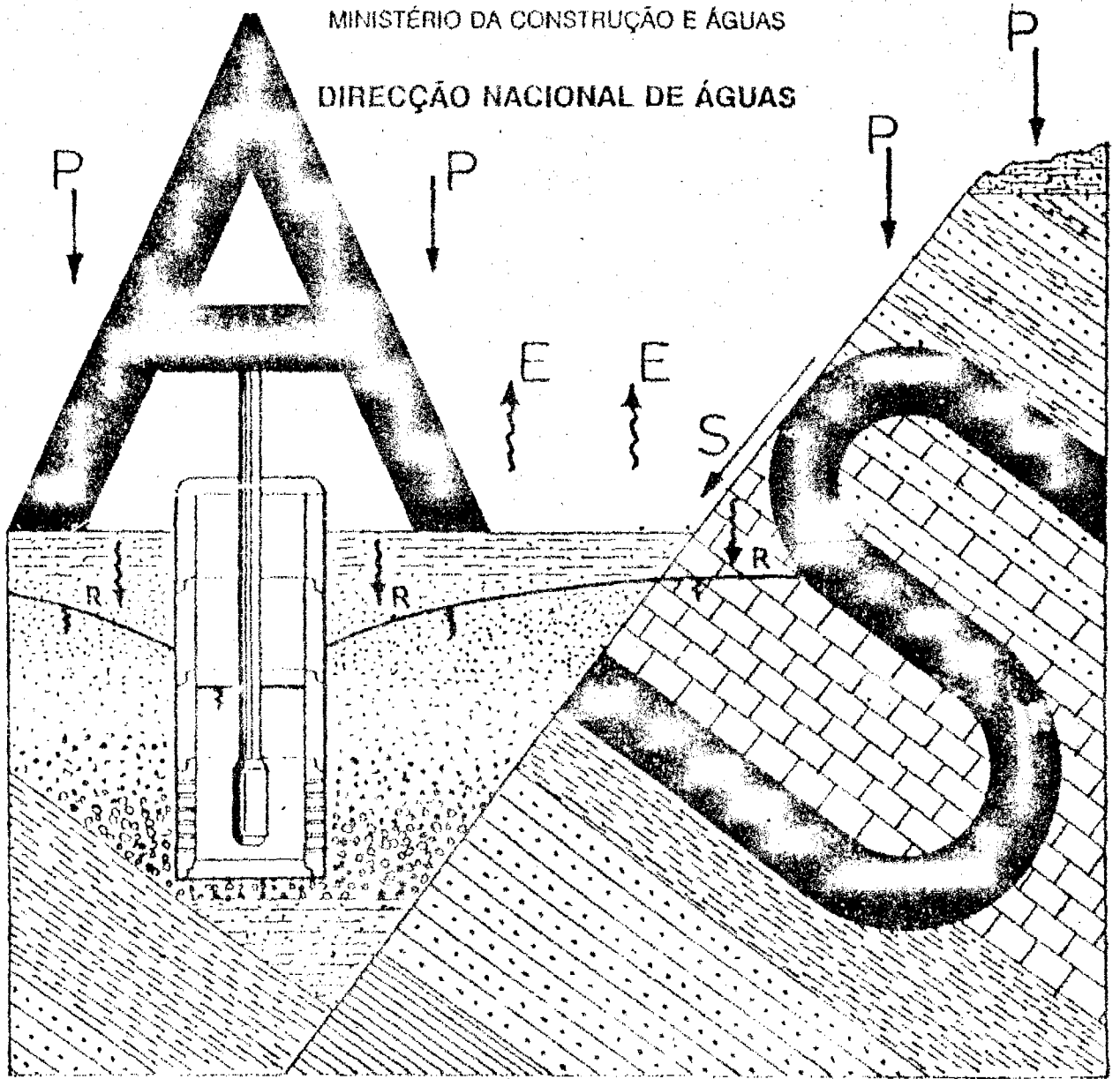




REPÚBLICA POPULAR DE MOÇAMBIQUE
MINISTÉRIO DA CONSTRUÇÃO E ÁGUAS
DIRECÇÃO NACIONAL DE ÁGUAS



ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

TOMO 1 : CAPÍTULO 1 - 7

E. H. SMIDT

J. L. J. DE SONNEVILLE

Estes apontamentos são dedicados aos nossos professores, falecidos, Dr. J.H. Edelman e Prof. Dr. N.A. de Ridder, que nos ensinaram, não só muitos aspectos técnicos dos estudos das águas subterrâneas, mas sobretudo foram grandes profissionais com dedicação profunda quanto aos projectos de abastecimento de água e ao ensino técnico nos Países do Sul. Trabalharam sempre muito duramente e mostraram grande paciência com os seus estudantes. Sabemos que eles foram inspirados pelo desejo de contribuir para a solução do problema da falta de água, em quantidade suficiente e de boa qualidade, na vida de milhares de pessoas no Mundo.

CONTEÚDO

TOMO I

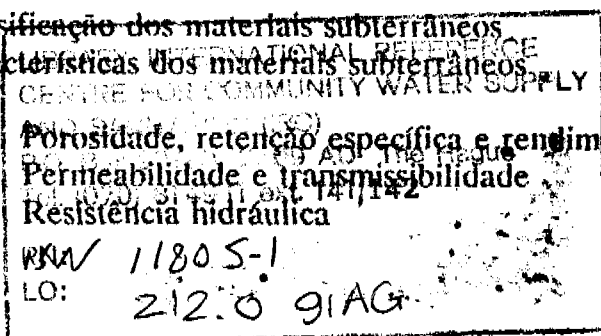
Conteúdo	i
Lista das tabelas	xii
Lista das figuras	xii
Prefácio	xvi

MÓDULO 1

1	AGUA SUBTERRÂNEA: ASSUNTOS INTRODUTÓRIOS	1
1.1	Introdução	1
1.2	Água subterrânea e a vida diária	2
1.3	Breve história do conhecimento e do uso da água subterrânea	4
1.4	O ciclo hidrológico	7
1.5	Recursos hídricos subterrâneos	12
1.6	Instituições Moçambicanas ligadas com as águas subterrâneas	13
1.7	Água subterrânea na área do Maputo	15
	Respostas às perguntas	18
	Exercícios	18
	Referências	19

MÓDULO 2

2	AS PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA E DO MATERIAL SUBTERRÂNEO	20
2.1	Introdução	20
2.2	Características físicas da água	21
	2.2.1 Densidade	21
	2.2.2 Viscosidade	21
2.3	Classificação dos materiais subterrâneos	22
2.4	Características dos materiais subterrâneos	29
	2.4.1 Porosidade, retenção específica e rendimento específico	29
	2.4.2 Permeabilidade e transmissibilidade	32
	2.4.3 Resistência hidráulica	35



2.4.5	Heterogeneidade e anisotropia	35
2.5	Aquíferos na área de Maputo	36
	Respostas às perguntas	37
	Exercícios	37
	Referências	38
3	QUALIDADE DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	39
3.1	Introdução	39
3.2	A relação entre a qualidade de água e a sua utilização	39
3.2.1	Água potável	39
3.2.2	Água para pecuária	40
3.2.3	Água para irrigação	41
3.3	Componentes de qualidade de água	43
3.4	Composição de água doce	49
3.4.1	Água de recarga	49
3.4.2	As mudanças da qualidade de água subterrânea durante e depois da sua recarga	49
3.5	Fontes de água subterrânea salobra ou salgada	53
3.5.1	Geral	53
3.5.2	Origens diferentes de água salobra/salgada	53
3.5.3	Fenómenos físicos que influenciam o conteúdo do sal	54
3.6	Exemplo: água salobra/salgada nos arredores de Maputo	58
	Respostas às perguntas	60
	Exercícios	62
	Referências	62

MÓDULO 3

4	HIDROGEOLOGIA	63
4.1	Introdução	63
4.2	Rochas ígneas e metamórficas	63
4.3	Rochas sedimentares	68
4.3.1	Rochas sedimentares finas	68

4.3.2	Grés	70
4.3.3	Calcário	71
4.3.4	Qualidade de água subterrânea nas rochas sedimentares	72
4.4	Materiais sedimentares não-consolidados	73
4.4.1	Materiais eólicos	74
4.4.2	Depósitos aluvionares	74
4.4.3	Depósitos nas zonas costeiras	78
4.5	Influência de falhas e dobras	78
4.6	Nascentes	81
4.7	Exemplo: perfil hidrogeológico Manica-Sofala	82
4.8	Observações finais	83
	Respostas às perguntas	83
	Exercícios	84
	Referências	85
5	OCORRÊNCIA E CAPTAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM MOÇAMBIQUE	86
5.1	Introdução	86
5.2	Geologia de Moçambique	86
5.3	Carta Hidrogeológica de Moçambique	90
5.4	Ocorrência de água subterrânea em Moçambique	91
5.4.1	Complexo cristalino	91
5.4.2	Materiais sedimentares	94
5.5	Aproveitamento de água subterrânea em Moçambique	97
5.6	Relação entre as necessidades e a capacidade de execução	100
	Respostas às perguntas	102
	Exercícios	102
	Referências	103

MÓDULO 4

6	FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	104
6.1	Geral	104
6.2	Tipos de aquíferos e coeficiente de armazenamento	105
6.2.1	Tipos de aquíferos	105
6.2.2	Coeficiente de armazenamento	106
6.3	Princípios básicos do fluxo de água subterrânea	110
6.3.1	A lei de Darcy	110
6.3.2	Continuidade ou a lei de conservação de massa	117
6.3.3	Condições de fronteira	117
6.4	Equivalência entre a lei de Darcy e a lei de Ohm	117
6.4.1	Geral	117
6.4.2	Fluxo horizontal num sistema composto de camadas aquíferas	118
6.4.3	Fluxo vertical num sistema composto de camadas	118
6.5	Equações diferenciais para o fluxo de água subterrânea	119
6.5.1	Geral	119
6.5.2	Lei de conservação de massa (equações de continuidade)	123
6.5.3	Fluxo permanente em aquíferos (semi-)confinados	126
6.5.4	Fluxo permanente em aquíferos freáticos: as suposições de Dupuit-Forchheimer	130
6.5.5	Fluxo radial permanente	135
6.5.6	Fluxo não-permanente em aquíferos semi-confinados e freáticos	137
6.6	Soluções analíticas para várias situações do fluxo permanente de água subterrânea	137
6.6.1	Metodologia	137
6.6.2	Fluxo subterrâneo uni-dimensional sem recarga num aquífero confinado e freático	138
6.6.3	Fluxo uni-dimensional com recarga uniforme num aquífero freático	145
6.6.4	Fluxo subterrâneo radial num aquífero confinado	149
6.6.5	Fluxo subterrâneo radial com recarga uniforme num aquífero freático	151
6.7	Outros tipos de solução para as equações diferenciais	156
6.7.1	Rede de fluxo	156

6.7.2	Métodos numéricos	156
6.8	Método de superposição	161
6.9	Exemplo: Cálculo do fluxo subterrâneo no perfil entre o Rio Infulene e a zona costeira	163
	Respostas às perguntas	172
	Exercícios	173
	Referências	177
7	ÁGUA SUBTERRÂNEA DOCE E SALGADA	1
7.1	Introdução	1
7.2	Princípio de Badon Ghijben - Herzberg e aplicações	1
7.3	Intrusão salina	6
	7.3.1 Geral	6
	7.3.2 Intrusão salina horizontal	7
	7.3.3 Intrusão salina vertical	10
7.4	Exemplo: Intrusão salina horizontal na zona costeira Norte de Maputo	14
	Respostas às perguntas	16
	Exercícios	17
	Referências	18

BIBLIOGRAFIA AO TOMO I

ANEXOS A TOMO I

- 1 O Sistema Internacional de Unidades (SI) e tabelas de conversão de unidades
- 2 Normas da qualidade de água para consumo humano (OMS)
- 3 Normas de qualidade de água para pecuária
- 4 Normas de qualidade de água para irrigação
- 5 Soluções de problemas

TOMO II

Conteúdo	i
Lista das tabelas	xii
Lista das figuras	xiii

MÓDULO 5

8	PESQUISAS HIDROGEOLÓGICAS	1
8.1	Introdução	1
8.2	A necessidade de investigações	1
8.3	Utilização e interpretação dos dados disponíveis	4
8.4	Investigações adicionais no campo e no laboratório	8
8.5	Exemplo: Zona costeira à Norte da cidade de Maputo	14
	Respostas às perguntas	16
	Exercícios	16
	Referências	17
9	PESQUISAS GEOFÍSICAS	18
9.1	Introdução	19
9.2	Métodos geofísicos superficiais	19
9.2.1	Método geoelectrico	19
9.2.1.1	Resistividade	19
9.2.1.2	Execução da pesquisa geoelectrica no campo, e a sua interpretação qualitativa	23
9.2.1.3	Resistividade aparente	24
9.2.1.4	Interpretação quantitativa da medição geoelectrica	26
9.2.1.5	Métodos de aplicação	29
9.2.1.6	Dificuldades relativas à interpretação	32
9.2.2	Métodos geoelectro-magnéticos (EM)	33
9.2.3	Método geosísmico de refração	36
9.2.4	A prática dos vedores	38
9.2.5	Resumo de aplicações dos métodos geofísicos superficiais	38
9.3	Métodos geofísicos sub-superficiais	39
9.3.1	Registos eléctricos	39

9.3.1.1	Curva de autopotencial	40
9.3.1.2	Registo de revistividade - eléctrodo singular	41
9.3.1.3	Registo de resistividade multi-eléctrodos	41
9.3.2	Registos radioactivos	44
9.3.2.1	Registo gama	44
9.3.2.2	Registo gama-gama	45
9.3.2.3	Registo neutron	45
9.3.3	Outros métodos sub-superficiais	45
9.3.4	Resumo de aplicações dos métodos geofísicos sub-superficiais	46
9.4	Exemplos	48
9.4.1	Província de Manica	48
9.4.2	Zona costeira de Maputo	50
9.4.3	Planalto de Mueda	53
	Respostas às perguntas	57
	Exercícios	59
	Referências	61
10	CAPTAÇÕES DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	62
10.1	Introdução	62
10.2	Poços	62
10.2.1	Tipos de poços	62
10.2.2	Construção do poço	65
10.2.3	Critérios técnicos para a construção de poços escavados	65
10.2.4	Preços indicativos de poços e bombas manuais	66
10.3	Furos manuais	67
10.4	Furos mecânicos	69
10.4.1	Métodos de perfuração	69
10.4.1.1	Método de percussão	70
10.4.1.2	Método de perfuração rotativa de circulação directa de água ou lama	72
10.4.1.3	Método de perfuração rotativa com injeção de ar comprimido	72
10.4.2	Componentes da construção do furo	76
10.4.2.1	Tubagem fechada, filtro(s) e enchimento	76

10.4.2.2	Limpeza e desenvolvimento	78
10.4.3	Detalhes da construção do furo	78
10.4.4	Preços indicativos dos furos	79
10.5	Nascentes captadas ou protegidas	79
10.5.1	Geral	79
10.5.2	Exemplos	81
10.6	Drenos filtrantes	81
10.6.1	Introdução	81
10.6.2	Condições hidrogeológicas favoráveis para a construção dum dreno filtrante	84
10.6.3	Exemplos	87
10.6.3.1	Sistema de Muatide, Planalto de Mueda	87
10.6.3.2	Sistema da A.C. "Julius Nyerere", Gaza	89
10.6.4	Avaliação económica	90
10.6.5	Considerações técnicas da construção e da operação	91
10.6.6	Resultados do dreno filtrante em Muatide (1987 - 1989)	91
10.6.7	Conclusões	91
10.7	Aspectos sociais de captações de água subterrânea	92
	Respostas às perguntas	95
	Exercícios	96
	Referências	98
11	ENSAIOS DE AQUÍFERO, FURO E POÇO	99
11.1	Introdução	99
11.2	Geral	99
11.3	Execução dum ensaio de aquífero	102
11.3.1	Seleção do sítio do ensaio do aquífero	104
11.3.2	O furo bombado	104
11.3.3	Seleção da bomba para o furo a ser bombado	104
11.3.4	Piezómetros e furos de observação	105
11.3.5	Medições durante a execução do ensaio	107
11.3.6	Duração do ensaio do aquífero	110
11.3.7	Tratamento dos dados	111
11.4	Interpretação dum ensaio de aquífero	113
11.4.1	Suposições de base	113

11.4.2	Fluxo radial permanente em aquíferos confinados: método de Thiem	113
11.4.3	Fluxo radial não-permanente em aquíferos confinados	120
11.4.3.1	Método de Theis	120
11.4.3.2	Método de Jacob	128
11.4.3.3	Método de recuperação de Theis	131
11.4.4	Fluxo radial permanente em aquíferos semi-confinados: Método de De Glee	135
11.4.5	Fluxo radial permanente em aquíferos freáticos: Método de Thiem - Dupuit	141
11.4.6	Fluxo radial não-permanente e permanente, em aquíferos freáticos	145
11.5	Execução e análise dum ensaio de caudal escalonado	146
11.5.1	Introdução	146
11.5.2	A relação entre o rebaixamento total no furo e o caudal bombado	147
11.5.3	Execução do ensaio escalonado	152
11.5.4	Determinação dos parâmetros da relação entre o rebaixamento e o caudal	154
11.5.5	Ensaio irregulares	165
11.5.6	A análise da recuperação no fim do ensaio escalonado	172
11.5.7	A separação do rebaixamento em perdas da formação e perdas do furo e a subdivisão em perdas laminares e perdas turbulentas	176
11.6	Execução e análise dum ensaio simples de furo	184
11.6.1	Métodos aproximados nos furos	184
11.6.2	Fluxo radial permanente em aquíferos confinados e freáticos: o método de Logan	184
11.6.3	Fluxo radial não-permanente em aquíferos confinados e freáticos	186
11.6.3.1	Método de Hurr para aquíferos confinados e freáticos	186
11.6.3.2	Método de recuperação de Theis, para aquíferos confinados e freáticos	186
11.7	Execução e análise dum ensaio no poço	189
11.7.1	Métodos aproximados nos poços	189
11.7.2	Fluxo radial não-permanente em aquíferos confinados	189
11.7.2.1	Método de Papadopoulos - Cooper	189
11.7.2.2	Método de Rushton-Singh	196

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions.

2. It also emphasizes the need for regular audits to ensure the integrity of the financial data.

3. Furthermore, the document highlights the role of transparency in building trust with stakeholders.

4. In addition, it outlines the various methods used to collect and analyze financial information.

5. Finally, the document concludes by stressing the importance of ongoing communication and reporting.

6. The second part of the document provides a detailed overview of the accounting process.

7. It begins with a discussion of the basic accounting principles that govern the recording of transactions.

8. This is followed by an explanation of the double-entry system, which ensures that the books are balanced.

9. The document then describes the various types of accounts used in the accounting system.

10. It also covers the process of journalizing and posting transactions to the ledger.

11. The third part of the document focuses on the preparation of financial statements.

12. It starts with the income statement, which shows the company's profitability over a period.

13. Next, it discusses the balance sheet, which provides a snapshot of the company's financial position.

14. The document also covers the cash flow statement, which tracks the company's liquidity.

15. Finally, it explains how these statements are used by management and investors to make informed decisions.

16. The fourth part of the document addresses the challenges of financial reporting.

17. It identifies common issues such as incomplete records and misclassification of expenses.

18. The document offers practical solutions to these problems, such as implementing strict internal controls.

19. It also discusses the importance of staying up-to-date with changes in accounting standards.

20. Finally, it emphasizes the need for a strong ethical foundation in all financial reporting activities.

21. The fifth part of the document provides a summary of the key points discussed.

22. It reiterates the importance of accuracy, transparency, and ethical behavior in financial reporting.

23. The document concludes by encouraging readers to apply these principles in their own organizations.

24. Finally, it offers a few final thoughts on the future of financial reporting in a digital world.

25. The sixth part of the document provides a detailed overview of the accounting process.

26. It begins with a discussion of the basic accounting principles that govern the recording of transactions.

27. This is followed by an explanation of the double-entry system, which ensures that the books are balanced.

28. The document then describes the various types of accounts used in the accounting system.

29. It also covers the process of journalizing and posting transactions to the ledger.

30. The seventh part of the document focuses on the preparation of financial statements.

31. It starts with the income statement, which shows the company's profitability over a period.

32. Next, it discusses the balance sheet, which provides a snapshot of the company's financial position.

33. The document also covers the cash flow statement, which tracks the company's liquidity.

34. Finally, it explains how these statements are used by management and investors to make informed decisions.

35. The eighth part of the document addresses the challenges of financial reporting.

36. It identifies common issues such as incomplete records and misclassification of expenses.

37. The document offers practical solutions to these problems, such as implementing strict internal controls.

38. It also discusses the importance of staying up-to-date with changes in accounting standards.

39. Finally, it emphasizes the need for a strong ethical foundation in all financial reporting activities.

40. The ninth part of the document provides a summary of the key points discussed.

41. It reiterates the importance of accuracy, transparency, and ethical behavior in financial reporting.

42. The document concludes by encouraging readers to apply these principles in their own organizations.

43. Finally, it offers a few final thoughts on the future of financial reporting in a digital world.

44. The tenth part of the document provides a detailed overview of the accounting process.

45. It begins with a discussion of the basic accounting principles that govern the recording of transactions.

46. This is followed by an explanation of the double-entry system, which ensures that the books are balanced.

47. The document then describes the various types of accounts used in the accounting system.

48. It also covers the process of journalizing and posting transactions to the ledger.

49. The eleventh part of the document focuses on the preparation of financial statements.

50. It starts with the income statement, which shows the company's profitability over a period.

51. Next, it discusses the balance sheet, which provides a snapshot of the company's financial position.

52. The document also covers the cash flow statement, which tracks the company's liquidity.

53. Finally, it explains how these statements are used by management and investors to make informed decisions.

54. The twelfth part of the document addresses the challenges of financial reporting.

ANEXOS A TOMO II

- 1 Endereços das entidades ligadas à exploração da água subterrânea**
- 2 Critérios técnicos para a construção de poços**
- 3 Critérios para a construção de furos**
- 4 Soluções dos exercícios**

LISTA DAS TABELAS

1.1	Estimativa de uso de água em Moçambique no ano de 1985 pelos diferentes usuários	3
1.2	Ciclo hidrológico entre os continentes e os oceanos	10
2.1	A relação entre a densidade, viscosidade e a temperatura de água	21
2.2	Classificação dos materiais não consolidados	24
2.3	Granulometria com vibrador mecânico: exemplo duma amostra dum aquífero nos arredores da Beira	25
2.4	Valores relativos da permeabilidade	31
3.1	Os catiões e os aniões principais no balanço iônico	44
4.1	Valores da porosidade (p), rendimento específico (s) e permeabilidade (K) de algumas amostras seleccionadas de materiais sedimentares não-consolidados	73
5.1	Unidades hidrogeológicas	91
5.2	Características de algumas das rochas duras mais comuns em Moçambique e suas potencialidades como rochas armazens de água subterrânea	92
5.3	Características hidrogeológicas de algumas áreas do Complexo de Base e dos Terrenos Vulcânicos	93
5.4	Aquíferos da Bacia Sedimentar de Moçambique, a Sul do rio Save	95
5.5	Aquíferos das bacias sedimentares do norte e do centro de Moçambique	96
5.6	Distribuição da população rural pelas unidades de captação	98
5.7	Resumo da distribuição da população pelas unidades de captação	99
5.8	Estimativa do total da população rural por tipo de captação a partir dos dados e estimativas da Tabela 5.6 e a preferência para poços	99
6.1	A diferença entre $\text{sen } \alpha$ e $\text{tg } \alpha$ e o erro em %	131

LISTA DAS FIGURAS

1.1	Esquema dum quanat	5
1.2	Perfuração Chinesa há 2000 anos	6
1.3	O ciclo hidrológico	8
1.4	Processos hidrológicos	8
1.5	Ciclo hidrológico entre os continentes e os oceanos	10
1.6	Quantidade de água armazenada no mundo (em 10^3 km^3)	12
1.7	Água subterrânea na área de Maputo	16
2.1	Crivos de granulometria	24
2.2	Granulometria dum aquífero nos arredores de Beira	25
2.3	Relação entre a textura, compactação, separação e permeabilidade	

	de areia e argila	27
2.4	Influência da uniformidade na porosidade, indicada em percentagens	28
2.5	Relação entre o diâmetro dos grãos e porosidade, retenção específica e rendimento específico	29
2.6	Isotropia e homogeneidade	34
2.7	Perfil hidrogeológico entre Matola e Mahotas	36
3.1	Diagramas de Stiff	47
3.2	Diagrama de Piper com os tipos da água	48
3.3	Difusão molecular e dispersão hidrodinâmica	55
3.4	Fluxo regional e o efeito da dispersão	57
3.5	Diagrama de Piper para água subterrânea do aquífero de grés-calcário de Maputo	59
4.1	Sequência hipotética de fluxos de lava mostrando fenómenos que causam porosidade e permeabilidade em rochas basálticas	64
4.2	Perfil típico do solo de aquíferos ocorrendo em rochas meteorizadas do Complexo Cristalino	65
4.3	Situação hipotética no complexo cristalino	67
4.4	Região hipotética mostrando a relação entre características geológicas e caudais de furos/poços	69
4.5	Secções finas de grés	70
4.6	Secções finas de calcário	71
4.7	Ocorrência de água subterrânea num calcário com carsificação	72
4.8	Formas topográficas e depósitos aluvionares típicos para vales largos de rios	75
4.9	Reconstrução hipotética da formação do vale de Muaguide	76
4.10	Perfil hidrogeológico ao longo do vale do rio Limpopo	77
4.11	Relações entre D_{50} e a permeabilidade de areia do vale do rio Arkansas	77
4.12	Umás situações hidrogeológicas relacionadas com inclinações de camadas e dobras	80
4.13	Exemplos de origem de nascentes	81
4.14	Corte Oeste-Este do Planalto de Mueda	82
4.15	Perfil hidrogeológico simplificado Manica-Sofala Sul da Beira	83
5.1	Esboço geológico de Moçambique	87
5.2	Esquema litoestratigráfico das bacias Meso-Cenozóicas	89
5.3	Mapa de Moçambique: situação de poços e furos	101
6.1	Aquífero freático (A), confinado (B) e semi-confinado (C)	106
6.2	Aquíferos diferentes	107
6.3	Coeficiente de armazenamento (S)	108
6.4	Comportamento esquematizado da precipitação e do nível freático durante o ano	109
6.5	A distribuição e a perda de carga no fluxo através duma coluna de areia	110
6.6	Fluxo unitário e fluxo total num aquífero	111
6.7	Fluxo subterrâneo em qualquer direcção	112

6.8	Altura hidráulica, altura de pressão e altura de posição	113
6.9	Alturas topográficas e piezométricas	114
6.10	Fluxo horizontal num aquífero confinado	115
6.11	Fluxo vertical	115
6.12	Lei de Darcy e balanço hídrico: exemplo da aplicação	116
6.13	Perfil hidrogeológico Limpopo-Manjacaze	118
6.14	Equivalência entre a lei de Darcy a lei de Ohm	119
6.15	Aquíferos compostos: fluxo horizontal	120
6.16	Aquíferos compostos: fluxo vertical	120
6.17	Função linear de velocidade	121
6.18	Função não-linear de velocidade $v(x)$	121
6.19	Função não-linear de velocidade, mostrando a mudança de $\Delta v(x)/\Delta x$ em $dv(x)/dx$	122
6.20	A distribuição da velocidade num pequeno cubo de fluido	124
6.21	Quantidade de entrada e saída para uma parcela num aquífero semi-confinado	125
6.22	Fluxo permanente num aquífero não-confinado, mostrando as suposições de Dupuit	130
6.23	As quantidades de entrada e saída para uma parcela dum aquífero não-confinado	133
6.24	As coordenadas cartesianas e polares	135
6.25	Aumento de armazenamento no tempo dt para o fluxo não-permanente	136
6.26	Fluxo subterrâneo num aquífero confinado	138
6.27	Fluxo subterrâneo num aquífero freático	142
6.28	Fluxo subterrâneo para valas paralelas, cujo fundo atinge a base impermeável dum aquífero não confinado	145
6.29	Continuidade	146
6.30	Esquema dum aquífero confinado bombado	149
6.31	Fluxo radial para um furo	150
6.32	Fluxo subterrâneo permanente com bombagem numa ilha circular	152
6.33	Continuidade	152
6.34	Fluxo abaixo dum barragem, rede de fluxo	156
6.35	Sistema de rede quadrangular para o método de diferenças finitas	157
6.36	Fluxo subterrâneo confinado e apresentação da rede de nós	158
6.37	Rede do modelo (método de elementos finitos)	160
6.38	Princípio de superposição: efeito de dois furos bombados	161
6.39	Furo imaginário e superposição	162
6.40	Princípio de superposição no caso dum limite impermeável	163
6.41a	Perfil Infulene-Jafar	164
6.41b	Perfil Infulene-Jafar	171
7.1	Alturas hidráulicas diferentes na água subterrânea com densidades diferentes devido ao efeito de Badon Ghijben-Herzberg	2
7.2	Água subterrânea doce em baixo dum faixa infinita (situação freática e fluxo uni-dimensional)	4
7.3	Intrusão salina: uns exemplos	8
7.4	Intrusão salina horizontal	9
7.5	Modelo simplificado da intrusão salina vertical abaixo dum furo	

	bombado com uma interface aguda	10
7.6	A razão de z_s/h_d em relação ao caudal Q	12
7.7	Exemplo do cálculo da intrusão salina vertical	13
7.8	Zona costeira de Maputo: posição da interface e zona de protecção	14
7.9	Cálculo analítico da intrusão salina	15

PREFÁCIO

Estes apontamentos de "Águas Subterrâneas" são especificamente feitos para o ensino técnico médio existente em Moçambique, nomeadamente no curso de Hidráulica e Saneamento, do Instituto Industrial em Maputo. O rendimento máximo dos apontamentos será obtido, se forem usados juntamente com as aulas teóricas e práticas actualmente dadas no terceiro ano deste curso.

Por outro lado, os autores tomaram em conta o facto que muitas pessoas em Moçambique estão envolvidas, duma ou doutra maneira, nos assuntos de água subterrânea, sem terem recebido uma formação apropriada. Por causa disso, tentou-se elaborar estes apontamentos de tal forma, que também possam ser estudados individualmente ou em grupos, sem assistência contínua de explicações durante as aulas. Para se atingir este objectivo, incluiu-se, dentro dos textos, perguntas, que se esperam ser respondidas antes do estudante continuar a estudar o texto seguinte. Também no fim de cada capítulo, introduziram-se alguns exercícios, cujas soluções se encontram num dos anexos.

Os apontamentos actuais são o fruto duma experiência de 6 anos de ensino em Moçambique, no ramo das águas subterrâneas de nível médio. O Dr. Eng^o. Jos de Sonnevile leccionava de 1983 - 1984 "Águas Subterrâneas", no antigo Curso para Técnicos Médios de Gestão de Recursos Hídricos da Direcção Nacional de Águas (DNA). O Eng^o. Ton Negenman deu esta cadeira no ano de 1985. Depois da integração deste curso no sistema do Ensino Técnico Médio da SETEP, durante os cursos de 1987 até 1989, o Dr. Ebel Smidt era o responsável pelo curso. Todos estes professores eram técnicos de geohidrologia/hidrogeologia, trabalhando na DNA na Secção de Geohidrologia, e estavam enquadrados no Projecto de Hidrologia de Moçambique (Hydrology Project Mozambique, HPM), financiado pelo Governo Holandês.

A primeira versão preliminar destes apontamentos foi elaborada pelo Dr. Eng^o. Jos de Sonnevile, e foi publicada em 1984. Esta versão baseou-se parcialmente nalguns livros, nomeadamente "A Groundwater Primer" (Introdução nas águas subterrâneas), por G.J. Hey e C.R. Meinardi, 1984, e "Analysis and Evaluation of Pumping Test Data" (Análise e interpretação dos dados de ensaios de bombagem), por G.P. Kruseman e N.A. de Ridder, 1970. Por outra parte baseou-se na experiência prática do trabalho do autor e noutras pesquisas em Moçambique. Visto o enquadramento da cadeira no Instituto Industrial, e com base na continuação das experiências com o ensino, decidiu-se elaborar uma versão nova dos apontamentos, que se encontra neste livro.

O conteúdo dos apontamentos reflecte os dois objectivos principais do curso nas águas subterrâneas:

- a. Apresentar uma introdução larga nos assuntos de ocorrência de água subterrânea, nos seus aspectos físicos e químicos, na dinâmica do fluxo da água subterrânea, nas pesquisas de água subterrânea, nas captações de água subterrânea e na gestão.

- b. Dar os assuntos numa maneira mais adaptada às condições moçambicanas; quer dizer, tentando sempre esclarecer a teoria com exemplos de Moçambique, e tomando em conta os ramos em que os técnicos vão trabalhar ou já estão a trabalhar.

O curso é dividido em seis módulos. Inicia com uma introdução dedicada ao lugar das águas subterrâneas no ciclo hidrológico (Capítulo 1). No segundo módulo, trata-se das características físicas da água e do solo e das características químicas da água subterrânea (Capítulo 2 e 3). O módulo três é constituído pelos Capítulos 4 e 5. O Capítulo 4 é uma introdução na ciência de ocorrência da água nas rochas, a hidrogeologia, seguida pela aplicação deste conhecimento na situação de Moçambique (Capítulo 5). Os Capítulos 6 (Fluxo de água subterrânea) e 7 (Água subterrânea doce e salgada) tratam os princípios da ciência da dinâmica do fluxo da água subterrânea, a geohidrologia (quarto módulo). O quinto módulo (Capítulos 8 a 11), é o maior, e de facto inclui dois assuntos fundamentais de igual importância, as pesquisas de água subterrânea e as captações de água subterrânea. Uma boa captação de água subterrânea não se constrói sem uma pesquisa apropriada. Por outro lado, algumas investigações principais são feitas através do uso das captações, sejam furos ou poços. Achamos que a boa compreensão dos ensaios de aquíferos, furos e poços, não será possível sem se ter tratado em detalhe a construção destas captações. Por causa disto, encontra-se no quinto módulo uma mistura das pesquisas e das captações de água subterrânea. O Capítulo 8 é uma introdução geral nas pesquisas de água subterrânea, enquanto que no Capítulo 9 entra-se nos detalhes de alguns dos métodos mais importantes das pesquisas de água subterrânea: os métodos geofísicos. Em seguida, explica-se os detalhes das construções das captações de água subterrânea (Capítulo 10). O Capítulo 11 dá os métodos de pesquisas de água subterrânea usando as captações de água subterrânea: os ensaios de aquífero, furo e poço. O sexto e último módulo (Capítulo 12), é uma introdução na gestão da água subterrânea. Nos anexos apresentam-se as várias unidades em uso na hidrogeologia e geohidrologia e as suas ligações por conversões, normas de uso de água, endereços úteis, critérios para a construção de poços e furos, e as soluções dos exercícios.

O livro ficou mais volumoso do que os autores planeavam originalmente. Em vez de cortarmos algumas partes depois da elaboração do texto preliminar, ainda acrescentámos outras. Achámos isto justificável por causa da escassez de livros em Moçambique sobre água subterrânea. Assim fica também como um livro de referência. Os professores podem escolher, quais são os assuntos que querem aprofundar em mais detalhe durante as aulas.

