ser uma tarefa difícil. Certamente, muitos consideram que seja uma forma de arte embora estejam a ser envidados esforços numéricos no sentido de minimizar a necessidade artística.

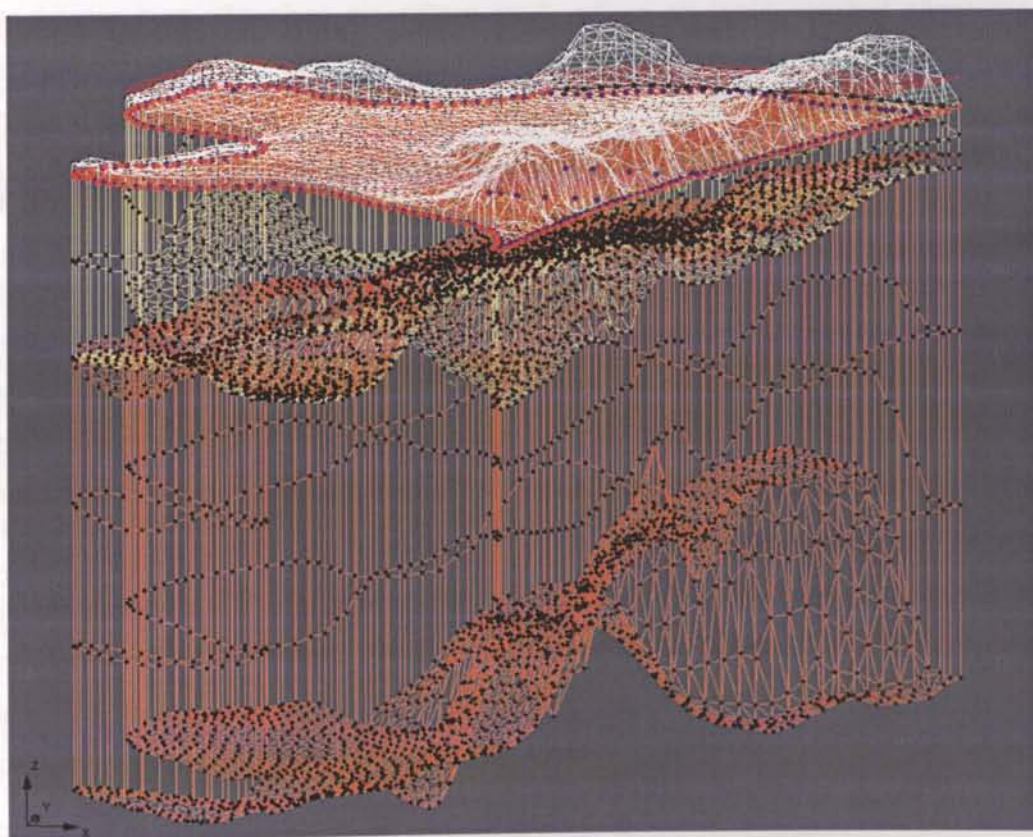


Figura 8.1. Malha 3D de elementos finitos.

Antes da criação da malha, o modelo geológico conceptual deve estar bem definido. A estratigrafia e as variações associadas a condutividade hidráulica devem ser bem conhecidas. As condições de fronteira, sejam elas recargas superficiais, concentração de sais ou furos, devem ser conhecidos ao pormenor. As localizações das estruturas de remediação ou outros tratamentos mitigativos devem ser cadastrados. Quando se conhece toda esta informação, já é possível iniciar o processo de criação de malhas.

O domínio computacional necessário para o FEMWATER é um domínio tridimensional não-estruturado de elementos finitos. O método recomendado para a construção de tal domínio numérico requer que primeiro seja construída uma projecção bidimensional da malha. Esta malha em projecção será reproduzida em camadas de elementos finitos tridimensionais, formando o domínio computacional para o FEMWATER. A malha bidimensional determinará a posição horizontal de todos os nós na malha tridimensional enquanto que a posição vertical destes nós será determinada pelo modelo estratigráfico conceptual.

O primeiro passo na criação de uma malha de projecção bidimensional consiste em levar o modelo conceptual gerado na fase de concepção do subsolo e determinar onde é que se localizarão as condições da fronteira externa. Estas coincidirão essencialmente com os locais da área de estudo onde houver informação disponível sobre o nível freático. Os limites externos do modelo devem estar localizados onde a informação é bem conhecida.

O próximo passo é determinar o número de elementos e a sua melhor distribuição para resolver o problema de transporte e fluxo. Na configuração simples, as malhas de espaçamento fino devem ser colocadas onde se espera que os gradientes de pressão e concentração sejam máximos. Estarão certamente perto de furos que causem cones de depressão significativos.

Contudo, deve ter-se o cuidado de variar gradualmente o tamanho dos elementos para evitar erros numéricos. Por exemplo, deve-se, sempre que possível, cumprir com a regra dos 50 %: o tamanho de um elemento não deve diferir em mais do que

50 % do tamanho do elemento adjacente. Adicionalmente, deve envidar-se todo o esforço para evitar elementos com formas muito enviesadas ou irregulares.

Depois de criada a malha de projecção, deve desviar-se a atenção para o próprio espaçamento vertical dos elementos. Questões relativas ao espaçamento vertical dos elementos são aplicáveis tanto para as dimensões verticais como para as horizontais. A resolução fina deve ser colocada em regiões verticais onde os gradientes de pressão e concentração são maiores e mais particularmente na zona não saturada.

Por exemplo, se um aquífero muito condutivo for adjacente a um aquíclodo muito impermeável, é necessário criar uma malha de resolução fina na vizinhança da interface. Geralmente deve haver, verticalmente, pelo menos 3 camadas de elementos em cada unidade estratigráfica distinta, particularmente se ocorrerem grandes variações de condutividade hidráulica nas camadas adjacentes.

Se, por outro lado, também forem necessárias grandes variações de condutividade hidráulica, não podem existir duas camadas adjacentes que variem por mais do que três ordens de valor. Se esta regra for violada, as soluções poderão ser pouco precisas e convergirão lentamente. Certamente se a condutividade variar muito, então deverão utilizar-se muitas camadas e os seus valores variados gradualmente nas curtas distâncias em que elas se alteram.

Quando se constrói uma malha para uma análise de transporte, o procedimento é todo igual ao anterior. Primeiro, se forem utilizados elementos hexaédrais, cada elemento deve ser construído de tal forma que todas as suas faces sejam planas. Este é um requisito particular porque o algoritmo de sequência de partículas utilizado pelo FEMWATER pode ser interrompido se uma partícula atravessar a face de um elemento que não seja plana. Faces triangulares são sempre planas mas faces quadrangulares podem ser ou não planas.

No campo da eficiência computacional, é importante notar que o menor número de elementos nem sempre garante a simulação mais rápida. É bem possível construir um modelo com um número insuficiente de elementos para caracterizar

adequadamente o problema, criando assim uma simulação que converge muito lentamente.

Resumindo, serão utilizados menos elementos no cálculo mas será necessário um maior número de iterações. Geralmente, se for utilizado um número suficiente de elementos, serão necessárias menos iterações para convergir para uma solução. É melhor usar um grande número de elementos para menos iterações, para poder obter respostas precisas, do que usar poucos elementos para muitas iterações e obter respostas não exactas e possivelmente não convergentes.

8.4 Propriedades dos materiais

8.4.1 Generalidades

Um dos principais ficheiros de entrada do FEMWATER é o ficheiro do modelo que é constituído pelas opções de análise, propriedades do material, condições iniciais e condições de fronteira. As propriedades do material incluem as propriedades dos fluidos e propriedades do solo. Define-se um conjunto das propriedades do fluido para toda a malha e um conjunto de propriedades do solo para cada um dos tipos de solo ou aquífero referenciados pelo ID do material do elemento.

8.4.2 Propriedades do fluido

Os dados de entrada das propriedades do fluido no ficheiro do modelo são usados para especificar a densidade, a viscosidade e a compressibilidade do fluido e a aceleração de gravidade. A aceleração de gravidade não é uma propriedade do fluido mas é um dado de entrada na mesma linha que a viscosidade e a densidade por conveniência. A especificação da aceleração de gravidade permite que o utilizador use quaisquer unidades desejadas para as propriedades do fluido, propriedades do solo e todos outros parâmetros de entrada para o FEMWATER.

Todos os parâmetros devem ser consistentes com as unidades da aceleração de gravidade especificada. Por exemplo, se as unidades da aceleração de gravidade estiverem especificadas em m/s^2 , todas as unidades de comprimento, incluindo as

coordenadas da malha, devem estar em metros e todas as unidades do tempo, incluindo os dados de incremento de tempo, devem estar especificadas em segundos.

Contudo, uma vez que na prática a maioria das unidades de concentração de massa são expressas em unidades adimensionais (tais como, ppt ppm, ppb), a concentração em FEMWATER pode ser especificada nestas unidades sem considerar se estão consistentes com as unidades de massa e comprimento.

O FEMWATER pode ser utilizado para modelar transporte e fluxo dependentes da densidade. Consequentemente, devem definir-se relações entre concentração, densidade e viscosidade. As relações utilizadas pelo FEMWATER são:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = a_1 + a_2C + a_3C^2 + a_4C^3 \quad (8.5)$$

e

$$\frac{\mu}{\mu_0} = a_5 + a_6C + a_7C^2 + a_8C^3 \quad (8.6)$$

onde

ρ_0 e μ_0 são, respectivamente, a densidade e a viscosidade da água doce; $a_1, \dots, a_8$ são parâmetros usados para definir a dependência da concentração à densidade e viscosidade da água [11] e C é a concentração do contaminante.

Assim sendo, os valores de ρ_0 , μ_0 e $a_1, \dots, a_8$ devem ser especificados pelo utilizador.

8.4.3 Propriedades do solo

Na malha, cada elemento está registado com um material correspondente à zona ou aquífero em que está localizado. O ID do material é um índice para uma lista de propriedades do solo. A lista de propriedades do solo é um dado de entrada para o ficheiro do modelo. As propriedades do solo que devem ser especificadas são: condutividade hidráulica, compressibilidade, dispersão, difusão, coeficiente de degradação radioactiva, taxa de biodegradação de primeira ordem na fase

dissolvida e adsorvida e 3 curvas de retenção de água descrevendo a forma como o conteúdo da mistura, a condutividade hidráulica e a capacidade da água variam com a pressão hidráulica na zona não-saturada.

8.5 Condições de fronteira

8.5.1 Generalidades

As condições de fronteira suportadas pelo FEMWATER incluem pontos de entrada e saída⁵, fronteiras de Dirichlet (carga especificada), fronteiras de fluxo, fronteiras de gradiente de fluxo e fronteiras variáveis (precipitação, evaporação e escoamento superficial). Em cada caso, os valores prescritos podem ser constantes ou variarem com o tempo. Não introduzir condições fronteira à fronteira de uma malha é equivalente a ter uma fronteira sem escoamento numa simulação de escoamento ou a uma fronteira de fluxo sem difusão numa simulação de transporte.

8.5.2 Escolha de condições de fronteira adequadas

O FEMWATER permite que o utilizador opte por muitos tipos de condições de fronteira na tentativa de abranger todas as condições de fronteira válidas que podem ser encontradas na modelação com elementos finitos. Ocorrerá, sem dúvida, alguma confusão sobre que tipos de condições de fronteira são adequados para várias situações. A seguinte discussão destina-se a ajudar na escolha das condições de fronteira apropriadas nas simulações com o FEMWATER.

A condição de fronteira mais frequentemente utilizada na modelação da água subterrânea é a condição de fronteira de carga especificada (Dirichlet). Se forem conhecidas as cargas hidráulicas num dado local ao longo da simulação, esta é a condição de fronteira mais apropriada para usar.

Como uma regra geral, a condição de fronteira variável deve ser usada quando se modelam a precipitação e a evaporação. Esta condição de fronteira é a mais

⁵ Os pontos de entrada e de saída não são tecnicamente condições de fronteira. Contudo, são aqui incluídos por conveniência.

robusta porque dá ao FEMWATER a liberdade de mudar a condição de fronteira para uma condição de fronteira de carga específica tanto para condições de sobre-saturação e não-saturação (discutido mais adiante). Esta característica é aplicável especialmente em simulações transitórias em que o nível freático pode variar ao longo dos intervalos de tempo da simulação.

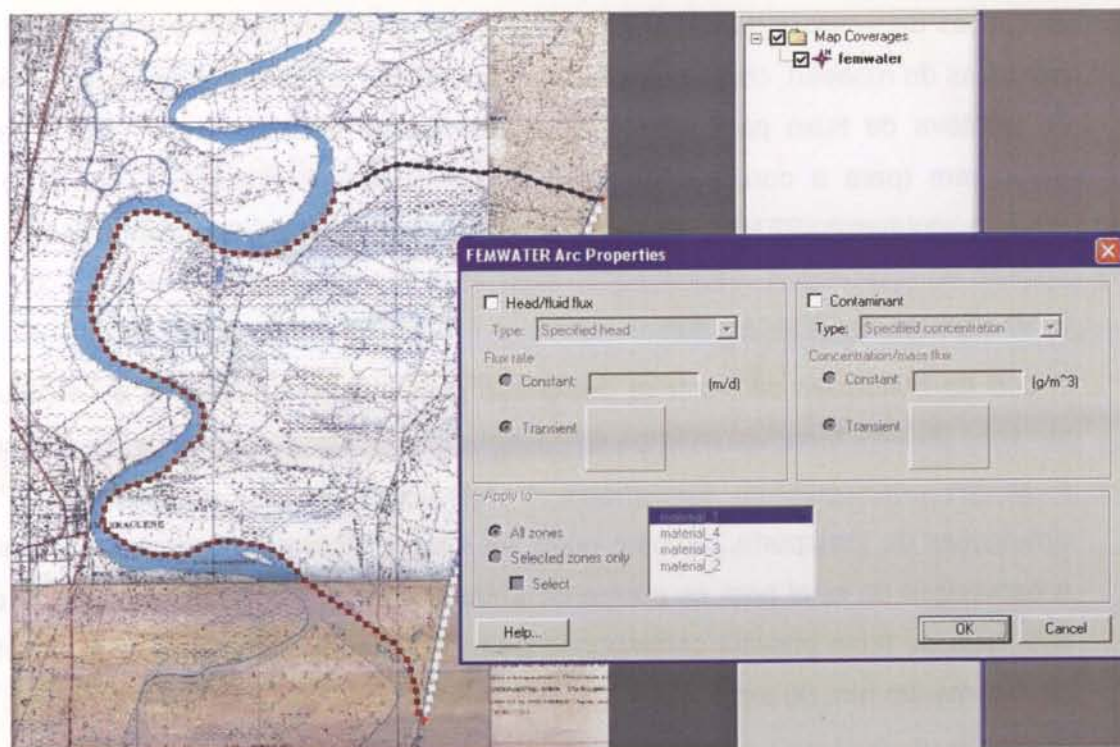


Figura 8.2. Atribuição de condições de fronteira.

Alguns modeladores devem estar mais habituados a utilizar a condição de fronteira de caudal específico para condições de fluxo de infiltração/evaporação e entrada/saída. Na realidade, em alguns casos é possível saber qual é o fluxo nas faces do elemento com um grau de precisão aceitável.

Contudo, o utilizador é alertado sobre o facto do caudal específico estar sempre colocado numa direcção paralela à normal da face do elemento em que esta condição de fronteira é aplicada (discutido adiante). Portanto, numa simulação em

que existe um caudal específico conhecido, o valor do caudal específico deve ser ajustado para todas as faces dos elementos cujas normais se desviam da direcção conhecida do fluxo.

Na maior parte dos cenários de modelação de água subterrânea e particularmente em simulações transitórias, o modelo é melhor ajustado tanto pela utilização de condições de fronteira de carga específica (para as condições de entrada/saída nas fronteiras do modelo), como permitindo que o modelo numérico altere uma condição de fronteira de fluxo para uma condição de carga constante se as condições o garantirem (para a condição de fluxo de evaporação/infiltração). A condição de fronteira variável do FEMWATER proporciona ao utilizador a última capacidade.

8.5.3 Pontos de entrada/saída

O tipo de condições de fronteira designado pontos de entrada/saída é constituído por uma taxa de fluxo volumétrico ou caudal atribuídos aos nós na malha. Entradas e saídas correspondem tipicamente a furos de injeção e extracção. Para simulações de transporte, também pode ser especificada a concentração do fluido. A convenção do sinal para os pontos de entrada e saída em FEMWATER é de que uma taxa de fluxo positiva corresponde a um furo de injeção e um valor negativo representa um furo de extracção.

Uma prática comum na instalação de furos é injectar ou extrair o fluido de uma zona do aquífero onde se encontra o filtro. Esta zona pode ter qualquer dimensão, desde alguns centímetros até muitos metros. Uma vez que o FEMWATER requer que os caudais bombados/injectados do/no furo sejam especificados nos nós, é boa prática fazer com que um maior número de nós da malha de elementos finitos se situe dentro da zona do filtro do furo como pontos de entrada/saída. O valor injectado/extraído do furo deve ser dividido pelos nós usados para simular a zona do filtro do furo. Não é necessário que estes valores do caudal sejam divididos uniformemente pelos nós da zona do filtro, permitindo deste modo que o utilizador atribua valores diferentes de caudal para os diferentes níveis do filtro.

Deve também sublinhar-se que o FEMWATER só requer que os pontos de entrada/saída sejam definidos na zona saturada. Assim, todos os furos, sejam de injeção ou de extracção, devem situar-se na zona saturada do aquífero e não deverá existir nenhum na zona sob vácuo. Se um ponto de entrada ou saída estiver situado numa zona que se torna não-saturada durante o curso da simulação, a simulação parará na iteração em que isto acontecer, independentemente de o furo estar a injectar ou a extrair água.

8.5.4 Condições de fronteira de Dirichlet

Uma condição de fronteira de Dirichlet é constituída por uma carga total prescrita no nó. Pode também ser especificada uma concentração. A condição de fronteira de Dirichlet é, geralmente, aplicada à interface solo-água tal como, cursos de água, barreiras artificiais, lagos e linhas de costa.

As equações do FEMWATER que governam o fluxo estão escritas em termos de carga hidráulica. Assim sendo, a definição formal da condição de fronteira de Dirichlet para a carga hidráulica é:

$$h = h_d(x_b, y_b, z_b, t) \text{ em } B_d \quad (8.7)$$

onde (x_b, y_b, z_b) é a coordenada espacial na fronteira, B_d é a fronteira de Dirichlet e h_d é a pressão hidráulica prescrita. Uma vez que é mais conveniente especificar a carga total em vez de carga hidráulica, as condições de fronteira de Dirichlet são introduzidas como valores de carga total e são internamente convertidas pelo FEMWATER a pressões hidráulicas, subtraindo a cota dos nós nos locais em que são atribuídas as condições de fronteira.

Consequentemente, a definição formal de uma condição de fronteira de concentração de Dirichlet para carga hidráulica é:

$$C = C_d(x_b, y_b, z_b, t) \text{ em } B_d \quad (8.8)$$

onde C_d é concentração prescrita na fronteira de Dirichlet. Deve salientar-se que esta é uma concentração fixa e é independente da direcção de escoamento do fluido.

Existem situações na modelação do transporte em que se deseja resolver para a concentração do fluido, uma vez que o fluxo está a sair por uma fronteira de carga específica. O FEMWATER proporciona um meio de acompanhar este processo, usando dois tipos de condições de fronteira. Os valores da carga específica devem ser atribuídos aos nós como foi descrito acima, contudo, não se deve atribuir nenhum valor específico de concentração. Deve atribuir-se a condição de fronteira variável (descrita adiante) às faces dos elementos desta fronteira. Isto permitirá que o utilizador atribua uma concentração ao fluido e quando o caudal sai do sistema através da fronteira, o FEMWATER calculará uma concentração.

8.5.5 Condições de fronteira de fluxo

Uma condição de fronteira de fluxo é constituída por um fluxo de fluido prescrito na face de um elemento da fronteira. Pode também ser especificado o fluxo da massa contaminante. Formalmente, a condição de fronteira de fluxo para o escoamento/caudal pode ser descrita como sendo:

$$-\mathbf{n}\mathbf{K}\left(\frac{\rho_0}{\rho}\nabla h + \nabla z\right) = q_c(x_b, y_b, z_b, t) \quad \text{em } B_c, \quad (8.9)$$

onde

$\mathbf{n}$ é o vector unidade de saída, normal à fronteira; (x_b, y_b, z_b) é a coordenada espacial na fronteira; $\mathbf{K}$ é o tensor de condutividade hidráulica; ρ_0 - densidade de referência

do fluido (limpo); ρ - densidade da solução; h - carga hidráulica; z - cota; q_c - caudal e B_c - fronteira do escoamento.

A fronteira de escoamento para o transporte pode ser descrita como sendo:

$$\mathbf{n} \cdot (\mathbf{V}C - \theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) = q_c(x_b, y_b, z_b, t) \quad \text{em } B_c, \quad (8.10)$$

onde

V - Velocidade de Darcy; C - concentração; θ - Conteúdo da mistura; D - Tensor do coeficiente de dispersão; q_c - Caudal prescrito; B_c - Fronteira de escoamento.

A condição de fronteira de fluxo é tipicamente aplicada a águas superficiais em que é conhecido o caudal infiltrado através das camadas dos sedimentos de base para o subsolo. O caudal para o fluxo e transporte é um valor negativo quando sai do sistema e um valor positivo quando entra.

8.5.6 Condições de fronteira de gradiente de fluxo

A condição de fronteira de gradiente de fluxo raramente ocorre na natureza. É constituída por um gradiente de fluxo do fluido prescrito na face de um elemento da fronteira. Deve também especificar-se a concentração do fluido. Formalmente, a condição de fronteira de gradiente de fluxo para o escoamento pode ser descrita como sendo:

$$-\mathbf{n} \cdot \mathbf{K} \cdot \frac{\rho_0}{\rho} \nabla h = q_n(x_b, y_b, z_b, t) \quad \text{em } B_n \quad (8.11)$$

onde

$\mathbf{n}$ é o vector unidade de saída, normal à fronteira; (x_b, y_b, z_b) é a coordenada espacial na fronteira; $\mathbf{K}$ é o tensor de condutividade hidráulica; ρ_0 - densidade de referência do fluido (limpo); ρ - densidade da solução; h - carga hidráulica; z - cota; q_n - caudal prescrito; B_n - fronteira de gradiente do fluxo.

A fronteira de gradiente de fluxo para o transporte pode ser descrita como sendo:

$$\mathbf{n} \cdot (-\theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) = q_n(x_b, y_b, z_b, t) \quad \text{em } B_n, \quad (8.12)$$

onde

C - Concentração; θ - Conteúdo da mistura; $\mathbf{D}$ - Tensor do coeficiente de dispersão; q_n - Caudal prescrito; B_n - Fronteira de gradiente do fluxo.

O caudal para o fluxo e transporte é um valor negativo quando sai do sistema e um valor positivo quando entra no sistema.

8.5.7 Condições de fronteira variável

As condições de fronteira variável são tipicamente aplicadas as faces superiores da camada superior dos elementos da malha (i.e., na interface solo-ar), e são utilizadas para simular evaporação, escoamento superficial devido a infiltração e secções de saída do escoamento superficial.

Uma outra aplicação importante da condição de fronteira variável está em combinação com o facto de as condições fronteira, tanto a de Dirichlet como a de fluxo poderem simular fronteiras com carga hidráulica ou caudal do fluido conhecidos mas concentrações desconhecidas.

As condições de fronteira variáveis são assim chamadas não porque variam com o tempo mas porque correspondem tanto a condição de fronteira de Dirichlet como a

condição de fronteira de fluxo, dependendo da evaporação potencial, a condutividade do meio, a disponibilidade da água, nomeadamente a precipitação e o nível da água subterrânea.

Durante o período de chuva, as condições de fronteira variável são definidas como:

$$h = h_p(x_b, y_b, z_b, t) \text{ em } B_v, \quad (8.13)$$

ou

$$-\mathbf{n} \cdot \mathbf{K} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_p(x_b, y_b, z_b, t) \text{ em } B_v, \quad (8.14)$$

Durante o período em que não está a chover, as condições de fronteira variável são definidas como

$$h = h_m(x_b, y_b, z_b, t) \text{ em } B_v, \quad (8.15)$$

ou

$$h = h_m(x_b, y_b, z_b, t) \text{ em } B_v, \quad (8.16)$$

ou

$$-\mathbf{n} \cdot \mathbf{K} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_c(x_b, y_b, z_b, t) \text{ em } B_v, \quad (8.17)$$

onde

h - carga hidráulica; h_p - profundidade da água; (x_b, y_b, z_b) é a coordenada espacial na fronteira; B_v - fronteira variável; $\mathbf{n}$ é o vector unidade de saída, normal à fronteira; $\mathbf{K}$ é o tensor de condutividade hidráulica; ρ_0 - densidade de referência do fluido (limpo); ρ - densidade da solução; z - cota; h_m - pressão mínima; q_e - caudal máximo evaporado.

Só se usa apenas uma das Equações (8.13)-(8.17) na fronteira variável para um dado instante. Durante o período chuvoso, a chuva infiltra-se no subsolo a um caudal igual ao caudal da precipitação prescrito, q_p , de acordo com a Equação (8.14). Se o caudal da precipitação exceder a capacidade de infiltração do solo ou se o nível da água subterrânea subir até à superfície da malha, não se permite que a pressão hidráulica passe acima do nível da água, h_p . Se isto acontece, a condição de fronteira altera-se para a condição de Dirichlet (8.13), i.e., a pressão hidráulica passa a ser igual à profundidade da água.

Durante o período em que não chove, a condição de fronteira corresponde a uma das Equações (8.15)-(8.17). Mais uma vez, não é permitida que a pressão hidráulica passe acima do nível da água (Equação 8.15). Se a pressão hidráulica estiver abaixo do nível da água, a condição de fronteira passa à condição de fluxo da Equação (8.16) e o caudal passa a ser igual ao caudal específico da evaporação, q_e . Se a pressão hidráulica estiver abaixo da pressão hidráulica mínima, h_m , a condição de fronteira passa à condição de Dirichlet da Equação (8.16) e a pressão hidráulica passa a ser igual à pressão mínima.

Em condições normais, a condição de fronteira de Dirichlet não poderia ser alterada para condição de fronteira de fluxo porque a condição de fronteira de Dirichlet, por definição, adicionará ou removerá, continuamente, água do sistema necessária para manter a carga prescrita. Contudo, no caso da condição de fronteira variável, as condições de Dirichlet são válidas para as condições, tanto de "nível baixo" como de

“nível elevado”, respectivamente, quando os nós estão apenas a adicionar ou a remover água do sistema.

Assim sendo, se uma fronteira variável que estiver de momento registada na condição de Dirichlet de “nível baixo” começar a remover água do sistema, é então alterada para uma fronteira de fluxo e a água é removida ao caudal prescrito. O mesmo é real mas inverso por outro lado, em que os nós de Dirichlet estão apenas a adicionar água numa condição de “nível elevado”. Quando a fronteira começa a adicionar água, o tipo de fronteira é alterado para fluxo e a água é adicionada ao caudal prescrito.

Durante os períodos em que a condição de fronteira variável passa a condição de fronteira de fluxo, o valor do caudal específico é dirigido verticalmente (i.e., tanto na direcção negativa como na positiva, de z) no sentido de simular a primeira direcção da precipitação e evaporação. Para calcular o caudal volumétrico que entra no sistema, o FEMWATER toma o valor do caudal específico e multiplica este valor pela área da face do elemento projectada sobre um plano horizontal x - y (perpendicular à direcção do fluxo). Para as faces de elementos que estão ligeiramente desviadas do plano horizontal, este cálculo vai garantir que o caudal não seja artificialmente exagerado.

A condição de fronteira variável difere da condição de fronteira de caudal específico neste aspecto. A condição de fronteira de caudal específico assume sempre que o fluxo é paralelo à normal da face do elemento e consequentemente é utilizada a área normal da face do elemento para o cálculo do caudal volumétrico. Esta característica da condição de fronteira variável permite que o FEMWATER simule de forma mais exacta as condições reais da natureza, da infiltração, da precipitação e evaporação numa superfície topograficamente variável.

Existe ainda outra forma de utilização da condição de fronteira variável que é na modelação de secções de saída de escoamento superficial e canais de água subterrânea. A condição de fronteira variável pode ser aplicada a faces de

elementos em que pode ocorrer escoamento de água subterrânea mas que não é conhecida a quantidade ou a localização exacta.

Uma taxa de evaporação justificada pode ser prescrita para as condições em que as faces não estejam saturadas mas se o nível freático subir e as faces do elementos se tornarem saturadas, a fronteira actuará como uma secção de fluxo, removendo água subterrânea do sistema. Deste modo, podem ser identificados potenciais locais de fluxo. Esta habilidade também permite que o FEMWATER modele as condições encontradas com drenos agrícolas e rios efluentes que são abastecidos pelo escoamento subterrâneo e não voltam a drenar a água para o sistema subterrâneo.

Para a simulação do transporte durante os períodos chuvoso ou não chuvoso, a condição de fronteira variável é também uma condição de fronteira de fluxo com um dado caudal total ou um gradiente de fluxo nulo. Matematicamente, isto pode ser expresso como:

$$\mathbf{n} \cdot (\mathbf{V}C - \theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) = \mathbf{n} \cdot \mathbf{V} C_v(x_b, y_b, z_b, t) \quad \text{se } \mathbf{n} \cdot \mathbf{V} \leq 0 \quad (8.18)$$

$$\mathbf{n} \cdot (-\theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) = 0 \quad \text{se } \mathbf{n} \cdot \mathbf{V} > 0 \quad (8.19)$$

onde

C – Concentração; $\mathbf{V}$ – Tensor de velocidade de Darcy; θ – Conteúdo da mistura; $\mathbf{D}$ – Tensor do coeficiente de dispersão; C_v – Concentração na fronteira variável.

Se a direcção do escoamento através da fronteira for para a região, governa a condição de fluxo da Equação (8.18) e a concentração no fluido que entra é igual à concentração prescrita C_v . Se a direcção do escoamento pela fronteira for para fora da região, governa a condição de fronteira de gradiente do fluxo da Equação (8.19), o que significa que a concentração do fluido que sai é tal e qual como era antes deste sair da região.

O comportamento da condição de fronteira variável nas simulações de transporte proporciona um dispositivo importante nas condições de modelação em que a carga

hidráulica ou as condições de escoamento são conhecidas mas desconhece-se o fluxo da concentração. Como foi mencionado tanto para a condição de fronteira de Dirichlet como para a condição de fronteira de fluxo, é possível atribuir ao fluido condições tanto de Dirichlet como de fluxo numa fronteira, sem atribuir a concentração a estes tipos.

Então, atribuindo uma condição de fronteira do tipo variável para a concentração, o utilizador é capaz de especificar a concentração do fluido quando o escoamento entra para o sistema mas o FEMWATER calcula a concentração do fluido quando este está a sair do sistema.

As condições de fronteira variável são definidas, especificando a pressão hidráulica mínima, h_m , o nível da água, h_p , os caudais q_p e q_e e a concentração, C_v .

8.6 Condições Iniciais

8.6.1 Generalidades

Sempre que se faz uma análise em FEMWATER, deve definir-se um conjunto de condições iniciais. As condições iniciais definem o estado inicial da pressão hidráulica e da concentração. As condições iniciais necessárias para um problema particular dependem do tipo de simulação que está a ser efectuada. As regras, opções e formatos para a definição das condições iniciais para o FEMWATER são descritos a seguir.

8.6.2 Tipos de Condições iniciais

Existem três tipos de condições iniciais para simulações em FEMWATER: arranques “em frio”, arranques em “quente” e soluções de fluxo.

Os arranques em “frio” são usados para estabelecer um conjunto de valores iniciais no arranque de uma simulação em regime estacionário ou transitório.

Arranques “em quente” são usados para continuar uma simulação anterior de FEMWATER sem ter que começar de um arranque “em frio”.

As soluções de fluxo são usadas para definir o campo do fluxo que é necessário na execução de uma simulação de transporte apenas (contrariamente ao transporte e fluxo associados).

8.6.3 Arranques "em frio" (Cold starts)

O FEMWATER usa um método iterativo para determinar soluções de problemas de fluxo e transporte. Um cálculo iterativo envolve um arranque com uma estimativa de cargas e concentrações e a utilização de um algoritmo iterativo para modificar gradualmente os valores iniciais até que eles convirjam a um conjunto de valores que satisfaçam as respectivas equações governantes. A utilização de uma estimativa inicial de valores é designada de um arranque "em frio".

8.6.3.1 Regime estacionário versus regime transitório

Os arranques "em frio" devem ser especificados independentemente de a simulação ser em estado estacionário ou transitório. Contudo, a análise efectuada para definir o arranque "em frio" pode variar dependendo de a simulação ser em regime estacionário ou transitório. Se se escolher uma condição inicial com valores próximos da solução final, a simulação convergirá com poucas iterações (resultando em intervalo de tempo mais curto). Por causa da natureza não linear da zona não saturada, a solução para a equação do fluxo é frequentemente não-única.