É impossível mencionar aqui todas as pessoas que contribuíram para a versão final destes apontamentos. Primeiro, gostaríamos de agradecer a todos os alunos que sofreram e aos ainda sofrerão devido aos seus professores de água subterrânea. Somos plenamente conscientes que algumas partes da teoria são complicadas por causa da matemática apresentada. As críticas dos estudantes ajudaram-nos a esclarecer, o máximo possível, não só estas partes, mas também outras. Segundo, exprimimos os nossos sinceros agradecimentos ao pessoal da Secção de Geohidrologia da DNA, que não só deu a sua melhor participação nos trabalhos de campo, mas também criticou este texto final, pois, sem esta colaboração não teria sido possível desenvolver a unidade entre a teoria e as práticas durante o curso. Gostaríamos de mencionar em especial o Dr. Dolf Kern, que leccionou esta cadeira em 1990, o Eng.º. Leen Revallier, o Eng.º. Técnico Reinaldo Lopes, o Eng.º. Técnico Afonso Cuinica e o Américo Muianga, estudante na geologia e bolseiro da DNA.

Pela parte do PRONAR, recebemos assistência do Eng^o. Hans Schoolkate. É claro que também não se teria feito algo sem a assistência das dactilógrafas do Departamento dos Recursos Hídricos e dos desenhadores da DNA: muito obrigado pela sua capacidade técnica e pela sua paciência. Merece ser mencionado especialmente o Sr. Texeira Alves, documentalista da DNA, que corrigiu o Português e a apresentação do texto completo. Também gostaríamos de agradecer o Dr. Hans van den Hoogen, da SETEP, e o Dr. Kees Bijleveld, da Universidade Eduardo Mondlane, pelas suas recomendações didácticas. Para concluir, agradecemos a Cooperação Internacional Holandesa pelo seu apoio financeiro e o "Water Resources Assessment and Planning Project" das autoridades Quenianas e da TNO-Institute of Applied Geoscience pela possibilidade dada ao Dr. Eng^o. J.L.J. de Sonnevile afim de colaborar na elaboração final destes apontamentos, no mês de Abril de 1990.

Holanda, Janeiro de 1991

Ebel Smidt

Jos de Sonnevile

MÓDULO 1

1 ÁGUA SUBTERRÂNEA: ASSUNTOS INTRODUTÓRIOS

1.1 Introdução

Antes de começar a explicar algo sobre águas subterrâneas gostaríamos de solicitar que se reflectisse uns momentos sobre a pergunta: "O que é água subterrânea?".

Provavelmente na sua resposta têm dito algo sobre a água que se encontra em baixo da superfície da terra, por exemplo nos poços, nos furos, ou nas escavações feitas para as fundações de prédios. Ou têm respondido que é a água que alimenta vales de drenagem no tempo seco, ou que se apresenta nas nascentes. Todas estas respostas são boas. Mas, se porventura respondessem que é a humidade que se encontra no solo, quando se escava um buraco numa machamba, também estaria certa. Tomando as palavras "água subterrânea" literalmente, não se pode negar que esta humidade também é um tipo de água subterrânea. Porém, no mundo das águas, não é muito comum indicar esta água como água subterrânea, mas sim chamar-lhe "água de solo". Este tipo de água não é livre, ou por outras palavras, encontra-se na zona onde as aberturas entre as partículas do solo não estão completamente cheias, ou não são saturadas de água. Neste curso usa-se a terminologia de água subterrânea no sentido comum, sendo a ocorrência de água em baixo da superfície do terreno, onde as aberturas entre as partículas do solo estão completamente cheias, sendo a zona saturada.

Após ter estudado este capítulo espera-se que você:

- a. Saiba o que é água subterrânea, como é formada e qual é a sua ligação com outras ocorrências de água no ambiente natural;
- b. Possa explicar porque se fala do ciclo hidrológico;
- c. Possa indicar quais são as entidades Moçambicanas mais importantes, quando se desejar saber algo de água subterrânea ou quando se quiser construir uma captação de água subterrânea;
- d. Possa descrever a situação da água subterrânea na área de Maputo.

Neste primeiro capítulo, começa-se a tratar da importância da água subterrânea na vida diária. Depois explica-se como o conhecimento e o uso de água subterrânea se desenvolveram na história. Segue uma explicação do lugar e da importância da água subterrânea no ciclo hidrológico. Também dedicar-se-ão umas palavras às instituições Moçambicanas que trabalham no ramo das águas subterrâneas. Finaliza-se este primeiro capítulo pelo exemplo da ocorrência de água subterrânea na área de Maputo.

1.2 Água subterrânea e a vida diária

Se um dia estiver cansado de estudar, recomendamos sair do seu lar e investigar qual é a distância até ao poço ou furo mais perto. Em Maputo, achamos que, provavelmente, não será mais de 500 metros. Nas zonas rurais, a distância pode ser muito maior, como também noutras zonas urbanas, como por exemplo em Tete. Provavelmente os poços ou os furos encontrados captam água subterrânea para uso doméstico. De facto, quanto ao abastecimento de água, cerca de 80% da população rural de Moçambique, depende de água subterrânea. Para a situação do Grande Maputo este número é cerca de 65%. No uso da água subterrânea distinguem-se cinco fins principais:

1. Água doméstica (água rural ou água urbana)
2. Água pública (abastecimento de água aos prédios públicos, rega dos parques, etc.)
3. Água industrial (fábricas, como por exemplo em Maputo a FAPACAR, SOGERE, 2M, etc.)
4. Água para rega
5. Água pecuária (abastecimento de água para o gado, porcos, etc.).

Na Tabela 1.1 mostra-se uma estimativa do uso em 1985 de água subterrânea em Moçambique. Com base numa análise da Tabela 1.1, tente responder as perguntas que seguem.

- a. *Qual é a importância da água subterrânea para o uso de água em Moçambique?*
- b. *há sectores que dependem muito da água subterrânea, e outros que quase não dependem dela?*
- c. *Calcule também o uso médio por dia dos habitantes nas zonas urbanas e rurais.*

Tabela 1.1 Estimativa do uso de água em Moçambique no ano de 1985 pelos diferentes usuários. (adaptado de [1])

Uso de água	(1) número de habitantes (10 ⁴)	(2) volume total de água (10 ⁶ m ³ /ano)	(3) volume de água subterrânea envolvida (10 ⁶ m ³ /ano)	(3)/(2)*100 percentagem de água subterrânea (%)
doméstico urbano	2,5	73	15	21
doméstico rural	11,5	47	40	85
industrial	-	27	8	30
regadios	-	1.472	29	2
pecuária	-	10	3	30
TOTAL	-	1.629	95	6

Um exemplo duma boa resposta é: Analisando os dados de uso de água em Moçambique, em 1985, chega-se à conclusão de que o volume usado de água subterrânea total é comparativamente menor do que o volume total de água usada (6%). Mas esta baixa percentagem é causada pelo grande volume de uso de água para a rega, que quase não consiste de água subterrânea. Se se analisar o uso de água, excluindo o uso para rega, os números mudam significativamente:

Uso total	Uso de água subterrânea	percentagem de água subterrânea
(10 ⁶ m ³ /a)	(10 ⁶ m ³ /a)	
157	66	42

O utilizador mais importante da água subterrânea é a população rural (em termos absolutos e relativos), seguida pela indústria e pecuária (em termos relativos) e pelos regadios e pela população urbana (em termos absolutos).

O uso médio de água por habitante nas zonas urbanas é de:

$$\frac{73 \cdot 10^6}{2,5 \cdot 10^4 \cdot 365} = 0,08 \text{ m}^3/\text{d} = 80 \text{ l/d}$$

O uso médio de água por habitante nas zonas rurais é de:

$$\frac{47 \cdot 10^6}{11,5 \cdot 10^4 \cdot 365} = 0,011 \text{ m}^3/\text{d} = 11 \text{ l/d}$$

Mas uma outra pergunta surge imediatamente: *porque o uso de água subterrânea é tão reduzido nos regadios e tão importante nos outros sectores?*

Com ligeira antecipação a outros capítulos destes apontamentos, a resposta a esta pergunta é de que existem duas razões principais:

- a. A rega usa muita água. Como primeira aproximação pode-se dizer que para regar um hectare, é preciso 0,5 - 1 l/s ou seja 43 - 86 m³/d. Em muitas zonas de Moçambique, isto já é um caudal muito alto para um furo. Mesmo se o furo produzir este caudal, os custos de investimento dum furo e os custos da exploração (bombagem de água), são, em muitos casos, demasiado altos em comparação com os eventuais rendimentos financeiros dum hectare. Consequentemente, o uso de água subterrânea neste caso não será rentável.
- b. O uso doméstico, especialmente, mas também o uso pecuário e industrial, exige uma boa qualidade de água, que muitas das vezes não existe nas águas superficiais sem tratamento. Por outro lado, a água subterrânea, por causa da sua origem e método de extração, é normalmente pura, exigindo um tratamento mínimo.

Ao nível mundial, a importância da água subterrânea é também clara: cerca de 20% de água usada para diferentes fins, é água subterrânea [2].

1.3 Breve história do conhecimento e do uso da água subterrânea

O uso de água subterrânea para o abastecimento de água era já conhecido há muitos séculos antes da nossa era, em quase todas as partes do mundo. Normalmente, usavam-se as nascentes ou escavavam-se com meios simples e apropriados até ao lençol da água subterrânea. Em documentos antigos, encontram-se várias referências destas utilizações. Para melhor elucidação, vejamos alguns exemplos do primeiro capítulo da Bíblia; descrevendo histórias de uns milhares de anos a.n.e.:

- Hagar, a escrava da Sara, depois de ser engravidada pelo Abrahaim, fugiu para uma nascente ou poço no deserto, ao longo da picada para Sur (Gen. 16).
- O servente do Abrahaim encontrou a noiva de Isaac o filho do Abrahaim e Sarah, ao lado da nascente ou poço da cidade de Nahor em Mesopotâmia (Gen. 24).
- O Josef foi posto num poço seco pelos seus irmãos antes de ser vendido a comerciantes Egípcios (Gen. 37).

Na África Austral também existem registos de uso de água subterrânea há já muito tempo. Por exemplo, a cidade do Grande Zimbábwè era abastecido pela água dum série de nascentes numa zona baixa [3]. Um mapa da cidade de Maputo de 1876 mostra uma fonte perto do actual prédio Fonte Azul [4].

A origem dos métodos de captação mais avançados encontra-se em três zonas:

- Irão (Persia) e Egipto: A técnica da construção de galerias infiltrantes já era bem conhecida no Irão 2.000 anos a.n.e.. Irão está numa zona do Mundo com muito pouca precipitação (menor de 200 mm/ano). Por causa disso, o abastecimento de água à população, abeberamento de gado e para a agricultura dependia, desde sempre, em

grande parte das captações de água subterrânea. As nascentes que existiam nos tempos antigos, nem sempre deram bastante água para satisfazer as necessidades. Nos anos 2000 a.n.e., resolveu-se este problema com a construção de galerias subterrâneas, as chamadas "quanats" às vezes muito compridas, chegando até 90 km (ver Figura 1.1). No século quinto n.e. existiam 280.000 kms das chamadas quanats [5]. Os Egípcios já conheciam no quinto século a.n.e. a técnica de perfuração rotativa usada na procura de minerais, tendo-se atingido profundidades de 1200 - 1500 m [6].

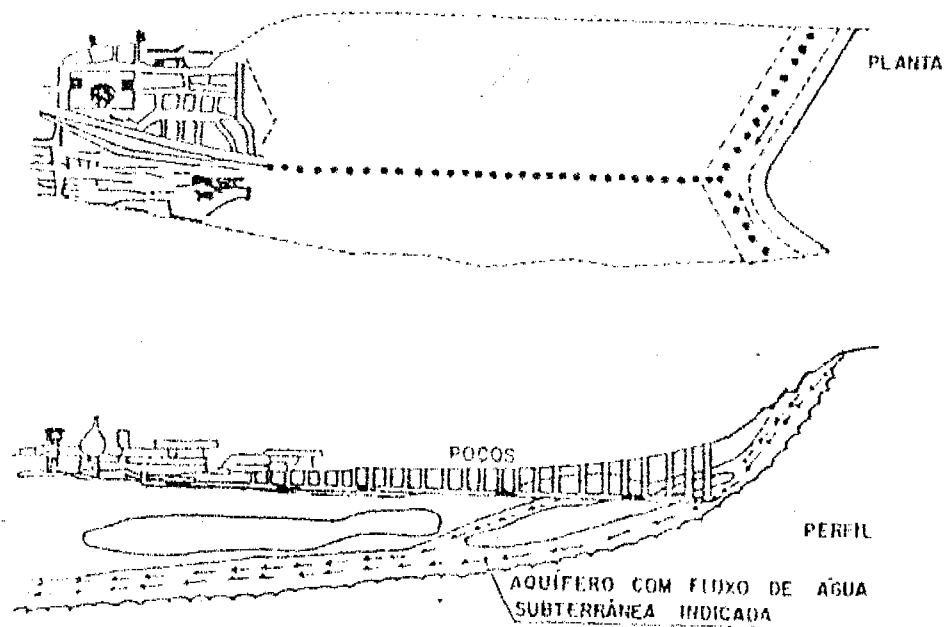


Figura 1.1 Esquema dum quanat. [5]

China: Os Chineses, nos anos 200 a.n.e., na chamada era da dinastia "HAN", conheceram uma técnica de perfurar até profundidades superiores a 500 m, sem utilizar meios modernos. Na procura de camadas de sal construíram meios bastante desenvolvidos. Aplicaram uma técnica de percussão, e com a torre de perfuração, construída em madeira, tubos de bambu e um guincho de tracção animal, perfuraram até 650 metros (ver Figura 1.2) [7].

A broca tinha um peso de 150 a 200 kg, e dentro da tubagem de perfuração colocaram um tubo de bambu com uma válvula em baixo em que o material perfurado foi recolhido. Aos 100 m revestiu-se o furo, também com bambu, e continuaram a perfurar, com um diâmetro menor.

Europa: No decimo primeiro século (n.e.) descobriu-se, na província de Artois em França, água subterrânea sob uma pressão tão alta que subia acima da superfície. Por causa disto, chama-se este tipo de água subterrânea água artesianiana. Esta descoberta deu um importante estímulo aos métodos de perfuração, uma vez que esta água se encontrou a uma grande profundidade (até 1200m).

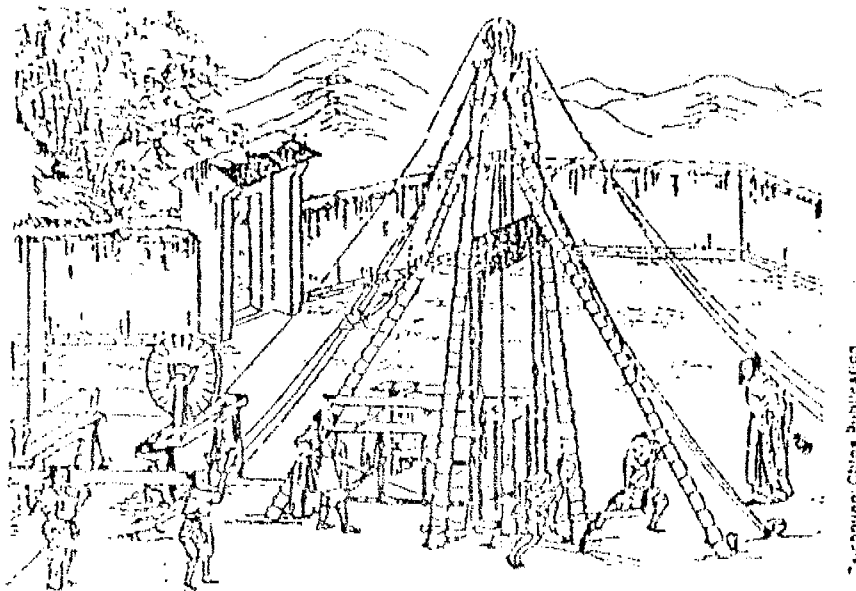


Figura 1.2 Perfuração Chinesa há 2000 anos. [7]

◆ *Pergunta 1. Porque a água subterrânea artesiiana é tão vantajosa?* ◆

A partir das técnicas iniciadas, entre outras em França, foram desenvolvidos, no decorrer dos tempos, os métodos de perfuração actualmente em uso (ver Capítulo 10).

Para compreender a história do conhecimento teórico da ocorrência das águas subterrâneas, temos de ter consciência que a água subterrânea está escondida e as observações são relativamente difíceis. As coisas escondidas já alimentaram antigamente a imaginação dos povos, resultando assim num pensamento em que se atribuía poderes mágicos e religiosos aos sítios onde a água subterrânea aparecia á superfície, como por exemplo a nascente Tirtha Empul num templo em Bali, Indonésia, onde até agora se tomam banhos rituais para a purificação dos espíritos maus.

Outro exemplo é o pensamento dos Gregos antigos. Eles pensavam que a causa das nascentes era uma força não muito bem definida (do vento ou da pressão das rochas) que empurrava e purificava a água do mar para as nascentes muito acima do nível do mar. Esta teoria influenciou o pensamento nos países europeus até do século XVII.

◆ *Pergunta 2. Porque acha que os Gregos chegaram a esta conclusão?* ◆

¹ As respostas às perguntas numeradas encontram-se fins de cada capítulo.

Nos anos de 1668 até 1670, os franceses Edmé Mariotte e Pierre Perrault mediram a precipitação e o caudal do rio na bacia do rio Sena (França). Chegaram à conclusão que a quantidade de água que saía pelo rio era apenas só uma sexta parte da precipitação, criando assim uma base numérica para a ideia já existente desde o século XVI, de que toda a água do rio podia vir da precipitação.

A base para a matemática do fluxo da água subterrânea foi estabelecida em 1856 pelo Eng.º Henri Darcy, também francês. Trabalhando para a Empresa de Água de Dijon, fez experiências com fluxo de água em colunas enchidas com areia, assim provando a famosa Lei de Darcy, que é equivalente com a Lei de Ohm para fluxo da corrente eléctrica.

Muito trabalho ainda foi feito depois do século XVII e ainda está a ser feito, mas as ideias fundamentais não sofreram mais alterações; a teoria aprofundou-se e as técnicas aumentaram-se.

♦ *Pergunta 3. Qual é a diferença fundamental entre o conceito dos Gregos antigos e a dos engenheiros franceses do século XVII?* ♦

Finalizando esta breve história da ciência das águas subterrâneas, gostaríamos de reabilitar um pouco os Gregos antigos mencionados acima: O famoso filósofo, Plato (427-347 a.n.e.) tem feito nas suas "Críticas" uma descrição bastante minuciosa do ciclo hidrológico.

1.4 O ciclo hidrológico

Antes de estudar o texto que segue, desenhe o seu conceito do ciclo hidrológico (incluindo factores como precipitação, evapo(transpi)ração, e várias formas de escoamento) e depois compare isto com a figura e o texto apresentado por nós.

Um exemplo dum apresentação do ciclo hidrológico encontra-se na Figura 1.3. Obviamente o ciclo não tem início nem fim. Mas é conveniente começar a explicar o ciclo partindo das grandes superfícies dos oceanos e dos mares, das quais evapora continuamente água, formando vapor na atmosfera. Além disso o vapor na atmosfera vem da transpiração das plantas e da evaporação da superfície dos terrenos molhados. O conjunto de evaporação e transpiração num solo cultivado chama-se **evapotranspiração**. Dependendo das condições da temperatura, o vapor de água transforma-se, por **condensação**, em gotas de água, formando nuvens, que, por sua vez, podem causar o regresso da água ao terreno ou ao mar pela precipitação. Os processos a partir da precipitação encontram-se ilustrados na Figura 1.4.

Se se seguir uma gota de água na precipitação, há quatro possibilidades para o seu caminho:

1. É retida na superfície das plantas e das árvores. Chama-se **intercepção**, que finalmente evapora de novo.

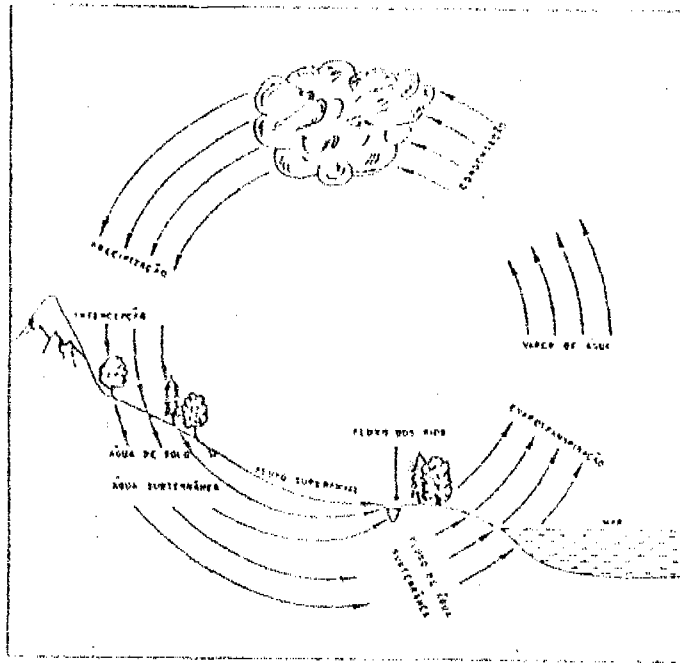


Figura 1.3 O ciclo hidrológico. (simplificado de [8])

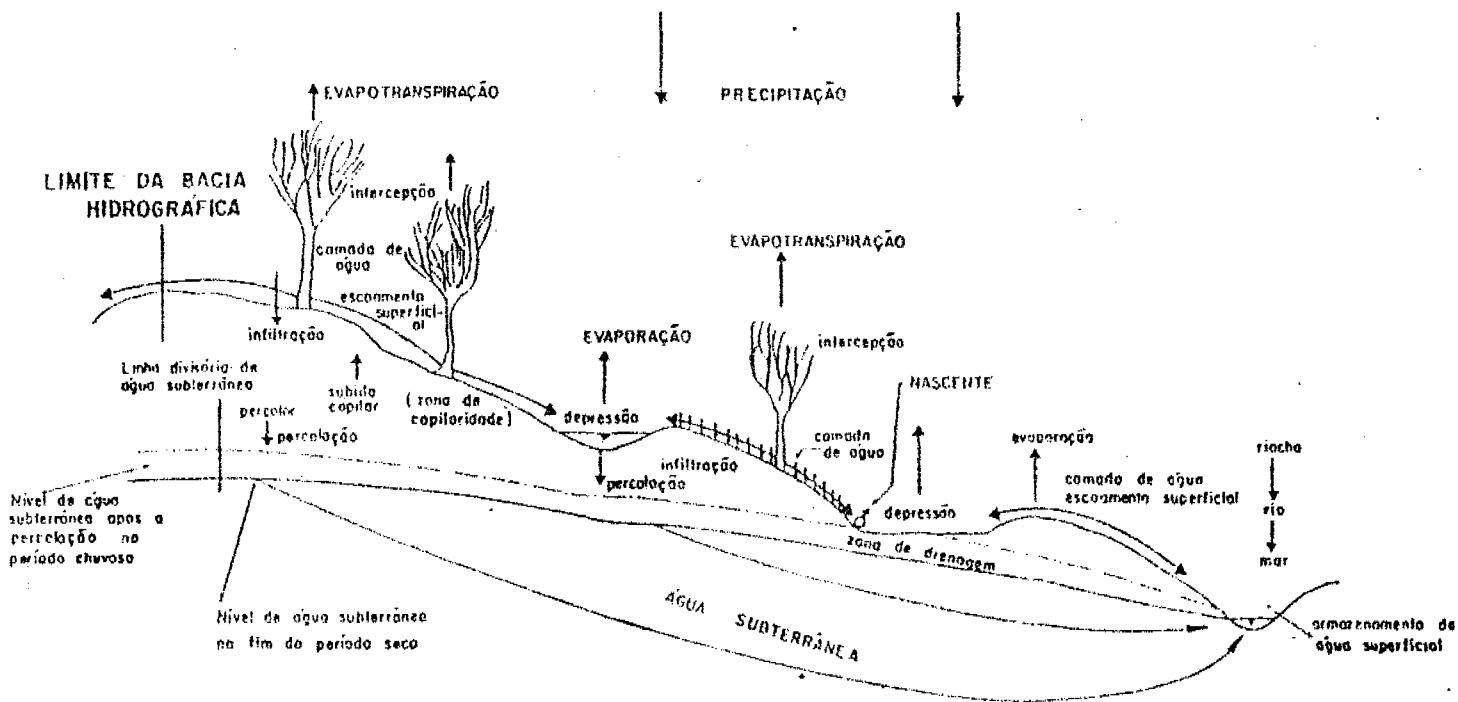


Figura 1.4 Processos hidrológicos.

2. Chega à superfície na forma da chamada **precipitação de base**, onde pode evaporar, escoar superficialmente ou infiltrar no solo. Forma-se **escoamento superficial**, caso a capacidade de infiltração do solo fôr ultrapassada pela intensidade da precipitação. A água escoando superficialmente, finalmente vai evaporar, ou vai chegar a um rio, lagoa ou mar, ou vai infiltrar ainda.
3. Se infiltrar, transforma-se em **água de solo** (ou **água da zona não-saturada**, zona onde os poros contêm água e ar). A água de solo pode evaporar, ou pode ser apanhada pelas raízes da vegetação, para finalmente ser transpirada, ou pode percolar pela força de gravidade até chegar na **zona saturada (zona da água subterrânea)**. A percolação acontece, se a quantidade máxima da água que o solo pode reter contra a força de gravidade (a **capacidade de campo**), fôr ultrapassada. A água que chega ao lençol de água subterrânea pela percolação chama-se a **recarga da água subterrânea**. A recarga faz subir o nível da água subterrânea.
4. Uma vez chegada na água subterrânea, uma gota de água pode voltar de novo à superfície pelo processo da **subida capilar** (se o nível da água subterrânea se encontrar numa pequena profundidade: de 1-2 m) ou pode escoar no **fluxo subterrâneo** para uma nascente, para um rio ou para o mar.

O tempo que leva no caminho para regressar à atmosfera aumenta de ponto 1 a 4.

O fluxo subterrâneo acontece principalmente nos materiais permeáveis, como as areias, areões, calcários carsificados, etc., que se chamam **aquíferos**. Nos aquíferos, o fluxo é principalmente horizontal. Existem outras camadas que não deixam passar água subterrânea, que se chamam **aquicludos**, como por exemplos argilas compactadas. As camadas que, com dificuldade, deixam passar o fluxo da água subterrânea, chamam-se **camadas semi-permeáveis (ou aquípardos)**, como por exemplo argila arenosa.

- ♦ *Pergunta 4. Assumamos duas situações muito diferentes: uma zona com dunas (por exemplo a Ilha de Inhaca) e uma planície de inundação dum rio (por exemplo o vale do Rio Limpopo nos arredores de Xai Xai). O que se pode dizer sobre a razão entre o escoamento superficial e subterrâneo?* ♦

Podemos quantificar o ciclo hidrológico numa grande escala pela divisão do mundo em duas partes: os continentes (com uma superfície de $136 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) e os oceanos (com uma superfície de $374 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). O ciclo hidrológico, em termos quantitativos, fica apresentado na Tabela 1.2 e na Figura 1.5.

Analisando a Tabela 1.2 e a Figura 1.5, tire as suas conclusões sobre as diferenças entre a precipitação e a evapo(transpi)ração nos continentes e nos oceanos, e sobre o fluxo de água entre os continentes e os oceanos.

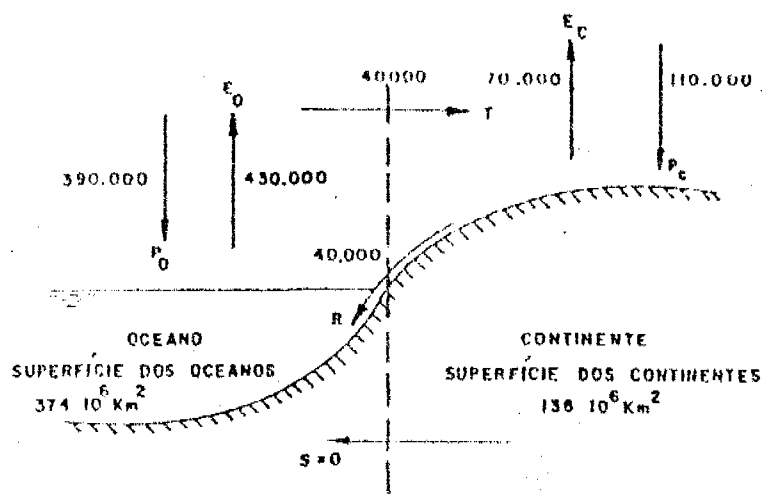


Figura 1.5 Ciclo hidrológico entre os continentes e os oceanos. (ver Tabela 1.2 para a explicação dos símbolos)

Nos continentes, a precipitação é maior do que a evapotranspiração, e nos oceanos a evaporação ultrapassa a precipitação, resultando num fluxo contínuo de vapor de água na atmosfera, dos oceanos para os continentes. A mesma quantidade retorna anualmente dos continentes para os oceanos pelo fluxo dos rios, estimado em $40 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ por ano.

Tabela 1.2 Ciclo hidrológico entre os continentes e os oceanos.

		OCEANOS			CONTINENTES	
	código	(mm/a)	($10^3 \text{ km}^3/\text{a}$)	código	(mm/a)	($10^3 \text{ km}^3/\text{a}$)
Precipitação	P_o	+1043	+390	P_c	+809	+110
Evapotranspiração	E_o	-1150	-430	E_c	-515	-70
Escoamento dos rios	R	+ 107	+ 40	R	-294	- 40
Escoamento subterrâneo S		(nesta esquematização é desprezável)				
Transferência de vapor na atmosfera dos oceanos para os continentes	T	- 107	- 40	T	+ 294	+ 40

Porque acha que o valor do escoamento subterrâneo é desprezável nessa esquematização? Pode-se concluir que o fluxo da água subterrânea não é importante?

A escolha dos limites das áreas causa o facto que o fluxo da água subterrânea é desprezável, porque em comparação com o escoamento dos rios para o mar, o fluxo subterrâneo que passa nas zonas costeiras para o mar é muito reduzido. Uma parte importante do fluxo nos rios é água subterrânea drenada dos rios a montante; quer dizer que com base nestes dados não se pode concluir que o fluxo subterrâneo não seja importante! Provando isto: actualmente, o escoamento dos rios ($40 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ por ano) é constituído pelos componentes seguintes:

-	fluxo de cheias	=	$26,0 \cdot 10^3$
-	fluxo regulado por albufeiras	=	$2,1 \cdot 10^3$
-	fluxo de base (água subterrânea)	=	$11,9 \cdot 10^3$
	Total	=	$40,0 \cdot 10^3$

Assim, o fluxo subterrâneo representa uma contribuição de 30% do fluxo total. Tem de se lembrar que falamos só da parte dinâmica (água móvel) no ciclo hidrológico. Se se falar do armazenamento de água (a água imóvel), a percentagem de água subterrânea, como parte da água total armazenada, atinge um valor muito mais alto (ver Capítulo 1.5).

A mesma Tabela 1.2 e Figura 1.5 podem ajudar-nos a elucidar o conceito dum balanço hídrico. Pode-se organizar um balanço de duas maneiras:

- a. Pôr os componentes de entrada do lado esquerdo da equação e os de saída do lado direito, todos com o sinal positivo.

Por exemplo: para os continentes, excluindo a atmosfera:

$$P_c = E_c + R + S$$

$$(\text{em } 10^3 \text{ km}^3/\text{a}: 110 = 70 + 40 + 0)$$

- b. Pôr todos os componentes do fluxo do lado esquerdo da equação e dar valores positivos aos termos de entrada e valores negativos aos termos da saída.

Por exemplo: para os continentes, excluindo a atmosfera:

$$P_c + E_c + R + S = 0$$

$$(\text{em } 10^3 \text{ km}^3/\text{a}: 110 - 70 - 40 - 0 = 0).$$

Na Tabela 1.2, foi utilizado o segundo método. Será claro, que para descrever o balanço, deve-se definir bem os limites da área e do período.

- ◆ Pergunta 5. Tente descrever agora os balanços para um ano médio, usando o segundo método, para:
- os continentes incluindo a atmosfera acima deles
 - os oceanos excluindo a atmosfera acima deles
 - os oceanos incluindo a atmosfera acima deles
 - os continentes e os oceanos excluindo a atmosfera acima deles
 - a atmosfera

1.5 Recursos hídricos subterrâneos

No capítulo anterior tratou-se do movimento da água, no ciclo hidrológico, indicando números numa base anual. Mas a grande parte das águas no mundo não se encontra numa circulação rápida. Por exemplo, uma gota de água que recarga o nível de água subterrânea em baixo do Instituto Industrial de Maputo, escoar para a direcção do mar. Sobre os 2000 m, que lhe separam do mar, levará 100 a 200 anos (se não for apanhada por uma bomba dum furo no caminho ou não voltar à atmosfera pela subida capilar e evapotranspiração). Por causa disto, é importante obter uma ideia da quantidade de água armazenada em vários ambientes (ver Figura 1.6).

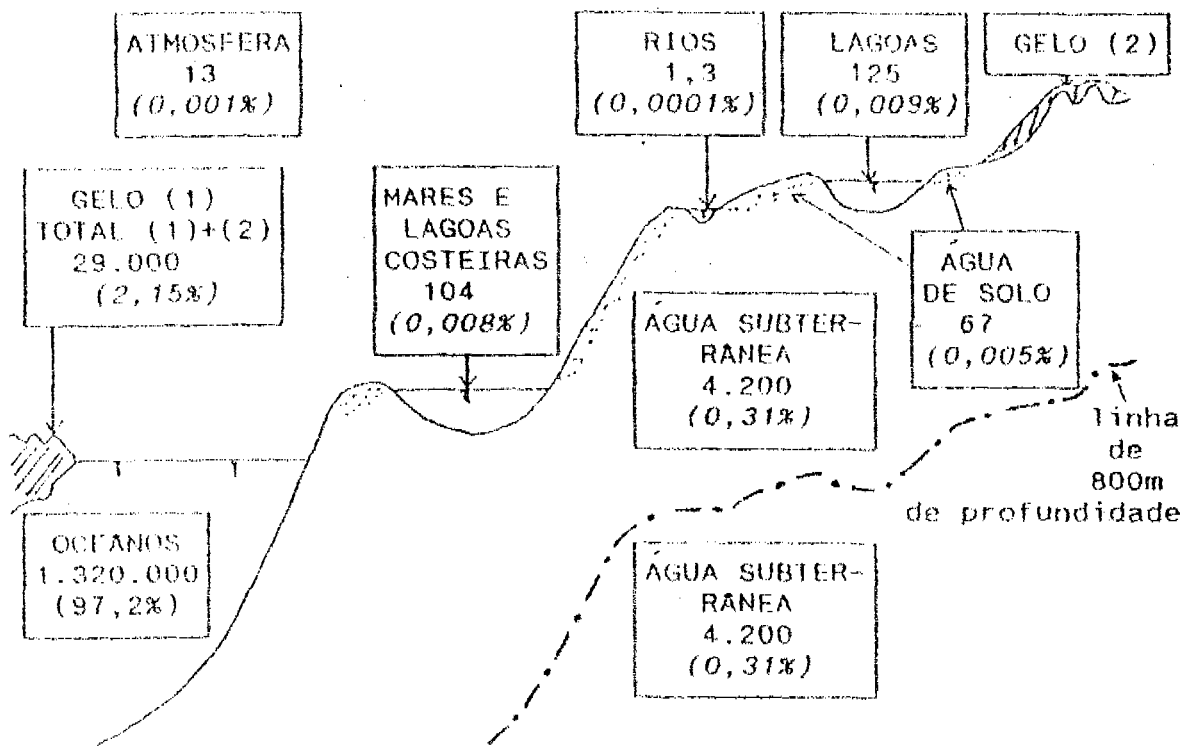


Figura 1.6 Quantidade de água armazenada no mundo (em 10^3 km^3). (Valores de [9])

Qual é a sua conclusão sobre a importância da água subterrânea, analisando a Figura 1.6?