Diferentes conjuntos de valores de condições iniciais escolhidos para uma simulação podem resultar em diferentes soluções convergentes para o mesmo conjunto de condições de fronteira, especialmente se as condições de fronteira usadas em cada simulação variar significativamente da outra. Deve tomar-se especial cuidado para garantir que são utilizadas estimativas justificáveis das condições da água subterrânea como condições iniciais para simulações em FEMWATER.

Com uma simulação transitória, a especificação da condição inicial torna-se mais crítica. Neste caso, a condição inicial pode representar o estado actual do aquífero no arranque do período da simulação. No sentido de tornar a simulação mais

precisa, as condições iniciais devem ser compatíveis com as condições de fronteira e pressões especificadas.

Por exemplo, suponha-se que pretende simular-se o efeito transitório da injeção/extracção de um novo campo de furos num aquífero. Se se usar uma condição inicial incompatível, a resposta do aquífero na parte inicial da simulação será, em parte devido aos furos e em parte devido aos ajustamentos que o aquífero deverá fazer para tornar as cargas e as concentrações compatíveis com outras pressões e condições de fronteira.

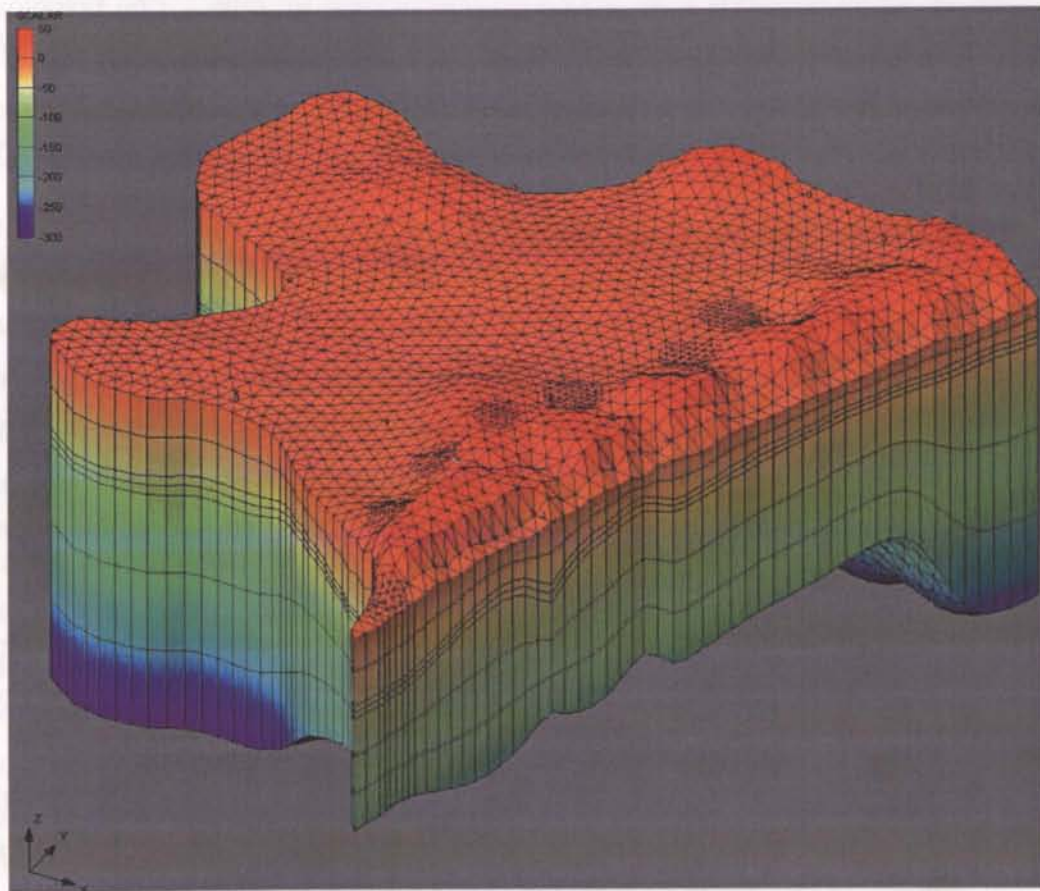


Figura 8.3. Dados de pressões hidráulicas iniciais para o FEMWATER.

Portanto, muitas vezes é melhor simular primeiro um regime estacionário com as condições de fronteira que não alterarão durante a simulação transitória e depois usar a solução desta simulação como uma condição inicial para a simulação transitória. Para este exemplo, envolveria, primeiro executar uma simulação em regime estacionário e com todas as condições de fronteira excepto as dos furos de injeção e extracção. A solução desta simulação seria então usada como condição inicial para a simulação transitória e a resposta do aquífero seria somente devida às pressões introduzidas pelos furos de injeção e extracção.

No caso da concentração, muitas vezes não é aplicável uma simulação em regime transitório, uma vez que o transporte raramente atinge condições estacionárias. Em muitos casos a condição inicial corresponderá a uma plumagem existente que já terá sido caracterizada através de interpolação tridimensional de medições em locais difundidos.

8.6.3.2 Valores necessários

Quando se executa uma simulação do fluxo, é necessário ter um conjunto de pressões hidráulicas para condição inicial para o arranque “em frio”. Se se executa uma simulação apenas de transporte, é necessário ter um conjunto de concentrações (em adição às soluções do fluxo como foi explicado acima). Se se executa uma simulação conjunta de transporte e fluxo, são necessários conjuntos de pressões e concentrações.

O conjunto de valores de pressões necessário para uma simulação em arranque “em frio” pode ser estimado com base numa superfície de nível ou um conjunto interpolado de pressões hidráulicas baseados em valores medidos em locais discretos. Contudo, uma outra opção é usar o resultado de uma solução anterior em FEMWATER como as pressões hidráulicas da condição inicial. Esta técnica é frequentemente designada de fazer um “Arranque “em quente”” de uma simulação.

O FEMWATER tem uma característica de arranque “em quente” que é ligeiramente diferente e aplica-se apenas às simulações transitórias e que é descrita mais adiante. Se uma simulação está a ser convergente mas o número de iterações

máximas estabelecido for atingido antes da convergência, o FEMWATER regista o ficheiro de pressões hidráulicas não convergidas e termina.

Este ficheiro pode depois ser usado como ficheiro da condição inicial para a próxima simulação começando, efectivamente, a simulação de onde ela tinha parado na execução anterior. Esta técnica é importante na escolha das condições iniciais para uma condição de plano e uma solução convergida para a condição de base como já tendo sido calculada numa simulação anterior.

Outra aplicação importante desta técnica consiste em manter o modelo “actualizado” (“spinning up”). Como foi mencionado há pouco, se a condição inicial do arranque “em frio” difere muito da solução final, as pressões devidas às condições de fronteira podem fazer com que o FEMWATER oscile e tenha dificuldade em convergir. Uma solução para este problema é seleccionar um melhor arranque “em frio”.

Uma outra solução é arrancar com um conjunto de condições de fronteiras que sejam mais compatíveis com um arranque “em quente” específico e determinar a solução. As condições de fronteira são então ligeiramente modificadas e a solução da primeira simulação é usada como condição inicial para a segunda simulação. Este processo é repetido e as condições de fronteira são gradualmente alteradas até que correspondam aos valores desejados.

8.6.3.3 Convergência

Os valores escolhidos para um arranque “em quente” podem ter um impacto significativo na convergência. Se o arranque “em frio” seleccionado diferir largamente da solução, i.e., for extremamente incompatível com as pressões do modelo, o FEMWATER poderá ter dificuldade em convergir. Consegue-se obter a solução mais rápida e robusta se os valores do arranque “em frio” estiverem o mais próximo possível da solução convergente.

8.6.4 Arranques “em quente” (Hot starts)

Uma vez que o FEMWATER é um modelo de elementos finitos, não-linear, as resoluções podem requerer um longo tempo de cálculo mesmo para malhas de

dimensões moderadas, particularmente quando se realiza uma simulação em regime transitório envolvendo muitos intervalos de tempo. Durante um estudo de modelação, não é raro encontrar situações em que o cálculo progride bem para um certo ponto do tempo e depois diverge ou “perde-se”.

Frequentemente, esta situação pode ser resolvida diminuindo o tamanho dos intervalos de tempo próximo do ponto do tempo em que o cálculo “se degrada”. Em tais casos, é frequentemente necessário reiniciar a simulação num ponto logo a seguir ao que o problema ocorreu em vez de começar do início. Para conseguir fazer isso é necessário ter a condição inicial do tipo “arranque “em quente””.

8.6.4.1 Tempo de arranque “em quente”

Um arranque “em quente” é constituído por um conjunto de ficheiros representando uma resolução em regime transitório de carga hidráulica, conteúdo da mistura (opcional), velocidade (opcional), concentração e um tempo de arranque “em quente”. O FEMWATER lê o(s) ficheiro(s) da simulação em regime transitório e localiza o(s) conjunto(s) de valores no intervalo de tempo ajustando o tempo de arranque “em quente”. Os valores apropriados são então lidos no FEMWATER como condições iniciais e a simulação recomeça.

Os ficheiros de conteúdo da mistura e velocidade não são necessários para FEMWATER fazer um arranque “em quente” de uma simulação. Contudo, se uma simulação interrompida que teve como resultados (dados de saída) ficheiros de conteúdo da mistura ou velocidade é sujeita a um arranque “em quente” e o utilizador especifica o(s) ficheiro(s) de velocidade e/ou de conteúdo de mistura como dados de entrada, as novas soluções da simulação em arranque “em quente” serão anexadas aos ficheiros de velocidade e conteúdo de mistura da simulação anterior.

Quando se realiza a simulação inicial ou original, as condições de fronteira com variação temporal são tipicamente definidas numa escala de tempo cujo início corresponde ao tempo de início da simulação. Quando se efectua um arranque “em quente”, não é necessário redefinir as condições de fronteira com variação temporal de forma que sejam definidas a partir de um ponto que corresponda ao início do

novo tempo de início. O FEMWATER usa o tempo de arranque “em quente” especificado e automaticamente interpola as condições de fronteira com variação temporal para o tempo de início correcto.

8.6.4.2 Valores necessários

Os ficheiros de resolução necessários para um arranque “em quente” dependem do tipo de simulação. Se se estiver a efectuar uma simulação de apenas-fluxo, é necessário ter a carga hidráulica. Se se efectua uma simulação de apenas-transporte, é preciso ter a concentração (como em todas as simulações de apenas transporte, é necessário ter uma solução de fluxo para todo o período de simulação mas esta não é especificada como um parâmetro de entrada para o arranque “em quente”). Se se realiza uma simulação conjunta de transporte e fluxo, são necessárias carga hidráulica e concentração.

Os ficheiros de velocidade e conteúdo da mistura são usados para pós-processamento e são apenas necessários como dados de entrada se o utilizador pretender ter as soluções da nova simulação anexas aos ficheiros da simulação anterior, como foi descrito anteriormente. Se o utilizador desejar obter os valores de fluxo e concentração da simulação em arranque “em quente” anexos aos resultados de uma simulação anterior, deverá especificar o mesmo nome para os ficheiros de condição inicial e de saída (resultados) num único ficheiro.

8.6.4.3 Formato dos ficheiros

Os ficheiros usados para o arranque “em quente” correspondem ao ficheiro de conjunto de dados resultados de um cálculo efectuado pelo FEMWATER para pós-processamento. Estes ficheiros são constituídos por soluções organizadas por intervalos de tempo e são listas sequenciais de valores escalares ou vectoriais, com um valor indicado por nó. Os valores dos nós são usados para pós-processamento.

8.6.5 Soluções de fluxo

Quando se realiza uma simulação de apenas-transporte, é necessário um terceiro tipo de condição inicial. Uma simulação de apenas-transporte usa uma solução de

fluxo anteriormente calculada (em regime estacionário ou transitório) para definir o campo de fluxo tridimensional necessário para modelar a migração do contaminante. A solução do fluxo é constituída por duas opções: carga hidráulica ou velocidade e pressão hidráulica registados em ficheiros de conjuntos de dados.

Quando se usa a primeira opção, a velocidade e o conteúdo da mistura para a simulação do transporte são calculados a partir da carga hidráulica. Quando se usa a segunda opção, o conteúdo da mistura necessário é calculado a partir da carga hidráulica e a velocidade é lida directamente do ficheiro da velocidade. Consequentemente, quando se executa a simulação do fluxo, deve tomar-se o cuidado de garantir que foram seleccionadas as opções correctas para os resultados de saída.

A solução do fluxo para uma simulação de apenas-transporte pode ser usada em combinação tanto para um arranque “em frio” como para um arranque “em quente”. Com um arranque “em frio”, é fornecido um conjunto de valores para a concentração, em adição à solução de fluxo em regime estacionário ou transitório. Com um arranque “em quente”, são fornecidos a solução da concentração em regime transitório e um tempo de arranque “em quente”, em adição à solução do fluxo.

8.6.6 Resumo dos requisitos de condição inicial

Algumas vezes pode ser complicado determinar que combinação de condições iniciais é necessária para uma situação particular. Os conjuntos de condições iniciais necessários para todos os cenários possíveis são apresentados na Tabela 8.1. Os X's na tabela indicam que conjuntos de valores são necessários. Por exemplo, para um arranque “em frio” de uma simulação conjunta de transporte e fluxo, devem especificar-se a carga hidráulica e a concentração.

Tipo de Simulação	Condição Inicial			
	Carga Hidráulica	Conteúdo de Mistura	Velocidade	Concentração
Arranque "em frio"				
Fluxo	X			
Transporte	X			X
Conjunto	X			X
Arranque "em quente"				
Fluxo	X	X ¹	X ¹	
Transporte	X		X ¹	X
Conjunto	X	X ¹	X ¹	X
¹ Os ficheiros de solução são opcionais				

Tabela 8.1. Requisitos de Condição Inicial.

9 Modelo de Macaneta

9.1 Introdução

Como foi referido anteriormente, o presente estudo tem como objectivo principal, a modelação da intrusão salina na Península da Macaneta. Através de um estudo anterior (Interpretação dos dados de resistividade com vista a estimar a posição da interface da intrusão salina. Caso de estudo: Península de Macaneta [8]), foi analisado o comportamento da interface e de um modo geral, do fenómeno da intrusão salina na península através de perfuração a trado manual (apenas pequenas profundidades) e pesquisa geofísica (técnica que não garante a fiabilidade efectiva dos resultados alcançados por se tratar de um método de avaliação indirecta).

O referido estudo foi levado a cabo, no âmbito da realização da Tese para o grau de Licenciatura do autor, pela Faculdade de Engenharia da Universidade Eduardo Mondlane, em Maputo – Moçambique, em parceria com o Departamento de Gestão de Recursos Hídricos da Direcção Nacional de Águas, também de Moçambique. As actividades de campo para a recolha de informação, basicamente geológica e geohidrológica, teve início em Outubro de 1999 e foram interrompidas em Fevereiro de 2000, devido às cheias que devastaram a região Sul do país, tendo afectado grandemente a área de estudo.

Durante o processo de abandono compulsivo da zona, informação importante do estudo, nomeadamente os dados concernentes à perfuração por trado manual, foi totalmente destruída e os furos/piezómetros de observação foram abandonados, pelo que esta componente não é aqui realçada.

Uma condição determinante na decisão de utilização da modelação é a existência de informação suficiente para a caracterização do modelo (conceptual), sua calibração e verificação. Neste aspecto, este não se trata de um caso exemplar, uma vez que a quantidade de informação de elevada fiabilidade, existente, é bastante escassa.

Apesar desta situação, decidiu-se ir adiante com a execução da modelação, tendo como aspectos decisivos, o considerável conhecimento que se tem sobre a região (resultante do período em que se esteve no campo), os resultados de estudos anteriores realizados na região e acima de tudo, levar adiante um trabalho iniciado, cuja interrupção se deveu a factores naturais (cheias de 2000).

A decisão pela escolha do programa FEMWATER (da GMS – Groundwater Modeling System) baseou-se na sua capacidade, versatilidade e abrangência, do ponto de vista de fenómenos relacionados com o escoamento subterrâneo e principalmente com os objectivos conjugados do Departamento de Minas da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, local de realização deste estudo, no âmbito das pesquisas de seu interesse. Note que o programa FEMWATER é uma interface que faz parte de um leque de outras mais que compõem o GMS.

9.2 Modelo conceptual

O estudo [8] – importante na concepção da geometria e não só – tinha como área de estudo, as dunas costeiras que se estendem ao longo da faixa oriental da área deste estudo, localizadas entre o vale do rio Incomáti e o Oceano Índico. Atendendo às características determinantes na definição do modelo conceptual, nomeadamente fronteiras bem definidas e conhecidas, achou-se prudente utilizar toda a península, isto é, faixa dunar e vale do rio.

Deste modo, a área fica definida pelas seguintes fronteiras:

- Oeste e Sul – Rio Incomáti.
- Este – Oceano Índico.
- Norte – Paralelo 25°40'00" S. Esta fronteira é transversal ao rio, ao mar e à divisória de águas subterrâneas do aquífero superior, conferindo-lhe assim a qualidade de “no-flow boundary” ou seja, fronteira sem fluxo, uma vez que o escoamento em direcção ao rio e ao mar se processa paralelamente a mesma.

Com o objectivo de facilitar a identificação de pormenores no terreno, utilizou-se para o efeito uma imagem digitalizada ("scandarisada") de parte da carta topográfica, escala 1:50.000 (folhas 1185, 1186 e 1190) elaborada pela DINAGECA (Direcção Nacional de Geografia e Cadastro, de Moçambique), importada para o GMS, georeferenciada e registada em coordenadas geográficas lineares de Projectão Mercator Transversa Universal (MTU). Esta imagem é apenas usada como imagem de fundo ("background image") para a localização geográfica de locais e elementos.

As unidades das dimensões envolvidas na criação do modelo conceptual e na modelação propriamente dita são:

- *Comprimento: metros (m)*
- *Tempo: dias (d)*
- *Massa: gramas (g) e*
- *Concentração: gramas por litro (g/l).*

O modelo foi registado e concebido em ambiente FEMWATER, para facilitar a sua aplicação na modelação.

A área foi definida por arcos (criados por série de pontos) que definem as fronteiras. Um arco ao longo do rio, desde a fronteira Norte (localizada a cerca de 30 km da foz) até a "foz" (para efeitos de simplificação, deslocada para um ponto situado a 10 km mais a Norte da foz real, onde o rio se encontra bastante próximo do mar); um arco ao longo da linha de costa, desde a "foz" até à fronteira Norte e um terceiro arco a definir a fronteira Norte.

9.2.1 Condições de fronteira

A fronteira Norte não é alterada por se tratar de uma fronteira "sem-fluxo", uma vez que o escoamento ou o gradiente do escoamento tem orientação paralela a mesma, do centro (topograficamente mais elevado) para o rio e para o mar.

Ao arco que define o rio, atribui-se a condição de fronteira de Dirichlet (carga conhecida), com o valor de de 5 metros (cota do rio) na extremidade Norte, [14] e progressivamente decrescente até ao mar (zero). Para efeitos de simulação do transporte, atribuiu-se o valor médio de 20000 g/m^3 (20 g/l) para a concentração de sais (salinidade).

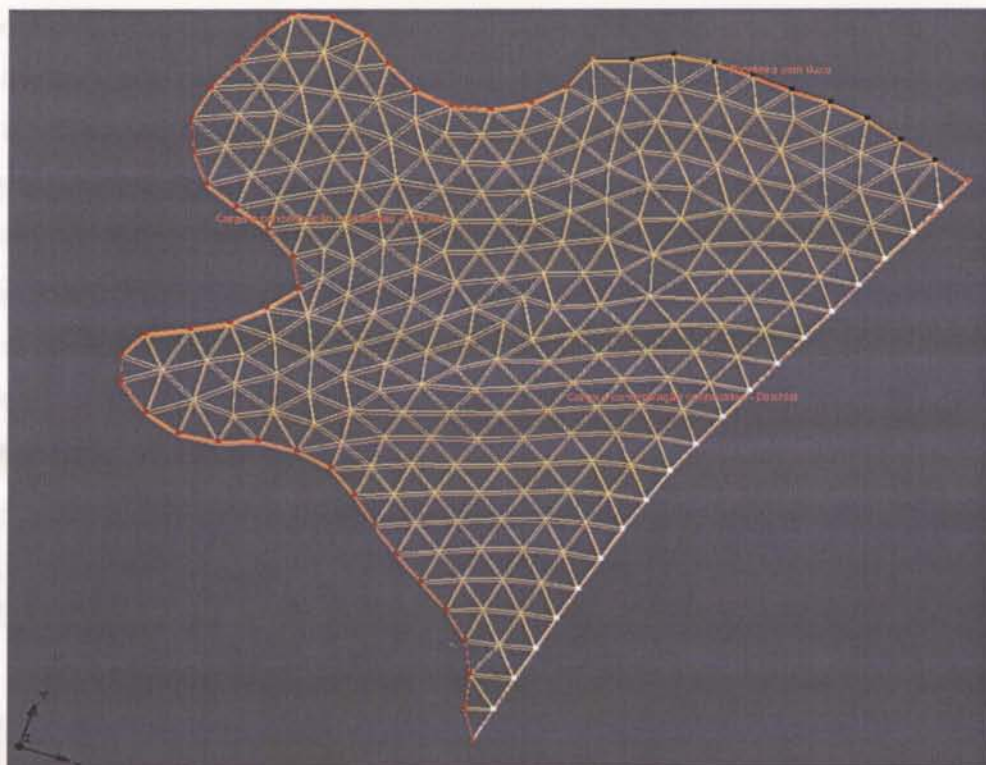


Figura 9.1. Condições de fronteira do modelo.

Savenije (1983) e Groen (1993) efectuaram medições de salinidade no estuário do rio Incomáti. Apesar de as medições de Groen serem mais recentes, foram utilizadas as de Savenije, pelo facto de estas terem sido efectuadas na mesma época hidrológica em que foi efectuado o levantamento de campo deste estudo

(Verão). Os valores obtidos por Savenije⁶ foram de 30 kg/m³ e 10 kg/m³ respectivamente a 10 e 30 km da foz (fronteira Norte) [9].

Para o arco que define a fronteira oriental, linha de costa, foi atribuída a condição de fronteira de Dirichlet – carga conhecida: zero – e a concentração de sais (salinidade) de 35000 g/m³ (35g/l).

9.2.2 Polígono

Através dos arcos que definem a área, regista-se o polígono que define o domínio do modelo. O polígono é necessário por duas razões: 1) para definir o domínio do modelo quando se cria a malha e 2) para atribuir a recarga. Se, por exemplo a recarga for diferente em parcelas da área, seria necessário definir vários polígonos para as distintas parcelas.

No caso deste estudo, na prática, a recarga directa na zona dunar é diferente da recarga directa no vale do rio, uma vez que os solos apresentam características hidráulicas (a areia dunar é mais permeável do que o solo areno-argilo-siltoso do vale) e capacidade de drenagem (há mais escoamento superficial no vale e quase nenhum na zona dunar) diferentes. Para efeitos de simplificação do modelo atribui-se o mesmo valor de recarga para toda a área, uma vez que a zona dunar é também responsável pela recarga do aquífero aluvionar [10].

9.2.3 Recarga

Estudos anteriores ([9] e [10]) estimaram a recarga média anual para a região em 150-250 mm ou seja, 20–30 % da precipitação. A precipitação média anual determinada para a série e dados constituída pelos últimos dez anos (1992–2002), no âmbito deste estudo é de 851 mm, o que equivale a uma recarga anual de 212 mm (25 % da precipitação). Este valor ou seja, 0.00058 m/d foi atribuído a toda área de estudo.

⁶ Medições efectuadas em 5 de Setembro de 1982 e 10 Fevereiro de 1983.

9.3 Criação da malha 3D

Uma vez completo o modelo conceptual, estão criadas as condições para a concepção da malha 3D de elementos finitos.

Na prática, o modelo hidrogeológico proposto é composto por 4 estratos/camadas. A areia das dunas costeiras e o aluvião do vale constituem o aquífero superior/freático. Existe uma camada argilosa semi-permeável de pequena espessura que actua como camada semi-confinante. O aquífero profundo (confinado ou semi-confinado) tem uma matriz de calcário.

Este modelo pode ser concebido mas a sua aplicação na criação de malhas de elementos finitos 3D torna-se bastante complexa, quando por interpolação, as superfícies que definem as camadas se encontram muito próximas umas das outras ou se intersectam. A interpolação das superfícies é efectuada pelo GMS a partir das profundidades dos estratos geológicos definidos por camadas em furos de observação.

Para ultrapassar esta dificuldade, optou-se por um modelo de 3 camadas, agrupando os dois primeiros materiais – areia dunar e aluvionar – que constituem o aquífero superior numa única camada, assentes sobre a camada de argila, esta por sua vez assente sobre a camada aquífera profunda de calcário.

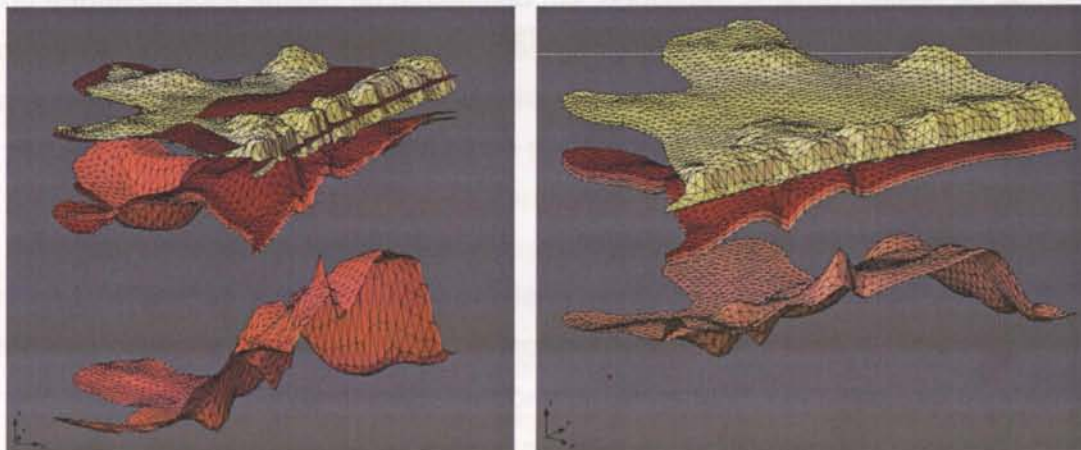


Figura 9.2. Modelo estratigráfico geológico/hidrogeológico proposto.

A concepção da malha tridimensional de elementos finitos é feita do seguinte modo:

- Inicialmente cria-se uma malha “ projecção” 2D a partir do arco que define a área do modelo.
- Importam-se pontos que definem a cota do terreno e as profundidades dos materiais/estratos.
- Sobre as superfícies que definem as profundidades dos vários materiais, são criadas TINs (Triangulated Irregular Networks) que passarão a definir os limites dos estratos. Nesta fase podem registar-se os nomes e as propriedades dos materiais que compõem os aquíferos.

9.4 Conversão do modelo conceptual

Nesta fase converte-se o modelo conceptual num modelo de malha 3D. Isto permite que sejam registadas todas as condições de fronteira utilizando os dados já introduzidos em estágios anteriores.

9.5 Selecção das opções de análise

Inicialmente introduzem-se as opções de execução, nomeadamente o tipo de simulação (fluxo e transporte em detrimento de apenas fluxo ou apenas transporte), o tipo de cálculo (regime transitório, em detrimento de regime estacionário) e outras opções. Definem-se os parâmetros de iteração, a forma de saída dos resultados e as propriedades dos fluidos tais como, a densidade, viscosidade, compressibilidade, etc.).

9.6 Definição das condições iniciais

Por causa das equações não-lineares usadas para modelar o escoamento na zona não-saturada, o FEMWATER é mais sensível às condições iniciais do que outros modelos de escoamento em meio saturado, tal como o MODFLOW. Se for definido um conjunto de condições iniciais que seja consideravelmente diferente da distribuição final da carga hidráulica, o FEMWATER será lento ou poderá não convergir.

Para uma simulação de fluxo e transporte o FEMWATER precisa de um conjunto de cargas hidráulicas e concentrações como condições iniciais. A interface FEMWATER no GMS inclui um comando que pode ser usado para criar automaticamente um conjunto de cargas hidráulicas a partir da superfície de nível freático definida pelo utilizador. A superfície do nível freático é definida por um conjunto de pontos. A carga total é determinada pela interpolação dos valores da carga a partir dos pontos, para os nós da malha 3D. Finalmente, o conjunto das cargas hidráulicas é criado subtraindo as cotas dos nós das cargas totais.

9.7 Definição das propriedades dos materiais

O último passo na configuração do modelo é a definição das propriedades dos materiais. Introduce-se, para cada aquífero, o valor da permeabilidade e um conjunto de curvas da zona não-saturada.

9.7.1 Aquífero freático

O aquífero superior pertence ao Quaternário e é essencialmente constituído por depósitos eolíticos (eluvial) e aluviais (aluvial).

Os depósitos eolíticos (dunas costeiras), com cerca de 2 km de largura, estendem-se ao longo da costa, entre o vale do rio Incomati e o Oceano Índico, na zona do Canal de Moçambique. As suas características físicas são de qualidade média.

Na parte superior, a permeabilidade vai de média a alta (5-10 m/d) e diminui na parte inferior, porque as areias no topo são mais uniformes do que na base, onde os poros são ocupados por minerais argilosos e silteosos. No terreno das dunas inferiores há algumas depressões locais em drenagem, onde os solos são argilosos e a água pode ficar salobra devido a evaporação.

A ausência de solos argilosos, para além das depressões locais referidas, permite a ocorrência de uma infiltração muito elevada, a drenagem superficial torna-se muito rara e ocorrendo apenas quando se registam chuvas excepcionais. Em geral, a precipitação infiltra-se completamente no solo, uma pequena quantidade evapora-se

devido à sua pequena capacidade de armazenamento e a maior parte constitui recarga para os aquíferos (superficial e profundo).

O aquífero aluvial tem propriedades mais variáveis do que o dunar. Consiste em interestratificações de areias grosseiras e argilas. As areias são normalmente do tipo misto, i.e., não uniformes. São, regra geral, solos de pequena produtividade, porém e particularmente, a montante da área de estudo, existe uma zona onde os níveis freáticos elevados nas dunas causam pressões elevadas no vale (situações de artesianismo). A espessura, no centro do vale, é maior do que 50 metros.

9.7.2 Aquífero profundo

Esta unidade pertence ao Terceário Superior. É o aquífero principal da área a Sul da linha Magude – Xinavane – Macia. De Oeste para Este, consiste em grés argiloso, grés calcário e calcário que ficam nas zonas alongadas paralelas ao vale do rio Incomáti, estando as duas últimas abrangidas pela área de estudo.

Os calcários ao longo do vale do Incomáti têm as melhores propriedades. São de elevada produtividade ($2 \text{ m}^3/\text{d}$) e transmissividade até $1600 \text{ m}^2/\text{d}$. A elevada produtividade deste aquífero é resultado do processo de dissolução (“karstificação”) ao longo do vale do Incomáti, o que lhe confere uma elevada porosidade secundária.

Os calcários têm uma espessura desde dezenas de metros, perto de Maputo e aumentam para Norte e para Este. Num furo a 15 km de Marracuene (fora da área de estudo), tem 60 metros e em Macia, mais de 150 metros. Na região da área de estudo, em particular entre o paralelo $25^\circ 43' 00''$ e a fronteira Norte, a camada de calcário ascende bastante e de forma irregular. Este aspecto foi referido por Chairuca (1997) e verificado pelas sondagens geofísicas realizadas em 1999, no âmbito da realização do estudo [8]. Na zona do vale, a possança é maior (cerca de 100 m) devido à erosão fluvial ocorrida ao longo da história geológica da região [5].

Ao longo do rio Incomáti, a recarga do aquífero de calcário vem das áreas dunares que circundam o vale. A quantidade de água perto das dunas é boa, com um fluxo

de 2 a 4 m³/d por metro de comprimento [9]. Próximo da foz, os calcários sofrem a influência da água do mar que entra pelo vale.

Na sua modelação, Juízo (1995) estabeleceu a permeabilidade do aquífero superior (dunas interiores) em 5 m/d, baseando-se em estudos e pesquisas anteriores e análises do solo. Nas dunas costeiras, o valor da permeabilidade é maior do que nas dunas interiores devido ao seu estado de consolidação (menor) e tamanho das partículas (maior), porém nunca superior a 10 m/d. A transmissividade do aquífero profundo é crescente de Oeste para Este, desde 100 m²/d, no meridiano 30°35'00", até 1500 m²/d na margem direita do Incomáti [5]. Estudos anteriores referem um valor de 1600 m²/d para a área de estudo. Estes serão os valores de permeabilidade a aplicar no modelo de Macaneta.