No total dos recursos hídricos mundiais, a percentagem de água subterrânea parece pequena: 0,31% na zona até 800 m de profundidade, e outros 0,31% na parte mais profunda. Mas a maior parte da água encontra-se nos oceanos que têm água salgada. Analisando só a água doce, e tomando em conta o facto de que só a água subterrânea que se encontra na profundidade inferior a 800 m pode ser doce, a água subterrânea ocupa o segundo lugar na ordem de quantidades de água armazenada, após o gelo.

Podemos esclarecer a importância da água subterrânea ainda duma outra maneira. Comparando a água subterrânea armazenada nos primeiros 30 metros a partir da

superfície, com a água superficial armazenada na superfície no total dos continentes ($136 \cdot 10^3 \text{ km}^3$) teremos:

Água subterrânea

- Superfície com aquíferos em baixo	=	$15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (11%)
- Volume de água armazenada	=	$45 \cdot 10^3 \text{ km}^3$
- Altura equivalente de água sobre $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$	=	3 m

Água superficial

- Superfície de lagoas e albufeiras	=	$0,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (0,15%)
- Volume da água armazenada	=	$3,1 \cdot 10^3 \text{ km}^3$
- Altura equivalente de água sobre $200 \cdot 10^3 \text{ km}^2$	=	15,5 m

Água subterrânea e superficial	=	$48,1 \cdot 10^3 \text{ km}^3$
--------------------------------	---	--------------------------------

Conclui-se que a água subterrânea armazenada nos primeiros 30 m a partir da superfície, representa 93% da água total armazenada nos continentes.

1.6 Instituições Moçambicanas ligadas com as águas subterrâneas

Com base nas publicações dos jornais, conhece-se, pelo menos, duas entidades ligadas com as águas subterrâneas. Mencione os seus nomes e as suas funções.

São o PRONAR e a GEOMOC. A GEOMOC é a empresa do Ministério da Construção e Águas (MCA) de perfurações para captação de água subterrânea e sondagens geotécnicas. Além disso, tem um departamento de estudos hidrogeológicos e tem um banco de dados das suas perfurações. Faz furos no quadro do Programa Nacional de Água Rural (PRONAR) (163 furos em 1989), para Empresas de Água, indústrias, instituições estatais e privados. Além da sua sede em Maputo, a GEOMOC tem até 1990 delegações em 7 províncias: Cabo Delgado, Nampula, Tete, Sofala, Manica, Inhambane e Gaza.

O Programa Nacional de Água Rural (PRONAR) visa, ao nível nacional:

1. planeamento e a coordenação dos projectos da abertura e da manutenção de poços e furos, normalmente equipados com bombas manuais, para a população das zonas rurais; e
2. o planeamento e a coordenação da construção e manutenção de pequenos sistemas de abastecimento de água para centros distritais e outros pequenos centros urbanos do País.

Quanto ao primeiro ponto, os trabalhos do programa são executados pelos Estaleiros Provinciais de Água Rural (EPAR's), existentes em cada Província. A maioria dos EPAR's tem capacidade de abrir poços escavados e furos manuais, mas os de Cabo Delgado, Manica e Inhambane também têm sondas para abrir furos profundos. Em 1989 foram abertos, dentro do PRONAR, 830 poços e furos manuais e 51 furos construídos mecânicamente.

Além do PRONAR e da GEOMOÇ são as Empresas de Água de algumas cidades que têm uma ligação forte com as águas subterrâneas pela sua exploração num campo de furos ou furos individuais para abastecer a população. Pemba, Tete e Xai-Xai actualmente dependem completamente de água subterrânea, Maputo e Chimoió parcialmente, e para Quelimane, Maxixe e Inhambane existem planos para mudar a fonte do sistema de abastecimento, de água superficial para água subterrânea.

Todas as entidades acima referidas, têm uma relação importante com a Direcção Nacional de Águas (DNA), do MCA, à qual prestam contas. Em primeiro lugar com o seu Director. Além disto, outros Departamentos da DNA prestam serviços às entidades: O Departamento de Recursos Hídricos (DRH), nomeadamente a sua Secção de Geohidrologia, executa estudos para localizar os melhores sítios para furos ou poços, faz um inventário dos recursos hídricos subterrâneos existentes no País, desenvolve um banco de dados de todas as perfurações existentes no País (Banco de Dados Geohidrológicos), estabelece um sistema de gestão das águas subterrâneas do País, nomeadamente pela autorização de abertura de furos em certas regiões, e acompanha outras entidades que fazem estudos ou perfuram. O Departamento de Estudos e Planeamento (DEP), elabora planos de uso de vários tipos de água do País. O Departamento de Água e Saneamento (DAS), elabora planos para o abastecimento de água e o saneamento nas zonas rurais e urbanas de todo o País e supervisa a execução dos mesmos.

A nível provincial é a Direcção Provincial de Construção e Águas (DPCA), que tem tarefas comparáveis às da DNA. Dentro das DPCA's os Departamentos de Água realizam estas tarefas.

No Sul do País começou-se, em 1987, com a fundação de Autoridades Regionais de Água (ARA's), às quais cabe elaborar e executar planos de uso de água por bacias de rios, cujos limites normalmente não coincidem com as fronteiras provinciais.

Resta-nos mencionar a HIDROMOÇ que é o fornecedor mais importante das bombas eléctricas e motobombas, e a Fábrica Indústrias Collinson em Maputo, que produz a bomba manual "Rural", que é montada nos poços e furos do programa de Água Rural. A "Rural" é uma versão da bomba "India Mark II".

1.7 Água subterrânea na área do Maputo

Para finalizar os assuntos introdutórios, gostaríamos de discutir, como exemplo, uma situação real das águas subterrâneas, na área do Maputo¹.

Comece a desenhar um perfil geográfico entre o rio Matola e a Baía de Maputo, passando Matola, Machava, Benfica, o Rio Infulene e Mahotas e indique neste desenho todos os componentes do ciclo hidrológico e especialmente como pensa que corre a água subterrânea.

A nossa resposta, muito esquematizada e simplificada, encontra-se na Figura 1.7. Primeiro, analisemos as camadas que se encontram. Na superfície aparecem, em quase toda a zona, dunas com excepção dos vales do Rio Infulene e Matola e da planície costeira, constituídas por materiais argilosos. As areias das dunas são permeáveis, e formam o primeiro aquífero. O segundo aquífero é constituído pelo grés (arcia cimentada), que se encontra abaixo do nível médio do mar (NMM). Este aquífero é limitado na zona inferior pela marga impermeável, chamada a base impermeável do sistema hidrogeológico. Entre o primeiro e o segundo aquífero encontra-se uma camada semi-permeável, constituída por materiais argilosos.

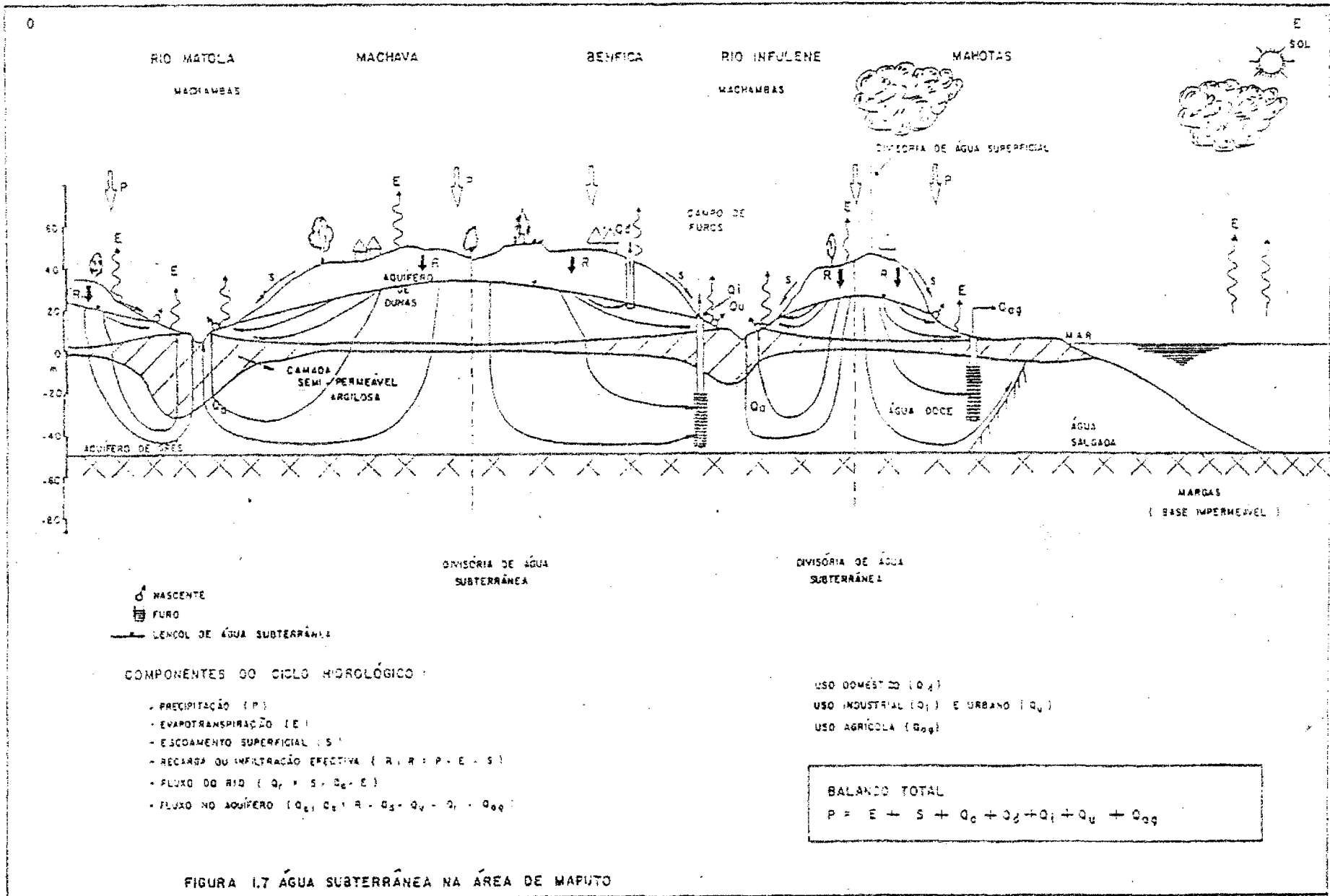
Quanto ao fluxo de água na zona de Maputo, pode-se observar, partindo da precipitação:

- uma parte da precipitação evapotranspira;
- outra parte esco superficialmente; e
- outra parte percola e forma a recarga do lençol da água subterrânea.

Na parte da água subterrânea na área de Maputo, existem basicamente três caminhos possíveis para uma gota de água:

1. Escoa no primeiro aquífero de dunas para as nascentes num dos vales dos rios ou para a planície costeira.
2. Passa o primeiro aquífero e a camada semi-permeável para entrar no segundo aquífero do grés. Aí também esco para um dos vales dos rios ou a planície costeira, passando finalmente mais uma vez a camada semi-permeável.
3. No seu caminho a gota de água é apanhada por um poço no primeiro aquífero, feito para fins domésticos ou agrícolas, ou no segundo aquífero por um furo, construído para fins industriais, agrícolas ou para abastecimento de água à população da cidade de Maputo.

¹ Nestes apontamentos relativamente muitos exemplos serão baseados na situação hidrogeológica de Maputo. Esperamos que não se interprete isto como indicação de prioridade. Para os autores a situação da água rural merece a primeira prioridade. Mas para estabelecer uma união entre as aulas teóricas e práticas, e para ilustrar vários aspectos dum exemplo, a zona de Maputo era a mais apta.



Nota-se que entre o rio Matola e o rio Infulene existe uma divisória de água subterrânea, e também entre o rio Infulene e a planície costeira. É importante realçar-se que esta divisória não coincide necessariamente com a divisória da água superficial, que é determinada pela topografia (ver Figura 1.7, zona entre o Infulene e a planície costeira). Nota-se também a existência dum limite entre água doce e água salgada na zona costeira, que traz os seus próprios problemas (ver Capítulo 7).

O balanço hídrico de cada zona, entre os rios e a planície costeira, é dado numa forma geral na Figura 1.7 (usando o primeiro método, explicado no Capítulo 1.4).

Muitas perguntas surgem, se se estudar a Figura 1.7, cujas respostas se aguardam para os próximos capítulos.

Por exemplo:

- a. Será que a esquematização em camadas é tão simples? A permeabilidade e outras características são homogêneas? (Capítulo 2 e 3)
- b. Pode-se usar a água subterrânea sempre para qualquer objectivo? (Capítulo 3)
- c. Como se pode descrever em fórmulas o fluxo de água? (Capítulo 4)
- d. Como se chegou ao nível de conhecimento sobre as águas subterrâneas na área de Maputo? (Capítulo 8 e 9)
- e. Como se constroem poços e furos e como se sabe quanta água se pode tirar deles? (Capítulo 10 e 11)
- f. Quais problemas existem para gerir este sistema de águas subterrâneas na área de Maputo? (Capítulo 12)

Respostas às perguntas

1. A água subterrânea artesiana que sai por pressão, é muito vantajosa, porque não se precisa de meios para tirar a água duma certa profundidade, o que reduz muito os custos de exploração.
2. Uma das razões para os Gregos chegarem a esta conclusão, era o facto de que não conseguiram explicar o fenómeno dum alto fluxo dos rios, após o período das chuvas. Pensaram que a precipitação escoasse imediatamente. Precisavam duma outra fonte de água para explicar o caudal dos rios no tempo seco.
3. Os Gregos antigos imaginavam coisas sem as terem controladas através de medições (o caudal dos rios em comparação com a precipitação). Para explicar esta observação, não correcta, criaram também uma teoria errada, que também não controlaram. Contrariamente, os engenheiros franceses do século XVII, tomavam uma posição científica moderna: mediram para provar ou para rejeitar uma teoria.
4. As dunas consistem de areias, onde a água infiltra facilmente. A percentagem de escoamento superficial será pequena (normalmente menor de 5% da precipitação, mesmo com chuvas intensas). Contrariamente, uma planície de inundação tem como primeira camada material argiloso, em que a infiltração da água é limitada, pois a percentagem de escoamento superficial será grande (até mais de 20% da precipitação). No primeiro caso, a recarga e, conseqüentemente, o fluxo subterrâneo será mais alto do que no segundo caso. A recarga actual dependerá ainda das condições meteorológicas, do tipo e da densidade da vegetação, e da profundidade do lençol de água subterrânea, factores que também influenciam a evapotranspiração.
5. As soluções são (com os valores em 10^3 km/a):

a.	$T + R + S = 0$	$(40 - 40 - 0 = 0)$
b.	$P_o + E_o + R + S = 0$	$(390 - 430 + 40 + 0 = 0)$
c.	$R + S + T = 0$	$(40 + 0 - 40 = 0)$
d.	$P_i + E_c + P_o + E_o = 0$	$(+110 - 70 + 390 - 430 = 0)$
d.	$P_c + E_c + P_o + E_o = 0$	$(-110 + 70 - 390 + 430 = 0)$

Exercícios

1. Descreva, em cerca de 10 linhas, o uso da água subterrânea na zona onde nasceu. Pode dizer algo sobre o pensamento das pessoas sobre água subterrânea nesta zona?
2. Descreva a formação da água subterrânea e o seu escoamento.
3. Porque se fala do ciclo hidrológico?
4. Na Tabela 1.2 observa-se que E_o é 2 vezes maior do que E_c em mm/a. Quais são as razões para este fenómeno? Porque é 6 vezes maior em km^3/a ?

MÓDULO 2

2 AS PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA E DO MATERIAL SUBTERRÂNEO

2.1 Introdução

No estudo de água subterrânea, as propriedades físicas da água e do material subterrâneo são importantes. Uma descrição sistemática da estrutura do subsolo é dada na ciência da geologia. Uma especialização da geologia é a **hidrogeologia**, em que se trata especificadamente da ocorrência de água no subsolo. Por outro lado, existe também a **geohidrologia**, em que se dá mais ênfase na descrição matemática do fluxo de água subterrânea, do que na hidrogeologia. Deve-se tomar em conta que esta diferença muitas das vezes é teórica, e que peritos de ambas as disciplinas fazem os mesmos trabalhos.

Definiremos neste capítulo algumas características da água e do material subterrâneo.

No fim deste segundo capítulo espera-se que você:

- a. Saiba como a densidade e a viscosidade da água dependem da temperatura;
- b. Possa (de novo) classificar as rochas pela sua litologia;
- c. Possa indicar a relação entre porosidade, retenção específica e rendimento específico;
- d. Saiba explicar o que é permeabilidade, transmissibilidade e resistência hidráulica.

Introduzindo ainda a explicação destas características, gostaríamos de chamar a atenção para um erro cometido muito regularmente pelos alunos deste curso. Alguns não gostam de escrever a palavra "água" e metem H_2O . Esquecem-se que a água é uma solvente excelente, quer dizer que qualquer água que se encontra na natureza contém sempre outros componentes. Pois nunca mais escreva H_2O fora das fórmulas químicas!

Uma segunda observação introdutória é sobre as unidades. Internacionalmente combinou-se usar um sistema único de unidades: o Sistema Internacional de Unidades (SI). Nestes apontamentos baseamo-nos no mesmo. No Anexo 1 apresentam-se tabelas de conversão das várias unidades em uso.

2.2 Características físicas da água

2.2.1 DENSIDADE

A densidade (massa por unidade de volume) de água (ρ) está relacionada com a temperatura. A água tem a sua maior densidade, 1000 kg/m^3 , a temperatura de 4°C (Ver Tabela 2.1). Nas outras temperaturas a água é mais leve. Além disso, a densidade depende da quantidade dos componentes dissolvidos. A água salobra tem maior densidade do que a água doce, resultando em situações em que o lençol de água doce flutua em cima da água salgada.

Tabela 2.1 A relação entre a densidade, viscosidade e a temperatura de água.

Temperatura	Densidade	Viscosidade dinâmica	Viscosidade cinemática
($^\circ\text{C}$)	(ρ) (kg/m^3)	(η) (10^{-3} kg/m/s)	($\nu = \eta/\rho$) ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)
0	999,87	1,79	1,79
4	1000,00	1,57	1,57
5	999,99	1,52	1,52
10	999,73	1,31	1,31
15	999,13	1,14	1,14
20	998,23	1,01	1,007
25	997,07	0,89	0,897
30	995,67	0,80	0,804
40	992,24	0,65	0,661

2.2.2 VISCOSIDADE

A viscosidade é um parâmetro que indica a facilidade dum líquido, como água subterrânea, para fluir. Uma viscosidade alta como a do xarope indica que o fluido tem menos capacidade de fluir. Outro exemplo é a viscosidade da gasolina que é menor do que a da água, pois gasolina corre com maior facilidade. A facilidade do escoamento subterrâneo nos poros do subsolo (permeabilidade) depende da viscosidade da água, que diminui com o aumento da temperatura (ver Tabela 2.1). São dadas duas definições da viscosidade: a viscosidade dinâmica e a viscosidade cinemática. A última é derivada da primeira e calculada por dividi-la pela densidade.

2.3. Classificação dos materiais subterrâneos¹

Nestes apontamentos faremos uma distinção entre rochas e materiais não-consolidados. As rochas são materiais sólidos de forma massiva e compacta. Os materiais não-consolidados são compostos de elementos granulares (grãos com espaços (poros) entre si). A descrição da composição destes materiais chama-se litologia. Distinguem-se:

A. Rochas ignéas

As rochas ignéas são formadas a partir dum magma e dividem-se em dois grandes grupos: plutónicas e vulcânicas. As plutónicas são formadas subterrâneamente pela solidificação dum magma. Exemplos são granito, sienito e diorito, cujos componentes mais importantes são: quartzo, alkali-feldspato e plagioclase.

Uma forma especial das rochas plutónicas são as rochas intrusivas verticais numa forma de 'chapa', chamadas diques ("dikes"). Um exemplo é o dolerito.

As vulcânicas são formadas na superfície pelas acções dos vulcões. Exemplos são: basalto, traquito e riolito, cujos componentes mais importantes são também quartzo, alkali-feldspato e plagioclase.

B. Rochas sedimentares

As rochas sedimentares são originadas pela meteorização (pulverização) das rochas anteriormente formadas, a subsequente transporte para outro sítio, a sua deposição neste sítio e finalmente a sua cimentação. Como este tipo de rocha é formada pela cimentação dos materiais granulares (sedimentos), chamam-se rochas sedimentares, ou também sedimentos consolidados. Exemplos são grés (areia cimentada), argilito (argila endurecida e fissurada) e conglomerado (areão cimentado).

O calcário também chama-se uma rocha sedimentar, embora a sua formação seja através da deposição química a orgânicquímica.

C. Rochas metamórficas

As rochas metamórficas são originadas a partir de um dos tipos de rochas anteriormente mencionadas (ignéas ou sedimentares), sujeitadas a pressão e temperatura alta. Este processo muda a composição mineralógica da rocha. Exemplos são: filito (argilito metamorfofiado) e gneisse. Gneisse é caracterizada pelas bandas de minerais e cores diferentes. Os gneisses são divididos em: ortogneisse (rocha plutónica metamorfofiada) e paragneisse (rocha sedimentar metamorfofiada). Outros exemplos são: migmatito (a mistura de dois tipos de rochas originais), quartzito e mármore.

¹ Recomendamos consultar também os seus apontamentos de geologia.

D. Materiais não-consolidados

Os materiais não-consolidados são originados da mesma maneira como as rochas sedimentares com excepção da cimentação dos materiais.

Os materiais são depositados (sedimentados) em camadas, de forma granular e de estrutura solta com vazios (poros) entre os grânulos. O nome mais comum é **sedimentos**. Os sedimentos podem-se classificar pelo seu ambiente de formação:

- **Sedimentos terrestres** - depositados na terra (coluvião: areias a blocos que caíram das encostas de rochas).
- **Sedimentos marinhos** - depositados no mar (areões e areias da zona da praia, areias, argilas ou calcários no fundo do mar).
- **Sedimentos fluviateis** - transportados pelos rios (aluviões: argilas a blocos).
- **Sedimentos eólicos** - transportados pela acção do vento (silte e areia fina).
- **Sedimentos eluvionares** - formados pelo processo de meteorização (eluvião).
- **Sedimentos organogénicos** - formados pela vida orgânica, por exemplo calcário de corais, que de facto é uma rocha sedimentar porque é consolidada.

Para os materiais não-consolidados encontra-se também a palavra "solos". Mas na nossa opinião, isto dará confusão com o uso agrícola para este termo. A palavra "solo" é usada na agricultura para designar o material que se encontra nos primeiros metros a partir da superfície, nos quais penetram as raízes da vegetação. Os materiais não-consolidados estendem, muito mais para baixo, até centenas de metros. Assim a palavra "solo" não é bem aplicável aos materiais subterrâneos em que nós estamos interessados.

Uma vez que se encontra a maior parte da água subterrânea nos sedimentos, faremos uma descrição mais pormenorizada dos materiais não-consolidados. Uma classificação muito importante dos materiais não-consolidados é feita, com base no diâmetro dos grãos que constituem o material (ver Tabela 2.2).

Acha que os materiais naturais sempre ficam nestes limites?

Obviamente não. As amostras dos materiais não-consolidados muitas das vezes contêm vários componentes, por exemplo: areia com silte ou argila. Neste caso, menciona-se as amostras por nome composto. Por exemplo, uma amostra que contém 75% do seu peso de areia fina e 25% de silte, chama-se areia fina siltosa.

Tabela 2.2 Classificação dos materiais não-consolidados.

Nome	(inglês)	diâmetro (em mm)	
argila	(clay)	<	0,002
silte fino	(fine silt)	0,002	- 0,006
silte médio	(medium silt)	0,006	- 0,02
silte grosso	(coarse silt)	0,02	- 0,06
areia fina	(fine sand)	0,06	- 0,25
areia média	(medium sand)	0,25	- 0,50
areia grossa	(coarse sand)	0,5	- 1,0
areia muito grossa	(very coarse sand)	1,0	- 2,0
areão muito fino	(very fine gravel)	2,0	- 4,0
areão fino	(fine gravel)	4,0	- 8,0
areão médio	(medium gravel)	8,0	- 16,0
areão grosseiro	(coarse gravel)	16,0	- 32,0
pedras	(boulders)	32,0	- 200
blocos	(blocks)		> 200

Há vários métodos para determinar a descrição duma amostra. Investigadores com muita experiência sabem classificar uma amostra, à vista. Outros, e a maioria, precisam de usar a chamada "regra de areia" que contém pequenos exemplos de vários tipos de grãos, para serem comparados com a amostra do campo. Se se quiser fazer uma descrição exacta, é necessário determinar-se a textura através duma granulometria da amostra (ver Figura 2.1). Primeiro seca-se a amostra, depois pesa-se e mete-se no primeiro crivo com diâmetro maior de aberturas, que se encontra em cima duma série de crivos. De cima para baixo o diâmetro das aberturas dos crivos diminui. Depois vibra-se mecânicamente o conjunto dos crivos durante pelo menos 10 minutos, e mede-se sucessivamente a parte da amostra que ficou em cada crivo. Os pesos transformam-se depois num peso relativo acumulado, preferivelmente na ordem crescente. Na Tabela 2.3 dá-se um exemplo. Implanta-se estes valores num gráfico semi-logarítmico com o diâmetro das partículas no eixo horizontal (escala logarítmica) e o peso relativo acumulado no eixo vertical) (ver Figura 2.2).

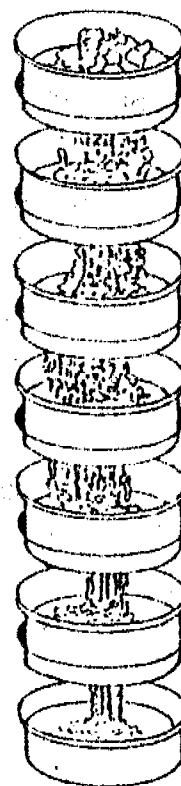


Figura 2.1 Crivos de granulometria.

O próximo passo é determinar os limites entre os quais a amostra se encontra. No exemplo da Figura 2.2, este alcance estende de 0,3 mm até 4,0 mm. Outros indicadores importantes são os diâmetros significantes D_{10} , D_{50} e D_{60} . D_x indica o diâmetro para o qual $x\%$ do peso da amostra consiste de partículas com um diâmetro menor do que D_x . Assim, D_{50} representa o diâmetro para o qual a metade do peso total tem menor diâmetro e chama-se o **mediana**. Claramente, a outra metade tem maior diâmetro. D_{60} e D_{10} são determinados para calcular o coeficiente de uniformidade (C_u):

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (2.1)$$

Tabela 2.3 Granulometria com vibrador mecânico: exemplo duma amostra dum aquífero nos arredores da Beira. [1]

Diâmetro de retenção da rede selectiva (mm)	Peso do material retido (g)	Peso acumulado do material retido (g)	Peso do material não-retido (g)	Percentagem do material não-retido (%)
8,00	0	0	274	100,0
4,00	8	8	266	97,1
2,80	40	48	226	82,5
2,00	94	142	132	48,2
1,40	68	210	64	23,4
1,00	24	234	40	14,6
0,85	10	244	30	11,0
base	30	274	0	0,0

peso total : Antes da vibração da amostra: 278 g
Depois da vibração da amostra: 274 g

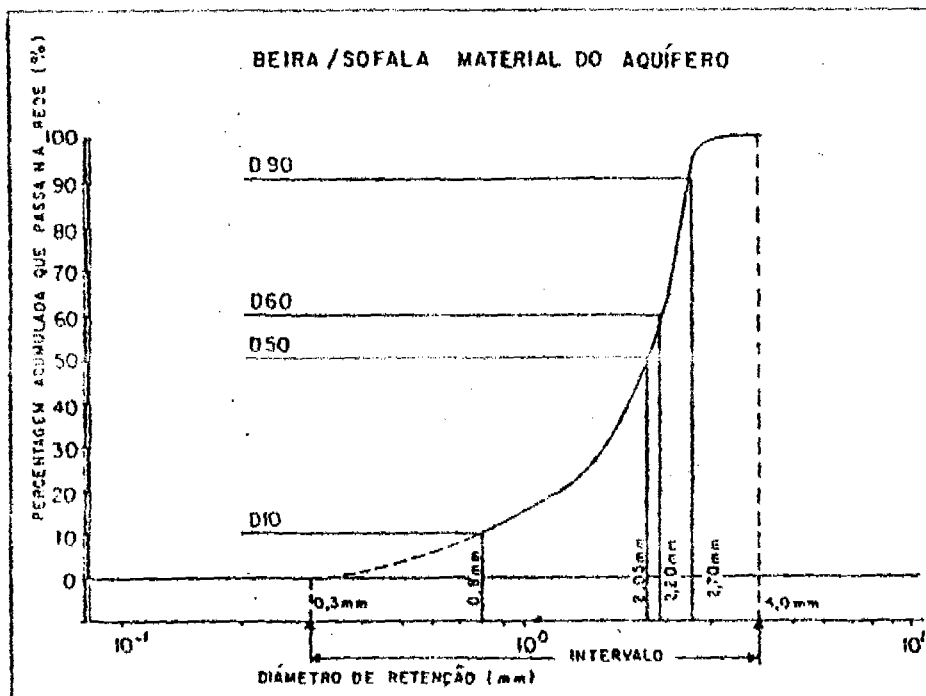
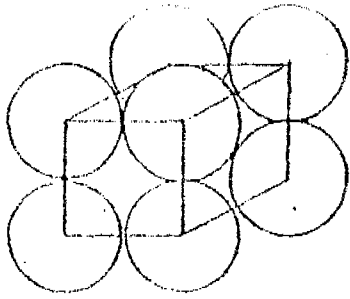


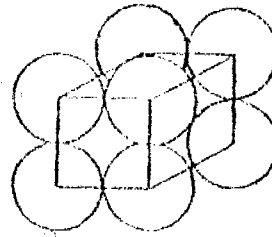
Figura 2.2 Granulometria dum aquífero nos arredores de Beira. [1]

Considera-se uma amostra **uniforme** se $C_u < 2,5$ e **não-uniforme** se $C_u > 2,5$, o que tem significado especialmente na construção de furos (ver Capítulo 10). Diz-se que o material uniforme é não-sortido e o material não-uniforme é sortido.

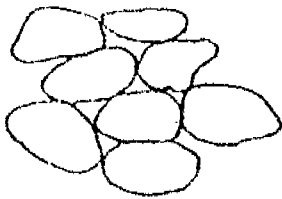
♦ *Pergunta 1. Para o exemplo da Figura 2.2, determine o valor de C_u .* ♦



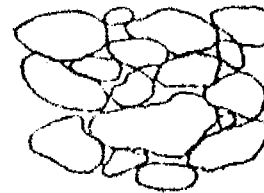
- a. Grãos esféricos grandes em compactação cúbica (situação teórica). Porosidade = 0,48
Porosidade = 0,48.



- b. Grãos esféricos pequenos em compactação cúbica (situação teórica). Permeabilidade é grande
Permeabilidade menor do que no caso a.



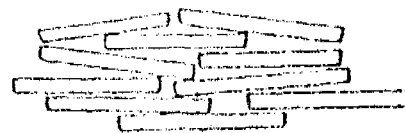
- c. Areia limpa, não-sortida porosidade = 0,35.
Compactada sem apertar.
Permeabilidade boa



- d. Areia sortida com mesmo tamanho médio dos grãos, porosidade mais pequena, mais consolidada e menos permeável do que no caso c.



- e. Partículas de argila em lâminas (mais ampliadas do que a-d).
Compactada sem apertar
Porosidade alta.
Permeabilidade baixa.



- f. Partículas de argila em lâminas (mais ampliadas do que a-d).
Bem compactada
Porosidade baixa.
Permeabilidade muito baixa.

Figura 2.3 Relação entre a textura, compactação, separação e permeabilidade de areia e argila.

Além da sua textura, um material não-consolidado é caracterizado:

- pela sua compactação: a maneira de os grãos serem compactados na estrutura (ver Figura 2.3);
- pela sua porosidade: a percentagem de espaços vazios entre os grãos, que depende do tipo de compactação (ver Figura 2.3), e da textura. Materiais uniformes têm uma porosidade mais alta do que os menos uniformes (ver Figura 2.4);
- pela sua cor;
- pela forma e arredondamento;
- pelas peculiaridades (como por exemplo manchas duma cor diferente);
- pelo seu conteúdo de material orgânico.

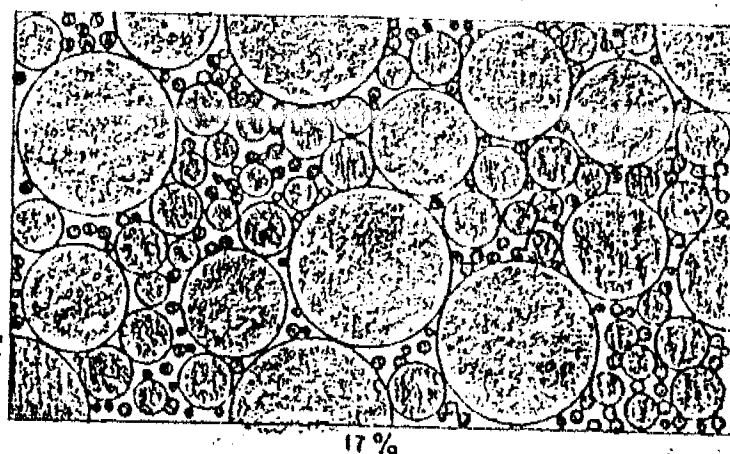
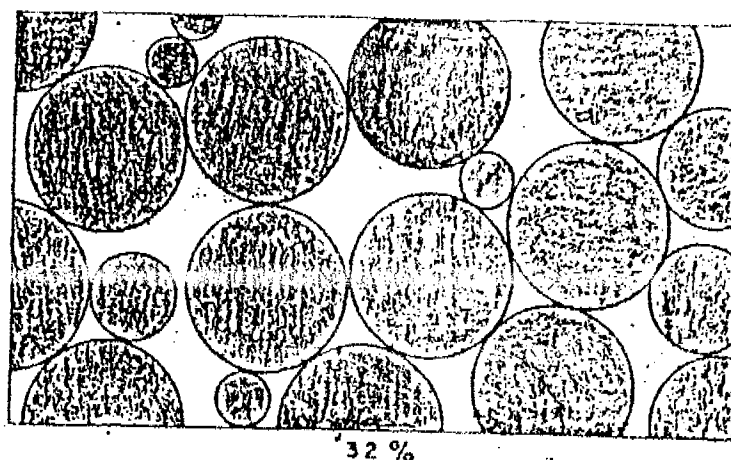


Figura 2.4 Influência da uniformidade na porosidade, indicada em percentagens.
[2]

2.4 Características dos materiais subterrâneos

2.4.1 POROSIDADE, RETENÇÃO ESPECÍFICA E RENDIMENTO ESPECÍFICO

A. Porosidade primária

A porosidade (Inglês: porosity) (p) foi acima definida como a percentagem de espaços vazios entre os grãos. Na Figura 2.5 apresenta-se a relação entre o diâmetro médio dos grãos e a porosidade: diminui de 45% para argila e silte a cerca de 20% para materiais muito grosseiros. A causa para este processo é o facto de que materiais grosseiros são menos uniformes, resultando em menor espaço vazio entre os grãos.

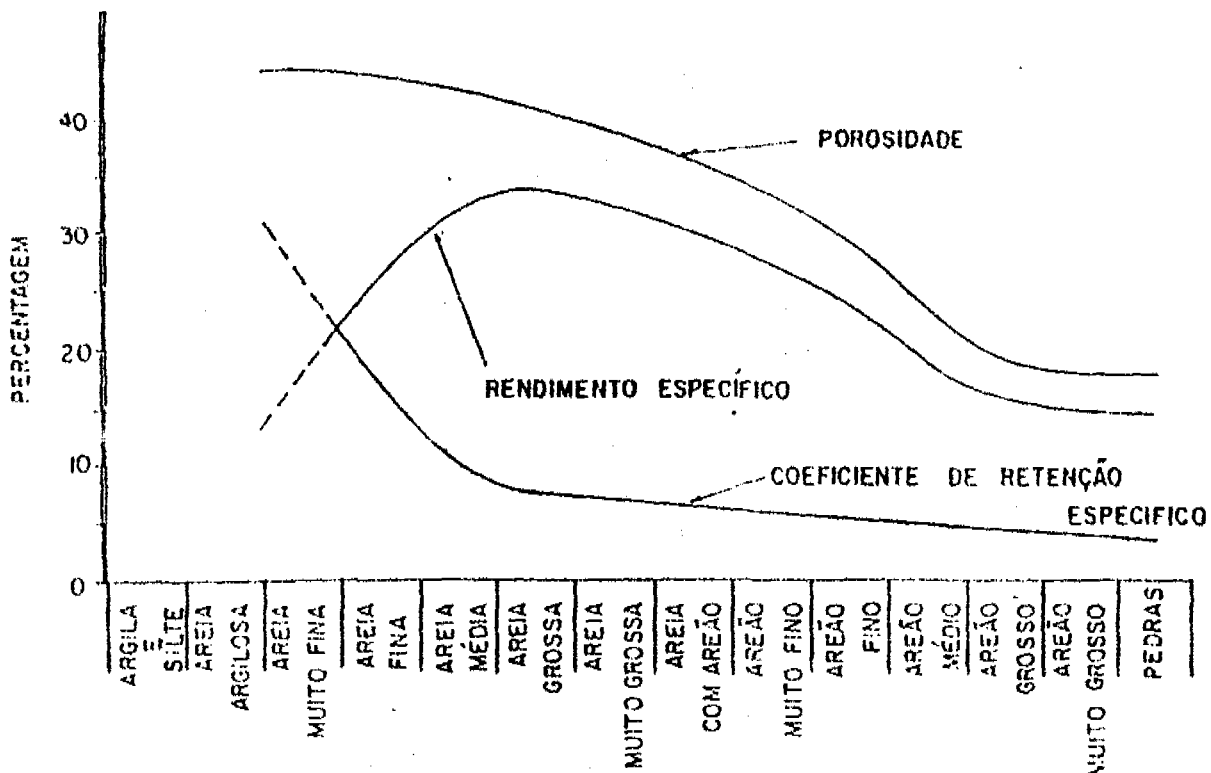


Figura 2.5 Relação entre o diâmetro dos grãos e porosidade, retenção específica e rendimento específico [3]

B. Retenção específica

A retenção específica (Inglês: specific retention) (r) é a água que fica numa unidade de volume dum certo material inicialmente saturada e depois drenada por gravidade. As forças moleculares entre a superfície das partículas do material e da água são responsáveis pela retenção. O valor da retenção específica diminui rapidamente com o aumento do diâmetro dos grãos, porque as forças moleculares actuam sobre uma distância muito pequena (ver Figura 2.5): alta retenção específica para argila e silte (> 30%) e baixa para materiais de textura média e grosseira (5%).

Que quantidade de água liberta-se, se o nível de água subterrânea descer?

C. Rendimento específico

Sob condições de fluxo livre, nunca se pode tirar a água retida pelas forças moleculares. Significa, que se pode tirar por unidade de volume, o volume de água na porosidade menos o na retenção específica: é o rendimento específico (Inglês: specific yield) (S). Numa fórmula isto dará:

$$S = p - r \quad (2.2)$$

Nota-se na Figura 2.5 que o rendimento específico é muito baixo para materiais finos (argila e silte, < 10%), baixo para materiais muito grosseiros (areão grosseiro, e pedras e blocos, + 15%) e que o rendimento específico máximo se encontra na areia grosseira (cerca de 30%).

D. Porosidade secundária

O conceito da porosidade, retenção específica e rendimento específico é aplicável especialmente aos sedimentos. Na altura da sua deposição logo formaram-se os poros. Chama-se esta porosidade "porosidade primária". Para as rochas a situação é diferente. Em geral, rochas ígneas e rochas metamórficas contêm muito poucos espaços vazios na altura da sua formação. Contudo, estas rochas, sob condições favoráveis, podem conter uma porosidade importante formada após a sua formação chamada "porosidade secundária".

Movimentos da terra após a sua formação e variações de temperatura podem causar quebraimento das rochas, resultando em falhas e fracturas que causam porosidade secundária. A densidade de fracturas pode ser muito alta, resultando numa porosidade muito alta. Rochas plutónicas e metamórficas exibem uma fracturação que é normalmente menor do que rochas vulcânicas. Os últimos têm uma fracturação muito densa, pois têm alta porosidade.

As rochas sedimentares podem possuir também uma combinação da porosidade primária e secundária. Rochas como grés e calcários podem conter poros, logo durante a sua formação, embora seja muito menor do que nos materiais não-consolidados. Além disto, as rochas sedimentares podem possuir a porosidade secundária por causa da fracturação do material.

Um factor adicional, especialmente no caso do calcário, além das fracturas, é o processo de dissolução resultando em canais de dissolução que aumentam a porosidade até valores muitíssimo altos. Este processo chama-se carsificação.

Dos materiais não-consolidados apenas um certo tipo de argila possui também porosidade secundária devido às fissuras que se formam quando a argila perde o seu conteúdo de água.

Tabela 2.4 Valores relativos da permeabilidade (L. Hamill and G.C. Bell, 1986. Groundwater Resource Development)

Tipo de rocha	Porosidade		Classificação da permeabilidade						Caudal do furo			tipo de camada hidrogeológica
	primária (grão)	secundária (fracturas)	(m/s)						alta	média	baixa	
	(%)		10 ⁶ muito alta	10 ⁻¹ alta	10 ⁻⁴ média	10 ⁻⁶ baixa	10 ⁻⁹ muito baixa	10 ⁻¹² impermeável				
Sedimentos não consolidados												
Areão	30-10		—————						—————			Aquifero
Areia grossa	30-10		—————						—————			Aquifero
Areia fina à média	25-33		—————						—————			Aquifero
Silte	40-50	ocasional				—————				—————		Aquicludo
Argila	45-55	frequentemente fissurados					—————				—————	Aquicludo
Sedimentos consolidados												
Calcários, Dolomite	1-50	fendas de soluções	—————							—————		Aquifero ou aquicludo
Grés médio e grosseiro	< 20	fendas e espaço entre camadas	—————							—————		Aquifero ou aquicludo
Grés fino	< 10	fendas e espaço entre camadas			—————						—————	Aquifero ou aquicludo
Argila xistosa, silte cimentado	-	fendas e espaço entre camadas				—————					—————	Aquicludo ou aquitardo
Rochas vulcânicas p.e. basálticas	-	fendas e espaço entre camadas	—————							—————		Aquicludo ou aquifero
Rocha plutónica e metamórfica	-	Alteração e fracturas, diminuindo com aumento da profundidade				—————					—————	Aquicludo ou aquifero

* e raro exceder 10%

10⁶ 10¹ 10⁰ 10⁻¹ 10⁻³ 10⁻⁶
Permeabilidade (m/d)

2.4.2 PERMEABILIDADE E TRANSMISSIBILIDADE

Define-se a permeabilidade (Inglês: hydraulic conductivity ou permeability) (K) como a capacidade de transportar água subterrânea. Tomando em conta as discussões anteriores, será óbvio que a permeabilidade não depende só das características do material subterrâneo, como as dimensões dos grãos das partículas e a porosidade, mas também das características da água, como a sua densidade e viscosidade:

$$K = k \frac{\rho g}{\eta} \quad [\text{m/s}] \quad (2.3)$$

(Observação: Prefere-se na prática a unidade m/d, que também é autorizada no SI.)

em que k = permeabilidade intrínseca, que depende completamente da forma das partículas e com isto da forma dos poros onde a água deve passar:

$$k = Cd^2 \quad [\text{m}^2] \quad (2.4)$$

em que

d	=	diâmetro médio das partículas [m]	
C	=	constante, que é uma função da porosidade, da distribuição e da variação dos poros e da forma e do tipo das partículas [-]	
ρ	=	densidade do fluido	[kg/m ³]
g	=	aceleração da gravidade	[m/s ²]
η	=	viscosidade dinâmica	[kg/m/s]

Na Tabela 2.4 mostram-se alguns limites de valores da permeabilidade. Também se inclui nesta tabela valores da porosidade, indicadores de caudal dum furo e a classificação do material em aquífero, aquífero ou aquífero. É importante estudar bem esta tabela.

Porque se indica na Tabela 2.4 limites de valores da permeabilidade?

Na natureza, mesmo os depósitos que se classificam idênticamente, têm a sua própria história de formação. Por exemplo, uma areia grossa pode conter num sítio muitas poucas partículas finas, resultando numa permeabilidade alta, e num outro sítio muitas partículas finas, diminuindo a permeabilidade. Além disso, o material pode sofrer alterações após a sua deposição, como fracturação ou solução. Um bom exemplo é o calcário, que pode ter uma permeabilidade de quase zero até valores altíssimos de 10⁵ m/d causada pela carsificação.

♦ *Pergunta 2. Existe uma relação clara entre a porosidade e a permeabilidade? Porque não ou sim?* ♦

Fará diferença para a capacidade de transportar água subterrânea, se existir um aquífero de 10 m e outro de 20 m de espessura, ambos com a mesma permeabilidade?

Pode-se fazer uma comparação entre um tubo de água e um aquífero; se o diâmetro do tubo ficar maior e a pressão igual, a quantidade de água que corre nele é maior. Por isso, se a área do aquífero em que corre água for maior, também o fluxo é maior. A área do fluxo da água num aquífero é a espessura do aquífero multiplicada pela largura da zona em estudo.

Conclui-se que a espessura tem influência na capacidade de transportar água subterrânea. A característica que inclui esta influência é o produto da permeabilidade (K) e a espessura (H) do aquífero: a **transmissibilidade** (Inglês: *transmissibility*) (KH ou também indicado por T), com a unidade de m²/d.

Pode-se esclarecer isto ainda pela análise das unidades: A permeabilidade é o fluxo de água subterrânea, que passa por um volume de 1x1x1 m³ de material subterrâneo, saturado de água, sobre dois lados opostos com uma diferença de pressão de 1 m (gradiente unitário) e sem diferença de pressão sobre os outros lados perpendiculares. Pois, é o caudal por unidade da área:

$$\frac{\text{m}^3}{\text{d}} \cdot \frac{1}{\text{m}^2} = \frac{\text{m}}{\text{d}}, \text{ com a unidade de velocidade. A transmissibilidade indica}$$

o fluxo que passa por uma coluna do aquífero de 1x1xH m, também com 1 m de diferença de pressão de água sobre dois lados opostos:

$$\frac{\text{m}^3}{\text{d}} \cdot \frac{1}{\text{m}} = \frac{\text{m}^2}{\text{d}}$$

Pergunta 3. Que camada será capaz de transportar mais água: A. um aquífero de areia grosseira (K = 15 m/d) de 25 m de espessura ou B. Um aquífero de areão médio (K = 50 m/d) com uma espessura de 5 m? ♦

A definição da permeabilidade K através da fórmula (2.3) refere aos aquíferos contínuos, isto é as camadas extensivas de materiais não-consolidados possuindo uma estrutura granular.

No caso de fracturação, fissuração ou carsificação em rochas duras, a permeabilidade muda de zero nas zonas não-fracturadas até valores altíssimos nas próprias fracturações ou canais de dissolução. Tomando um valor médio (incluindo as zonas sem fracturas), ainda fala-se de permeabilidade, embora esta permeabilidade não seja uma função da matriz granular ou estrutura dos poros. A permeabilidade vê-se como um coeficiente de proporcionalidade que relaciona a velocidade efectiva de água na formação à gradiente unitária necessária para movimento de água. A transmissibilidade T é calculada da mesma maneira como indicado acima para K.

No caso das rochas sedimentares e vulcânicas, fala-se de aquíferos contínuos devido à existência de porosidade primárias (se os poros foram interligados) ou da densidade alta de fracturação. No caso de rochas plutónicas fala-se de aquíferos descontínuos, limitados às zonas de fracturação.

ISOTROPIA / HOMOGENEIDADE	
HOMOGENEO	ISOTROPO
HOMOGENEO	ANISOTROPO
HETEROGENEO	ISOTROPO
HETEROGENEO	ANISOTROPO

GRÃO DE COMPLEXIFICAÇÃO

↓
AUMENTA

LEGENDA

← : PERMEABILIDADE (K)

K_x : NA DIRECÇÃO "X"

K_y : NA DIRECÇÃO "Y"

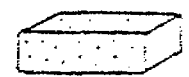
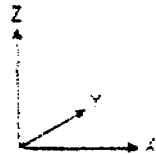
K_z : NA DIRECÇÃO "Z"

$K_{1,x}$: NA FORMAÇÃO "1" NA DIRECÇÃO "X"

$K_{2,x}$: NA FORMAÇÃO "2" NA DIRECÇÃO "X"

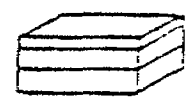
EXEMPLOS

DEPÓSITOS EOLICOS



$K_x = K_y = K_z$

GRÉS ESTRATIFICADO



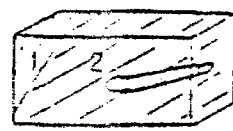
$K_x = K_y \neq K_z$

ZONAS DE MUDANÇA DE FACIES



$K_{1,x} = K_{1,y} = K_{1,z}$ $K_{2,x} = K_{2,y} = K_{2,z}$
 $K_{1,i} \neq K_{2,i}$ (i = X, Y ou Z)

ZONAS DE ERUPÇÃO



$K_{1,i} \neq K_{2,i}$
 (i, K = 1 ou 2; i = X, Y ou Z)

ZONAS DE FALHAS

DEPÓSITOS PLUVIAIS

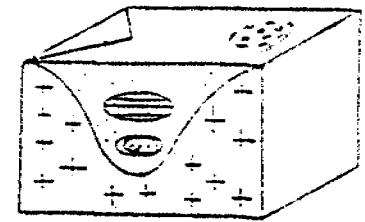


FIGURA 2.6 ISOTROPIA E HOMOGENEIDADE

2.4.3 RESISTENCIA HIDRÁULICA

A transmissibilidade é um parâmetro usado para aquíferos em que a água corre horizontalmente, mas como se exprime o fluxo por unidade de área dum aquífero, em que a água corre verticalmente? Aqui a comparação com um tubo também vale, mas duma outra maneira. Se se tiver uma pressão fixa, o fluxo será menor num tubo comprido do que num tubo curto, porque a fricção ou a resistência no primeiro caso será maior. Assim define-se a resistência hidráulica (Inglês: hydraulic resistance) (c) dum aquífero por:

$$c = \frac{H}{K} \quad [m/(m/d) = d] \quad (2.5)$$

Igualmente o c indica o tempo em dias que leva para uma partícula de água atravessar esta camada com uma diferença de pressão através da camada de 1 metro.

A unidade da resistência hidráulica, tempo, tem uma ligação com o facto que num aquífero o fluxo fica retardado: mais alto seja a resistência hidráulica, mais retardação existirá.

- ♦ *Pergunta 4. Qual camada retardará mais a água:*
A. com $K = 0,01 \text{ m/d}$ e $H = 10 \text{ m}$ ou
B. com $K = 0,02 \text{ m/d}$ e $H = 25 \text{ m}$. ♦

2.4.5 HETEROGENEIDADE E ANISOTROPIA

Se se observar os depósitos recentes dum praia ou dum rio, observar-se-á, que mesmo numa pequena distância, há mudanças sérias: encontra-se materiais finos onde a água tem pouca velocidade e materiais grosseiros nos sítios em que a água corre com alta velocidade. A mesma aconteceu na altura da formação de muitas formações antigas. Exprime-se estas variações com dois parâmetros (ver Figura 2.6):

- a. **Heterogeneidade** (Inglês: heterogeneity): as características do aquífero variam de um sítio para outro na camada. Se não variarem chamam-se homogêneos.
- b. **Anisotropia** (Inglês: anisotropy): as características dum aquífero dependem da direcção em que se mede (por exemplo K na direcção horizontal e vertical). Se num ponto uma característica é igual em qualquer outra direcção chama-se isotrópa (ou isotrópica).

Na Figura 2.6 relaciona-se estas duas características com o grau de complicação da descrição do fluxo da água subterrânea nas camadas. Óbvio, esta descrição será a mais difícil em sistemas anisotrópicos e heterogêneos, como depósitos fluviais.

2.5 Aquíferos na área de Maputo

De facto simplificou-se muito a situação da água subterrânea nos arredores de Maputo, apresentada no Capítulo 1.7, Figura 1.7. O primeiro aquífero das dunas é mais ou menos homogêneo e isotropo com valores do rendimento específico de cerca de 15% e da permeabilidade de 2 a 10 m/d. A complexidade começa a partir da camada semi-permeável: em muitas das zonas não se encontra esta camada e existe um contacto directo entre o aquífero das dunas e do grés. A situação do aquífero do grés é na realidade também muito mais complexa do que apresentada no capítulo anterior. Na área do Vale de Infulene não aparece grés, mas areia de Infulene, a Oeste do Infulene encontra-se grés calcário, enquanto na zona entre o Infulene e a zona costeira aparece sucessivamente grés argiloso, grés calcário e calcário (ver Figura 2.7) [4]. Também a base impermeável tem uma forma muito irregular.

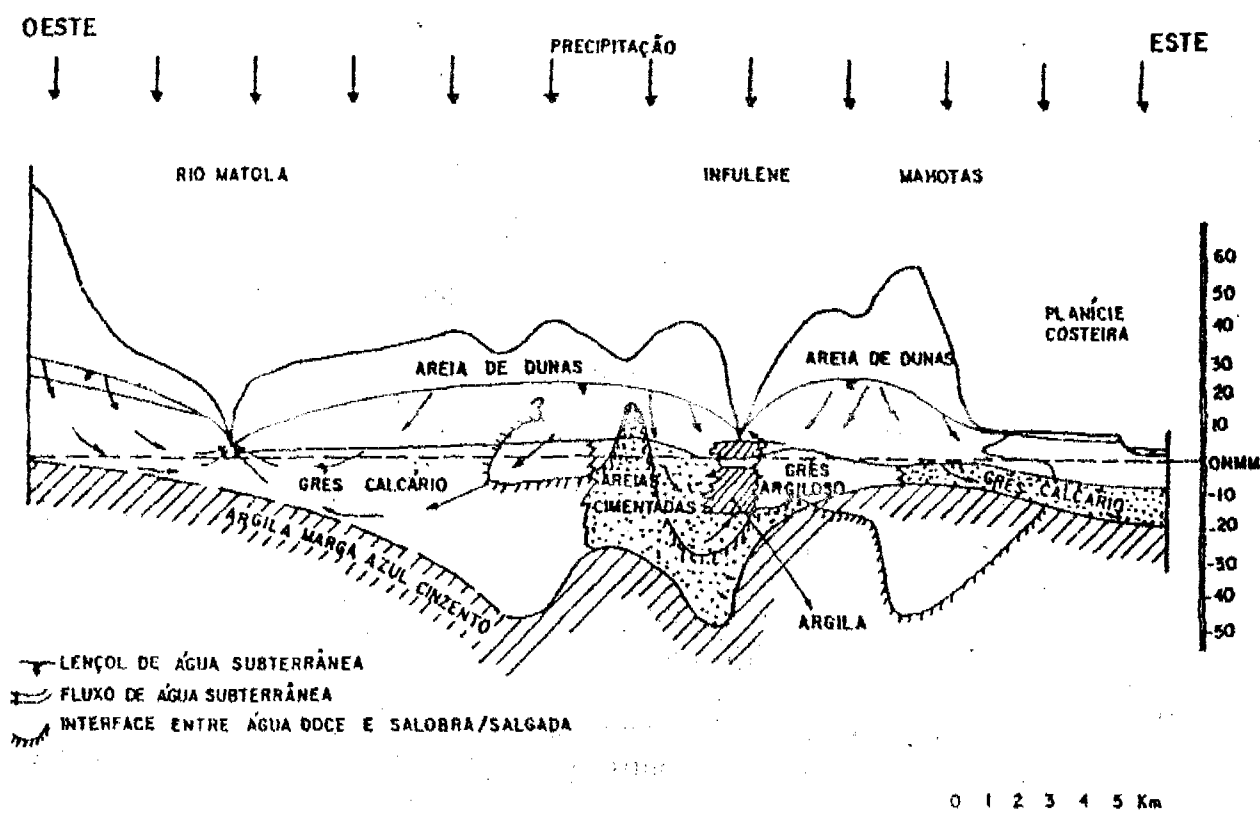


Figura 2.7 Perfil hidrogeológico entre Matola e Mahotas.

Pode-se concluir que o aquífero do grés é altamente heterogêneo, levando a grandes diferenças nas transmissibilidades encontradas: 400-1600 m²/d para o calcário, 100-300 m²/d para o grés calcário, e <100 m²/d para o grés argiloso. Especialmente no calcário, em que a permeabilidade é formada pelas aberturas de solução, espera-se uma alta anisotropia, com valores mais altos da permeabilidade na direcção predominante do fluxo, sendo perpendicular à costa.

Respostas às perguntas

$$1. \quad C_v = \frac{D_{60}}{D_{10}} = \frac{2,2}{0,8} = 2,75 \text{ (não-uniforme).}$$

2. Da Tabela 2.4 fica claro, que não existe uma relação única entre a porosidade e a permeabilidade. Por exemplo: argilas têm alta porosidade, mas baixa permeabilidade, enquanto que calcários carsificados podem ter baixa porosidade e alta permeabilidade. Isto não é surpreendente, porque:

- a. a porosidade não diz muito sobre a água que pode fluir pela força de gravidade. É o rendimento específico que define a quantidade de água livre;
- b. a permeabilidade não depende só do rendimento específico, mas também da forma dos poros e os seus contactos entre si. Por exemplo, um calcário de corais pode ter alta porosidade, mas porque os poros são pequenos e têm má ligação entre si, a permeabilidade fica baixa.

3. A. $KH = 15 \times 25 = 375 \text{ m}^2/\text{d}$; B. $KH = 50 \times 5 = 250 \text{ m}^2/\text{d}$.
O aquífero da areia grosseira terá maior capacidade de transportar água subterrânea, apesar da sua permeabilidade ser menor: a sua espessura compensa.

$$4. \quad A. c = \frac{10}{0,01} = 1000 \text{ d}; \quad B. c = \frac{25}{0,02} = 1250 \text{ d.}$$

A resistência hidráulica da camada B é, portanto, maior do que a da A.

Camada B. retardará mais o fluxo da água subterrânea apesar de ter uma permeabilidade maior. A espessura maior compensa.

Exercícios

1. Acha que as variações com a temperatura da densidade e da viscosidade influenciam muito o valor da permeabilidade?
2. Classifique por ordem crescente do valor da porosidade, do rendimento específico e da permeabilidade: areia média, granito fresco sem fracturas ou falhas, argila e areão. Liste também a sua ordem de preferência dos mesmos materiais quanto à construção dum furo.
3. Explique a variação na permeabilidade encontrada num grés médio ou grosseiro (ver Tabela 2.4).
4. Em que zonas na área de Maputo espera-se encontrar os caudais mais altos de furos?

Referências

1. DNA (A. Cuinica e E. Smidt), 1989. Resumo da análise granulométrica das 10 amostras provenientes de Inhambane, Sofala, Nampula e Tete.
2. S.N. Davis e R.J.M. DeWiest, 1966, Hydrogeology.
3. L. Hamill and F.G. Bell, 1986. Groundwater resource development.
4. IWACO, 1986. Study of Groundwater to Supply Maputo.

3 QUALIDADE DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

3.1 Introdução

Qualquer uso da água, mesmo da água subterrânea, tem um certo objectivo, quer seja abastecimento de água a pessoas ou animais, quer seja uso industrial ou agrícola. As exigências da qualidade de água diferem pelo seu uso. Normalmente, são mais rígidas para consumo humano, mas também para certas indústrias, como por exemplo fábricas de cerveja, que exigem alta qualidade de água. Embora quase sempre exista a possibilidade de tratar a água que não responda às exigências postas, este processo torna-se muitas das vezes não viável economicamente.

Por outro lado, a água subterrânea nunca aparece como água pura (H_2O); seja oriunda das chuvas ou da infiltração dum rio, lagoa ou do mar, sempre contém componentes solvidos. Logo após a infiltração, a água também é influenciada pelos processos químicos e biológicos no subsolo.

Neste capítulo daremos atenção ao aspecto da qualidade de água que o utente exige, e aos processos que influenciam a qualidade da água subterrânea. Vamos dedicar uma parte sobre a ocorrência da água subterrânea salobra ou salgada.

Depois de se ter estudado este capítulo, esperamos de você, que:

- a. Possa usar as tabelas anexadas sobre as normas de água para vários fins, e conheça pelo menos o limite tolerável para consumo humano em termos da condutividade eléctrica.
- b. Possa explicar os processos mais importantes que influenciam a qualidade da água subterrânea.
- c. Possa explicar em linhas gerais as razões principais da ocorrência de água salobra ou salgada.

3.2 A relação entre a qualidade de água e a sua utilização

3.2.1 ÁGUA POTÁVEL

Uma grande parte do uso da água subterrânea é destinada ao uso doméstico (ver Capítulo 1). Nesta área, entram obviamente as instituições da saúde pública para estabelecer normas do uso da água, e controlar a sua qualidade. Internacionalmente reconhecem-se as normas estabelecidas pela Organização Mundial de Saúde (OMS), as quais incluímos no Anexo 2.

As normas são divididas em duas partes:

a. componentes com significação para a saúde

Se o componente ultrapassar o valor indicado, existem perigos provados para a saúde.

b. qualidade estética

As normas dadas nesta parte são menos rígidas, porque não existe um perigo provado para a saúde, se forem ultrapassadas. Têm mais relação com o facto de normalmente as pessoas não gostarem de beber água, com por exemplo 500 mg/l de cloreto, embora existam muitos sítios no mundo onde se beba esta água. Consequentemente, deve-se tomar os valores nesta parte como recomendações fortes, mas não como limites rígidos.

Embora existam 'caixas de campo' (fieldkits), para determinar os componentes mais importantes da água, nem sempre há possibilidade de usá-las. A primeira análise que pelo menos se faz sempre, é a medição da condutividade eléctrica (CE), exprimida em S/cm (micro-Siemens por centímetro), usando um chamado condutivímetro. A CE é uma indicação para os sais totais dissolvidos (STD ou mineralização total). Embora não exista uma relação única entre os dois factores - porque depende dos tipos dos sais, que não se conhecem na altura da medição -, pode-se aplicar uma expressão aproximada:

$$\text{mineralização total [mg/l]} = 2/3 * \text{CE } [\mu\text{S/cm}] \text{ aos } 25^\circ\text{C}$$

Assim, pode-se obter uma estimativa do conteúdo dos sais totais dissolvidos e a sua utilidade. Na prática toma-se como o limite da CE para água potável 1500 S/cm, que corresponde com a norma da OMS de 1000 mg/l para a mineralização total.

- ♦ *Pergunta 1. Fez-se no campo uma análise de alguns parâmetros da água dum furo: CE = 1250 S/cm, cloreto = 350 mg/l, dureza = 300 mg/l (CaCO₃), pH = 6,0, sulfato = 240 mg/l. O que recomenda quanto ao uso humano desta água?* ♦

Quanto ao conteúdo bacteriológico, a OMS distingue entre coliformes fecais e organismos coliformes. Coliformes fecais nunca podem aparecer em nenhuma amostra de 100 mg. Nos sistemas de redes de distribuição de água, aceitam-se até 3 organismos coliformes em algumas, mas no máximo em 2%, das amostras. Num poço ou furo individual, aceitam-se até 10 organismos coliformes em algumas amostras, mas não pode acontecer frequentemente. Os organismos coliformes indicam uma poluição recente da água subterrânea.

3.2.2 ÁGUA PARA PECUÁRIA

As exigências de água para a pecuária são menores do que para água potável. Fundamentalmente são os mesmos parâmetros; contudo, os animais podem beber água

com concentrações maiores de sais totais dissolvidos (Ver Anexo 3). Por exemplo, bovinos para carne e cordeiros podem beber água com uma mineralização total de 10.000 mg/l, e 13.000 mg/l respectivamente.

Pergunta 2. Existe uma análise da CE e de alguns outros parâmetros da água dum furo: CE = 7900 S/cm, cloreto = 1450 mg/l, nitrato = 300 mg/l, pH = 6,0, sulfato = 240 mg/l. O que recomenda quanto ao uso pecuária desta água? ♦

3.2.3 ÁGUA PARA IRRIGAÇÃO

A avaliação da qualidade de água para irrigação é mais complicada, porque envolve relações entre a qualidade de água, a eficiência de irrigação, o tipo de subsolo e o tipo das culturas. Os factores que influenciam estas relações são:

- mineralização total de água
- a permeabilidade do subsolo
- a toxicidade específica dos iões
- os efeitos de drenagem

a. *Mineralização total*

O parâmetro mais comum para a avaliação de água para a irrigação é a mineralização total da água ou por sua equivalência da CE (ver Capítulo 3.2.1).

Existe um problema de salinidade, se a quantidade total dos sais na água de irrigação for tão alta que os sais acumulam na zona das raízes, afectando desta maneira o rendimento das culturas. Sob quantidades excessivas de sal, a cultura tem dificuldades de extrair água suficiente. De certo modo este problema pode ser aliviado através de uma aplicação de maior quantidade de água para lavar a zona superior do subsolo.

Na Tabela 1, do Anexo 4, apresenta-se o decréscimo em rendimento dum as culturas seleccionadas em percentagem, devido à salinidade de água de rega e do extrato saturado do subsolo.

b. *Permeabilidade do subsolo*

Minerais de argila têm a capacidade de absorver catiões e trocá-los com outros catiões presentes na água subterrânea. O processo exacto depende das concentrações. Uma das equações de equilíbrio é:



Se a água contiver muito Na^+ e pouco Ca^{2+} , o equilíbrio muda para direita. A argila troca para cada Ca^{2+} dois iões de Na^+ . O volume dos dois iões de Na^+ é maior de o de um Ca^{2+} , pois a porosidade do material argiloso pode diminuir e consequentemente a permeabilidade para água e ar. Para a agricultura isto resulta em danos. Então, deve-se evitar usar água que tem um conteúdo alto de Na^+ em comparação de Ca^{2+} . O factor que se usa para exprimir este risco do entupimento do subsolo é a **quociente de adsorção de sódio** (Inglês: sodium adsorption ratio) (SAR):

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{2}}}$$

com as concentrações exprimidas em miliequivalentes (ver Capítulo 3.3). No Anexo 4, explica-se este fenómeno com mais detalhe.

c. Toxicidade

Surge um problema de toxicidade, quando certos componentes da água forem consumidos pela planta e acumulados até atingirem uma concentração que resulta numa redução do rendimento da cultura. A toxicidade é usualmente relacionada a um ou mais iões específicos da água, nomeadamente os iões de boro, cloreto e sódio.

d. Efeitos de drenagem

A qualidade de água e o **problema de drenagem** muitas vezes são inter-relacionadas e reconhece-se hoje que um controlo adequado do lençol freático é essencial para um bom êxito dos regadios a longo prazo. Os sais acumulam-se na zona superior do subsolo e se o lençol freático ficar mais perto (de 2 metros) da superfície do terreno, o lençol também tornar-se-á numa fonte apreciável de sais que são acumuladas na zona das raízes.

Pode-se concluir que a avaliação de água (subterrânea) para irrigação é bastante complicada, porque envolve não só a qualidade de água da rega, mas também a qualidade de água do subsolo, o tipo de subsolo, a influência dos componentes da água no crescimento das plantas, o tipo da cultura, o método da irrigação e o tipo de drenagem.

Em Anexo 4, Tabela 5, apresenta-se um resumo das normas de água para a irrigação relativo aos problemas de salinidade, permeabilidade, toxicidade, efeitos micelâneos e à bacteriologia.

Pergunta 3. Fez-se no campo uma análise de alguns parâmetros da água dum furo: CE = 1250 S/cm, cloreto = 175 mg/l, sódio = 350 mg/l, cálcio = 75 mg/l, magnésio = 45 mg/l. O que recomenda quanto ao uso para irrigação desta água?

3.3 Componentes de qualidade de água

As águas subterrâneas em geral, contêm uma grande quantidade de componentes diferentes em solução. Alguns são abundantes, o que significa que o seu conteúdo é medido em miligramas por litro (mg/l) ou às vezes em g/l; são chamados os componentes principais da qualidade de água subterrânea. Outros componentes ou elementos são presentes em teores menores (são contados em microgramas por litro ($\mu\text{g/l}$) ou mesmo menos, determinados só em casos específicos.

Compostos químicos dissolvidos na água podem aparecer como moléculas, mas a maioria está presente na forma dissociada de iões. Por exemplo, o sal dissolvido não está presente como moléculas de NaCl mas como iões positivos de Na^+ e iões negativos de Cl^- .

Em qualquer solução, a carga eléctrica total dos catiões (iões positivos) e a dos aniões (iões negativos) é igual. Isto permite o controlo duma análise química por meio da verificação do balanço iónico. Para fazer o balanço iónico todas as concentrações dos iões em mg/l são reduzidos até meq/l. (1 meq/l é igual a 1 mmol/l dividido pela sua valência) (mmol = milimol).

Por exemplo, 40 mg/l de Ca^{2+} é igual a 1 mmol/l de Ca^{2+} (sendo 40 o peso atómico de cálcio) ou igual a 2 meq/l Ca^{2+} (sendo 2 a sua valência).

A maioria das substâncias dissolvidas em água natural (doce e salobra) consistem em iões positivos de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , e K^+ e às vezes NH_4^+ e iões negativos de Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- (às vezes NO_2^-), CO_3^{2-} , e HCO_3^- . A Tabela 3.1 apresenta os iões principais que contribuem ao balanço iónico, com os seus factores de conversão entre mg/l, mmol/l e meq/l.

As razões para as concentrações de catiões e aniões não serem balançados em meq/l num balanço iónico, são duas:

- uns tipos de catiões ou aniões não são medidos; ou
- há erros feitos na medição das concentrações.

Em ambos os casos, tem-se que duvidar dos resultados.

Tabela 3.1. Os cátions e os aniões principais no balanço iônico.

cátions	concentração em		aniões	concentração em	
	mg/l de	1 mmol/l 1 meq/l		1 mmol/l	1 meq/l
Cálcio (Ca^{2+})	40	20	Cloreto (Cl^-)	35,5	35,5
Magnésio (Mg^{2+})	24	12	Sulfato (SO_4^{2-})	96	48
Sódio (Na^+)	23	23	Hidrocarbonato (HCO_3^-)	61	61
Potássio (K^+)	39	39	Carbonato (CO_3^{2-})	60	30
Amônio (NH_4^+)	18	18	Nitrato (NO_3^-)	62	62

♦ Pergunta 4. Uma análise duma amostra da água mostra os resultados que seguem. Calcule o balanço iónico e tire a sua conclusão.

Aniões	(mg/l)	Cátions	(mg/l)
Cl^-	45	Ca^{2+}	90
SO_4^{2-}	18	Mg^{2+}	10
NO_3^-	0	Na^+	31
HCO_3^-	294	Fe	5
CO_2	7,6		

Outros parâmetros importantes relativos ao abastecimento de água e, conseqüentemente, muitas vezes incluídos nas análises de água são:

- A condutividade eléctrica indica a facilidade da água para transmitir corrente eléctrica. É expressa em milli-Siemens/metro [mS/m] ou microSiemens/cm [$\mu\text{S}/\text{cm}$]. Está relacionada com o total das substâncias dissolvidas - a soma das concentrações de todos os iões - na água.
- A acidez da água é expressa em unidades de pH. A acidez está relacionada com o conteúdo dos iões de hidrogênio na água, da seguinte forma:

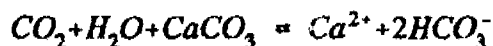
$$\text{pH} = -\log(\text{H}^+)$$

onde (H^+) representa o conteúdo em mol/l de H .