9.8 Calibração do modelo

9.8.1 Considerações gerais

A calibração é o processo de alteração dos parâmetros de entrada de um modelo, até que os valores obtidos pelo cálculo do modelo estejam em concordância com um conjunto de valores observados.

Os pontos representam locais, no campo, em que foram medidos alguns valores. Em muitos casos, os pontos corresponderão a furos de observação e o valor será o nível freático da água subterrânea (carga). Contudo, as ferramentas de calibração estão concebidas de tal forma que o valor em referência pode ser qualquer coisa (concentração, temperatura, etc.).

Os fluxos representam objectos lineares ou bi-dimensionais tais como cursos de água e reservatórios onde foi medida a troca (perda ou ganho) de água entre o aquífero e o objecto em questão. Tanto para as observações de pontos como para as de fluxos, poderá atribuir-se um intervalo de confiança e um limite de calibração.

O GMS possui um módulo com ferramentas para ajudar no processo de calibração de um modelo de água subterrânea que suporta dados de pontos e de fluxos. Quando se importa uma solução para o GMS, os erros residuais em pontos e fluxos

são mapeados num conjunto de limites de tolerância e poderão obter-se gráficos que apresentam a análise estatística de todo o processo de calibração. Grande parte das ferramentas de calibração poderá ser usada em qualquer interface do GMS mas a análise automática dos parâmetros só está disponível para o MODFLOW.

Para um melhor controlo do processo de calibração, este foi feito manualmente, por comparação e avaliação dos dados de entrada, valores calculados pelo modelo e os observados no local. Refira-se que os valores medidos no local não existem aqui disponíveis mas são conhecidos, no âmbito da realização do estudo [8]. Estes valores/estimativas permitem fazer uma análise qualitativa e até certo ponto quantitativa e comparativa do valor esperado e o valor calculado pelo modelo.

9.8.2 Parâmetros usados na calibração

O modelo foi calibrado em regime estacionário e foram usados valores de permeabilidade do aquífero superior/freático, a permeabilidade da camada semi-confinante de argila, a permeabilidade do aquífero profundo e a recarga.

De estudos anteriores [1, 9], sabe-se que o valor da permeabilidade do primeiro aquífero varia de 5 a 10 m/d na área de estudo. A modelação foi efectuada com o valor de 6 m/d mas a calibração foi feita com valores que variam dentro dos limites admissíveis (5–10 m/d).

A segunda camada, semi-confinante, de argila, apresenta uma permeabilidade de 0.001 m/d. Existe muito pouca informação sobre esta camada, o que de certo modo não permite simular cenários com base na sua alteração por não se poder prever, com a fiabilidade desejada, a resposta do modelo. Entretanto, partindo do princípio de que se trata de uma camada semi-confinante, era de esperar alguma alteração no comportamento do sistema, no que concerne ao movimento vertical da água subterrânea e trocas entre os dois aquíferos a ela adjacentes.

A permeabilidade da segunda camada varia de 10 a 16 m/d no interior da área de estudo. O valor adoptado para a modelação foi de 15-16 m/d mas durante o

processo da calibração foram usados valores inferiores, dentro dos limites admissíveis.

A recarga varia, segundo estudos realizados [9, 10], entre 150 e 200 mm/ano, ou seja, 20–30 % da precipitação média anual local. Para o presente estudo, a precipitação média anual é de 851 mm/ano, o que equivale a 212 mm/ano, ou seja 25 % da precipitação. Para a calibração foram usados valores localizados dentro dos limites máximo (30) e mínimo (20), isto é 255 – 170 mm/ano.

9.8.3 Resultados da calibração

Os valores de carga hidráulica e as curvas de nível freático obtidas pela modelação, estão de acordo com os valores observados no terreno, como se pode ver na figura seguinte. De acordo com as superfícies freáticas obtidas, as zonas inundáveis do vale do rio Incomáti apresentam-se inundadas e as zonas relativamente mais elevadas, nomeadamente as dunas, apresentam ainda uma zona não saturada.

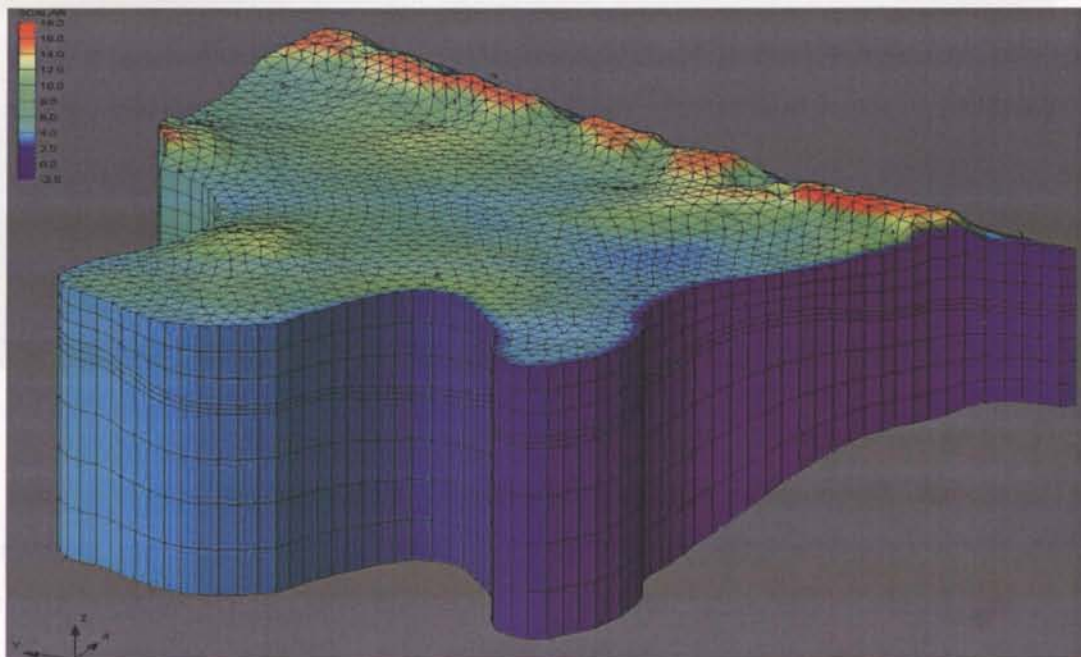


Figura 9.3. Cargas hidráulicas no sistema.

Quanto ao fluxo, não se tratou propriamente de uma calibração mas de uma observação, visto não serem conhecidos dados de campo que permitam quantificá-lo com a precisão desejada. Verificou-se que o fluxo da água subterrânea para ambos os aquíferos tem uma orientação curva Noroeste-Sudeste (Figura 10.1), entrando para o sistema nas faces paralelas ao mar – transversais ao fluxo – e seguindo o curso do rio nas faces perpendiculares ao mar, o que nos parece plausível do comportamento previsto pelas modelações. A Figura 9.4 apresenta a análise dos fluxos.

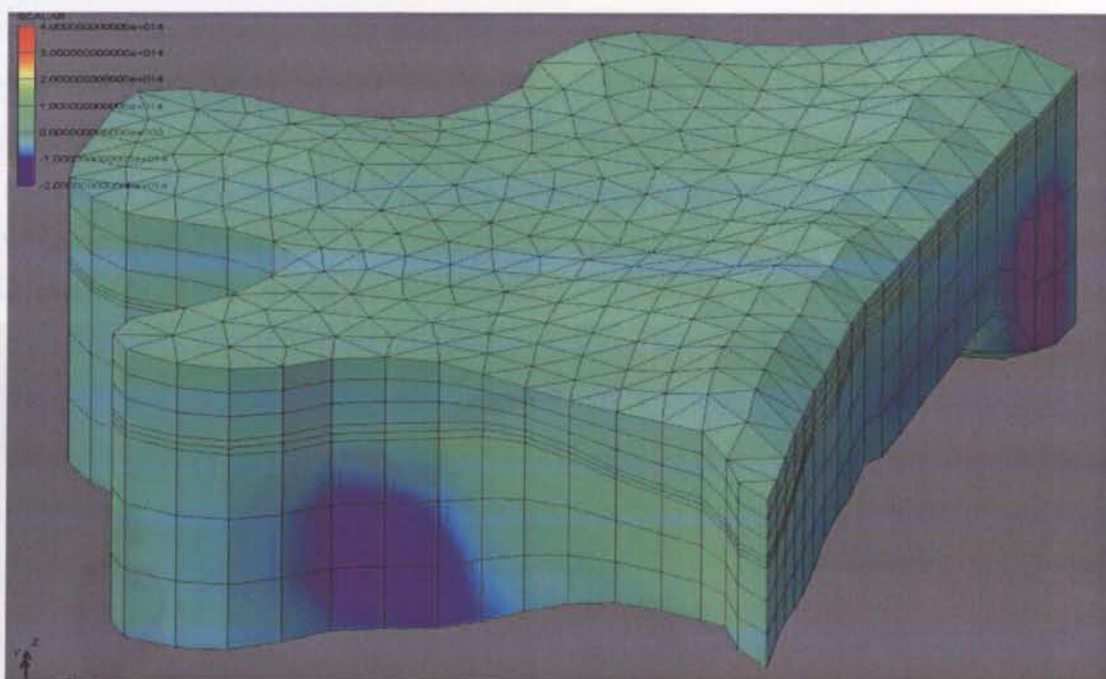


Figura 9.4. Mapa de fluxos.

As zonas com coloração próxima da azul referem-se a pontos/zonas de saída de água (valores negativos) e os com coloração próxima da amarela referem-se a zonas ou pontos de entrada de água para o sistema/modelo. A analisar por isso, pode notar-se, como se referiu anteriormente que a água subterrânea desloca-se do interior para o mar. As curvas serão vistas ao pormenor mais adiante.

10 Verificação do modelo e Análise de sensibilidade dos parâmetros

10.1 Generalidades

Durante o processo de verificação do modelo, foram efectuadas modificações dos parâmetros que definem as propriedades hidrogeológicas das camadas aquífero e do aquitardo e ainda o valor da recarga, para analisar o comportamento – a resposta – do modelo a estas modificações. Estas variações foram também comparadas com os valores obtidos pelo modelo calibrado.

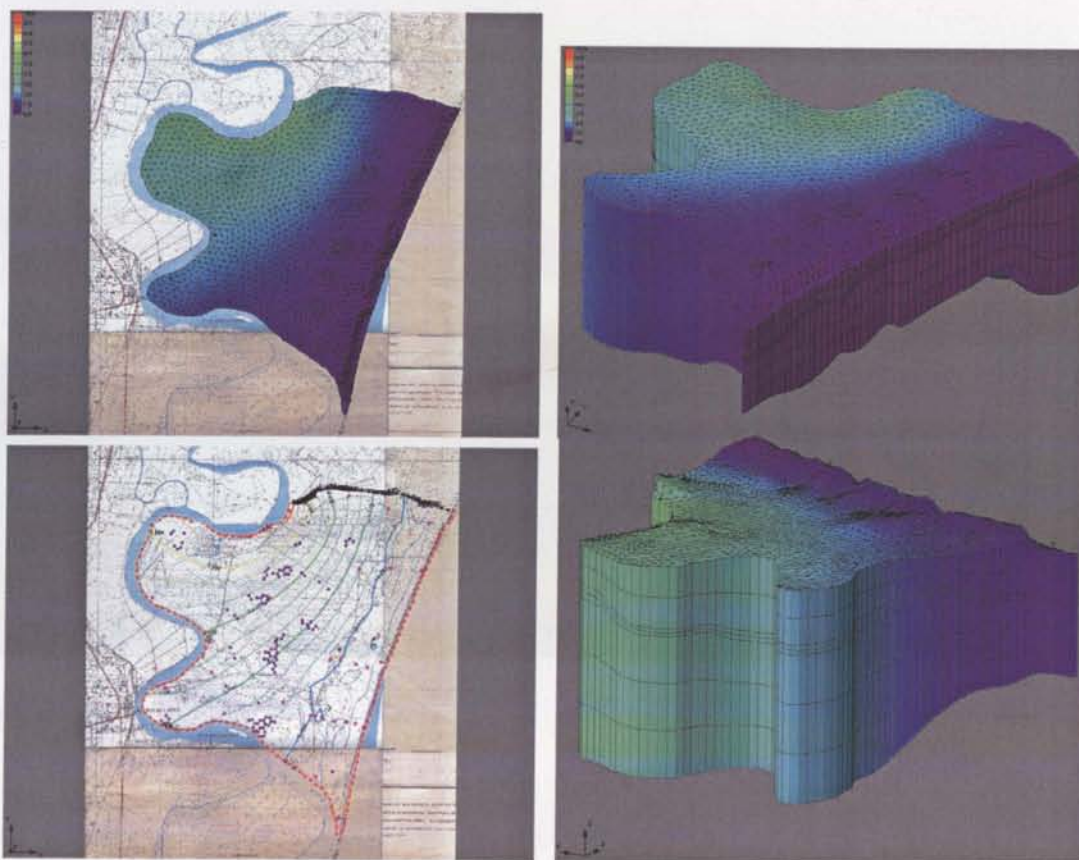


Figura 10.1. Resultado (cargas totais) da simulação em apenas fluxo sob condições básicas/reais.

Este processo tem como objectivo principal validar o modelo, isto é, aferir se o modelo a simular se comporta como um modelo real, ou seja, se responde de forma

natural e previsível com base nas leis que governam o escoamento da água subterrânea.

O processo também permite verificar até que ponto é que a variação de um parâmetro hidrogeológico afecta a calibração do modelo, por outras palavras, como é que o modelo responderia a uma situação de introdução de um parâmetro errado ou sub ou sobrestimado.

Uma vez que se sabe muito pouco sobre as camadas mais profundas – aquífero confinado -, a verificação do modelo foi efectuada com base na análise da resposta do modelo, sobre o aquífero freático, onde o conhecimento que se tem das propriedades hidráulicas é relativamente maior.

A permeabilidade de uma camada representa a sua capacidade em conduzir água subterrânea. Quanto maior for o seu valor para um dado estrato hidrogeológico, maior será a velocidade com que a água flui no seu interior e conseqüentemente a quantidade de água que circula por unidade de tempo – caudal, para um dado gradiente hidráulico.

O gradiente hidráulico é outro parâmetro que relaciona o caudal e a permeabilidade e é definido pela relação/razão entre a diferença de potencial hidráulico entre dois pontos que se localizam num aquífero e a distância horizontal que os separa. Esta relação foi estabelecida por Darcy e analiticamente pode expressar-se por:

$$U = K.i \quad (10.1)$$

$$i = \frac{\partial h}{L} \quad (10.2)$$

em que:

U , representa a velocidade de escoamento; k , a permeabilidade; A , a área da secção transversal atravessada pelo escoamento; δh , a diferença de potencial entre dois pontos e L a distância horizontal que os separa.

A recarga é definida como sendo a quantidade volumétrica de água resultante da precipitação que entra para o sistema sobre ou através da superfície. Analiticamente:

$$R = \frac{Q}{A} \quad (10.3)$$

em que:

R , é a recarga em m/d; Q , o caudal, em m³/dia e A , a área de superfície sobre a qual incide a precipitação, em m².

O caudal infiltrado vai recarregar o sistema e/ou escoar-se para os limites deste e sair, de acordo com o balanço hídrico regional.

10.2 Permeabilidade do aquífero freático

O modelo foi simulado com o valor de permeabilidade, para esta camada, de 6 m/d. Para um cenário em que o referido valor é elevado para 10 m/d, registou-se uma diminuição do nível freático no aquífero superior.

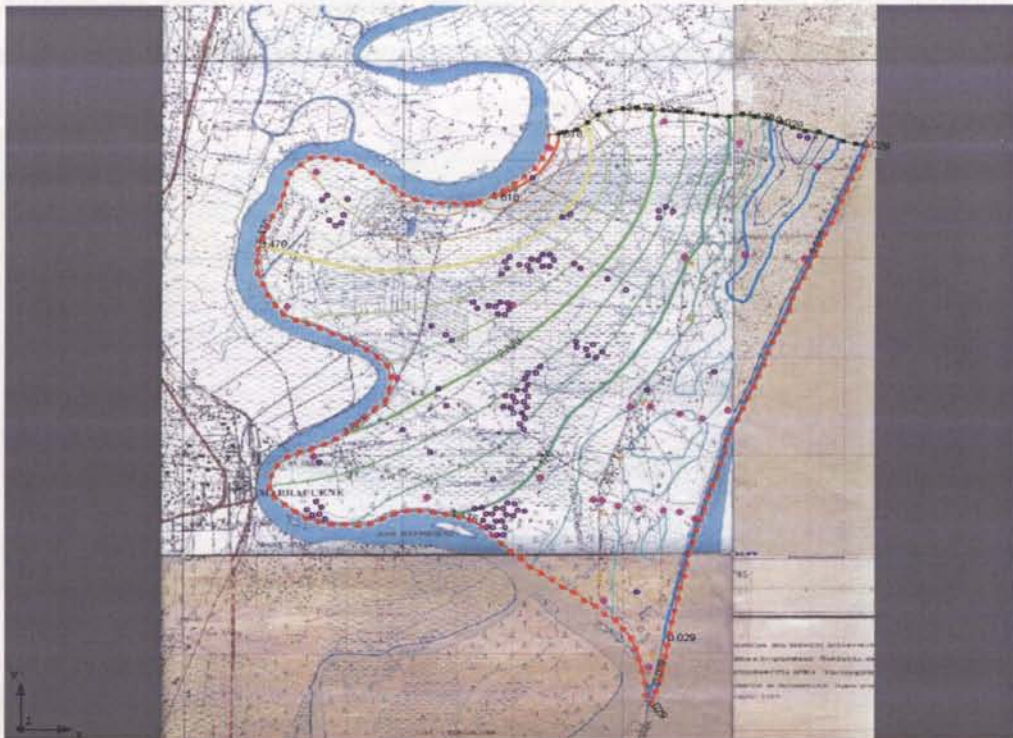


Figura 10.2. Curvas de carga hidráulica para $k' > k_1$, para o aquífero freático.

Este resultado era de esperar, uma vez que para um dado sistema, o aumento no valor da permeabilidade, k , para um aquífero freático/livre, causa a diminuição do gradiente hidráulico, resultando em menores valores de h^7 . Com efeito, ao aumentar a permeabilidade desta camada, de acordo com a equação de Darcy (10.1), aumenta a velocidade de escoamento da água subterrânea que neste caso se escoar para o mar e diminui inclinação da superfície piezométrica e consequentemente, o seu gradiente hidráulico.

10.3 Permeabilidade da camada semi-confinante

Quando se aumentou a permeabilidade desta camada – que separa os dois aquíferos e confina o inferior – verificou-se uma subida do nível freático no aquífero

⁷ A diminuição da permeabilidade causa diminuição da tortuosidade e aumenta o escoamento horizontal em detrimento do vertical, baixando a diferença de potencial e o gradiente hidráulico.

superior. Este facto leva a sugerir que em condições normais de escoamento, o aquífero profundo encontra-se sob pressão e pode recarregar o aquífero superior.

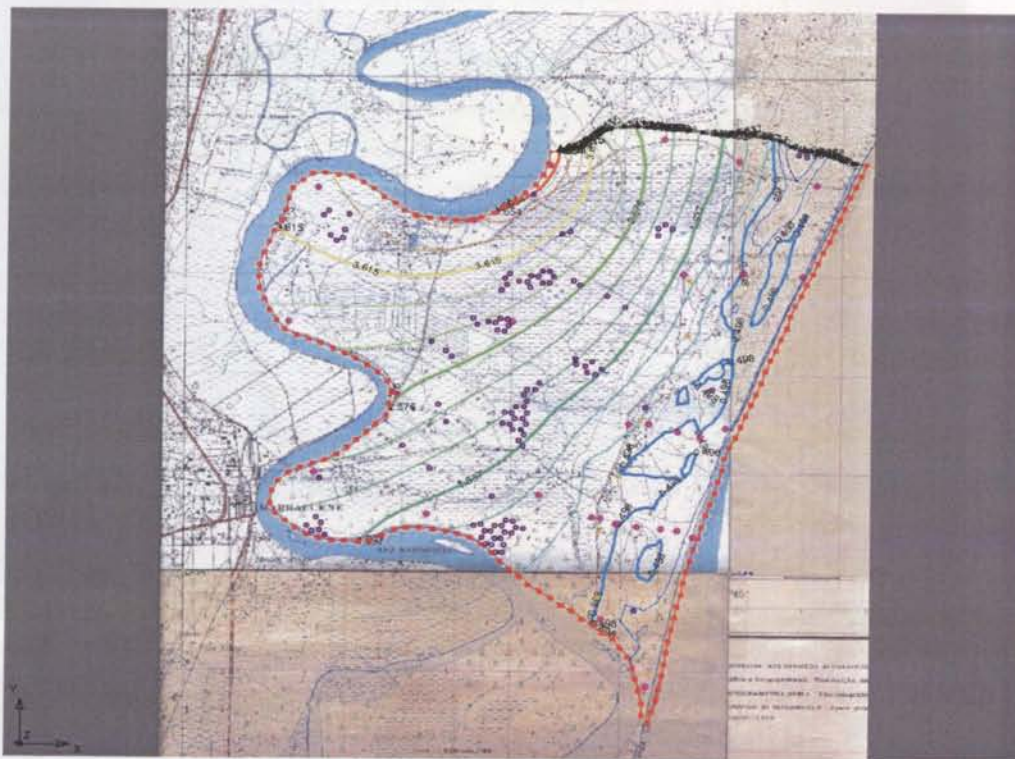


Figura 10.3. Curvas de carga hidráulica para $k' > k_2$, para o aquífero.

De facto, aumentando a permeabilidade da camada semi-confinante, permite-se uma maior circulação – um maior fluxo – de água subterrânea sobre a mesma, na direcção vertical. A subida do nível freático no aquífero superior explica-se então pela ascensão da água do aquífero profundo, através da camada semi-confinante, condicionada pelo aumento da sua permeabilidade.

Este cenário simulado mostrou que a nível regional ou pelo menos dentro dos limites da área de realização deste estudo, o aquífero freático pode também estar a ser recarregado pelo aquífero profundo que por sua vez, recebe água de subsistemas vizinhos, neste caso concreto, dos aquíferos das dunas interiores localizadas a Ocidente da área de estudo.

10.4 Permeabilidade do aquífero profundo

Esta camada foi modelada com uma permeabilidade de 15-16 m/d. A ocidente da área de estudo as permeabilidades variam desde valores inferiores a 10 m/d até valores próximos de 15 m/d, na fronteira do modelo – rio Incomáti. A verificação do modelo foi efectuada com um valor baixo – 10 m/d. Para este valor de permeabilidade do aquífero profundo, o nível freático no aquífero livre diminuiu.

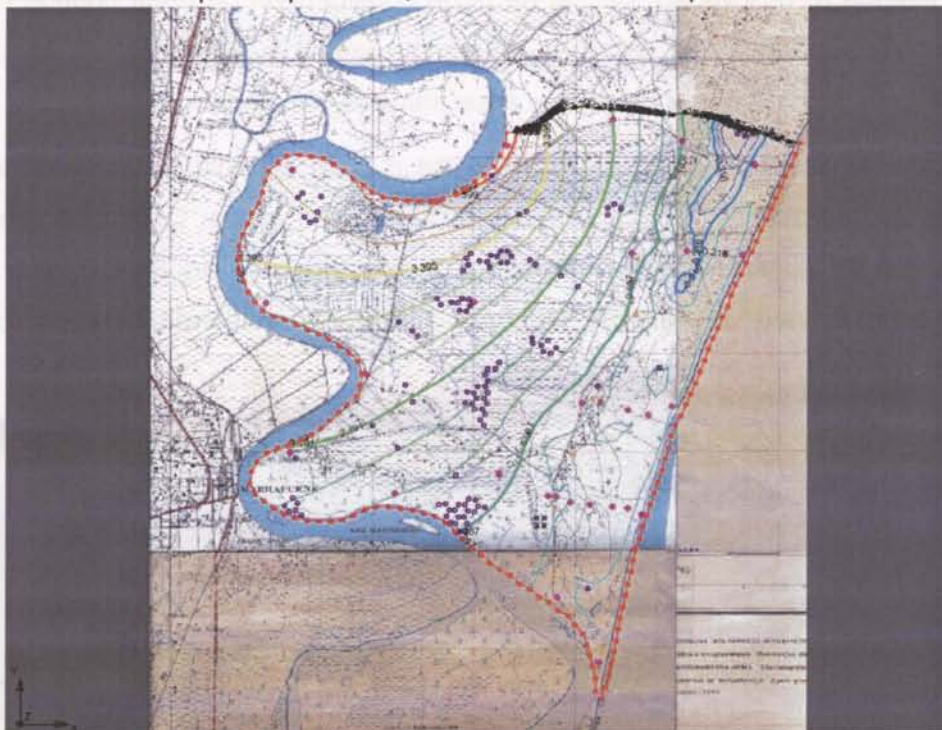


Figura 10.4. Curvas de carga hidráulica para $k' > k_3$, para o aquífero confinado.

Tal resposta do modelo consegue perceber-se, uma vez que a uma menor permeabilidade do aquífero profundo corresponde um menor fluxo, neste caso vertical, de abastecimento do aquífero livre através da formação semi-confinante, com uma consequente menor recarga subterrânea.

10.5 Recarga

O valor de recarga usado para a modelação foi de 0.00058 m/d. O aumento deste valor, em diferentes simulações efectuadas, não teve grande impacto sobre

comportamento do nível freático do modelo. Prevvia-se uma ligeira subida do nível freático no aquífero livre causado pelo aumento do caudal – volume de água disponível.

Entretanto, de um modo geral, a recarga garante o equilíbrio hidrológico e ambiental do sistema, uma vez que este é fortemente recarregado durante a época chuvosa, permitindo a “renovação” parcial de parte considerável de água contida na camada aquífera superior. Esta recarga – fluxo ou caudal – é necessária para manter o equilíbrio da interface água doce – água salgada, no aquífero superior.

Depois de validado o modelo, simulou-se o fluxo e transporte conjugados, com o objectivo de analisar o comportamento da intrusão salina. Obteve-se um resultado que era de esperar, com a intrusão a afectar mais ao aquífero inferior do que o superior. O vale do Incomáti também é consideravelmente afectado pelos sais, como se pode ver na seguinte figura.

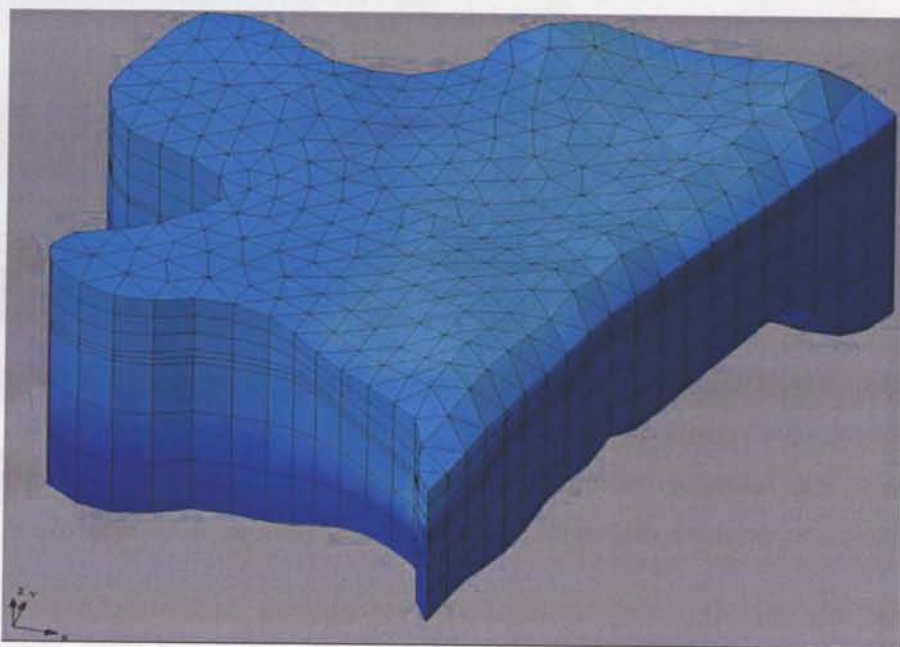


Figura 10.5. Resultado da simulação do transporte e fluxo conjugados – Intrusão salina.



11 Conclusões e Recomendações

11.1 Conclusões

Um dos principais receios tidos na decisão da realização deste estudo, estava relacionado com a falta de dados suficientes para a execução da modelação, uma vez que quanto menor for a quantidade de informação disponível para a concepção do modelo, menor é a sua consistência e fiabilidade. Obviamente que este facto se fez sentir durante quase todo o processo da modelação, desde a criação do modelo conceptual à simulação propriamente dita.

Na maior parte dos casos, este obstáculo foi ultrapassado, por meio de extrapolações. O facto de o tamanho da área de estudo ser consideravelmente pequeno (menor do que 50 km²), permitiu que as extrapolações não fossem demasiadamente exageradas, sabendo-se que dentro da área as propriedades dos solos e parâmetros hidrológicos não tem variação significativa. Deste modo, foi possível efectuar uma análise em “pequena escala” com resultados algo satisfatórios com uma fiabilidade admissível.

De qualquer forma, a simples exploração do modelo, ainda que parametrado com valores pouco consistentes devido a sua fraca e irregular distribuição regional, mostrou a importância que determinados parâmetros têm no comportamento de um sistema aquífero. A título de exemplo, o conhecimento mais exacto da verdadeira permeabilidade da camada semi-confinante, afigura-se ser de capital importância numa modelação minimamente realista.

No que se refere ao fenómeno da intrusão salina, o estudo permitiu tirar as seguintes conclusões:

No aquífero livre, a recarga garante a contenção da interface, por movimento/escoamento horizontal de água subterrânea do continente para o mar. A camada semi-confinante actua como barreira para a intrusão, por evitar o movimento ascendente de provável água contaminada do aquífero inferior para o superior.

O facto da camada semi-confinante actuar como uma barreira para a troca de água subterrânea (movimento vertical) entre o aquífero livre e o confinado permite que se conserve, durante um longo período do ano, água doce resultante de recarga por precipitação, no aquífero livre.

Para o aquífero confinado, a maior parte da água que o recarrega vem de montante – sistemas aquíferos vizinhos – e entra para o sistema com um certo valor de salinidade que entretanto pode ser incrementado por mistura de águas, ao atravessar as camadas dispostas por baixo do leito do rio Incomáti.

Esta água, proveniente de montante, desloca-se com uma velocidade e um caudal suficiente para manter o equilíbrio vertical da interface água doce – água salgada mas poderá não ser suficiente para controlar a intrusão salina em profundidade – zonas cada vez menos permeáveis – por onde a água salgada se impregna durante as épocas de menor disponibilidade de água doce.

O rio Incomáti sofre o efeito da intrusão salina na água superficial até cerca de 50 km da foz [14] mas não deve ser considerada fronteira ocidental de todo o modelo/sistema, por se encontrar directamente ligada apenas ao aquífero superior. Para o segundo aquífero, o rio actua como um canal de drenagem. Esta foi a consideração tida durante o processo de simulação do transporte. Entretanto, é possível que durante certos períodos do ano, o rio esteja a recarregar o aquífero profundo e deste modo, a salinizá-lo.

A análise feita através da fórmula empírica de Archie permitiu verificar que existe, de facto, um aumento da salinidade à medida que a profundidade aumenta, no segundo aquífero – semi-confinado – mas devido à presença da camada argilosa semi-permeável superior, não é possível continuar esta análise para menores profundidades – aquífero superior. Os valores obtidos (anexo) referem-se a medições pontuais, enquanto que os valores obtidos pela modelação referem-se a simulação de um cenário minimamente global.

A modelação por camadas decorrente da interpretação das sondagens eléctricas verticais teve bastante utilidade na construção do modelo conceptual geológico e

hidrogeológico. Contudo, a interpretação da salinidade recorrendo à fórmula de Archie, feita numa fase adiantada deste trabalho, levanta a hipótese de ser recomendável, em futuros desenvolvimentos, uma refinação dos valores de resistividade do modelo geoelectrico a camadas horizontais.

A elaboração do modelo permitiu melhorar o estado de conhecimento do problema da intrusão salina na península. Através dele, determinados problemas não analisados anteriormente estão agora em evidência, pelo que uma das grandes vantagens da modelação agora realizada é a de permitir otimizar a recolha de informação em futuros trabalhos.

Finalmente, resta referir que a geofísica tem aplicação fiável no estudo da água subterrânea e que pode ser aplicada na investigação da intrusão salina. Para tal é necessário ter-se uma quantidade de informação local suficiente para prever a situação e que a rede de amostragem seja a mais densa, regular e abrangente possível. É também importante que a colheita de dados locais sobre a água subterrânea e a água em geral seja feita na mesma época em que é feito o levantamento geofísico.