Na prática, o pH da água subterrânea é medido com um instrumento especial. A acidez da água tem grande influência na agressividade da água, que é a propriedade da água para dissolver carbonato de cálcio, como por exemplo o carbonato de cálcio presente na estrutura de betão. Explica-se este processo por:



Equações (3.5) e (3.6) juntas dão:



A agressividade é obviamente relacionada com o conteúdo de dióxido de carbono. No caso da água subterrânea conter mais dióxido de carbono do que um certo equilíbrio estabelecido, chama-se a água agressiva. Observa-se também da equação (3.5), que a pressão do dióxido de carbono, tem grande influência no equilíbrio da solução de cálcio. Pelos processos biológicos, a pressão do CO_2 pode aumentar, resultando num aumento da capacidade de solver carbonato. Se água subterrânea deste tipo entrar de novo em contacto com a atmosfera (baixa pressão de CO_2), o carbonato precipita de novo e o CO_2 desaparece. Observa-se este processo regularmente nas nascentes em áreas com calcários.

- A dureza é uma propriedade que indica o conteúdo total dos iões de cálcio e magnésio. A dureza pode ser expressa em várias unidades. Recomenda-se expressar como mmol/l de ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) ou meq/l ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$). Outras unidades, como graus Alemães ou graus Americanos, podem-se derivar rapidamente, usando os factores de conversão.
- Ferro e manganês podem estar presentes na água subterrânea na forma de iões, mas também na forma complexa com outros compostos (orgânicos). As análises comumente executadas rendem o conteúdo como ferro puro ou manganês puro. Existem bactérias que transformam Fe - solvido em crustas de ferro. Especialmente na exploração de furos, isto pode resultar em grandes problemas de entupimento.
- Fluor pode estar presente na água subterrânea, especialmente nas rochas vulcânicas e no complexo cristalino. No caso de altas concentrações, afecta seriamente a saúde da população. Um excesso de fluor causa a degradação dos dentes e dos ossos.

Evidentemente, existem outros parâmetros na água subterrânea, dependente da situação particular. Exemplos são: cor, sabor e cheiro.

Na interpretação dos dados da qualidade de água subterrânea, é de salientar que as análises nem sempre são representativas da água subterrânea tirada na amostra. Podem ocorrer mudanças na composição da água durante a amostragem e durante o transporte da amostra. Dever-se-ia executar cuidadosamente a amostragem para se certificar que a água retirada seja verdadeiramente do próprio aquífero. As garrafas de amostra devem ser limpas com água destilada. Antes de tirar a amostra final, coloca-se a água da amostra na garrafa e agita-se bem a garrafa. Depois, a garrafa deve ser enchida completamente com a amostra e fechada de tal maneira que não possa entrar ar. Convém guardar a garrafa num refrigerador. Uma divergência mais séria é causada pelo facto dos gases dissolvidos na água subterrânea não estarem geralmente em equilíbrio com as condições atmosféricas. Este facto resulta duma evasão de CO_2 da amostra e duma invasão de O_2 ; conseqüentemente, estas mudanças terão influência nos valores dos outros parâmetros (como ferro, manganês e pH). Na própria análise não será possível indicar se aconteceram estas mudanças. Outra fonte de erro é o tempo necessário para o transporte da amostra para o laboratório. Especialmente sob condições quentes, uma vida biológica pode desenvolver na amostra, o que resultará numa mudança na composição química da amostra (especialmente se a amostra contiver compostos de nitrogênio).

Além da apresentação em tabelas, há várias formas gráficas para mostrar o conteúdo químico duma amostra de água subterrânea. Dois tipos regularmente usados são:

- a. **Diagrama do Stiff.** Neste diagrama apresentam-se as concentrações (em meq/l) dos cátions mais importantes ($\text{K}^+ + \text{Na}^+$, Ca^{2+} , Mg^{2+} e Fe) do lado esquerdo do eixo Y, e os dos ânions (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} e NO_3^-), do lado direito (ver Figura 3.1). Além de dar a possibilidade de ver rapidamente a magnitude das concentrações, a forma do diagrama indica também um tipo da água.

Concentrações em meq/l:

	1	2	3	4	5	6
Na^+	0,13	0,18	0,20	0,19	0,50	0,30
K^+	0,02	0,01	0,05	0,01	0,07	0,20
Ca^{2+}	0,18	0,30	1,78	2,60	1,60	0,56
Mg^{2+}	0,16	0,60	1,90	0,22	0,24	0,24
Cl^-	0,28	0,38	0,40	0,41	0,40	0,50
HCO_3^-	0,001	0,47	3,39	2,34	2,14	< 0,001
SO_4^{2-}	0,20	0,24	0,28	0,28	0,14	0,90

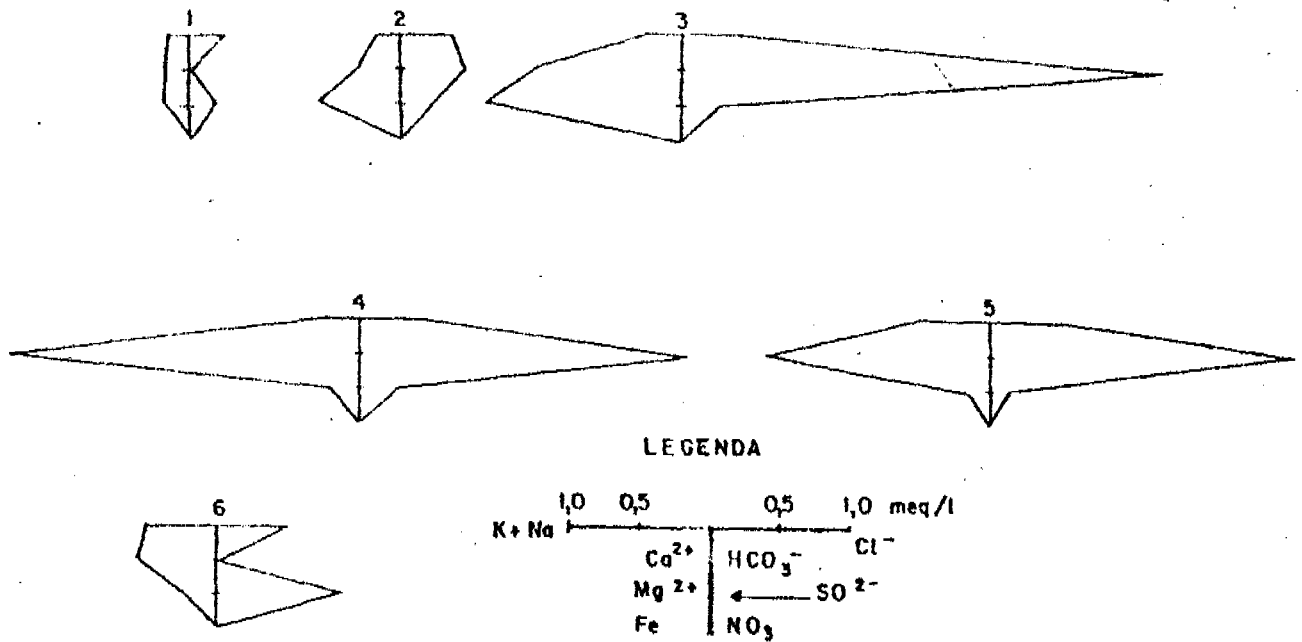


Figure 3.1 Diagramas de Stiff. [2]

- b. **Diagrama de Piper (ver Figura 3.2).** Este diagrama é feito para indicar especialmente tipos de água e mudanças devido a processos hidroquímicos. Usa-se os componentes $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Ca^{2+} e Mg^{2+} , e $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, SO_4^{2-} e Cl^- . Calcula-se as concentrações em meq/l e depois determina-se as percentagens (da soma dos cátions e dos aniões), e implanta-se o resultado nos dois triângulos. Os dois pontos obtidos podem ser transferidos para a figura central, que dá o tipo final da água.

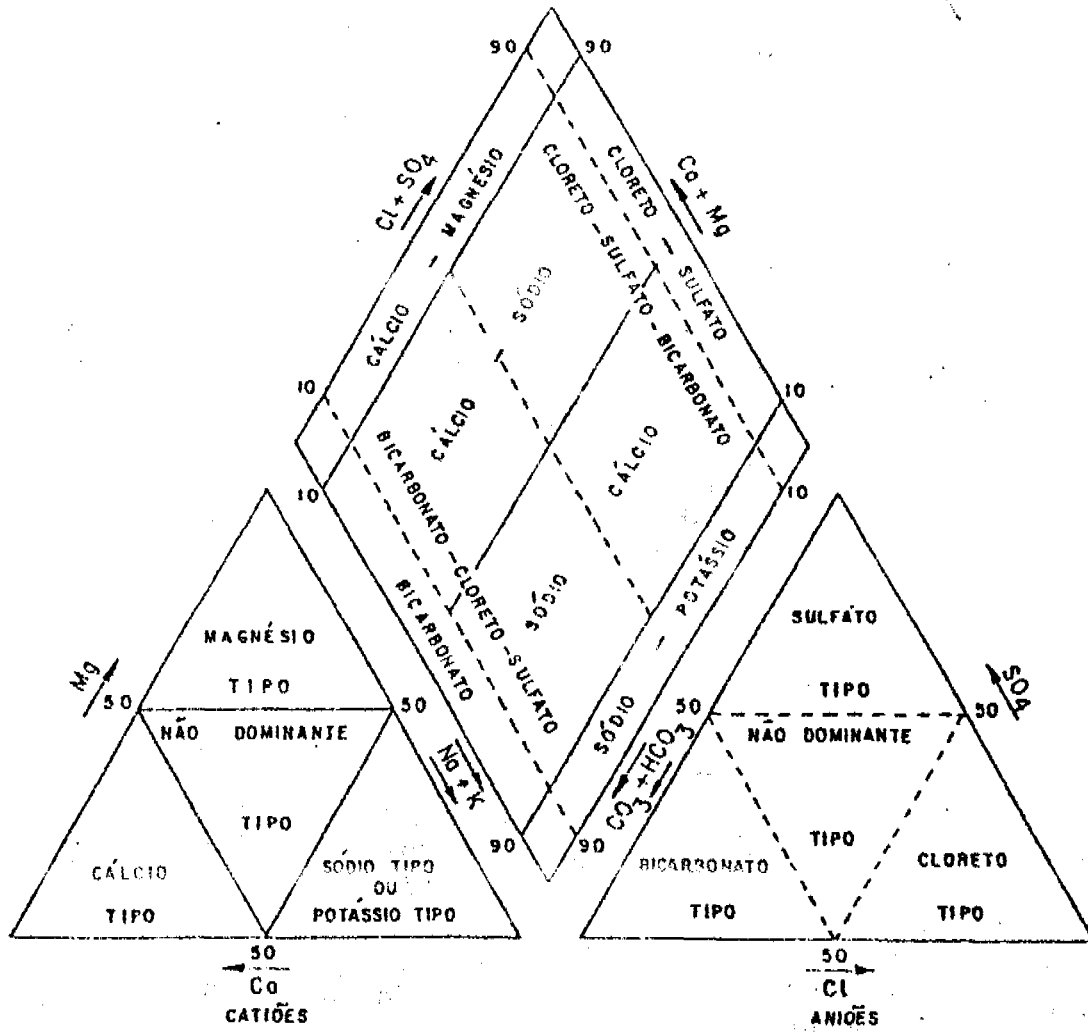


Figure 3.2 Diagrama de Piper com os tipos de água.

3.4 Composição de água doce

3.4.1 ÁGUA DE RECARGA

Salienta-se que o primeiro factor envolvido na composição de água subterrânea é a qualidade de água de infiltração. Embora em muitos dos casos, esta composição original seja fortemente influenciada pelas mudanças de qualidade ocorridas no subsolo, pode-se ainda identificá-la na qualidade da água subterrânea.

Em geral, a água subterrânea é recarregada pela chuva, água de irrigação ou pelos rios (água superficial), pelas águas residuais ou por uma combinação, cada uma destas com a sua própria composição.

Água de chuva tem um conteúdo baixo de substâncias dissolvidas. A sua composição depende das condições meteorológicas e da distância do mar. Perto do mar encontra-se conteúdos dos sais mais altos. Também os valores de alguns parâmetros medidos na água de chuva podem ser aumentados pela poluição do ar, como por exemplo pelas indústrias. Se a água da chuva recarregar a água subterrânea, parte das substâncias dissolvidas são derivadas dos aerossóis depositados nas árvores e na superfície da terra.

A própria composição da água de cada rio, depende da sua bacia. Em geral, os conteúdos das substâncias dissolvidas na água do rio são maiores do que na água da chuva. No caso da bacia possuir uma população densa, isso poderá ter uma influência forte na eventual poluição. Perto do mar, os rios podem periodicamente conter água salina.

A água de irrigação proveniente dos rios terá as mesmas características do que a do rio ou mineralização maior pela evaporação durante o transporte. Devido ao facto da captação para a água de irrigação depender das estações, tem que se considerar as flutuações pelo tempo na qualidade de água no rio. Percolando para a água subterrânea, a água de irrigação terá fertilizantes residuais e outros compostos químicos usados na agricultura nas áreas de rega.

A água residual pode ter uma composição muito variável dependente da qualidade de água fornecida e do tipo de resíduos (domésticos ou industriais). É de salientar que a água residual doméstica tradicionalmente contém mais Na^+ e Cl^- do que a água original. Também compostos de nitrogênio na forma de NH_4^+ estarão presentes na maioria dos resíduos domésticos.

3.4.2 AS MUDANÇAS DA QUALIDADE DE ÁGUA SUBTERRÂNEA DURANTE E DEPOIS DA SUA RECARGA

A maioria da água subterrânea obterá as suas características principais de qualidade durante os processos de infiltração e recarga. Os processos relevantes são a condensação

pela evapotranspiração, a produção de dióxido de carbono pelos processos bioquímicos, principalmente na zona superior do subsolo, a dissolução das partículas do subsolo e o processo de mistura. Pode acontecer também a absorção das substâncias dissolvidas na água subterrânea pelas partículas do subsolo. A água subterrânea também está sujeita às reacções de redução e oxidação.

a. *Evapotranspiração*

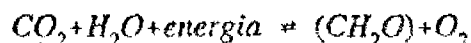
Um processo físico muito importante, que influencia a qualidade da água subterrânea, é a evapotranspiração, que pode acontecer durante a estadia da água no subsolo. Pode-se considerar a evaporação como um processo de destilação resultando de uma evasão de H_2O e a condensação do resto da solução. Por isso, teoricamente, todas as concentrações das substâncias dissolvidas hão de ser multiplicadas por um factor de condensação até um certo máximo, onde a dissolução ou a precipitação, começa. Este factor segue da razão entre o volume total de água fornecida e o volume que ficou da evapotranspiração. Este factor é igual à razão $(P-S)/R$; a precipitação menos o escoamento superficial, dividido pela recarga de água subterrânea. Sob as condições, em que a evapotranspiração seja quase igual à precipitação, a recarga será muito pequena. Consequentemente, o factor da condensação será alto. Razões de ordem de magnitude de 10 até 100, ou maior, podem acontecer. Mesmo água perfeitamente doce, pode tornar-se salobra quando fôr sujeita a uma razão muito alta do factor de condensação. No caso da água de irrigação com mais substâncias dissolvidas, este perigo é mesmo maior. Existem muitos exemplos em que a água subterrânea tornou-se salgada por causa das práticas erradas de irrigação. Uma solução é a instalação dum sistema de drenagem para extrair o excesso de sal e aplicar irrigação excessiva.

b. *Processos biológicos*

Processos (micro)biológicos podem acontecer sob condições aeróbias ou anaeróbias.

Processos aeróbios

As plantas assimilam CO_2 e H_2O usando energia derivada da radiação solar:



A energia armazenada no composto orgânico (CH_2O) é essencial para a vida da planta. Esta energia é libertada por um segundo processo que rende CO_2 usando O_2 . O último processo predomina no subsolo, sendo desprezável a radiação solar. O processo aumentará o conteúdo do gás CO_2 no ar de subsolo relativo à atmosfera. similarmente, contando que a água subterrânea contém O_2 dissolvido; a matéria orgânica no subsolo ou na água será mineralizada pelos micro-organismos usando O_2 e rendendo os produtos CO_2 e H_2O . Sob condições aeróbias também formar-se-à uma quantidade limitada de

SO_4^{2-} e, às vezes, uma quantidade considerável de NH_4 ou NO_3^- pelas actividades biológicas no subsolo.

Processos anaeróbios

Quando não houver oxigénio, a matéria orgânica é rompida simultaneamente com uma redução do nitrato, sulfato ferro ou manganês.

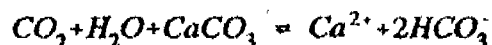
Um dos produtos finais do processo anaeróbio de oxidação é, geralmente, um conteúdo maior de dióxido de carbono. Outros finais incluem (na forma de gás) o nitrogénio (N_2), sulfato de hidrogénio (H_2S) e na situação final metano (CH_4).

c. Processos de dissolução e de precipitação

Quando existir material solúvel no aquífero, o mesmo pode ser dissolvido pela água subterrânea. Os sedimentos fluviáteis que formam os aquíferos enxaguados com água doce não terão muita matéria solúvel.

A água subterrânea contendo CO_2 , será capaz de dissolver carbonato de cálcio presente nos sedimentos, enquanto que a água subterrânea sem CO_2 , pode fazer isso só em quantidades pequeninas.

Água subterrânea quase sempre contém CO_2 , principalmente devido aos processos (micro)biológicos. Mostrou-se válida a seguinte equação de equilíbrio (3.7);



Se a água subterrânea (na ausência de CaCO_3) contiver mais do que a concentração de equilíbrio de CO_2 , chama-se a agressiva relativo ao carbonato de cálcio. Por isso, possui a tendência para dissolver CaCO_3 se ficar presente. O carbonato de cálcio precipitará quando, por qualquer razão, o CO_2 sai da água subterrânea (por exemplo no caso de mudança de pressão). Sob condições normais, o pH de água subterrânea dependerá principalmente da relação entre os valores das concentrações de CO_2 , HCO_3^- (e CO_3^{2-}). Com valor normal de pH, CO_3^{2-} estará ausente.

Outro exemplo está relacionado com os aquíferos compostos de sedimentos vulcânicos. Os produtos vulcânicos geralmente não foram transportados pela água superficial. Por esta razão, contêm ainda componentes facilmente solúveis em água subterrânea. Um exemplo é a presença de pírrite (FeS). Quando entrarem em contacto com água de propriedade oxidante, serão dissolvidos. Os produtos de dissolução são o Fe^{2+} e o SO_4^{2-} . A água resultante será agressiva, mostrando uma tendência forte de dissolver o carbonato de cálcio. Quando a mesma vem em contacto com oxigénio, o Fe^{2+} muda para Fe^{3+} , o que é muito pouco solúvel e conseqüentemente precipita.

d. Processos de adsorção e desorção

Os processos de adsorção e desorção são processos descrevendo a interação química entre os componentes da água subterrânea e o material aquífero. Pode-se distinguir a adsorção própria (a aderência aos minerais aquíferos das substâncias dissolvidas), a lixiviação (a dissolução dos componentes aquíferos na água subterrânea) e a troca de cátions (câmbio mútuo entre o material aquífero e os componentes da água subterrânea). Estes processos têm um papel na composição da água subterrânea natural, mas são ainda mais importantes quanto ao modo de acção dos poluentes (contaminantes) na água subterrânea.

Um exemplo da troca de cátions na água subterrânea normal é a troca de cátions, muitas vezes observada na água subterrânea na zona costeira. Água subterrânea doce escoando através de sedimentos marinhos pode ser sujeita a um aumento considerável de íões de Na^+ pela troca dos seus cátions de Ca^{2+} que se aderem aos minerais do subsolo. Acontece o contrário no caso da água subterrânea salobra que escoar através de sedimentos doces.

Contaminantes (por exemplo os metais pesados ou bioídios) em muitos casos - mas nem sempre - aderem-se ao material do solo, porque estas substâncias dissolvidas na água subterrânea normalmente não estão em equilíbrio com os minerais do subsolo. A capacidade de adsorção desta maneira pode ser muito grande, pelo que pode levar muitos anos para a poluição chegar a uma profundidade maior do que alguns centímetros.

e. Processos de redução e oxidação (redox)

Oxidação é o processo onde um electrão muda de um elemento ou substância para um outro, que o atrai com mais força. A relação entre as formas sólidas, dissolvidas e precipitadas, pode ser explicada pelas teorias das condições redox nas soluções aquosas. As condições redox para uma certa solução podem ser expressas pelo valor do potencial redox Eh (em voltes) desta solução, que na prática se pode medir (nem sempre sem dificuldades). Caso sejam conhecidos (duma certa solução) os valores do pH e do Eh em equilíbrio, bem como todos os componentes envolvidos (ambos na forma dissolvida e na forma sólida), teóricamente pode-se calcular as formas estáveis de todos os íões em solução. Sob condições de potenciais redox altos são estáveis as formas oxidadas dos elementos envolvidos e sob condições de potenciais redox baixos, as formas reduzidas dos elementos ou substâncias.

Um processo abundante de oxidação é a oxidação de material orgânico com cada vez um oxidador menos forte conforme a sequência O_2 , NO_3^- , Fe^{3+} , Mn^{2+} , SO_4^{2-} , que resulta nos seguintes produtos: N , Fe^{2+} , Mn^{2+} e HS^- . Este processo já se mencionou na alínea b.

- ♦ Pergunta 5. Se a água de chuva contiver 3 mg/l Cl, e não acontecer escoamento superficial, e a evapotranspiração for duas vezes mais alta do que a recarga, o que é o conteúdo de Cl na água de recarga? ♦

3.5 Fontes de água subterrânea salobra ou salgada

3.5.1 GERAL

Uma classificação simples da qualidade de água subterrânea pelo conteúdo de cloreto é:

água doce	:	< 600	mg/l Cl ⁻
água salobra	:	600 - 19.000	mg/l Cl ⁻
água salgada	:	19.000 - 30.000	mg/l Cl ⁻
salmoura	:	> 30.000	mg/l Cl ⁻

Cerca de 99% da água subterrânea, que corre a uma velocidade significativa, consiste em água doce. Mas não quer dizer que a água salobra ou salgada, não terá importância. Por exemplo, em Moçambique encontra-se em 75% da zona ao sul do corredor da Beira água subterrânea salobra ou salgada.

♦ *Pergunta 6. De onde, acha que vem a água subterrânea salgada que se encontra no sul do País?* ♦

Na discussão sobre a origem de água subterrânea, salobra ou salgada, deve-se distinguir entre a fonte original e os processos que resultam no transporte dos sais ou numa mudança do seu conteúdo.

3.5.2 ORIGENS DIFERENTES DE ÁGUA SALOBRA/SALGADA

Existem dois tipos de origem natural de sal na água subterrânea:

a. *Subsolo que contém sal*

Especialmente formações marinhas contêm, durante a sua deposição, um conteúdo alto de sal. Exemplos são a argila e a areia marinha, e também a margam e o calcário. Extremos são os chamados evaporitos, formados na fase de desaparecimento do mar pela maior evaporação do que o fluxo de entrada de água (precipitação e rios), que se pode comparar com as salinas artificiais. O sal pode ser libertado pelo fluxo de água ou, no caso da argila, pela compactação, que obriga a água dos poros ser expulsa. Essa água, normalmente, tem alto teor de sal.

b. Sal introduzido pela água

Na zona costeira, a água do mar está em equilíbrio com a água doce do interior. Este equilíbrio tem a forma de uma **cunha salgada** que estende sobre uma certa distância para o interior com água doce em cima (ver a situação costeira de Maputo, Figura 1.7 e 2.7). A fronteira entre a água doce e a água salgada é a **interface**. A extracção de água doce na zona costeira perturba o equilíbrio e permite o avanço da cunha salgada para o interior. Este processo chama-se **intrusão salina**.

A segunda possibilidade de entrada de água salgada é durante as inundações. Um tipo de inundação estrutural é uma **transgressão**, um período em que o nível do mar sobe continuamente, resultando num aumento da área dos mares. Durante as transgressões, os aquíferos podem ficar salinizados. Pode resultar em situações instáveis, onde se encontra água salgada acima dum aquífero com água doce.

Além disso, a água da chuva, que recarga o lençol de água subterrânea, também pode causar a salinização, sob condições de evapotranspiração excessiva, pela subida capilar de água do lençol freático à superfície.

3.5.3 FENÓMENOS FÍSICOS QUE INFLUENCIAM O CONTEÚDO DO SAL

As influências para o conteúdo do sal (e de facto também dos outros componentes químicos de água subterrânea) são bastante complicadas. Existem basicamente três processos:

de Base e dos Terrenos Vulcânicos

ÁREA	N.º DE FUROS	ESP. DE ROCHA DO NÍVEL DA ROCHA	ESPESSUR. DA CAMADA ALTERADA		MEIA DA CAMADA ALTERADA		CAUDAIS ESPECÍFICOS (l/h/m)			INSUCESSOS E FUROS IMPRODUTIVOS	ALTERAÇÃO PARA POÇOS	OS FUROS PRODUTIVOS E EM CRIAS DE FALHAS SÃO INCLUIDOS PARA O CÁLCULO DOS CAUDAIS ESPECÍFICOS	
			COMPLET. ALTERADA	CAMADA TOTAL	PARTE SATURADA COMPLETA/ALTERADA	CAMADA TOTAL	Q10	Q50	Q80				
GRUPO 3.1													
Mintarado	C.D.	31	13	19	27	3	15	0,09	0,25	0,74	25	35	-
Mato-Anduobe	C.D.	21	19	15	28	4	12	0,03	0,19	0,48	25	30	-
Naitoco	C.D.	16	19	18	21	6	8	0,05	0,14	0,37	50	25	-
Salima-Naitoco	C.D.	39	15	19	28	7	13	0,13	0,32	0,75	20	40	-
Munabo	NAMP.	11	15	18	-	5	-	0,10	0,27	0,77	20	15	4 furos $q=3-10m^3/h/m$
Mato-Angocha	NAMP.	41	5	18	-	13	-	0,18	0,44	1,1	5	90	6 furos $q=3-10m^3/h/m$
Mandimba	NIAS.	7	10	22	28	12	18	0,15	0,70	1,8	15	70	-
Gondola	MAN.	15	15	20	37	7	23	0,04	0,12	0,27	30	45	-
Chimbo	MAN.	43	9	11	23	4	16	0,07	0,20	0,50	20	45	-
Anduobe/Tembe	MAN.	38	10	12	25	5	17	0,11	0,24	0,54	10	50	-
Chibata	MAN.	19	9	11	30	4	20	0,13	0,3	1,04	15	40	4 furos $q=3-10$
Manduzi	MAN.	7	5	12	31	4	23	0,09	0,23	0,46	0	45	-
		338	12	16	27	7	16	0,09	0,26	0,68	20	50	-
GRUPO 3.2													
Moroco	C.D.	18	14	18	-	3	-	0,06	0,15	0,38	40	50	-
Lúrio Belo	C.D./NAMP.	49	9	14	-	6	-	0,06	0,17	0,43	20	55	-
Mupula	NAMP.	10	10	12	17	7	12	0,03	0,07	0,16	70	30	-
Changara/Guro	TETE/MAN.	41	10	3	24	0	14	0,04	0,14	0,43	75	0	-
Sussundenga	MAN.	26	9	7	22	0	8	0,06	0,15	0,37	40	0	-
		144	12	10	22	4	12	0,05	0,15	0,38	45	25	-
OUTROS													
Ribeiros dos Libombos (C.3)	MAP.	13	14	2	6	0	0	0,03	0,08	0,18	75	0	3 furos $q=19m^3/h/m$
Basaltos dos Libombos (C.1,C.2)	MAP.	74	19	3	16	0	2	0,04	0,13	0,43	50	10	-
Basaltos de Angocha (B3, C.2)	NAMP.	1	4	15	25	11	21	0,45	0,85	1,6	0	100	Capta uma falha
Anorcositos de Tete (E.3)	TETE.	31	11	4	12	0	4	0,09	0,31	1,1	20	0	1 furo $q=36m^3/h/m$

EXPLICAÇÃO: * A coluna (a) indica o número de furos usados na análise estatística dos caudais específicos. O número de furos utilizados nas outras colunas é diferente. Portanto podem existir discrepâncias entre os números da coluna (b) e as diferenças entre as colunas (c) e (e) ou (d) e (f).

* As colunas (c) e (e) indicam a espessura da camada de rocha completamente alterada, incluindo as colunas (d) e (f) a camada de rocha parcialmente alterada até ao topo da rocha sã.

* Os caudais específicos das colunas (g) (h) e (i) representam as probabilidades de não excedência de 20, 50 e 80% usando a distribuição Log-Normal.

* A coluna (j) indica a percentagem de insucessos e de furos improdutivos ($Q < 0,8m^3/h$). Observar que os números não são comparáveis porque em algumas áreas como por exemplo na Falha do Lúrio (Lúrio Belo) se usaram técnicas geofísicas para localização dos furos.

* A coluna (k) indica a percentagem de locais onde existem furos em que poderiam ter sido construídos poços. Os critérios baseiam-se na existência de falhas e na presença de estruturas geológicas que possam impedir a construção de poços.

3.5 Fontes de água subterrânea salobra ou salgada

3.5.1 GERAL

Uma classificação simples da qualidade de água subterrânea pelo conteúdo de cloreto é:

água doce	:	< 600	mg/l Cl ⁻
água salobra	:	600 - 19.000	mg/l Cl ⁻
água salgada	:	19.000 - 30.000	mg/l Cl ⁻
salmoura	:	> 30.000	mg/l Cl ⁻

Cerca de 99% da água subterrânea, que corre a uma velocidade significativa, consiste em água doce. Mas não quer dizer que a água salobra ou salgada, não terá importância. Por exemplo, em Moçambique encontra-se em 75% da zona ao sul do corredor da Beira água subterrânea salobra ou salgada.

♦ *Pergunta 6. De onde, acha que vem a água subterrânea salgada que se encontra no sul do País?* ♦

Na discussão sobre a origem de água subterrânea, salobra ou salgada, deve-se distinguir entre a *fonte original* e os processos que resultam no *transporte dos sais ou numa mudança do seu conteúdo*.

3.5.2 ORIGENS DIFERENTES DE ÁGUA SALOBRA/SALGADA

Existem dois tipos de origem natural de sal na água subterrânea:

a. *Subsolo que contém sal*

Especialmente formações marinhas contêm, durante a sua deposição, um conteúdo alto de sal. Exemplos são a argila e a areia marinha, e também a margam e o calcário. Extremos são os chamados evaporitos, formados na fase de desaparecimento do mar pela maior evaporação do que o fluxo de entrada de água (precipitação e rios), que se pode comparar com as salinas artificiais. O sal pode ser libertado pelo fluxo de água ou, no caso da argila, pela compactação, que obriga a água dos poros ser expulsa. Essa água, normalmente, tem alto teor de sal.

b. Sal introduzido pela água

Na zona costeira, a água do mar está em equilíbrio com a água doce do interior. Este equilíbrio tem a forma de uma **cunha salgada** que estende sobre uma certa distância para o interior com água doce em cima (ver a situação costeira de Maputo, Figura 1.7 e 2.7). A fronteira entre a água doce e a água salgada é a **interface**. A extracção de água doce na zona costeira perturba o equilíbrio e permite o avanço da cunha salgada para o interior. Este processo chama-se **intrusão salina**.

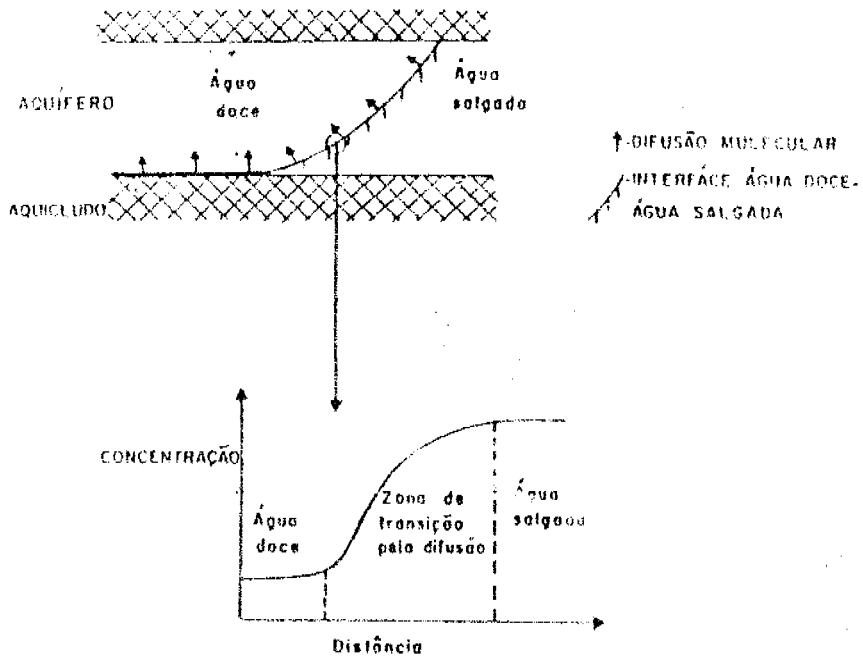
A segunda possibilidade de entrada de água salgada é durante as inundações. Um tipo de inundação estrutural é uma **transgressão**, um período em que o nível do mar sobe continuamente, resultando num aumento da área dos mares. Durante as transgressões, os aquíferos podem ficar salinizados. Pode resultar em situações instáveis, onde se encontra água salgada acima dum aquífero com água doce.

Além disso, a água da chuva, que recarga o lençol de água subterrânea, também pode causar a salinização, sob condições de evapotranspiração excessiva, pela subida capilar de água do lençol freático à superfície.

3.5.3 FENÓMENOS FÍSICOS QUE INFLUENCIAM O CONTEÚDO DO SAL

As influências para o conteúdo do sal (e de facto também dos outros componentes químicos de água subterrânea) são bastante complicadas. Existem basicamente três processos:

A. SITUAÇÃO EM ÁGUA ESTAGNANTE: DIFUSÃO MOLECULAR E INTERFACE ESTÁTICA



B. SITUAÇÃO DE DESEQUILÍBRIO: INTRUSÃO SALINA, DIFUSÃO E DISPERSÃO DINÂMICA.

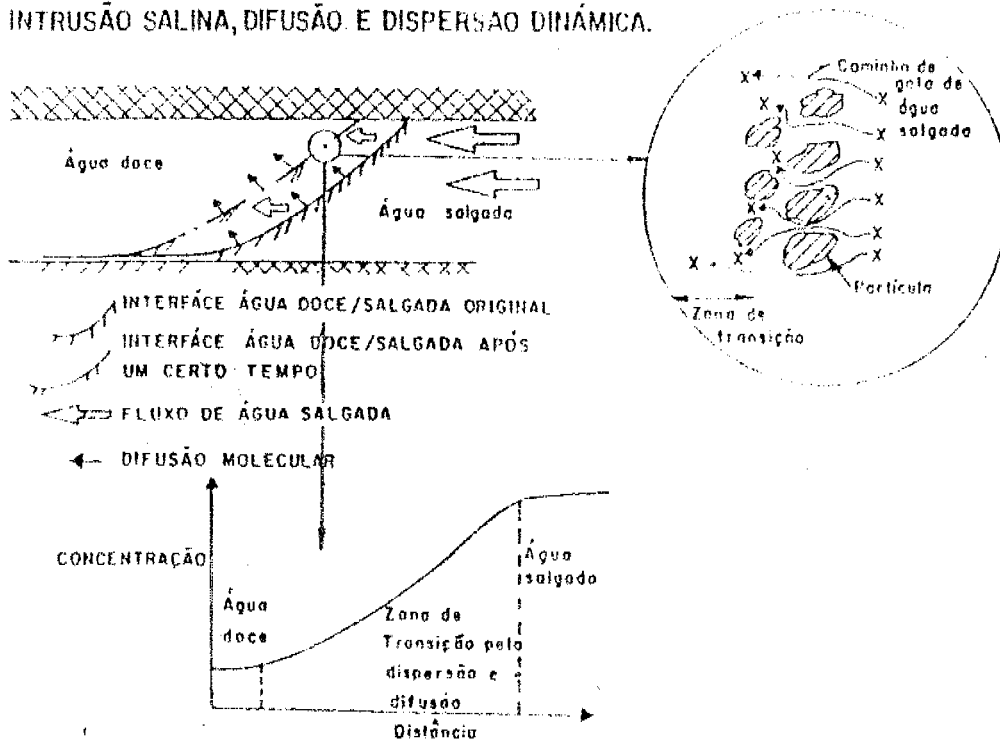


Figure 3.3 Difusão molecular e dispersão hidrodinâmica.

a. *Condensação por evapotranspiração*

Este processo já foi explicado nos capítulos anteriores. Demos ainda um exemplo: No caso da água subterrânea ser drenada para um vale onde não fica fluxo superficial, será evapotranspirada completamente. Assim existe uma acumulação contínua do sal transportado pela água subterrânea, resultando num aumento do conteúdo do sal na água subterrânea no vale.

♦ *Pergunta 7. Pode dar um exemplo onde existe este perigo nos arredores de Maputo?* ♦

b. *Difusão molecular*

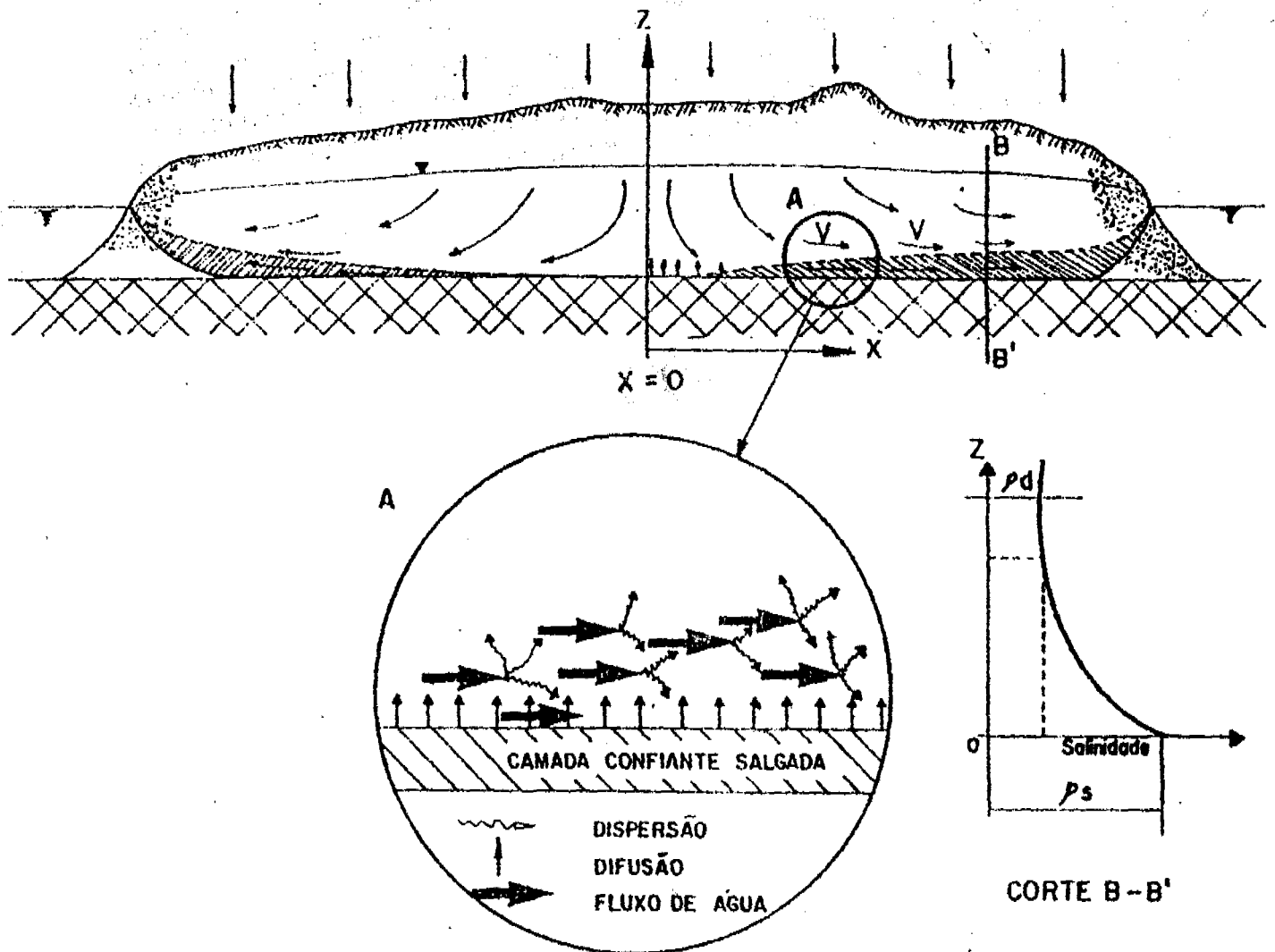
O processo de movimento de sais por causa da diferença de concentração entre dois lugares, chama-se **difusão molecular**. O processo acontece, por exemplo, na interface da cunha salgada na zona costeira. Noutras situações, em que aquíferos com água doce são sobrepostos acima de camadas salgadas, estes aquíferos doces recebem quantidades de sal pela difusão. De facto, nunca existe um interface completamente agudo. Sempre haverá uma zona de transição em que a concentração muda gradualmente. Na água estagnante este processo continua até chegar a um equilíbrio (ver Fig. 3.3A).

c. *Dispersão hidrodinâmica*

No caso de fluxo de água subterrânea, acontecem dois processos. Além da difusão, existe o processo de dispersão dinâmica: em virtude dos poros entre os grãos serem muito irregulares, o movimento das gotas de água segue também caminhos irregulares, (ver Figura 3.3B). Terá a consequência, que pelo movimento dum interface entre dois tipos químicos de água, estabelecer-se-á uma zona de mistura, ou de transição, entre os dois tipos de água. A dispersão dinâmica é mais rápida e extensa do que a difusão molecular. Se acontecer dispersão e difusão molecular hidrodinâmica, a zona de transição é mais larga do que quando existir só difusão molecular.

Os processos de difusão e dispersão hidrodinâmica em conjunto podem fazer com que se encontre um conteúdo de sal importante num aquífero que recebe água doce pela recarga, mas no qual o fluxo de água subterrânea passa por cima duma camada com alto conteúdo de sal, onde a água salgada é estagnante (ver Figura 3.4). A diferença de concentração do sal entre a camada salgada e o aquífero doce causa difusão. O fluxo subterrâneo doce, que passa ao longo da interface, leva o sal. Ao mesmo tempo, o fluxo de água causa a dispersão dinâmica do sal, aumentando a zona no aquífero doce afectada pelo sal.

♦ *Pergunta 8. Isto pode acontecer nos arredores de Maputo?* ♦



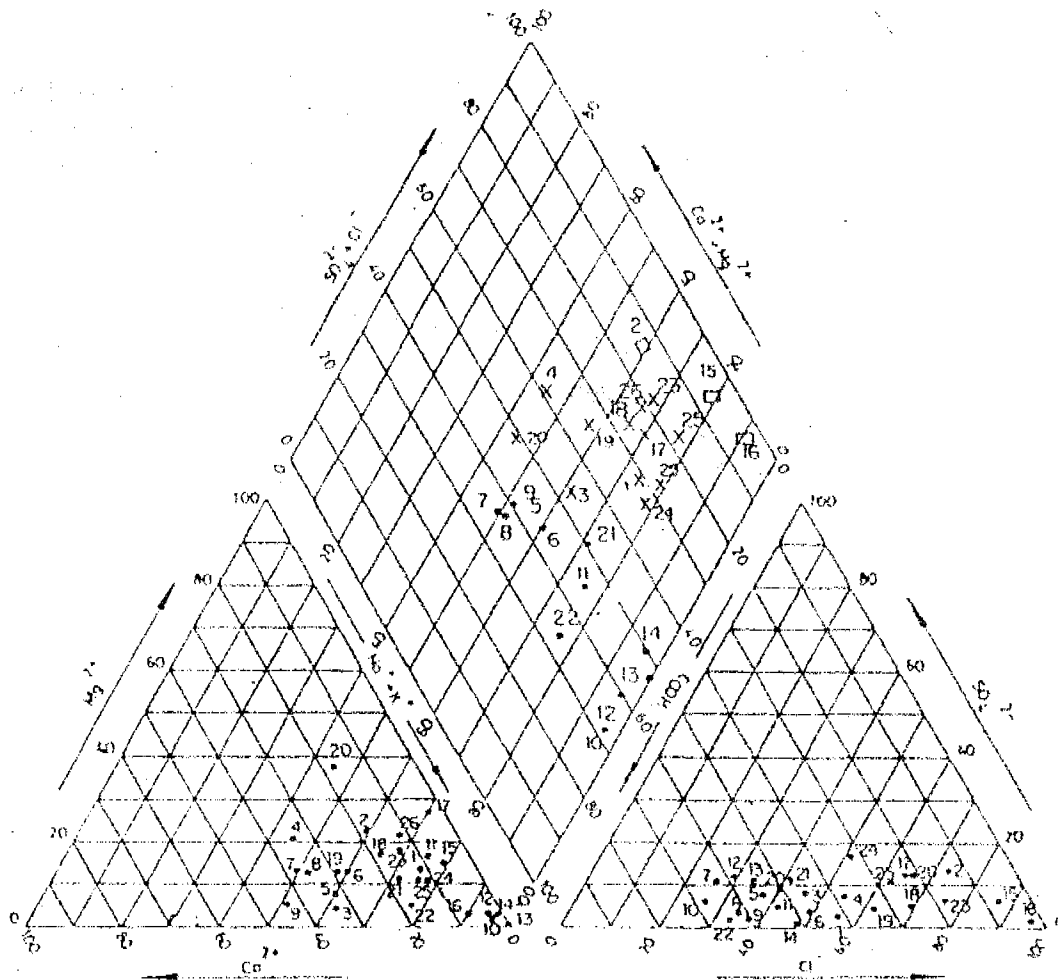
Para $x = 0$: $v = 0$. Existe difusão, mas não dispersão

Para $x > 0$: $v > 0$. Cada gota de água que passa a zona da fronteira com a camada com água salgada, leva o sal na zona de dispersão. O

Figure 3.4 Fluxo regional e o efeito da dispersão.

3.6 Exemplo: água salobra/salgada nos arredores de Maputo

Nos parágrafos anteriores já se mostrou a presença de água salobra/salgada nos aquíferos do grês na zona costeira e dentro ou abaixo deste aquífero. Além disso, encontra-se também água salobra na maior parte da zona Oeste do vale de Infulene, Norte de Machava. Esta situação é bastante crítica quanto à exploração do aquífero do grês (ver Capítulo 7). Os tipos químicos de água subterrânea encontrados na zona de Maputo, reflectem esta situação. Na Figura 3.5 apresentam-



1- 4/RAI/B2	15-B6
2-834	16-10/RAI/BI
3-309ob	17-30I
4-945	18-B2
5-Mohatasi	19-756
6-B7	20-882
7-197a	21-PC II
8-197	22-10/RAI/B2
9-877	23-14
10-830	24-111
11-Cojo/Moç.	25-I 15
12-927	26-MX-3
13-930	
14-257d	

SÍMBOLO / SIMBOLO	TIPO / TIPO
△	Ca(HCO ₃) ₂
□	NaCl
•	NaHCO ₃
◇	CaCl ₂
×	MIXED WATER / ÁGUA MISTA
▽	INFILTRATION WATER / AGUA INFILTRADA

Figure 3.5 Diagrama de Piper para água subterrânea do aquífero de grés-calcário de Maputo. [1]

se os dados de algumas amostras de água subterrânea dos arredores de Maputo. O método de apresentação é o chamado diagrama de Piper. Para construir este diagrama somam-se os conteúdos (em percentagens) de SO_4^{2-} e Cl^- , de Ca^{2+} e Mg^{2+} e de Na^+ e K^+ . Junto com o valor relativo do conteúdo de HCO_3^- , apresenta-se os no diagrama. O sítio no diagrama determina a classificação química da água.

Nos arredores do Maputo encontram-se basicamente dois tipos de água subterrânea no aquífero do grés [1]:

- a. Água do tipo NaHCO_3 encontra-se ao longo do Vale de Infulene e no Polana Caniço. Este tipo de água é uma indicação que a água salgada foi substituída por água doce: água doce (do tipo $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$) troca os seus iões de cálcio com os iões de sódio do material salgado.
- b. Água do tipo mistura, encontra-se em Mahotas, Oeste do vale do Infulene, e no Bairro de Maxaquene. A água é uma mistura do tipo $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ e NaHCO_3 , indicando a continuação do processo de lavagem dos materiais salgados por água doce.

Existe ainda um problema particular das águas subterrâneas dos arredores de Maputo, que é a poluição por nitratos das águas residuais. Um teor alto de nitrato pode causar a doença de bebes azuis e cancro para adultos. Consequentemente, é importante saber se o aquífero é poluído regionalmente ou localmente. Dados recolhidos nos anos de 1988/89 pela Empresa de Água de Maputo, indicam que no Bairro de Polana Caniço nenhum furo que capta água subterrânea do aquífero do grés, mostra um teor de nitrato que ultrapassa o limite de OMS, e no bairro vizinho, o de Maxaquene, 50% dos furos têm valores demasiado altos.

- ♦ *Pergunta 9. Qual é a sua conclusão sobre o problema da poluição pelos nitratos: é uma poluição regional ou local?* ♦

Respostas às perguntas

1. Recomenda-se não usar a água para consumo humano, porque os limites do cloreto e do pH ultrapassam os limites estabelecidos pela OMS.
2. Em relação aos componentes de cloreto, nitrato, sulfato e o pH, não existem problemas para uso pela pecuária, embora o valor do nitrato seja bastante alto. Quanto à CE, que é equivalente ao STD de 5270 mg/l, conclui-se que seja demasiado alto para aves domésticas e porcos.
3. Quanto à CE conclui-se, com base na Tabela 1 do Anexo 3, que para tomate e beterraba é boa água. Para outras culturas o uso desta água levará a um decréscimo do rendimento entre 5 e 15%. A CE será cerca de 1875 $\mu\text{S}/\text{cm}$, pois não se espera problemas de permeabilidade (Tabela 2 do Anexo 3). O SAR é:

$$\frac{350/23}{\sqrt{\frac{75/20+45/12}{2}}} = 7,86 : \quad \text{a água é apta para irrigação}$$

Quanto ao valor do cloreto (Tabela 5 do Anexo 3), conclui-se que se espera problemas ligeiros. A conclusão global é que se pode usar a água, mas com cuidado.

4. O balanço iónico será:

Aniões em meq/l		Catiões em meq/l	
Cl ⁻	45/35,5 = 1,27	Ca ²⁺	90/20 = 4,50
SO ₄ ²⁻	18/48 = 0,38	Mg ²⁺	10/12 = 0,83
HCO ₃ ⁻	294/61 = 4,82 +	Na ⁺	31/23 = 1,35 +
	6,47		6,68

Nota-se que o balanço não é completamente correcto, mas a diferença entre a soma dos aniões e catiões é aceitável por causa dos erros nas medições e ao facto de alguns parâmetros não terem sido medidos (NH⁺, K⁺).

Nota-se também que CO₂ e Fe não entram no balanço, porque são neutrais de carga eléctrica (CO₂) ou não se sabe a carga (Fe²⁺, Fe³⁺), e a concentração (em meq/l) é muito baixa.

- ET + R = P ou 3R = P ou R = 1/3 P. O factor de condensação é (P-S)/R = 3, pois o conteúdo do Cl da água de recarga será de 9 mg/l.
- A água subterrânea salgada, que se encontra no Sul do País, vem originalmente do mar.
- Por exemplo, na zona costeira Norte de Maputo, em que ocorre pouca drenagem superficial e muita drenagem pela evapotranspiração, na água subterrânea perto da superfície, o conteúdo do sal pode aumentar.
- Na Figura 2.7 observa-se que a interface entre água doce e água salobra/salgada, não só se encontra na zona costeira, mas também abaixo ou dentro do aquífero do grés. Pois a água doce corre em cima de água salobra/salgada no grés, que resulta num movimento vertical de sal para a parte doce do aquífero de grés, pela difusão, e o movimento continuo horizontal pela dispersão deste sal no mesmo aquífero pelo fluxo de água subterrânea.

9. O facto que num bairro, a metade dos furos que captam água do mesmo aquífero, é poluída, e a grande diferença entre dois bairros, indica que, pelo menos nestes dois bairros, deve-se falar duma poluição local.

Exercícios

1. Fez-se no campo uma análise de alguns parâmetros da água dum furo; CE = 2650 $\mu\text{S/cm}$, nitrato = 26 mg/l (N) (= 130 mg NO_3^-), pH = 7,2, cloréto = 450 mg/l, sulfato = 350 mg/l, dureza = 650 mg/l e 15 organismos coliformes. Qual é a sua conclusão quanto à aptidão desta água para consumo humano e consumo pecuário?
2. Explique, nas suas próprias palavras, pelo menos dois processos que podem ter efeitos negativos na irrigação quanto à qualidade de água usada.
3. Porquê e como se determina o balanço iónico?
4. Há dois tipos de solos: solo A muito arenoso com pouco material orgânico, e solo B muito argiloso, com muito material orgânico. Qual água de recarga terá maior CE, a que passa no solo A ou a que passa no solo B? Porquê?
5. Quais são os processos que causam a ocorrência de água subterrânea salgada ou salobra?
6. Que processos resultam no facto de sempre existir uma zona de transição entre dois tipos de água, como por exemplo água doce e água salgada.

Referências

1. IWACO, 1984. Study of groundwater to supply Maputo, report 701-1.
2. C.A.J. Appelo, 1988. Hydrochemistry for hydrogeologists.

MODULO 3

4 HIDROGEOLOGIA

4.1 Introdução

Nos capítulos anteriores trataram-se de umas influências que o tipo de material subterrâneo tem no fluxo e na qualidade da água subterrânea. Esta área é especialmente a da ciência de hidrogeologia. Neste capítulo gostaríamos de aprofundar ainda as noções hidrogeológicas através duma explicação sistemática das características hidrogeológicas mais impor antes dos vários tipos de formações geológicas. Basear-nos-emos principalmente no livro clássico do Davis e DeWiest [1].

No fim deste capítulo espera-se que você:

- a. Seja capaz de indicar algumas características hidrogeológicas, como porosidade e permeabilidade e qualidade de água, das várias formações geológicas.
- b. Possa explicar qual é a influência que as estruturas geológicas, como falhas e dobras, podem ter na ocorrência da água subterrânea e das nascentes.
- c. Seja capaz de explicar nalgumas frases a hidrogeologia que se encontra ao longo do corredor da Beira.

4.2 Rochas ígneas e metamórficas

Na sua maioria as rochas ígneas e metamórficas frescas, têm características hidráulicas péssimas: porosidade muito baixa (<3%) e permeabilidade muito baixa (<0,01 m/d). Existem duas excepções. Os mármoreos podem ter uma permeabilidade alta por causa do processo da solução (carsificação), que é idêntico ao processo descrito na parte anterior sobre os calcários. Além disso, os basaltos mostram, às vezes, uma permeabilidade altíssima.

Uns fenómenos que podem levar a permeabilidade alta dos basaltos, são a presença de "canais de lavá", as fracturas de refrigeração, a inclusão de árvores no fluxo de lava,

vesículos, e a presença de vales fluviais cobertos (ver Figura 4.1). Numa sequência de fluxos de lavas com planos de erosão entre si, a permeabilidade é aumentada pelos produtos de erosão (ver 8. na Figura 4.1). Se existirem fracturas abertas verticais, que ligam as zonas de erosão, o sistema total torna-se muito permeável. Nem sempre encontram-se estes fenómenos, resultando para os basaltos numa variação alta de permeabilidade (0 - 1000 m/d).

Sequência dos fluxos

Fenómenos causando porosidade

A. Aa recente (com aspecto de blocos)	1. Orifício dum cone salpicado	6. Pequeno lençol de material piroclástico (sob uma espão e transportado pelo vento)
B. Pahoehoe recente (com aspecto de corda)	2. Fissura numa crista de pressão	7. Tubo de lava
C. Aa antigo enterrado	3. Moldura dum árvore	8. Areia aluvial enterrado
D. Pahoehoe muito antigo enterrado	4. Solo enterrado	9. Fractura de refrigeração
	5. Vesículos	

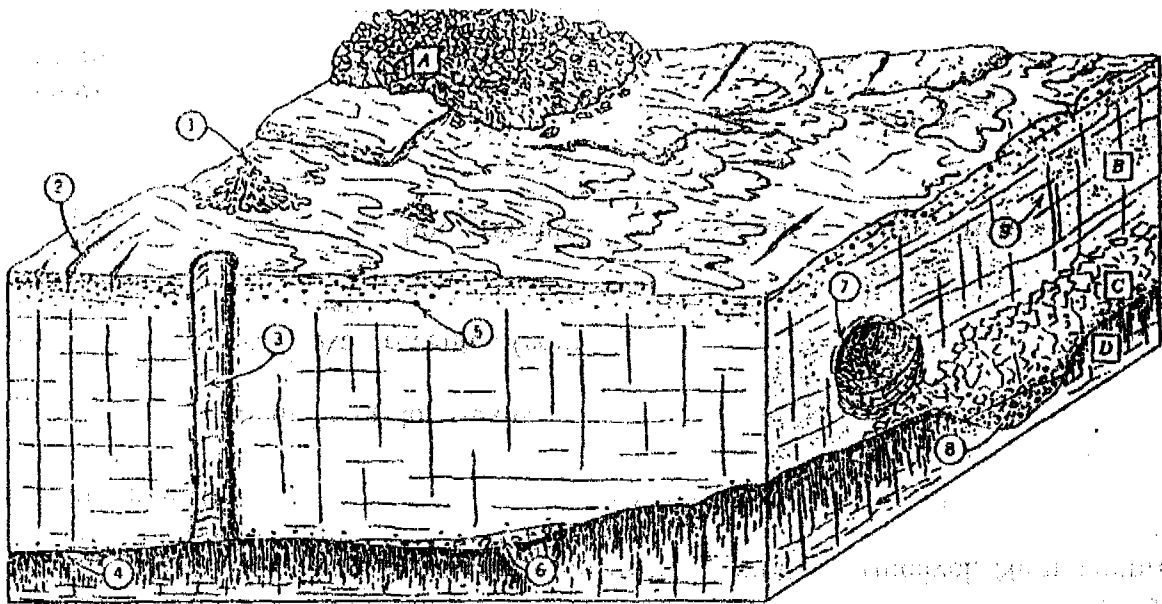


Figure 4.1 Sequência hipotética de fluxos de lavas mostrando fenómenos que causam porosidade e permeabilidade em rochas basálticas. [1]

Em quase toda a parte Norte de Moçambique e numa grande parte central do País encontram-se rochas ígneas. Significa que nestas zonas não se pode pensar no uso da água subterrânea?

Só o facto de, em todas as províncias, existirem Estaleiros, Provinciais de Abastecimento de Água, e de a Geomoc ter delegações em Manica, Tete, Nampula e Cabo Delgado, já deveria ter levado a uma resposta negativa. Contudo, isto não explica porque ainda vale a pena construir-se poços ou furos nestas zonas!

Há três fenómenos que fazem as zonas com rochas ígneas ou metamórficas ainda interessantes para a captação de água subterrânea: a meteorização da rocha fresca, a fracturação e as falhas.

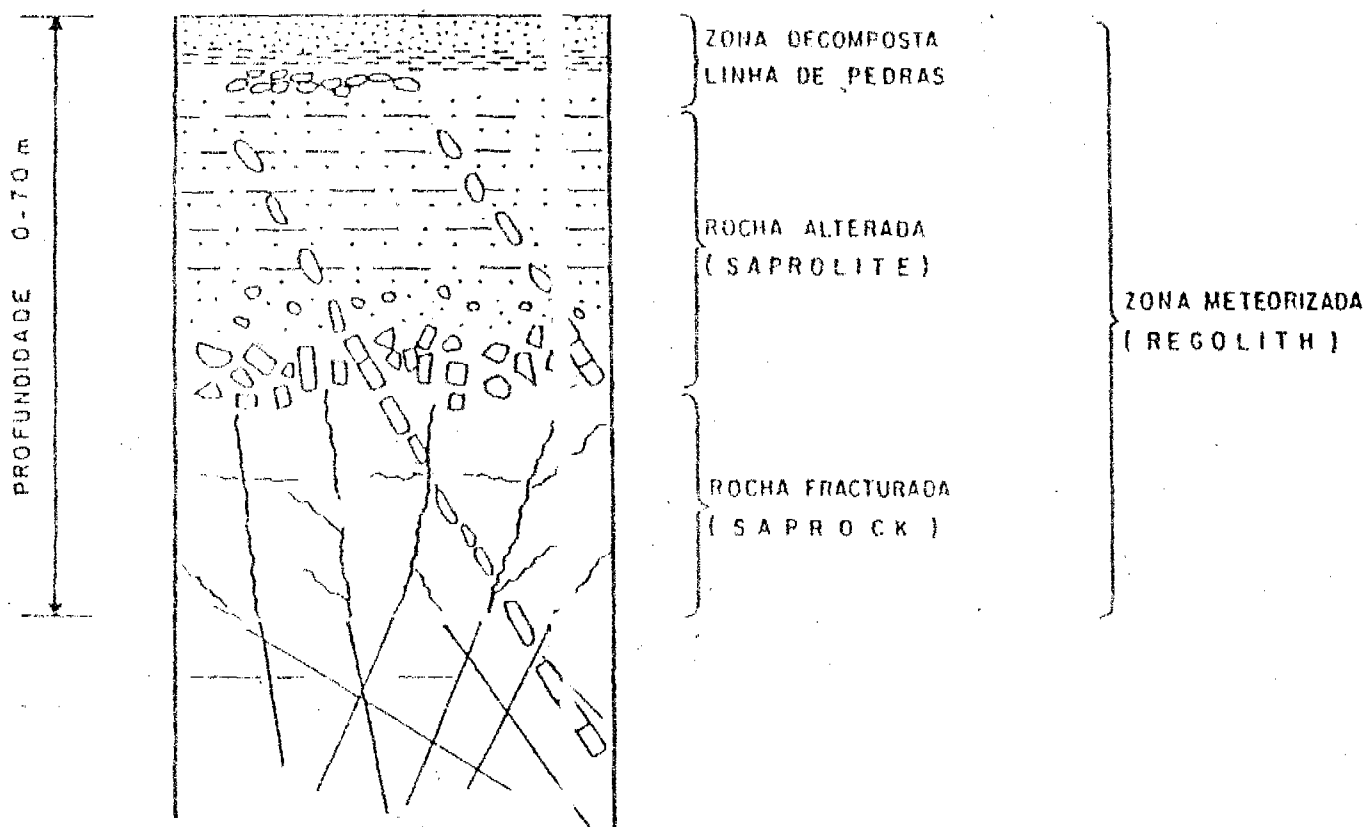


Figure 4.2 Perfil típico do solo e aquíferos ocorrendo em rochas meteorizadas do Complexo Cristalino. [2]

A. Meteorização

O processo, o mais importante, a meteorização (= alteração química e física) é um processo complicado de alteração dos minerais originais da rocha noutros minerais. O processo é influenciado, entre outros, pelo fluxo de água, pelos componentes químicos da água que passa pela rocha, os minerais originários da rocha e a temperatura e o grau

de fracturação da rocha. Alguns minerais das rochas, como os feldspatos, são mais vulneráveis para a alteração do que outros, como o quartzo. A sequência normal, que se encontra na zona meteorizada a partir da superfície, é (ver Figura 4.2):

1. **Zona decomposta:** uma zona de rocha decomposta (normalmente arenosa na parte superior e argilosa na parte inferior e às vezes uma linha de pedras na base). (Nesta zona pode-se encontrar laterito, um horizonte encarnado e muitas das vezes duro, composto de materiais argilosos com alto conteúdo de ferro e bauxite).
2. **Rocha alterada:** (Inglês: Saprolite). É rocha alterada desagregada. Em cima é normalmente argilosa e em baixo arenosa ou mais grosseira.
3. **Rocha fracturada:** (Inglês: Saprocks). A fracturação é o início da alteração.

Na Figura 4.2 apresenta-se uma escala vertical indicativa. De facto, há grandes variações na profundidade da zona da meteorização por causa das influências diferentes do clima, da morfologia, do tipo de rochas e da circulação e do tipo da água presente. Profundidades normais para a meteorização são de 2-20 m, mas encontram-se valores até 100 m. As profundidades maiores encontram-se normalmente nos vales e nas planícies elevadas e valores mais baixos nos declives.

Os caudais encontrados nas zonas de meteorização são baixos até moderados. Em Moçambique, registaram-se valores entre cerca de 0,3 e 12 m³/h [3].

A qualidade da água subterrânea encontrada nas zonas das rochas ígneas e metamórficas, normalmente é boa, com mineralização baixa. Excepções encontram-se nas zonas com actividade geotérmica. Um problema frequente é o facto de a água, em certos tipos de rochas ígneas alteradas, muitas vezes ter valores baixos do pH, tornando a água menos apta para consumo humano e resultando na solução rápida de componentes do betão usado na construção de poços.

Atenção especial ainda merecem os chamados 'diques' (ver Capítulo 2). Estas rochas intrusivas cruzam qualquer outra camada. Normalmente têm uma posição (semi-)vertical. Por causa da sua impermeabilidade e da sua posição, as rochas dos diques podem formar barreiras para o fluxo subterrâneo (ver Figura 4.3 e 4.4). Ao lado dos diques podem-se formar zonas densamente fracturadas, com alta permeabilidade e facilmente alteráveis.

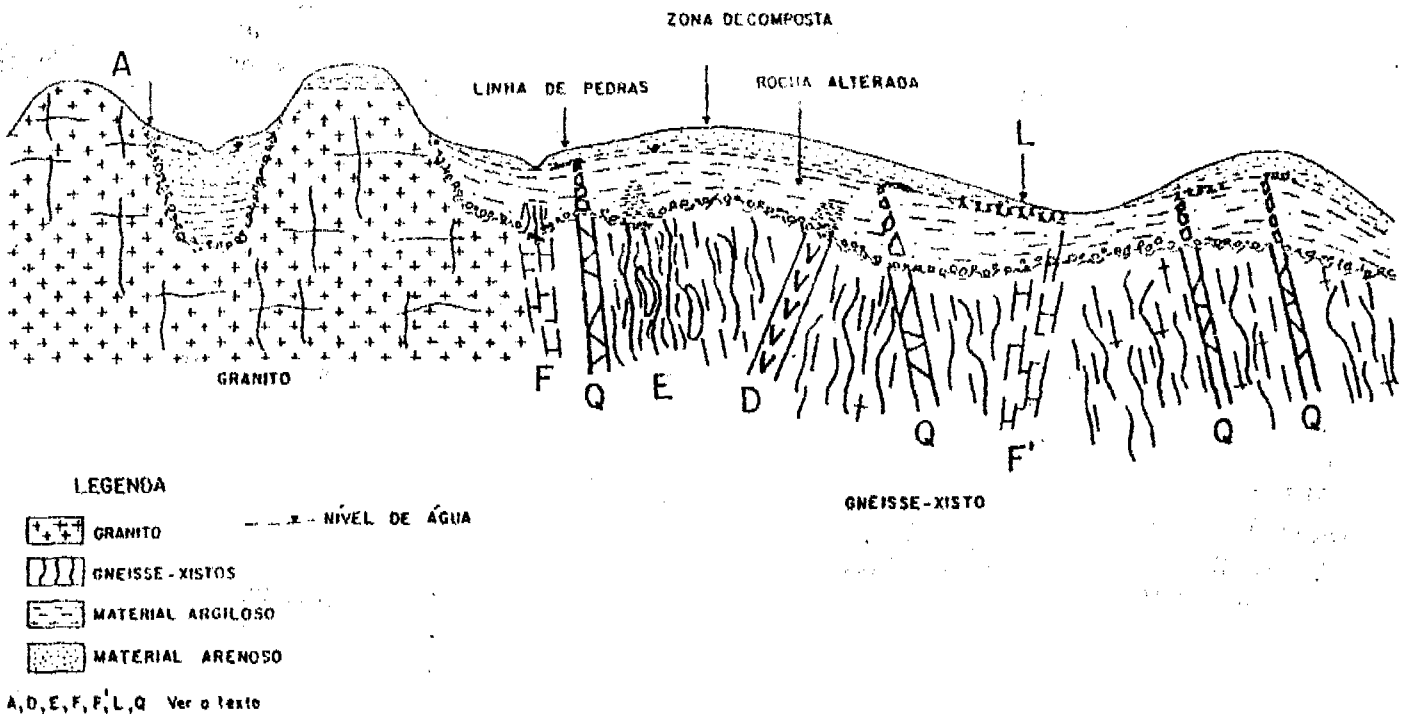


Figure 4.3 Situação hipotética no complexo cristalino. (simplificado de [2])

Um exemplo típico duma situação de meteorização numa área com rochas ígneas e metamórficas é mostrado na Figura 4.3 (simplificado de [2]):

- a. A zona de meteorização pode ser espessa ao pé de montanhas isoladas ("inselberg"), por causa do fluxo de água subterrânea intenso. A zona de meteorização também pode ser mais desenvolvida numa zona de fraturação (F).
- b. Em cima de camadas impermeáveis na zona decomposta podem-se formar lençóis suspensos, aptos para a construção de poços (L).
- c. O tipo de rocha e aspectos estruturais podem influenciar o tipo e a espessura da zona de meteorização:
 - * rochas básicas (com pouco quartzo) formam uma zona de meteorização com alto conteúdo de argilas e baixa permeabilidade (E).
 - * granitos ou gneisses grosseiros formam uma zona de meteorização mais espessa e mais permeável do que granitos finos.
 - * gneisses com horizontes de quartzos podem formar 'linhas de pedras' na zona de meteorização (Q).
- d. Se a zona de transição, entre a rocha alterada e a rocha fraturada, que é normalmente a zona mais permeável, for fina, é preciso fazer poços colectores (ver Capítulo 10).
- e. Os diques (D) produzem normalmente uma zona de meteorização argilosa.

Os diques próprios podem ser fracturados ou a sua zona de contacto com a rocha pode ser fracturada e permeável. Assim o dique fica importante para a construção de furos.

- f. Zonas de fracturação são sempre importantes para investigar, quanto à sua viabilidade para a construção de furos. Às vezes, as zonas de fracturação ou falhas são detectáveis na superfície pelas depressões ou pelos lineamentos visíveis nas fotografias aéreas (E) (ver Capítulo 8). Noutros casos, não são detectáveis devido a fenómenos superficiais, pelo que se deve usar métodos geofísicos (F^o) (ver Capítulo 9).

B. *Influência de fracturação e meteorização*

A **fracturação das rochas** - que se pode encontrar em todas as rochas - é o resultado das variações de pressões tectónicas e/ou da temperatura. Especialmente as fracturas causadas pela dilatação duma rocha, por exemplo pela erosão das camadas superiores, resultam em aberturas de pequeno tamanho nas rochas. São suficientes para criar uma porosidade e permeabilidade secundária notável. A fracturação normalmente diminui com a profundidade.

Na Figura 4.4 mostra-se uma outra situação hidrogeológica hipotética, numa zona de rochas ígneas e metamórficas. Indicam-se também uns furos com a sua profundidade e caudal.