11.2 Recomendações

A falta de dados consistentes para a execução de uma modelação bastante realista foi a principal dificuldade encontrada ao longo da realização deste estudo. Dado a este facto, é de recomendar, a médio prazo e na medida do possível, a instalação de alguns piezómetros de observação, não somente na área de estudo mas ao longo de toda a costa (litoral) do país, principalmente nas potenciais zonas de desenvolvimento turístico, para se poder quantificar o avanço da intrusão. Esta medida é importante porque os países de montante (do ponto de vista hidrológico), têm diminuído, cada vez mais, o caudal mínimo que garante o equilíbrio ecológico/ambiental, o que se vai agravando com o desenvolvimento da agricultura (utilização da água na irrigação) em tais países e em Moçambique.

Deverão igualmente ser efectuados estudos de análise de fluxos na região costeira, de modo que se possam quantificar os caudais escoados e estimar a quantidade de

água que se deve deixar escoar para o mar, com o intuito de manter o equilíbrio da interface água doce – água salgada e conter a intrusão, uma vez que esta é controlada principalmente pelos fluxos de fronteira, em detrimento do transporte do contaminante (água salgada do mar) por difusão/advecção e dispersão.

Recomenda-se que se estabeleça um controlo das captações na região, de forma que os furos explorem apenas do aquífero superior, sem penetrações profundas no aquífero confinado. Poderá ocorrer que um dado furo ou campo de furos esteja a captar água de condutividade/salinidade admissível, durante a época em que o sistema possui quantidades suficientes de água disponível (proviniente de subsistemas vizinhos) e que durante a época em que diminui a disponibilidade da água, comece a captar água salobra ou salgada devido à ascensão de sais contidos no fundo do aquífero inferior, salinizando as captações e o aquífero freático.

Para além dos caudais máximos de exploração, deverá também controlar-se a distribuição espacial dos furos, para evitar que certas zonas do sistema estejam com défice de água doce para garantir o equilíbrio da interface e que este facto conduza a mistura ou desequilíbrio de todo o sistema ou simplesmente, aumente a área de contaminação por mistura de água de diferentes teores em sais.

Por fim, aconselha-se, como vinha sendo efectuado anteriormente, que todos os registos referentes à perfurações realizadas no país sejam guardados numa única base de dados, o que vai permitir fortalecer os conhecimentos que se têm da hidrogeologia.

12 Bibliografia

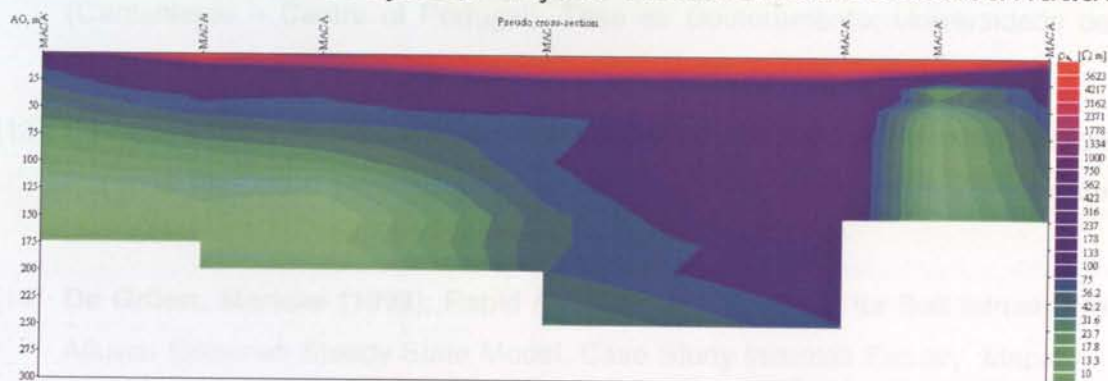
- [1] **Juízo, Dinis (1995);** Modelação Geohidrológica da Zona Norte de Maputo. FEUEM, Maputo.
- [2] **Custódio, E., Ramón Llamas, M. (1982);** Hidrología Subterránea. Ediciones Omega. Barcelona.
- [3] **Jorge, Joaquim (1995);** Estudo Hidrogeológico da Região entre Marracuene e Manhiça. Tese de Graduação. FCUEM, Maputo.
- [4] **Ferro, B.P.A., Bouman, D. (1987);** Notícia Explicativa da Carta Hidrogeológica de Moçambique, Escala 1:1000000. DNA, Maputo.
- [5] **Chairuca, Lucas (1997);** Hidrogeological Assessment of the Marracuene-Manhiça Region. DNA, Maputo.
- [6] **Naylor, T.H.; Balintfy, J.L.; Burdick, D.S.; Chu, K. (1966);** Técnicas de Simulação em Computadores. Universidade de São Paulo, São Paulo.
- [7] **Abousleiman, Y.; Brebbia, C.A.; Cheng A.H-D.; Ouazar, D. (1995);** Computer Methods And Water Resources. Computational Mechanics Publications.
- [8] **Barros, Sérgio T. (2003);** Interpretação dos dados de resistividade, com vista a estimar a posição da interface da intrusão salina. Caso de estudo: Península de Macaneta. Projecto de Pós-graduação. FEUP, Porto.
- [9] **Bouman, D. (1985);** Revista Hidrogeológica do Baixo Limpopo e do Baixo Incomáti. DNA, Maputo.
- [10] **Bouman, D.; Ferro, B.P.A. (1987);** Carta Hidrogeológica de Moçambique. Escala 1:1000000. DNA, Maputo.
- [11] **Hsin-Chi, J. Li at al.;** FEMWATER. A Three-Dimensional Finite Element Computer for Simulating Density-Dependent Flow and Transport in Variably Saturated Media. Veersion 3.0.

- [12] **Zeyad Hassan, Abu Heen (2002)**; Geophysical Study of Fervença Region (Cantanhede – Centre of Portugal). Tese de Doutoramento; Universidade de Aveiro.
- [13] **CEPEL (2000)**; Resistência de Aterramento e Diferenças de potencial de Passo e de Toque para sistema de aterramento Empregados em Redes de Distribuição Rural (Relatório Técnico).
- [14] **De Gröen, Marieke (1993)**; Rapid Assessment Technique for Salt Intrusion in Alluvial Estuaries Steady State Model. Case Study Incomati Estuary. Maputo – Delft.
- [15] **Marsily, G (1986)**; Quantitative Hidrogeology. Groundwater Hidrology for Engineers. Academic Press Inc. Paris.
- [16] <http://duke.usask.ca/~merriam/384/lab5.pdf> Introduction to Applied Geophysics. Lab 5. Resistivity of Core samples. Geol 384.3.

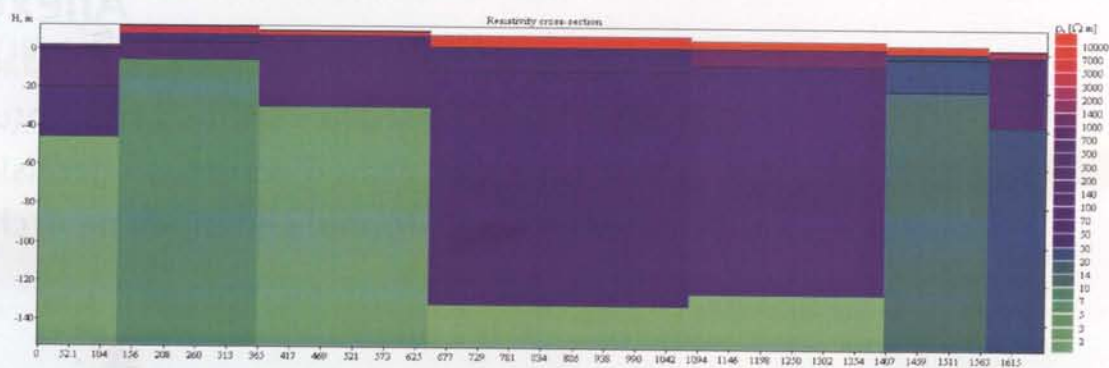
Anexos

1. Pseudo-Secções e Secções Transversais de Resistividade.
2. Dados litológicos da área de estudo – Modelo conceptual.
3. Dados de campo do estudo geofísico.
4. Resultados da análise pela fórmula empírica de Archie.

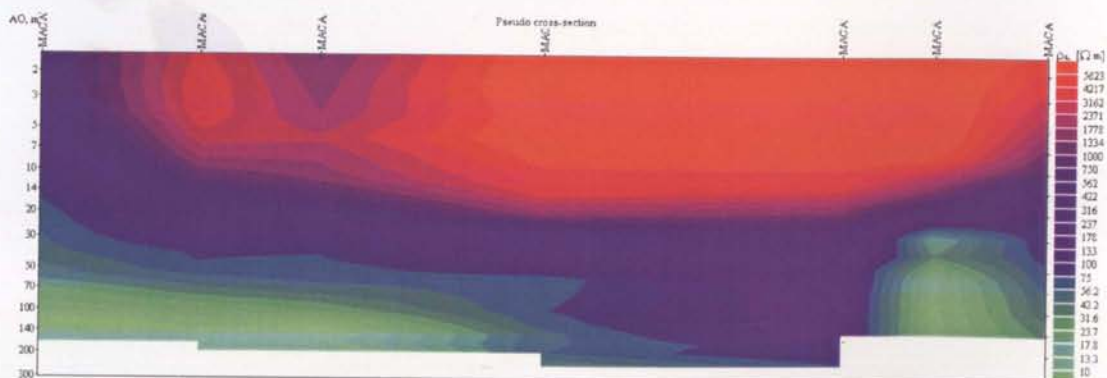
ANEXO 1. Pseudo-Secções/Secções Transversais de Resistividade



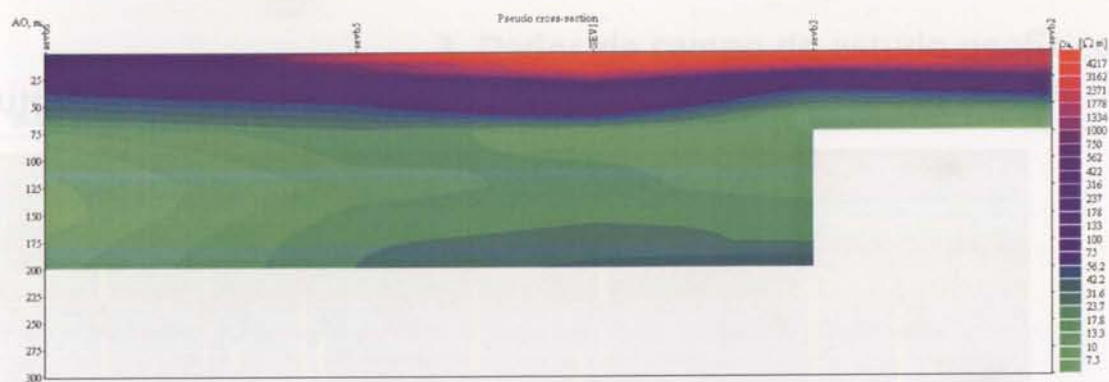
Pseudo-secção EW1, em escala linear.



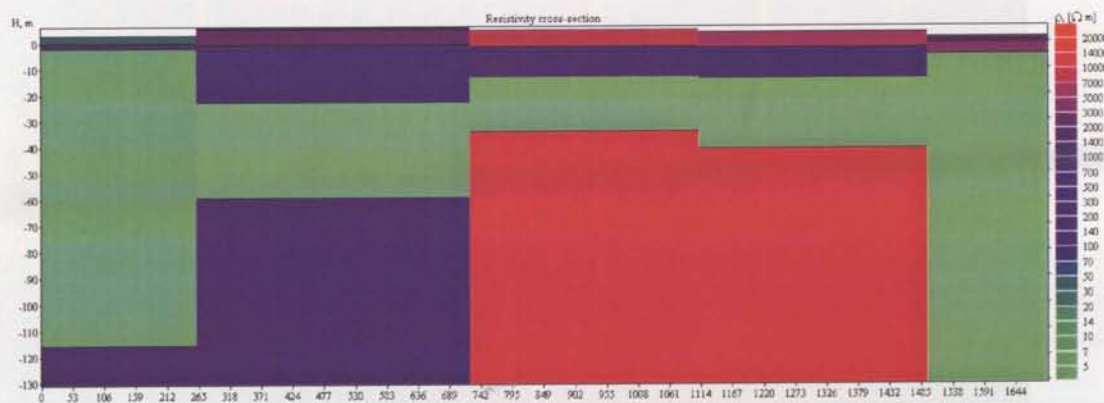
Secção transversal EW1.



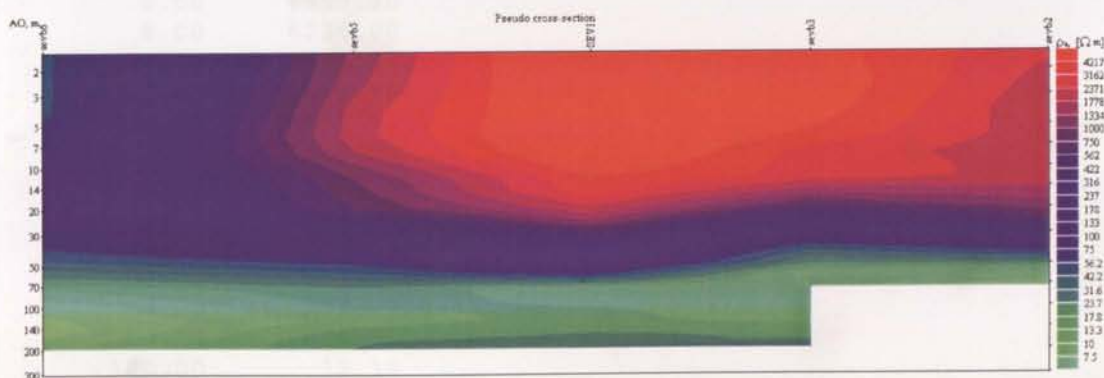
Pseudo-secção EW1, em escala logarítmica.



Pseudo-secção EW2, em escala linear.

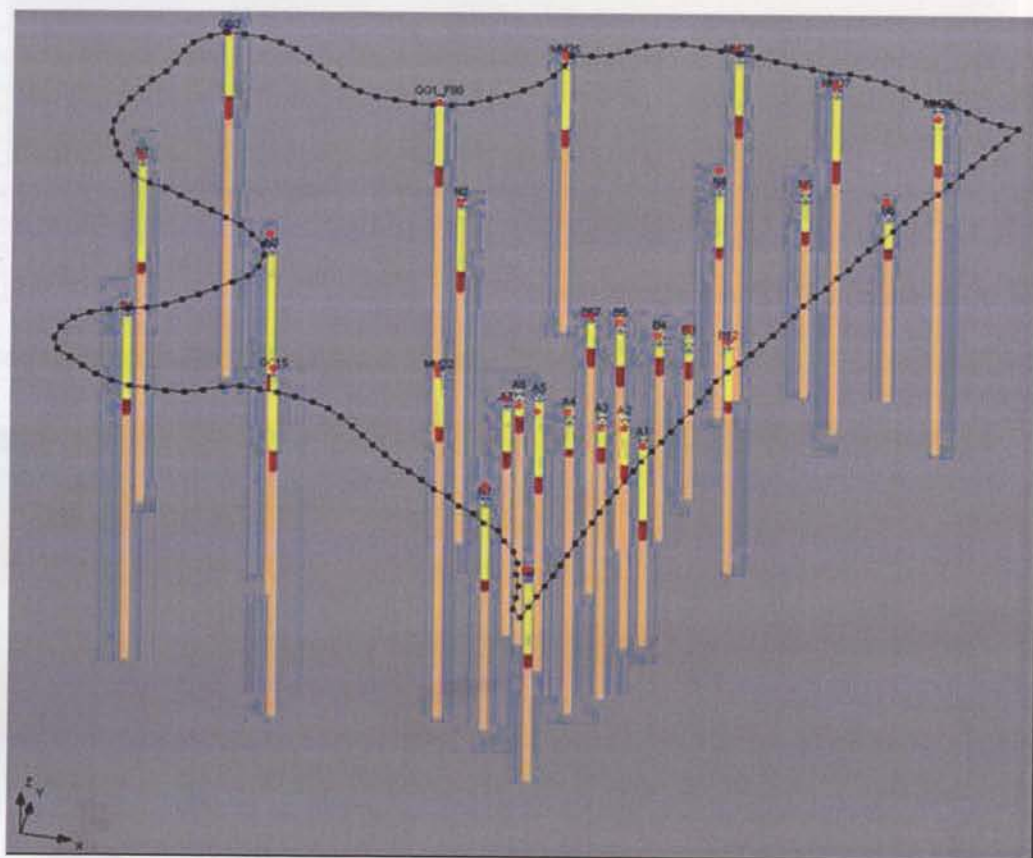


Secção transversal EW2.