- ◆ *Pergunta 1. Indique, em termos do tipo de material, a ordem crescente do caudal de furos, que se espera em: grés fracturado, basalto compactado, aluvião grosseiro, calcário moderadamente carsificado e a zona de meteorização acima dum granito.* ◆

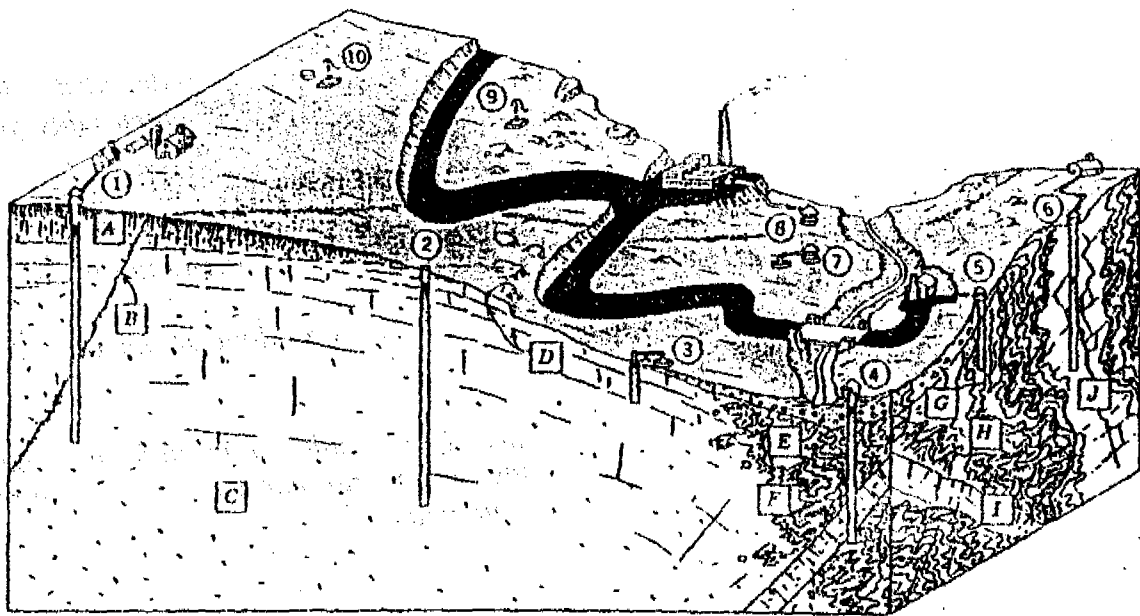
4.3 Rochas sedimentares

4.3.1 ROCHAS SEDIMENTARES FINAS

Cerca de 50% das rochas sedimentares no mundo, são formadas por materiais finos, como argilitos e silte consolidado. Sob o ponto de vista hidrogeológico, têm más características para transportar água: alta porosidade (30-40%), que diminui com a profundidade por causa da compactação e baixa permeabilidade ($< 1\text{m/d}$).

Isto não significa que estas formações são insignificantes: têm importância por causa da sua abundância e pelo facto de formarem limites para o fluxo da água subterrânea, se fôrem impermeáveis, ou de formarem aquíferos, se fôrem semi-permeáveis.

Não é muito comum construir furos nestas formações, porque os seus caudais são muitas das vezes menores do que $1\text{ m}^3/\text{h}$.

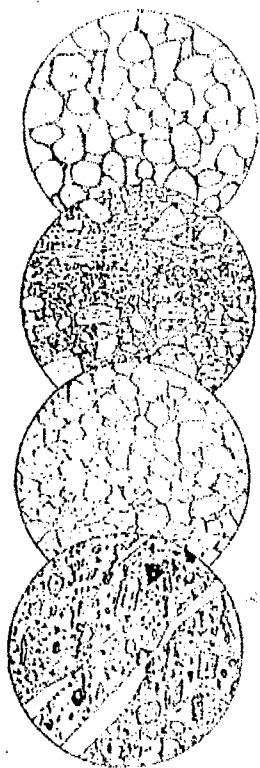


UNIDADES GEOLÓGICAS

A.	Granito alterado	D.	Fracturas em granito	G.	Coluvião
B.	Falha	E.	Aluvião	H.	Xisto
C.	Granito	F.	Contacto granito-xisto	I.	Dique
				J.	Mármore

Nº. Furo/ poço	Uso	Profun- didade (m)	Caudal (m ³ /d)	Origem de água
1. Furo	Agrícola	63	5,7	Parte inferior do granito alterado e zona da falha. Pouca água de fracturas.
2. Furo	Sem uso	60	0,03	Muito pouca água de fracturas.
3. Furo	Gado	9	0,11	Pouca água de fracturas. Água artesiã.
4. Furo	Observação	38	3,4	Parte inferior do aluvião e fracturas no e perto do dique.
5. Furo	Doméstico	24	0,34	Parte inferior do coluvião e fracturas no xisto.
6. Furo	Doméstico	37	10,2	Zona carsificada no mármore.
7. Poço	Gado	6	1,0	Aluvião
8. Furo	Indústria	49	8,0	Parte inferior do aluvião e falha do furo 1.
9. Poço	Sem uso	4,5	0,05	Pouca água de fracturas. Sem água no período seco.
10. Poço	Gado	8	0,16	Granito alterado

Figure 4.4 Região hipotética mostrando a relação entre características geológicas e caudais de furos/poços



- a. *Grés poroso com pouco cimento de calcite. Bom aquífero por causa do grande diâmetro dos grãos e alta uniformidade.*
- b. *Grés poroso com pouco cimento argiloso. Mau aquífero por causa da alta não-uniformidade.*
- c. *Orthoquartzito com porosidade de menos de 1%. Aquícludo.*
- d. *Grauvaque (grés muito não-uniforme) com porosidade secundária por causa de fracturas. Aquífero moderado.*

Figure 4.5 Secções finas de grés (ampliada cerca de 8 vezes). [1]

4.3.2. GRÉS

Abundante também é grés (material arenoso cimentado). Além da composição original do material, a forma e o grau da cimentação do grés têm alta influência nas suas características hidráulicas (ver Figura 4.5).

A porosidade do grés varia entre 5 e 30%. A permeabilidade do grés em geral é 10 -1000 vezes menor do que o material correspondente não consolidado. Por exemplo, a areia média tem normalmente uma permeabilidade entre 1 e 30 m/d, enquanto que o grés correspondente tem valores entre 10^{-3} e 0,5 m/d.

A grande variação em permeabilidade de grés resulta também em limites muito distantes dos caudais de furos em grés. Para vários tipos de grés, em Moçambique, registaram-se valores menores de $0,4 \text{ m}^3/\text{h}$, até cerca de $15 \text{ m}^3/\text{h}$, com uma média de cerca de $3 \text{ m}^3/\text{h}$. O valor é relativamente baixo por causa da abundância de grés argiloso [3].



- a. Calcário de fragmentos de conchas. Poros grandes interligados fazem a rocha um aquífero excelente.
- b. Calcário com porosidade localmente alta, formada por crustas de alga. Aquífero moderado por causa do facto que os poros são fracamente ligados.
- c. Dolomite com alta porosidade secundária pela solução de fragmentos de conchas. Mau aquífero pelo facto que os poros não são ligados.
- d. Calcário compacto pela cimentação quase completa da areia calcário original por calcite cristallino. Aquícludo.

Figure 4.6 Secções
finas de calcário
(a -
mp-
li-
ada
cer-
ca
de 8 vez-
es). [1]

4.3.3 CALCÁRIO

Por causa das formas espectaculares das covas nos calcários, resultado da carsificação mencionada anteriormente, este tipo de rocha sedimentar sempre recebeu a maior atenção pública. Mas na ordem de abundância no mundo, é o terceiro grupo das rochas sedimentares. Junto com o dolomite (que contém além de CaCO_3 , também MgCO_3), forma as rochas carbonáticas.

Na Figura 4.6 apresentam-se algumas possibilidades para a ocorrência da porosidade no calcário e dolomite. Obviamente, a porosidade primária já varia muito, e além disso, o processo da formação da porosidade secundária pode dar resultados muito variáveis. Então, encontra-se calcário e dolomite com porosidade muito reduzida (<5%), até bastante alta (>30%). A mesma vale para a permeabilidade (<0,001 m/d a > 1000 m/d).

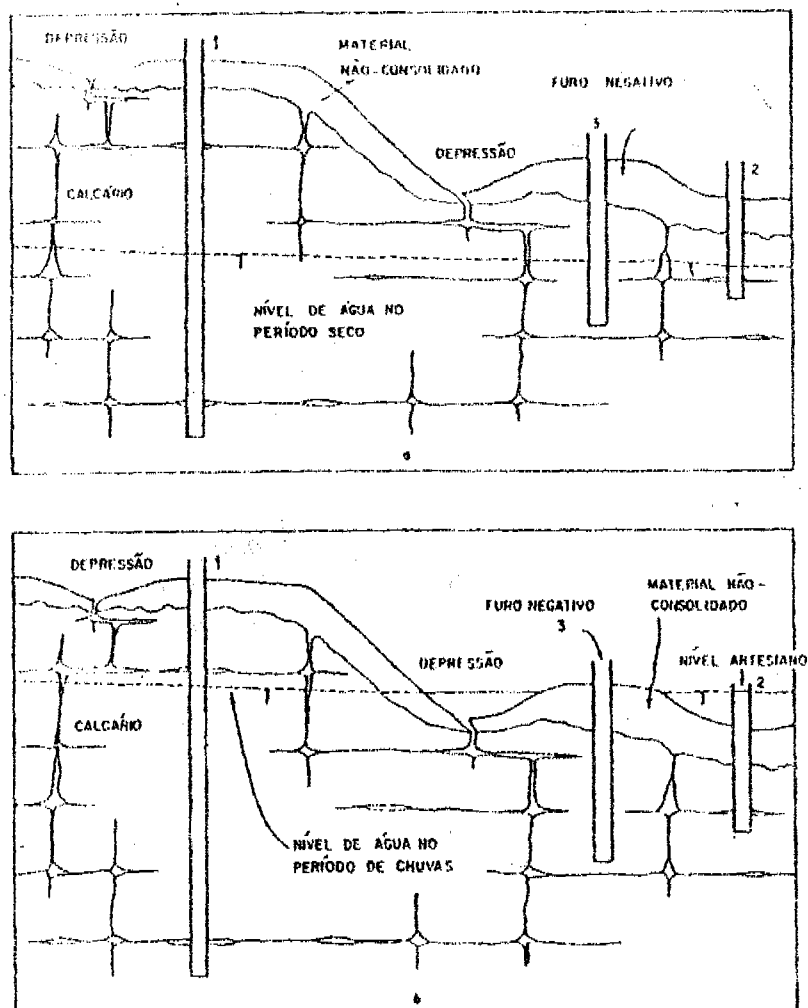


Figure 4.7 Ocorrência de água subterrânea num calcário com carsificação (Hopkinsville, Kentucky). [1]

Os caudais dos furos nos calcários e dolomites também são muito variáveis. Em Moçambique, encontram-se valores entre $< 5 \text{ m}^3/\text{h}$ até $> 100 \text{ m}^3/\text{h}$. Davis e DeWiest [1] dão para calcário valores normais entre 1 e $20 \text{ m}^3/\text{h}$, com exceções até $450 \text{ m}^3/\text{h}$. Por causa da permeabilidade secundária, podem-se verificar grandes variações dos caudais de furos próximos. Na Figura 4.7 ilustra-se um exemplo da Kentucky nos Estados Unidos, em que se encontra um furo que sempre dá um bom caudal, um segundo furo que é temporariamente artesiano e um terceiro furo negativo (= seco ou sem caudal).

4.3.4 QUALIDADE DE ÁGUA SUBTERRÂNEA NAS ROCHAS SEDIMENTARES

A qualidade da água subterrânea das rochas sedimentares varia entre a da água recentemente recargada com pouca mineralização ($< 100 \text{ mg/l}$) até a das salmouras. Apesar da água salobra e salgada ser mais abundante nas rochas sedimentares do que a água doce, normalmente encontra-se a água de má qualidade a profundidades maiores. Uma exceção a esta regra é a zona de Alto Changane (Gaza), em que os primeiros dois aquíferos têm água salobra, enquanto que o terceiro aquífero (entre 100 e 300 m de

profundidade) contem água doce.

Os três grupos de rochas sedimentares, argilitos, grés e carbonatos, geralmente têm tipos de água subterrânea bem distintos. As rochas argilíticas normalmente têm alto conteúdo de ferro e fluor e pH baixo (5,5-7,0). Calcário terá um conteúdo baixo de quartzo, e conteúdo mais alto de cálcio e magnésio, e valores de pH normalmente maiores de 7,0. A qualidade de água do grés varia significamente e depende muito do tipo de rochas adjacentes, da composição mineral da areia original e da profundidade do aquifero. Normalmente a água do grés sem calcário é macia (pouco cálcio e magnésio), com alto conteúdo de sódio e bicarbonato.

4.4 Materiais sedimentares não-consolidados

Pode dar, com base do conhecimento obtido no Capítulo 2, uma regra geral para a permeabilidade e a porosidade dos materiais sedimentares não-consolidados?

Geralmente, a permeabilidade dos materiais sedimentares aumenta, quando a percentagem das partículas finas no material diminuir. A relação entre a porosidade e o conteúdo de partículas finas é ao contrário: quanto mais fina for o material, mais alta será a porosidade, por causa da maior uniformidade. Isto significa que os depósitos de areia e areão quase sempre são bons aquíferos (ver Tabela 4.1 e 2.4).

Tabela 4.1 Valores da porosidade (p), rendimento específico (S) e permeabilidade (K) de algumas amostras seleccionadas de materiais sedimentares não-consolidados. [1]

Tipo	p (%)	S (%)	K (m/d)
Areão aluvial	25,1	± 24	975
Areia grosseira aluvial	33,3	± 32	163
Areia marinha média	40-42	38	33 - 48
Areia fina aluvial	51-52	46	23
Areia média de dunas	35,8	34,5	24
Silte	50-51	33-34	0,19 - 0,29
Argila marinha	48,5	3,6	0,000014

Analiseemos ainda, com mais detalhe, três tipos de materiais sedimentares não-consolidados: materiais eólicos, depósitos aluvionares e depósitos das zonas costeiras, todos presentes em Moçambique.

4.4.1 MATERIAIS EÓLICOS

Os materiais eólicos podem-se dividir em areia de dunas e silte eólico. A areia dunar normalmente é uniforme, heterogênea e isotrópica (ver Figura 2.6) e contém partículas entre 0,05 a 0,5 mm. Silte eólico também encontra-se normalmente bem uniforme. Os diâmetros encontrados do silte variam muito com a distância da sua origem até o sítio da deposição: de 0,06 mm a 0,009 mm.

A porosidade da areia de dunas varia entre 35 e 40%, o rendimento específico entre 30 e 38% e a permeabilidade entre 4 e 48 m/d. Tudo leva à conclusão que os aquíferos de areia de dunas são favoráveis para a exploração da água subterrânea. Só têm uma desvantagem, que é o diâmetro pequeno a médio das partículas, o que dificulta a construção de furos ou poços (ver Capítulo 10). Os caudais dos furos em formações dunares raramente ultrapassam 40 m³/h e normalmente são menores de 10 m³/h.

Embora os materiais siltosos tenham alta porosidade (40-55%), a sua permeabilidade é normalmente muito baixa ou baixa (0,8 10⁻⁴ a 0,8 m/d), e conseqüentemente não têm boas características aquíferas.

Quanto à qualidade de água das areias dunares, observa-se normalmente uma mineralização muito baixa. Quase sempre recebem água da chuva, que praticamente não foi enriquecida de solutos, devido à constituição de quartzo das areias que dissolve com grande dificuldade e a falta da formação de solos. Os materiais siltosos sempre sofreram maior formação de solos, contendo minerais argilosos, que têm alta capacidade de troca de iões, além de componentes facilmente solúveis. Conseqüentemente, a água dos siltos é mais mineralizada.

- ◆ *Pergunta 2. Explique a diferença entre a permeabilidade da areia dunar na Tabela 4.1, e o valor apresentado para as areias dunares de Maputo (Capítulo 2).* ◆

4.4.2 DEPÓSITOS ALUVIONARES

Na Figura 2.6, classificaram-se os aluviões como tendo o grau mais alto de complexidade em termos de heterogeneidade e isotropia.

Pode explicar, nas suas próprias palavras, porque os aluviões têm este alto grau de complexidade?

Os depósitos aluvionares caracterizam-se pelo alto grau de mudança do tipo de material dentro de, relativamente, pequenas distâncias, quer horizontais quer verticais. Encontram-se argila, areia e areão muito perto de cada um, dentro do mesmo vale dum rio. Mas, se se analisar a ocorrência dos vários materiais num vale recente, muitas das vezes observa-se uma regularidade, indicada na Figura 4.8. A parte mais funda do vale aluvial é enchida com material grosseiro que representa a situação de muita alta velocidade do fluxo do rio. Acima desta camada, encontra-se areia média a grossa, depositada

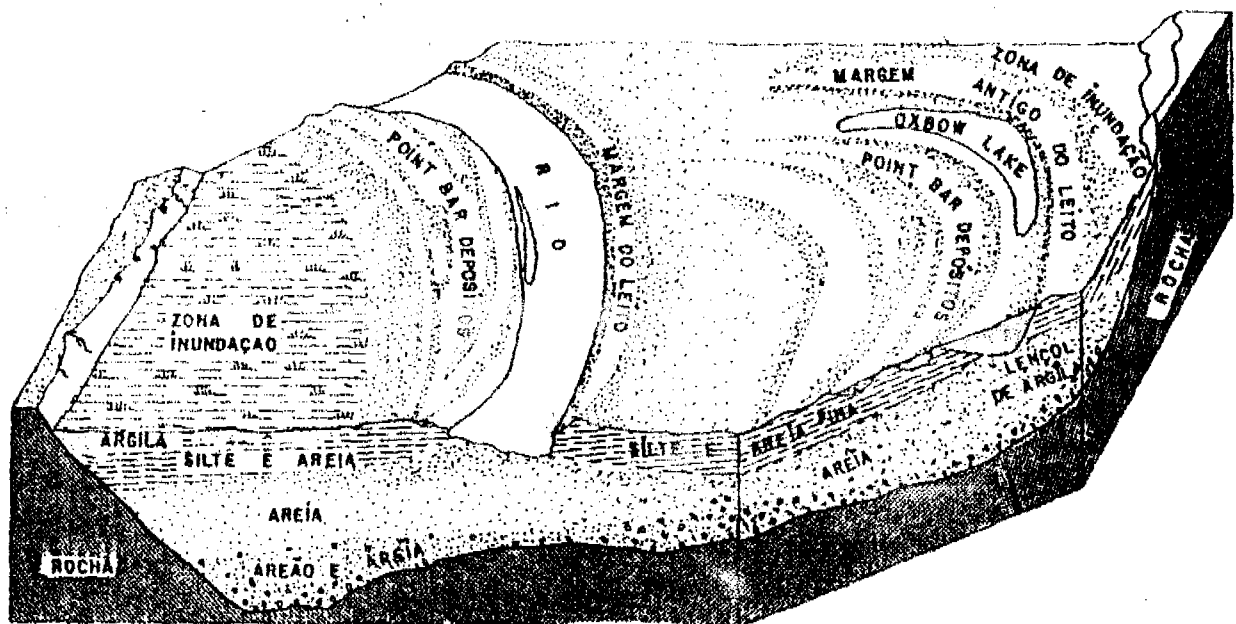


Figure 4.8 Formas topográficas e depósitos aluvionares típicos para vales largos de rios. [1]

no leito do rio sob condições do fluxo alto. A parte mais perto da superfície é formada por areia fina e silte (dos depósitos dos "points bars") e argila (das planícies de inundações ou de meandros fechados, chamados "oxbow lakes").

Obviamente, isto é uma esquematização ideal. Pode acontecer, por exemplo, que há várias fases de novas incisões do rio, que resultam numa distribuição muito menos regular. Na Figura 4.9, apresenta-se um exemplo deste fenómeno. Trata-se duma reconstrução hipotética da história da deposição das formações no vale de Rio Muaguide, em Cabo Delgado.

A imagem dos aluviões será complicada ainda mais, se se analisar um perfil longitudinal (= paralelo ao leito) do rio, que passou várias fases de transgressões e regressões¹ do mar. Na Figura 4.10, é dado um exemplo para o rio Limpopo [5]. Nota-se que, apesar da complexidade, uma alternância vertical de camadas com materiais finos e médios a grosseiros, fica observável.

¹ Uma regressão é o contrário duma transgressão: o nível do mar baixa continuamente.

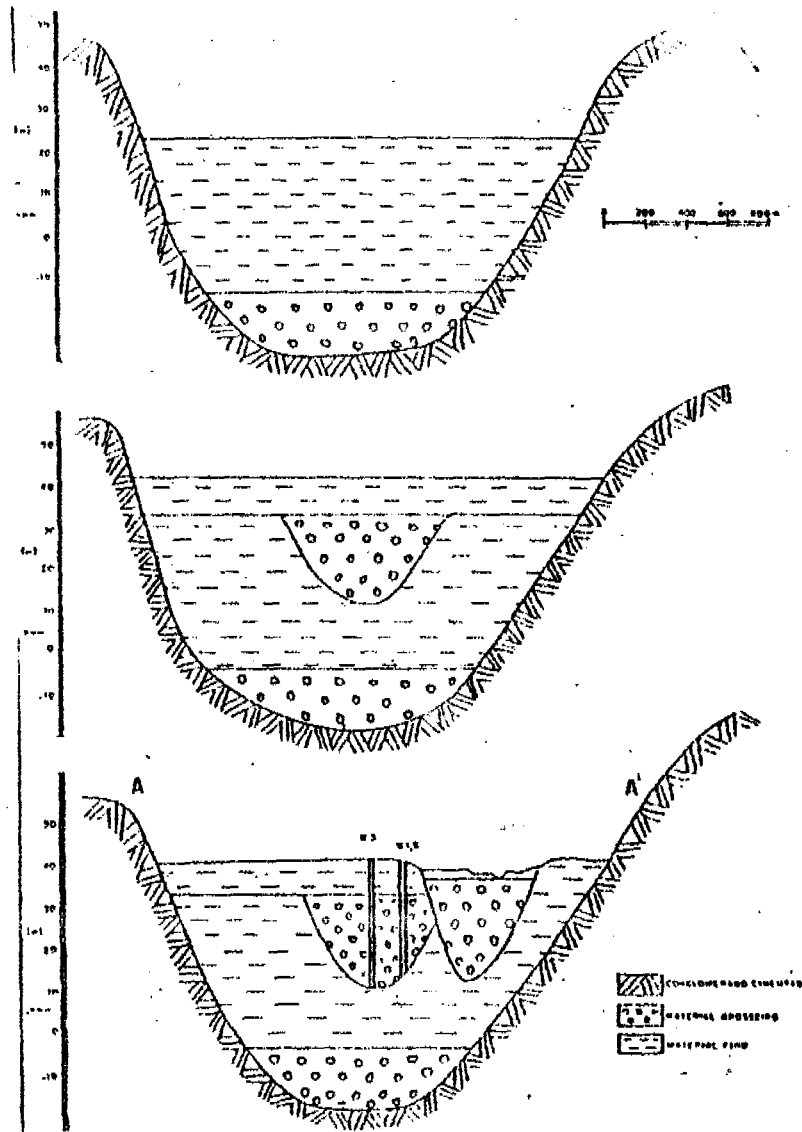


Figure 4.9 Reconstrução hipotética da formação do vale de Muaguide (não tomando em conta os detalhes). [4]

Quanto á permeabilidade dos aluviões arenosos, será óbvio que quase não se pode prevê-la. Na literatura encontram-se normalmente valores entre 8 e 100 m/d, mas também valores até 400 m/d são indicados. Para os aquíferos do vale do Limpopo valores máximos de 20 m/d são estimados.

De facto dever-se-ia estabelecer, para cada vale aluvial, uma correlação entre o diâmetro mediano das partículas e a permeabilidade (ver Figura 4.11).

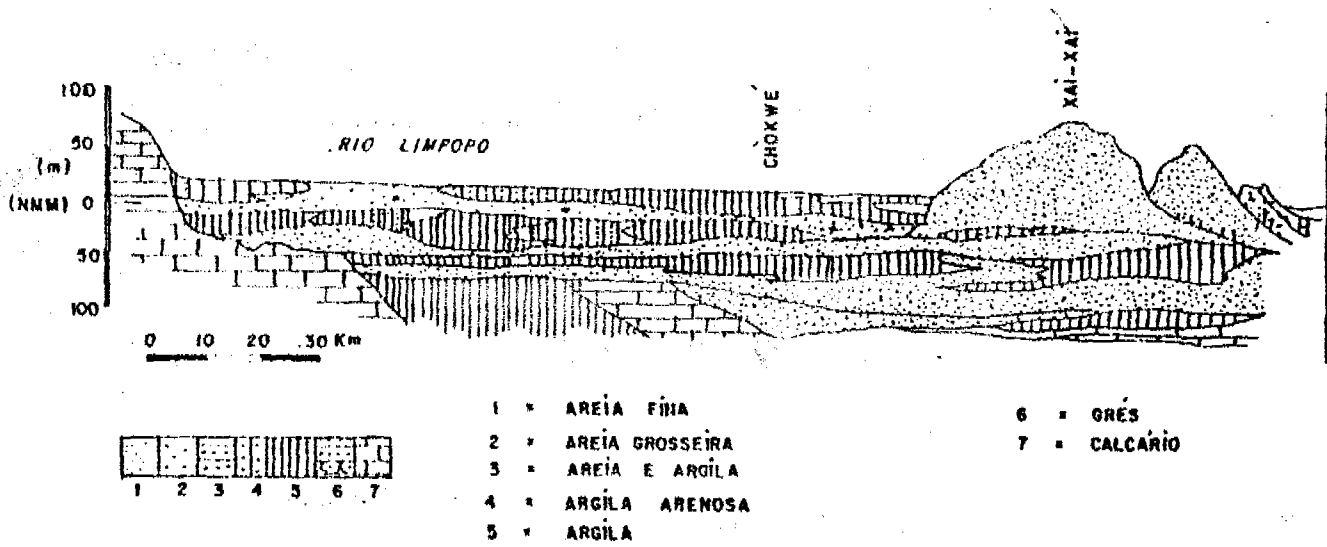


Figure 4.10 Perfil hidrogeológico ao longo do vale do rio Limpopo. [5]

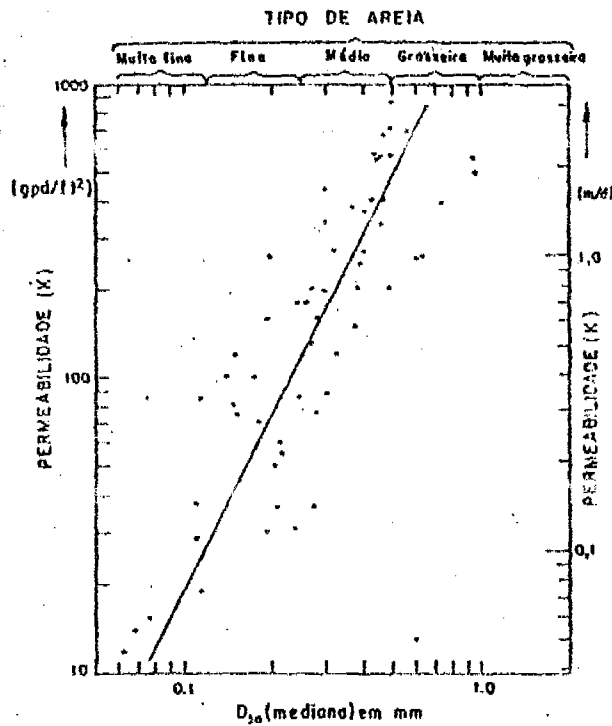


Figure 4.11 Relações entre D_{50} e a permeabilidade de areia do vale do rio Arkansas. [1]

Os caudais dos furos que penetram as zonas permeáveis dos aluviões, quase sempre são maiores de 2 a 10 m³/h, e muitas das vezes são entre 20 e 400 m³/h. O melhor exemplo em Moçambique, é o vale de Nhartanda, Sul de Tete, um antigo leito do rio Zambezi, em que se capta água até 260 m³/h. Registaram-se neste vale valores de permeabilidade entre 70 e 400 m/d.

A qualidade da água subterrânea dos aluviões depende especialmente da (hidro)-geologia, vegetação e uso da terra da bacia do rio que recarga os aluviões. Os próprios processos químicos nos aluviões são poucos (só acontece oxidação de material orgânico). A água subterrânea nos aluviões consequentemente é uma mistura dos tipos de água que lá entra. Por exemplo, nos arredores do rio Limpopo existem muitos aquíferos com água salobra. Alguns destes aquíferos drenam para os aluviões recentes do rio Limpopo, causando um aumento da mineralização da água dos aluviões recentes.

♦ *Pergunta 3. Acha que a areia e areão aluvionar normalmente têm alto grau de uniformidade? Qual é a consequência para a permeabilidade?* ♦

4.4.3 DEPÓSITOS NAS ZONAS COSTEIRAS

Os depósitos nas zonas costeiras são formados por sedimentos marinhos, aluvionares e colicos. Os sedimentos marinhos presentes são os da praia, laguna, estuário e do mar profundo.

É óbvio que esta grande variação em materiais também resulta em grandes diferenças das características hidráulicas encontradas nos depósitos das zonas costeiras. Por exemplo, a permeabilidade dos materiais mais grosseiros varia entre 1 e 100 m/d e dos materiais argilosos normalmente é menor do que 0,01 m/d. Caudais dos furos nestas zonas também variam muito: são baixos nas zonas com materiais finos (<5 m³/h) e altos a altíssimos nas zonas com materiais grosseiros (50 - 500 m³/h).

A qualidade da água subterrânea nas zonas costeiras reflecte a influência do mar: encontra-se água com mineralização baixa, típica para água recentemente recargada, água salgada do mar e vários tipos intermédios e misturados (ver Capítulo 3.5 e 3.6).

A situação hidrogeológica da área de Maputo, explicada nos Capítulos 2.5 e 3.6, é típica para as zonas costeiras. O grés calcário presente na área Oeste do Infulene é originado pelo material depositado perto da costa; o grés argiloso é material depositado no ambiente lagunar; o grés calcário na parte Este da zona vem das barreiras costeiras de coral; e o calcário ao longo da costa actual é formado na plataforma continental.

4.5 Influência de falhas e dobras

Na história geológica duma rocha, muitas das vezes passam várias fases de movimento intenso, regional ou local. Os seus resultados verificam-se, entre outros, na presença de

falhas e dobras na situação geológica actual. Obviamente, estas estruturas têm influência na ocorrência da água subterrânea.

As falhas são estruturas de fracturação causada pela pressão de, pelo menos, umas dezenas de metros de comprimento, mas muitas das vezes até de quilómetros. Existem falhas ao longo das quais se realizou movimento de rochas adjacentes e falhas sem movimento.

Sob o ponto de vista hidrogeológico distinguem-se dois tipos de falhas:

- a. falhas abertas; e
- b. falhas fechadas

Numa **falha aberta**, a fracturação das rochas resultou numa permeabilidade local maior. Deste modo, a falha actua como um tipo de túnel para o transporte da água subterrânea. Verificou-se em várias partes do mundo, que na zona duma falha, os caudais de furos são de 5 a 20 vezes mais altos do que os de furos nas rochas adjacentes (Ver furo 1 na Figura 4.4). A largura duma zona influenciada pela falha varia muito, dalguns metros até umas centenas de metros.

Numa **falha fechada**, formaram-se durante ou depois da actividade de fracturação, minerais como quartzo, calcite ou minerais argilosos, de tal maneira que se criou uma zona impermeável. Também camadas impermeáveis podem ser postas adjacentes a camadas permeáveis (ver Figura 4.13d).

Nos processos de movimento de rochas formam-se **rochas inclinadas ou dobras completas**¹. A influência da inclinação e das dobras completas na ocorrência da água subterrânea é muito grande e variável. Na Figura 4.12, apresentam-se três exemplos.

- ♦ *Pergunta 4. Uma falha corta uma camada do mármore carsificado, perpendicular à direcção regional do fluxo da água. Por causa do movimento ao longo da falha, foi posta uma camada argilítica ao lado do mármore. Qual será a sua influência no fluxo subterrâneo?* ♦

¹ Distinguem-se dois tipos de dobras: **anticlina**, em que a parte aberta da dobra é dirigida para baixo (forma \cap), e **sinclina**, em que a parte aberta da dobra é dirigida para cima (forma U).