Pseudo-secção EW2, em escala logarítmica.

Anexo 2. Dados litológicos da área de estudo-Modelo conceptual.



3. Dados de campo do estudo geofísico.

MAC1A

L/2 (m)	Rho (Ω m)
1.50	4988.14
2.50	3429.78
4.00	2364.76
6.00	1540.34
8.00	1060.40
10.00	703.31
15.00	172.25
12.00	335.27
20.00	95.86
25.00	97.28
30.00	95.32
40.00	82.18
60.00	62.99
75.00	53.43
100.00	47.64
150.00	32.73
Interpretação	
Rho (Ω m)	L/2 (m)
11046.94	0.50
3021.37	3.67
85.22	38.88
24.54	10000.00

MAC2A

L/2 (m)	Rho (Ω m)
1.50	8992.96
2.50	8486.10
4.00	9205.20
6.00	8859.20
8.00	6320.00
10.00	3092.44
12.00	1845.79
15.00	955.22
20.00	310.23
25.00	70.48
30.00	22.56
40.00	32.72
40.00	31.20
50.00	17.78
60.00	12.35
100.00	12.16
150.00	11.58

Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
10997.83	4.14
29.73	26.28
7.36	10000.00

MAC3A

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	14113.04
2.50	17695.69
4.00	16564.68
6.00	12930.40
8.00	9000.60
10.00	5616.47
12.00	4884.10
15.00	2674.60
20.00	1268.80
25.00	633.26
30.00	504.34
40.00	322.16
50.00	184.69
60.00	212.89
75.00	182.53
150.00	173.83
175.00	101.54
200.00	109.95
250.00	73.09

Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
17039.00	4.28
1162.91	13.17
179.54	122.71
9.88	10000.00

MAC4A

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	8352.40
2.50	9428.80
4.00	7648.20
6.00	8251.40
8.00	6521.20
10.00	5394.80
12.00	4676.91
15.00	3458.27
20.00	1654.15
25.00	622.07
30.00	219.65
40.00	251.80
50.00	120.15

60.00	67.85
60.00	56.90
125.00	55.87
125.00	71.46
150.00	49.82
200.00	55.50
250.00	29.70
300.00	18.30
100.00	72.92
Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
9050.95	6.21
312.13	16.74
67.13	132.05
1.75	10000.00

MAC5A

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	1275.73
2.50	1549.97
4.00	1787.54
6.00	2516.75
8.00	1882.32
10.00	1677.05
12.00	1344.93
15.00	775.82
20.00	391.87
20.00	383.93
25.00	124.08
40.00	77.07
30.00	110.08
50.00	63.64
60.00	63.00
60.00	63.88
75.00	45.57
100.00	25.34
125.00	10.48
125.00	11.77
125.00	15.66
150.00	6.94
175.00	7.83
200.00	4.98
Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
461.66	0.43
5732.35	2.62
89.36	38.44
3.73	10000.00

MAC6A

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	3460.28
2.50	4064.63
4.00	3985.44
6.00	2844.46
8.00	1942.38
10.00	1282.92
12.00	812.92
15.00	423.95
25.00	153.73
30.00	129.86
40.00	78.88
50.00	72.56
60.00	53.51
75.00	36.71
125.00	11.46
150.00	8.85
175.00	8.78
200.00	7.78
20.00	174.89

Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
4067.27	4.19
52.57	8.87
308.31	17.55
6.70	10000.00

MAC7A

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	494.23
2.50	440.37
4.00	321.75
6.00	183.12
8.00	133.80
10.00	100.78
12.00	83.37
15.00	78.72
20.00	67.20
25.00	60.85
30.00	55.38
40.00	51.06
50.00	41.69
50.00	37.61
60.00	35.15
75.00	21.40
75.00	19.72
100.00	15.38

125.00	7.61
150.00	4.98
175.00	4.17
Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
511.71	2.28
70.26	23.41
24.89	49.67
2.52	10000.00

MAC2B

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	2468.04
1.50	2549.60
2.50	2108.60
2.50	2085.60
4.00	1884.66
4.00	1859.12
6.00	2047.00
6.00	1977.00
8.00	2035.00
8.00	1926.00
10.00	2143.00
12.00	2132.00
15.00	1743.47
20.00	1165.06
25.00	716.49
30.00	295.83
40.00	79.21
50.00	29.30
60.00	10.83
75.00	4.95
Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
3144.86	0.89
1211.21	2.36
4377.10	6.59
3.66	10000.00

MAC3BR

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	4790.90
2.50	5499.71
4.00	4963.36
6.00	3930.41
8.00	2855.80
10.00	2772.80

12.00	2819.80
15.00	1641.73
20.00	719.00
20.00	670.00
25.00	246.80
30.00	130.87
40.00	44.20
50.00	24.19
60.00	11.45
60.00	12.00
100.00	15.67
125.00	13.23
150.00	23.30
175.00	22.53
200.00	43.86
Interpretação	
L/2 (m)	Rho (Ωm)
5037.60	5.96
132.93	17.79
3.78	44.59
10845.98	10000.00

MAC4B

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	9145.56
2.50	8325.64
4.00	7500.70
6.00	8131.76
8.00	6979.00
10.00	5531.00
12.00	4142.58
15.00	3843.39
20.00	2293.46
25.00	1318.94
30.00	643.43
40.00	249.79
50.00	176.69
60.00	71.58
75.00	14.18
125.00	20.60
150.00	22.60
175.00	25.89
250.00	54.89
300.00	63.54
Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
8455.46	6.42
1095.19	18.07

3.38	38.94
13873.71	10000.00

MAC5B

L/2 (m)	Rho (Ωm)
1.50	1421.92
2.50	1610.52
4.00	2003.96
6.00	2045.20
8.00	1708.90
10.00	1227.42
12.00	996.28
15.00	899.72
20.00	735.14
25.00	321.93
30.00	144.17
30.00	151.17
40.00	104.00
50.00	57.50
60.00	39.06
75.00	21.95
100.00	19.12
125.00	14.73
150.00	19.71
175.00	23.00
200.00	23.81
Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
1206.48	0.78
2197.60	6.54
101.60	28.89
4.94	67.27
934.93	10000.00

MAC6B

L/2 (m)	Rho (Ωm)
2.50	48.95
4.00	49.80
6.00	75.70
8.00	89.20
10.00	97.60
12.00	101.79
15.00	102.90
20.00	111.15
25.00	102.86
30.00	71.80
40.00	54.28
40.00	52.55

50.00	36.90
60.00	25.31
75.00	13.27
75.00	13.24
100.00	8.14
125.00	7.05
150.00	6.37
175.00	7.90
200.00	8.97
250.00	11.20
300.00	14.12
Interpretação	
Rho (Ωm)	L/2 (m)
42.60	3.08
1084.65	4.86
4.98	117.50
1029.56	10000.00

4. Resultados da análise pela fórmula empírica de Archie.

L/2 (m)	F= 25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
25	70.48	2.8192	0.450125887	0.326271392	2.119685318
30	22.56	0.9024	-0.044600913	0.850230205	7.083211425
40	32.72	1.3088	0.116873286	0.67921495	4.777656805
40	31.2	1.248	0.096214585	0.701094315	5.024516944
50	17.78	0.7112	-0.148008252	0.959747592	9.114809414
60	12.35	0.494	-0.306273051	1.127363813	13.40799417
100	12.16	0.4864	-0.313006434	1.134495052	13.62997477
150	11.58	0.4632	-0.334231449	1.156974194	14.35404138

$$y=0.0159211453 \cdot x^2 - 1.3048108401 + 31.9370485326$$

MACA1

L/2 (m)	F= 25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	95.32	3.8128	0.581244025	0.187405852	1.53959273
40	82.18	3.2872	0.516826128	0.255630021	1.801482388
60	62.99	2.5196	0.4013316	0.377948796	2.387529771
75	53.43	2.1372	0.329845166	0.453659162	2.842229625
100	47.64	1.9056	0.280031744	0.506415918	3.209341397
150	32.73	1.3092	0.117005997	0.679074398	4.77611085

MACA3

L/2 (m)	F= 25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	504.34	20.1736	1.304783405	-0.578885433	0.263702694
40	322.16	12.8864	1.110131608	-0.372732209	0.42390427
50	184.69	7.3876	0.868503373	-0.116826842	0.764140395
60	212.89	8.5156	0.930215253	-0.182185104	0.657377592
75	182.53	7.3012	0.863394245	-0.11141583	0.773720617
150	173.83	6.9532	0.842184721	-0.088953096	0.814792278
175	101.54	4.0616	0.60869715	0.158330599	1.439694254
200	109.95	4.398	0.643255225	0.121730585	1.323520232
250	73.09	2.9236	0.465917953	0.309546216	2.039605697

MACA4

L/2 (m)	F= 25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	219.65	8.786	0.943791199	-0.196563214	0.63597023
40	251.8	10.072	1.003115717	-0.259393051	0.550309423
50	120.15	4.806	0.681783766	0.0809255	1.204829243
60	67.85	2.714	0.433609843	0.343763322	2.206801759
60	56.9	2.276	0.357172258	0.424717389	2.658994192
100	72.92	2.9168	0.464906651	0.310617273	2.04464198
125	55.87	2.2348	0.349236663	0.433119758	2.710939076
125	71.46	2.8584	0.456123003	0.319919922	2.088910931
150	49.82	1.9928	0.299463715	0.485635767	3.060805741
200	55.5	2.22	0.346352974	0.436175953	2.730083644
250	29.7	1.188	0.074816441	0.723756816	5.293669408
300	18.3	0.732	-0.135488919	0.946488527	8.840738138

MAC B2

L/2 (m)	F= 25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
15	1743.47	69.7388	1.84347447	-1.149406236	0.070891434
20	1165.06	46.6024	1.668408283	-0.963995881	0.108643593
25	716.49	28.6596	1.457270125	-0.740382163	0.181810029
30	295.83	11.8332	1.073102205	-0.333514843	0.463964933
40	79.21	3.1684	0.500840005	0.272560719	1.873098945
50	29.3	1.172	0.068927612	0.729993599	5.370238815
60	10.83	0.4332	-0.363311552	1.187772558	15.40893268
75	4.95	0.198	-0.70333481	1.547886832	35.309115

MACB3

L/2 (m)	F= 25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	130.87	5.2348	0.718900094	0.041616074	1.100565954
40	44.2	1.768	0.247482261	0.540888659	3.474470742
50	24.19	0.9676	-0.01430414	0.818143281	6.578748455
60	11.45	0.458	-0.339134522	1.162166975	14.52670025
60	12	0.48	-0.318758763	1.14058727	13.82252136
100	15.67	0.6268	-0.202871012	1.017852038	10.41962378
125	13.23	0.5292	-0.276390164	1.095704639	12.46535466
150	23.3	0.932	-0.030584088	0.835385165	6.8451846
175	22.53	0.9012	-0.045178817	0.850842255	7.093200817
200	43.86	1.7544	0.244128619	0.544440458	3.503002588

MACB4

L/2 (m)	F= 25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	643.43	25.7372	1.410561297	-0.690913443	0.203744811
40	249.79	9.9916	0.999635039	-0.255706709	0.555000393
50	176.69	7.0676	0.849271962	-0.096459101	0.800831041
60	71.58	2.8632	0.456851685	0.319148184	2.085202248
75	14.18	0.5672	-0.246263778	1.06380876	11.58267206
125	20.6	0.824	-0.084072788	0.892034362	7.798918142
150	22.6	0.904	-0.04383157	0.849415403	7.069934706
175	25.89	1.0356	0.015192042	0.786904253	6.122154039
250	54.89	2.1956	0.341553222	0.441259309	2.762226639
300	63.54	2.5416	0.405107202	0.373950104	2.365647892

MACA5

L/2 (m)	F=25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	110.08	4.4032	0.643768412	0.121187075	1.321864912
40	77.07	3.0828	0.48894535	0.285158195	1.928227157
50	63.64	2.5456	0.405790162	0.373226789	2.36171112
60	63	2.52	0.401400541	0.377875781	2.387128407
60	63.88	2.5552	0.407424899	0.371495461	2.352314906
75	45.57	1.8228	0.26073902	0.526848595	3.363942742
100	25.34	1.0136	0.005866602	0.796780707	6.26297541
125	10.48	0.4192	-0.377578726	1.202882739	15.95448313
125	11.77	0.4708	-0.327163546	1.149488668	14.10875422
125	15.66	0.6264	-0.203148251	1.018145658	10.42667072
150	6.94	0.2776	-0.556580538	1.392461264	24.68659909
175	7.83	0.3132	-0.504178247	1.336962669	21.72514425
200	4.98	0.1992	-0.700710666	1.545107635	35.08388148

MACB5

L/2 (m)	F=25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	151.17	6.0468	0.781525604	-0.024709802	0.944691914
40	104	4.16	0.619093331	0.147320137	1.403848161
50	57.5	2.3	0.361727836	0.419892634	2.62961782
60	39.06	1.5624	0.19379223	0.597751082	3.960509706
75	21.95	0.878	-0.056505484	0.862838183	7.291857676
100	19.12	0.7648	-0.116452121	0.926326898	8.439697836
125	14.73	0.5892	-0.229737262	1.046305739	11.12514651
150	19.71	0.7884	-0.103253384	0.912348285	8.172374979
175	23	0.92	-0.036212173	0.841345797	6.939781508
200	23.81	0.9524	-0.021180613	0.825426065	6.685999194

MACB6

L/2 (m)	F=25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	71.8	2.872	0.458184436	0.317736686	2.078436142
40	54.28	2.1712	0.33669983	0.446399474	2.79511367
40	52.55	2.102	0.322632712	0.461297779	2.892662592
50	36.9	1.476	0.169086357	0.623916755	4.20645992
60	25.31	1.0124	0.005352136	0.79732557	6.270837838
75	13.27	0.5308	-0.275069086	1.094316093	12.42556349
75	13.24	0.5296	-0.276052024	1.09535711	12.45538366
100	8.14	0.3256	-0.487315604	1.31910366	20.84988481
125	7.05	0.282	-0.549750892	1.385228073	24.27884783
150	6.37	0.2548	-0.593800576	1.43188053	27.03214632
175	7.9	0.316	-0.500312917	1.332868948	21.52132213
200	8.97	0.3588	-0.445147566	1.274444031	18.81239249
250	11.2	0.448	-0.348721986	1.172320936	14.87034127
300	14.12	0.5648	-0.248105312	1.065759106	11.63480491

MACA6

L/2 (m)	F=25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	129.86	5.1944	0.71553539	0.045179588	1.109633573
40	78.88	3.1552	0.499026893	0.274480962	1.881399232
50	72.56	2.9024	0.462757265	0.31289366	2.05538726
60	53.51	2.1404	0.330494942	0.452970992	2.837729478
75	36.71	1.4684	0.166844376	0.626291209	4.22952123
125	11.46	0.4584	-0.338755391	1.161765443	14.5132756
150	8.85	0.354	-0.450996738	1.280638815	19.0826557
175	8.78	0.3512	-0.454445493	1.284291347	19.24382268
200	7.78	0.3112	-0.506960412	1.339909224	21.87304388

MACA7

L/2 (m)	F=25		Log(Res)	Log(Sal)	Sal(ag)
	Ros	Res(ag)			
30	55.38	2.2152	0.345412943	0.437171529	2.736349259
40	51.06	2.0424	0.310140802	0.474527801	2.982138441
50	41.69	1.6676	0.222091886	0.567779279	3.6964027
50	37.61	1.5044	0.177363325	0.615150725	4.122405655
60	35.15	1.406	0.147985321	0.646264593	4.428581004
75	21.4	0.856	-0.067526235	0.87451012	7.490488124
75	19.72	0.7888	-0.103033098	0.912114983	8.167985969
100	15.38	0.6152	-0.210983673	1.026444054	10.62781666
125	7.61	0.3044	-0.516555352	1.350071102	22.3908769
150	4.98	0.1992	-0.700710666	1.545107635	35.08388148
175	4.17	0.1668	-0.777803954	1.626756148	42.34051619



FACULDADE DE ENGENHARIA
UNIVERSIDADE DO PORTO
BIBLIOTECA



0000079571