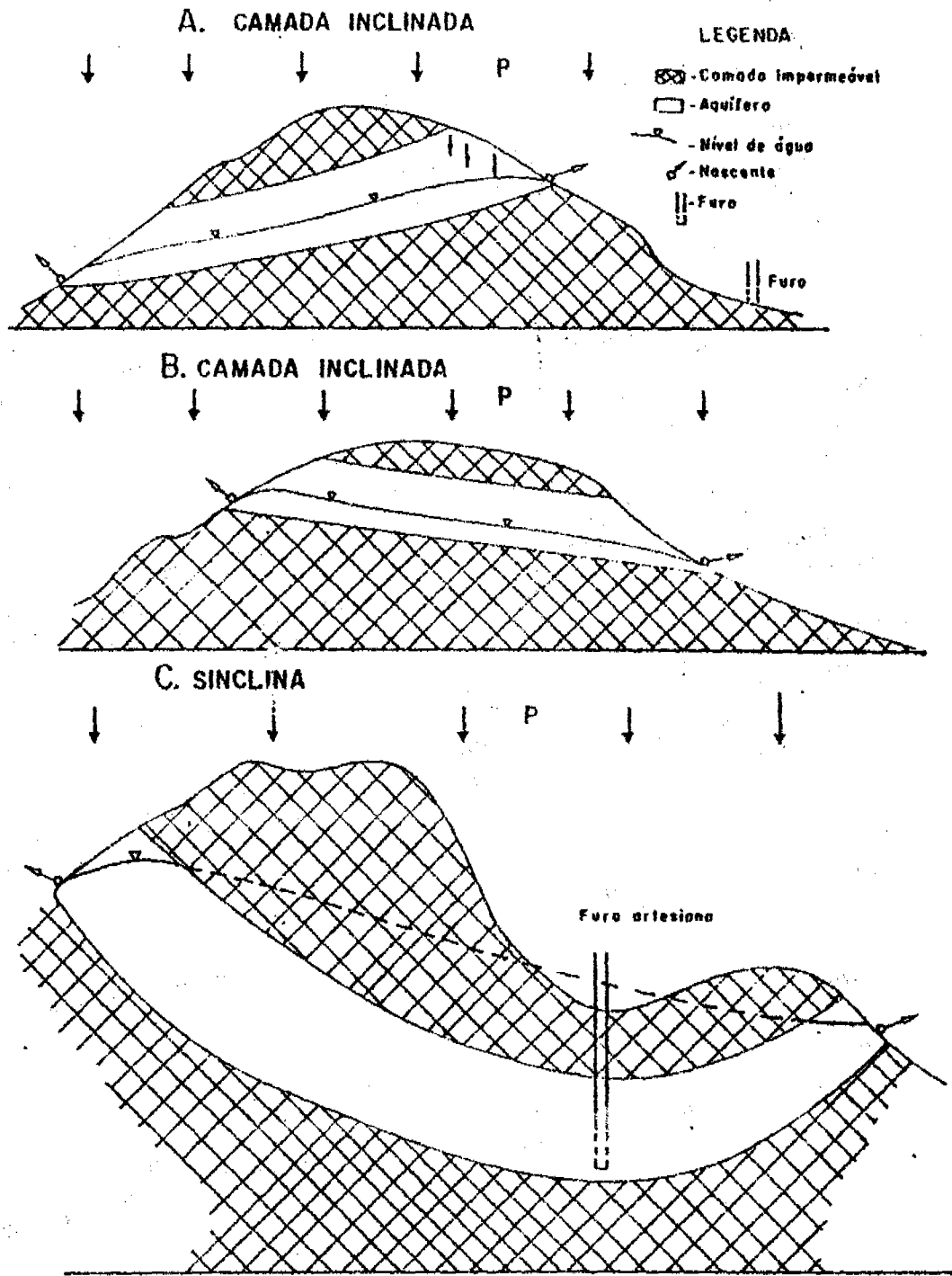
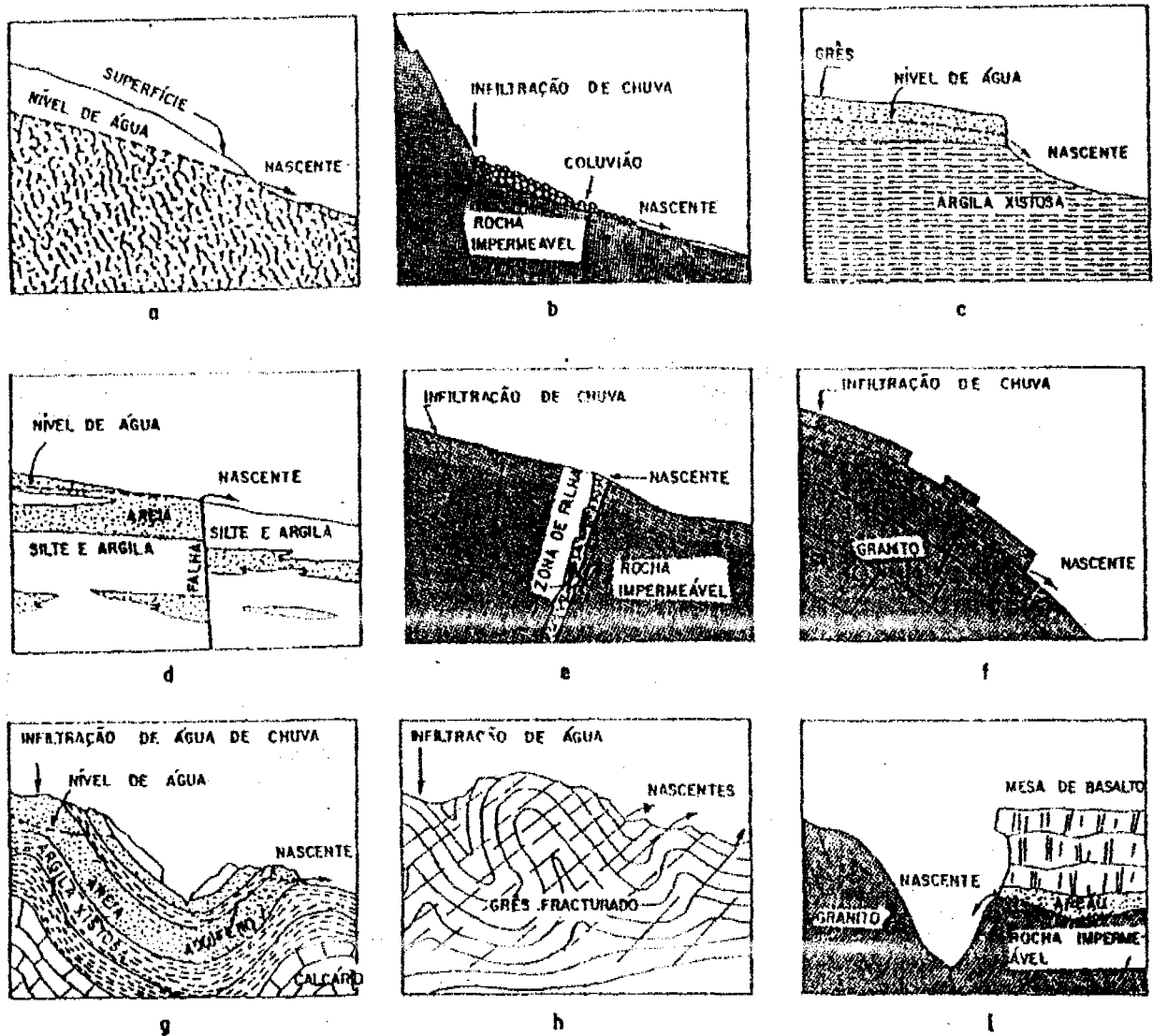


Figure 4.12 Um as situações hidrogeológicas relacionadas com inclinações de camadas e dobras.

4.6 Nascentes

Uma nascente forma-se, quando o lençol da água subterrânea corta a superfície do terreno. A presença de nascentes é, conseqüentemente, uma indicação importante para a ocorrência da água subterrânea. Há muitas formas de origens de nascentes, das quais umas são indicadas na Figura 4.12 e 4.13.



(a) O nível de água subterrânea corta a topografia numa depressão. (b) Infiltração de água de precipitação num colúvio. (c) Grés permeável acima de argila xistosa. (d) Camadas impermeáveis postas adjacentes camadas permeáveis por uma falha num aluvião. (e) Falha aberta entre rocha fracturada e rocha impermeável. (f) Estruturas de lâminas num granito. (g) Afloramento dum aquífero artesiano. (h) Fracturação dominante numa direcção. (i) Afloramento de areão e basalto permeável sobrejacente um granito impermeável.

Figure 4.13 Exemplos de origem de nascentes. [1]

- ◆ Pergunta 5. *A nascente indicada na Figura 4.13a pode secar alguns meses depois do fim do período de chuvas. Pode explicar porque?* ◆

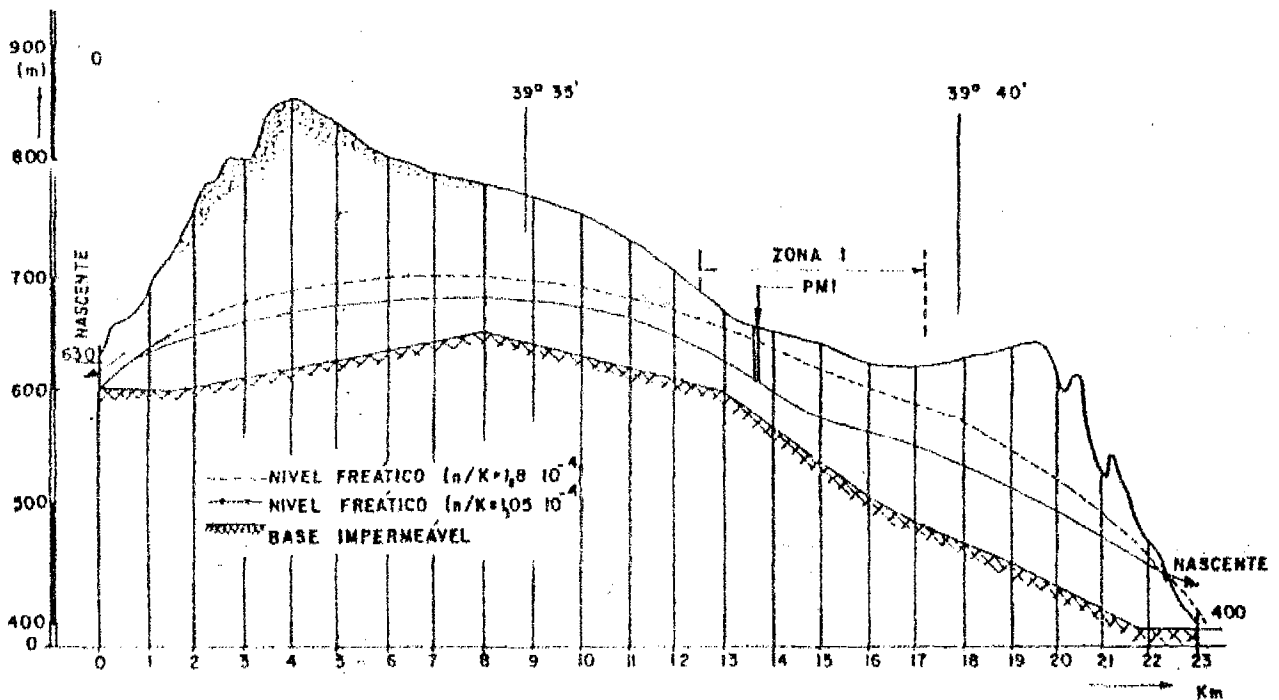


Figure 4.14 Corte Oeste-Este do Planalto de Mueda. [6]

Em Moçambique, encontra-se no Planalto de Mueda, um exemplo da presença de nascentes por causa duma base impermeável que corta a superfície (ver Figura 4.14). A volta de todo o Planalto, encontram-se nascentes que se captam para o abastecimento de água (ver também Capítulo 8 e 9) [6].

4.7 Exemplo: perfil hidrogeológico Manica - Sofala

Se se passar pelo corredor da Beira, encontrar-se-á muitos tipos de rochas e materiais não-consolidados tratados neste capítulo (ver Figura 4.15).

- ◆ Pergunta 6. *Quais são, no perfil da Figura 4.15, os materiais e sítios favoráveis e não-favoráveis para construir furos para o abastecimento doméstico?*

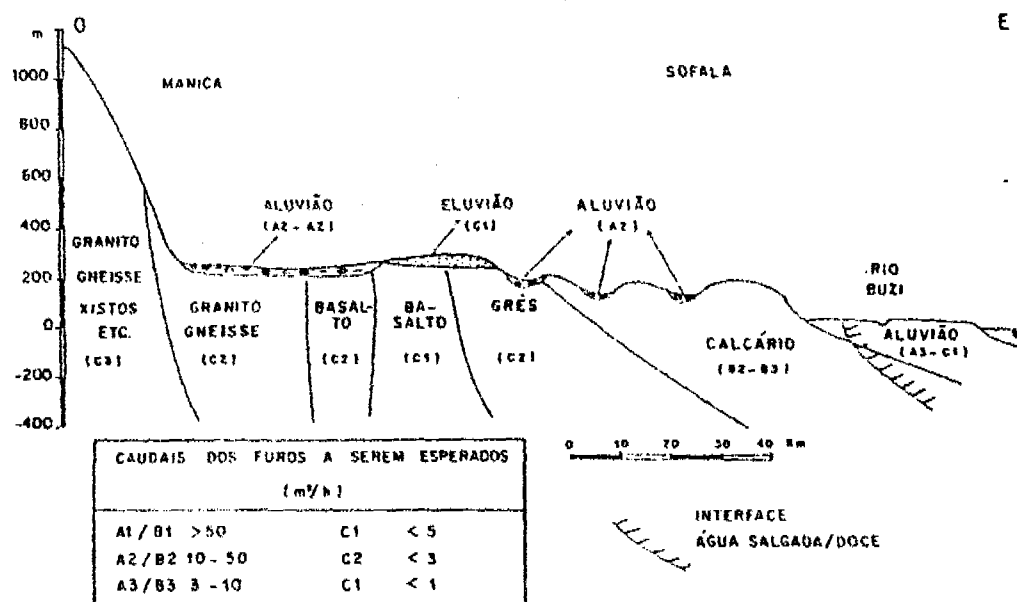


Figure 4.15 Perfil hidrogeológico simplificado Manica-Sofala Sul da Beira.

4.8 OBSERVAÇÕES FINAIS

Neste capítulo, demos uma introdução breve na larga escala dos assuntos hidrogeológicos. Esperamos ter esclarecido que o conhecimento da geologia é fundamental para compreender a ocorrência da água subterrânea.

Um segundo ponto importante neste capítulo, é o facto de que, apesar da possibilidade de se obter algumas características hidrogeológicas com base na consulta de livros, cada situação real terá as suas peculiaridades. Por isso, em cada caso específico, relacionado com a ocorrência da água subterrânea, será necessário executar uma investigação detalhada no campo, sobre a qual daremos mais informações nos Capítulos 8, 9, e 11.

Respostas às perguntas

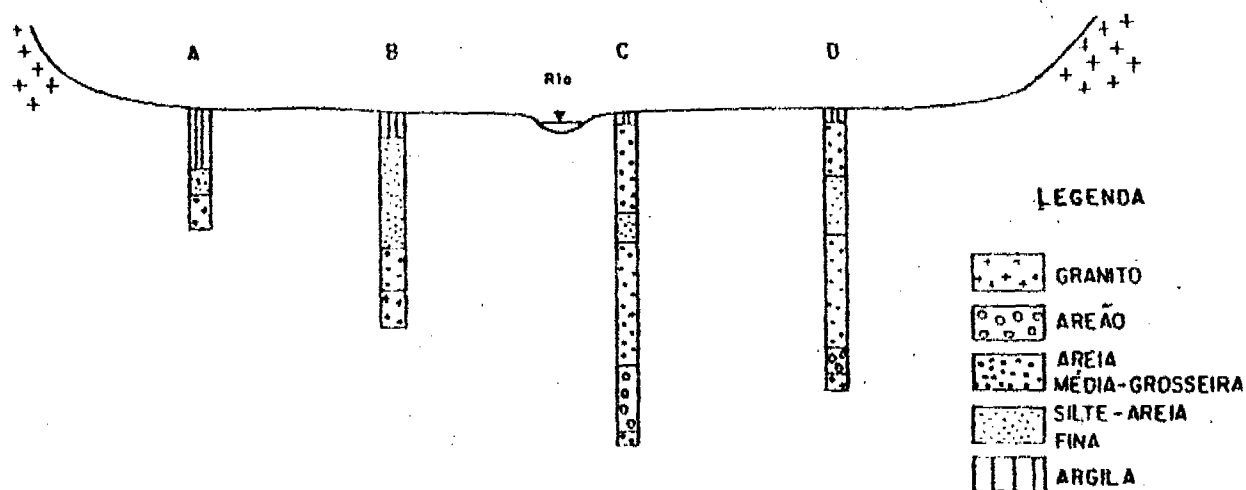
1. A ordem crescente dos caudais nos tipos de rochas dados é: 1. basalto compactado, 2. grés fracturado 3. zona de meteorização acima do granito 4. calcário moderadamente carsificado 5. aluvião grosseiro.
2. Na Tabela 4.1 dá-se valores da permeabilidade dos sítios seleccionados. Embora as areias dunares sejam sempre formadas pela acção do vento, as características hidrogeológicas, como a permeabilidade, de cada tipo dependerá de muitos

factores: a direcção e velocidade média do vento, o material transportado e o período que passou após a formação das dunas.

3. A areia e o areão aluvionar deposita-se durante fases de fluxo relativamente alto do rio. Nesta fase não existe um fluxo constante; contrariamente, o fluxo do rio varia, muitas das vezes, dentro de pouco tempo. Em cada fluxo, depositar-se-á um certo intervalo de grãos. Sendo o fluxo variável, também o depósito terá alta variabilidade nos diâmetros dos grãos; quer dizer será não-uniforme. A consequência é que a permeabilidade é muitas das vezes menor do que se espera com base na classificação pela D_{50} .
4. Porque a camada de argilito é impermeável, a água que passa o mármore carsificado não pode continuar. Há duas possibilidades para o fluxo da água subterrânea. Se a falha própria fôr aberta, a água escoará subterrâneamente na zona da falha. Se a falha ficar fechada, a água será forçada a subir para a superfície e aparecer em nascentes ao longo da falha.
5. A nascente indicada na Figura 14.13a pode secar, se o nível da água subterrânea baixar após o período de chuvas.
6. Com base nos tipos dos materiais e nos caudais de furos indicados são favoráveis: os aluviões grosseiros na parte Oeste e Este do perfil e os calcários na parte Este. Não muito favoráveis são as zonas na parte Oeste, onde se encontram rochas ígneas e metamórficas, a zona dos eluviões no meio e a zona dos aluviões argilosos (também com água salgada) ao longo da costa.

Exercícios

1. Num vale aluvial fez-se quatro perfurações de investigação. Os materiais encontrados apresentam-se na figura. Com base nestas perfurações, indique na figura qual é a extensão das várias camadas e explique a sua origem. Quais são os sítios favoráveis para construir furos. *(A figura encontra-se na página 85).*
2. Explique a relação entre a existência de falhas e nascentes, e entre dobras e nascentes.
3. Existe uma área onde só há granitos com uma cobertura de granito alterado. A área localiza-se numa zona onde havia muita actividade tectónica (= movimento geológico). Para que zonas de interesse, sob o ponto de vista hidrogeológico, você dedicaria a sua atenção numa pesquisa para abastecer a população rural nesta zona?



Referências

1. S.N. Davis e R.J.M. DeWiest, 1966. Hydrogeology.
2. E.P. Wright, 1989. Global and regional reviews of crystalline basement hydrology. Workshop on groundwater exploration and development in crystalline basement aquifers, Zimbabwe, June 1987.
3. DNA (B.P.A. Ferro e D. Bouman), 1987. Notícia explicativa da Carta Hidrogeológica de Moçambique.
4. DNA, Secção de Geohidrologia, 1989. Pesquisa geofísica e hidrogeológica e modelação numérica da área do campo de furos de Metuge (989/31 - SdG 89.26).
5. DNA (D. Bouman), 1985. Revista da Hidrogeologia do Baixo Limpopo e do Baixo Incomati.
6. DNA (J.L.J. de Sonnevile), 1985. Avaliação dos recursos da água subterrânea do Planalto de Mueda (preliminar).

5 OCORRÊNCIA E CAPTAÇÃO DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM MOÇAMBIQUE

5.1 Introdução

No capítulo anterior fizemos uma introdução a uns aspectos gerais da hidrogeologia. Já ilustrámos as generalidades com exemplos do País. Esperamos que o seu interesse na situação hidrogeológica do País seja estimulado. É impossível tratar todos os aspectos da hidrogeologia bastante complicada do País dentro do contexto deste curso geral. Por causa disso, limitar-nos-emos a uma breve descrição da geologia e hidrogeologia do País e daremos mais atenção aos aspectos de possibilidades de captação de água subterrânea no País. Tendo uma ideia mínima das possibilidades e limitações para certos tipos de captações no País, você perceberá melhor as ênfases dadas no Capítulo 10 a certas captações.

Quem quiser saber mais sobre a hidrogeologia do País, geral ou de certas zonas específicas, recomendamos consultar as publicações mencionadas no fim deste capítulo. Os autores destes apontamentos basearam-se unicamente nelas e agradecem ao Dr. B.P.A. Ferro e Dr. D. Bouman pelo seu trabalho de grande alcance no ramo da hidrogeologia do País.

Depois de se ter estudado este capítulo, esperamos que você:

- a. Possa descrever em linhas gerais a geologia e hidrogeologia do País;
- b. Possa explicar a importância da água subterrânea para o abastecimento de água da população do País e possa indicar alguns problemas na realização de captações de água subterrânea no País.

5.2 Geologia de Moçambique

A geologia de Moçambique é constituída por (ver Figura 5.1):

Formações ígneas, metamórficas e eruptivas precâmblicas (rochas do Complexo Cristalino), que se encontram em quase toda a parte Norte e Centro-Oeste do País.

- **Formações sedimentares pós-câmblicas** presentes no Sul e no Centro Este e ao longo de costa do Norte do País.
- **Formações intrusivas e extrusivas pós-câmblicas**, encontradas principalmente nas zonas fronteiriças a Oeste do País.

Nas rochas do Complexo Cristalino distinguem-se:

- **Formações do Precâmbrico inferior** (Cratão do Zimbabwe), com idade superior a 2.000 10⁶ anos (lavas, xistos verdes, contendo interstratificações de quartzitos, de calcários, de grauvaques e de conglomerados, e intrusões de gabros e de granitos).
- **Formações do Precâmbrico superior** (Moçambique Belt), dividido em três províncias, a de Moçambique, a de Niassa e a do Médio Zambeze) (quartzitos, micaxistos, calcários, gnaisses, anfibolitos, migmatitos, e granitóides).

As formações sedimentares dividem-se em:

- **Sedimentos do Karroo.** Pelo Karroo indica-se o período paleozóico, caracterizado pelo desmembramento do Continente Africano (parte do Supercontinente Gondwana). Foi um longo período de erosão. Os produtos desta erosão são os sedimentos do Karroo, que se encontram na Bacia do Médio Zambeze (filitos, conglomerados, pelitos, argilitos, siltitos, carvões, grés, grés argilosos finos, grés grosseiros, grés fossilíferos e margas), na Bacia de Maniamba em Lichinga (grés, conglomerados, pelitos, argilitos, siltitos, carvões, argilas e xistos argilosos), na Bacia de Espungabera (grés fino, conglomerados, pelitos e argilitos fossilíferos) e na Bacia do Lugenda (pelitos e argilitos fossilíferos).
- **Formações sedimentares pós-Karroo** (Meso-cenozoicos). Após o período do vulcanismo no final do Karroo-Cretácico inferior, começou uma fase prorrogada de transgressões, que atingiu especialmente a parte Sul do País (Bacia de Moçambique) e a zona costeira do Norte de País (Bacia de Rovuma). Na Figura 5.2 apresenta-se as principais formações encontradas.

Recentemente, durante a actual fase de regressão desde o Plioceno inferior, foram formados aluviões recentes, dunas interiores e costeiras e eluviões. Mais do que 50% do País está coberta por estas formações.

O terceiro tipo de rochas, as intrusivas e extrusivas pós-câmblicas, dividem-se em:

- **Vulcanitos do Karroo**, com os quais terminou o ciclo do Karroo. A sua formação foi acompanhada pela fracturação e falhamento intenso. O centro de actividade encontrou-se na zona fronteira entre Moçambique e Suazilândia. (Cadeia dos Libombos) (basaltos, riólitos e ignimbritos). Outras zonas afectadas pelo vulcanismo, encontram-se entre o rio Save e

Nhamatanda, entre Canxixe, Lupata, Boa e Mutarara, na Província de Tete, a Oeste de Chioco e a Norte de Changara.

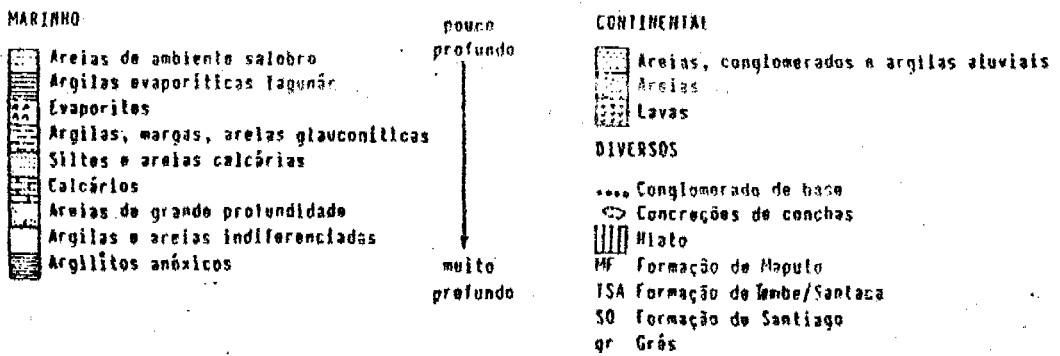
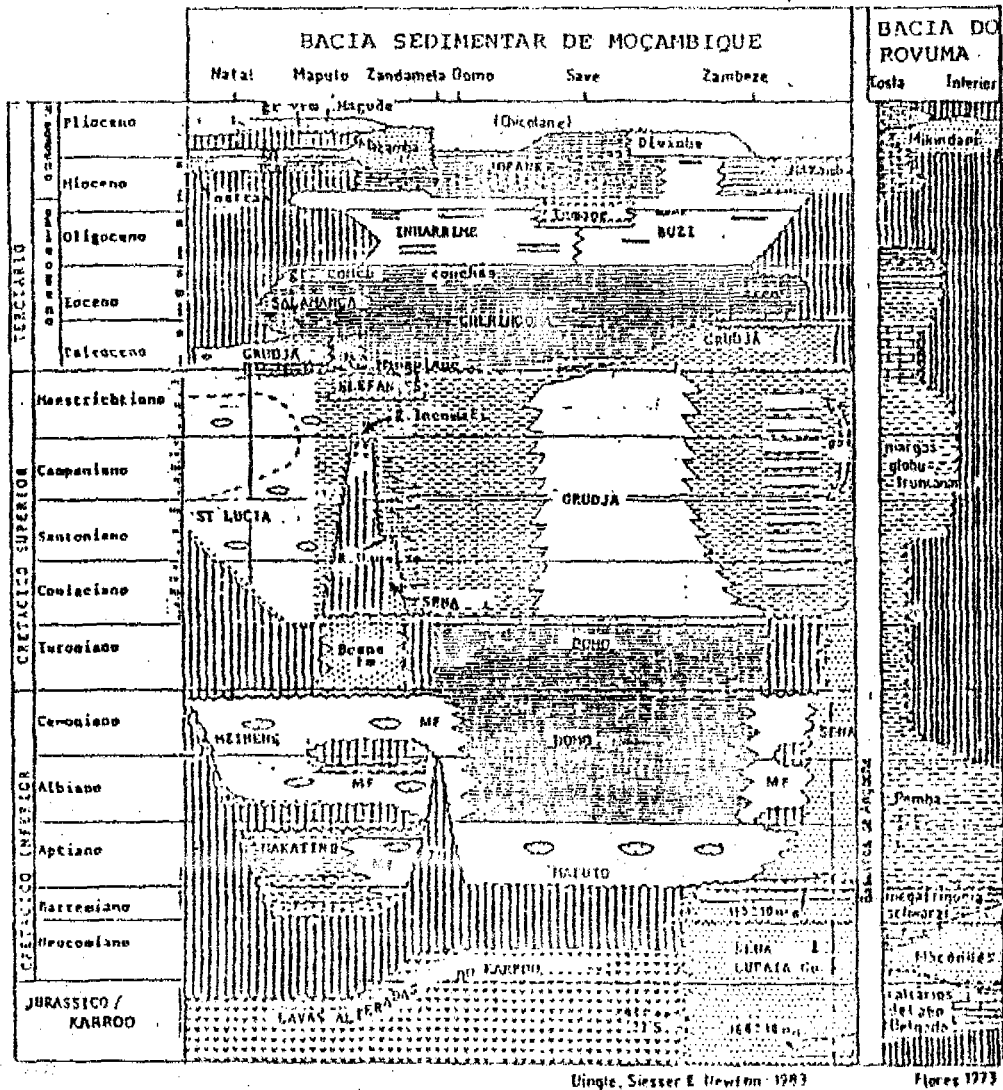


Figura 5.2

Esquema litoestratigráfico das bacias Meso-Cenozóicas.

Rochas da actividade ignea pós-Karoo. A actividade ignea pós-Karoo é extremamente diversificada. Uns resultados dessas actividades são:

- a. O Complexo Intrusivo da Serra da Gorongosa (gabros, rochas afins, granitos e doleritos);
- b. A Serra de Morrumbala (granitos e sienitos);
- c. Lavas da região de Lupata.
- d. Basaltos na região de Sena-Mutarara e de Cheringoma.

5.3 Carta Hidrogeológica de Moçambique

Sem conhecimento da ocorrência das águas subterrâneas em Moçambique, é muito difícil planear os programas de abastecimento de água rural, como profetizou a UDAAS em 1985. Consequentemente, foi definido um Projecto para se fazer uma carta para todo o País, que resuma a ocorrência da água subterrânea. Este Projecto da Carta Hidrogeológica de Moçambique, à escala 1:1.000.000, foi elaborado nos anos de 1986 e 1987¹.

A carta hidrogeológica tem a escala 1:1.000.000, significando que 1 mm na carta representa 1 km no terreno. Isto já indica que a carta nunca poderá ser utilizada rigorosamente para a localização directa de poços ou furos, sem verificação ou pesquisa no local.

A carta devia dar uma visão global e clara dos recursos hídricos subterrâneos, no tocante à sua distribuição espacial, às suas potencialidades e à sua qualidade. A precisão da carta também é limitada pela falta de informação de furos ou poços em muitas partes do País. Foram consultados 2800 furos, dos quais metade está localizada a Sul do rio Save.

A carta hidrogeológica de Moçambique, segue em geral a legenda internacional de cartas hidrogeológicas, elaborada pela UNESCO. A Tabela 5.1 dá um resumo das características das unidades hidrogeológicas distintas na carta. As cores principais para caracterizar o tipo de aquífero são azul, verde e castanha, sendo azul para aquíferos porosos em sedimentos soltos, verde para aquíferos fissurados em rochas consolidadas, e castanha para zonas com aquíferos muito limitados ou mesmo zonas desprovidas de água subterrânea. A tonalidade da cor caracteriza a produtividade do aquífero, descendo da tonalidade escura para a clara, para as cores azul e verde, e descendo da tonalidade clara para escura para a cor castanha.

O caudal médio indicado na Tabela 5.1 é o caudal óptimo que se pode tirar de furos bem feitos, com um rebaixamento do nível de água de 10 metros.

A sequência na Tabela 5.1 não só indica uma descida na produtividade dos aquíferos, mas também uma descida no tempo de bombagem por dia e um aumento dos custos e

¹ A carta foi finalizada nos fins de 1987. Espera-se que a impressão esteja pronta no fim de 1990. Nesta altura pode-se comprá-la na DNA. Nas províncias haverão exemplares para serem consultados na DPCA.

esforços de pesquisas para localizar os furos e poços.

Tabela 5.1 Unidades hidrogeológicas.

	AQUÍFEROS POROSOS	AQUÍFEROS FISSURADOS	CAUDAL MÉDIO (m³/h)	TEMPO DE BOMBAGEM (h/dia)	TIPO DE USO	ESTUDOS ADICIONAIS
AQUÍFEROS PRODUTIVOS	azul escuro	verde escuro	>50	24	idades, indústrias e regadios grandes	estudo da alimentação
	azul médio	verde médio	110-50	24	centros populacionais >5000 hab.; indústrias e regadios pequenos	estudo da alimentação
	azul claro	verde claro	3-10	16	centros populacionais 2000-5000 hab.; indústrias e regadios pequenos	pesquisa de localização
ZONAS POUCO PRODUTIVAS	castanho claro		<5	8	centros populacionais 1000-2000 hab.; pecuária até 2000 bovinos	pesquisa intensiva
OU DESPROVIDAS DE ÁGUA SUBTERRÂNEA	-	castanho médio*	<3	8	centros de <1500 hab.; pecuária <1500 bovinos	pesquisa muito intensiva
	-	castanho escuro**	<1	6	centros populacionais <500 hab.; pecuária <500 bovinos	pesquisa muito intensiva

* zonas de rochas duras não montanhosas com ausência dum manto de alteração espesso

** zonas montanhosas em rochas duras.

5.4 Ocorrência de água subterrânea em Moçambique

5.4.1 COMPLEXO CRISTALINO

Da carta hidrogeológica de Moçambique verifica-se, com bastante clareza, que o País não é muito rico em recursos hídricos subterrâneos. Mais de 75% do País é de cor castanha. Isto acontece em quase toda a área indicada, tal como o complexo cristalino, que é constituído por rochas duras como gneisses e granitos, e ocupa a maior parte das Províncias do Niassa, Cabo Delgado, Nampula, Zambézia, Tete e Manica. Apenas dois

Tab. 2 Características de algumas das rochas duras mais comuns em Moçambique e suas potencialidades como rochas armazens de água subterrânea

TIPO DE ROCHA	Desenvolvimento de fracturas e juntas	Metecrinação	Características hidrogeológicas particulares	POTENCIALIDADE EM ÁGUA SUBTERRÂNEA	Locais particulares de ocorrência
Calcários cristalinos	Muito bom	Dissolução química dando origem a espaços vazios	Textura granular grosseira; grande porosidade secundária	Muito alta	Montepuez
Amotósitos	Bom a muito bom	Desintegração mecânica. Alteração argilo-arenosa pouco espessa	Textura granular grosseira com poros intergranulares	Muito alta	Na província de Tete, associados ao Complexo Cabo Anatósitico.
Pegmatitos	Bom a moderado	Massa argilosa-espessa, caulínica. Zona de transição espessa a moderada	Textura granular muito grosseira por vezes com poros e canais de circulação secundários	Alta	Zambézia, Mampula Tete, Cabo-Delegado e Niassa
Milonitos	Bom	Desintegração mecânica de natureza areno-argilosa. Zona de transição espessa	Deformação em pequenos blocos	Alta	Parte ocidental de Cabo-Delegado, Niassa e margem a norte da bacia do Laron de Tete
Doleritos, granófiros e filões de quartzo-bractíside	Bom	Desintegração mecânica em pequenos blocos, do tipo esferoidal nos doleritos	Pode funcionar como barreiras de águas subterrâneas ou como condutas no contacto com a rocha encaixante	Alta no contacto com a rocha encaixante	Na província de Tete, Manica, Sofala e Zambézia
Quartzosos	Bom	Desintegração mecânica. Alteração inexistente ou muito pouco espessa	Deformação em pequenos blocos quando fracturados	Alta a moderada	A norte da serra da Gorongosa, Polips e a oriente de Montepuez
Gnaisses, granitos e granito-gnaisses	Moderado	Argila com mica residual e quartzo. Alteração metabólica moderada a espessa	Nas zonas de contacto com rochas de natureza distinta	Baixa a moderada	Complexo Cristalino em geral
Amfibolitos e piroxenitos	Moderado	Zona de Alteração espessa, de natureza argilosa	Existência limitada de água subterrânea que quase sempre apresenta alta mineralização	Baixa a alta	Área oeste de Morrôis, em Cabo-Delegado
Charnóquitos	Mau a moderado	Alteração metabólica pouco espessa	Inexistência prática de água subterrânea	Baixa a muito baixa	Manica, Tete, Zambézia e Niassa
Xistos e Rochas afins	Mau a muito mau	Alteração metabólica argilosa, geralmente de pequena espessura	Inexistência prática de águas subterrâneas	Baixa a muito baixa	Manica e Tete

de Base e dos Terrenos Vulcânicos

ÁREA	TE. APROX. DE FUROS	PROF. MÉDIA DO NÍVEL DA ÁGUA	ESPESSUR. MÉDIA DA CAMADA ALTERADA		MÉDIA DA CAMADA ALTERADA		CAUDAIS ESPECÍFICOS ($m^3/h/m$)			INSUCESSOS E FUROS IMPRODUTIVOS $q < 0,8m^3/h$	ALTERNATIVA PARA POÇOS	OS FUROS PRODUTIVOS E EM ZONAS DE FALHAS NÃO SÃO INCLUIDOS PARA O CÁLCULO DOS CAUDAIS ESPECÍFICOS		
			COMPLET./ALTERADA	CAMADA TOTAL	COMPLET./ALTERADA	CAMADA TOTAL	20	50	80					
			a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l
<u>GRUPO C.1</u>														
Montepão	C.D.		81	13	19	17	8	15	0,09	0,26	0,74	25	35	-
Mesa-Ancusbe	C.D.		21	19	18	23	4	12	0,08	0,19	0,48	35	30	-
Nairote	C.D.		16	19	18	21	6	8	0,05	0,14	0,37	50	25	-
Balsca-Nairote	C.D.		39	15	19	25	7	13	0,13	0,32	0,75	20	40	-
Monapo	NAMP.		11	15	18	-	5	-	0,10	0,27	0,77	20	15	4 furos $q=3-10m^3/h/m$
Noma/Angoche	NAMP.		41	5	18	-	13	-	0,18	0,44	1,1	5	90	6 furos $q=3-10m^3/h/m$
Mandimba	NIAS.		7	10	22	23	12	18	0,15	0,70	1,8	15	70	-
Gondola	MAN.		15	15	20	37	7	23	0,04	0,12	0,27	30	45	-
Chimoio	MAN.		43	9	11	23	4	16	0,07	0,20	0,60	20	45	-
Zembe/Tembe	MAN.		38	10	12	25	5	17	0,11	0,24	0,54	10	50	-
Chibata	MAN.		19	9	11	30	4	20	0,13	0,3	1,04	15	40	4 furos $q=3-10$
Vanduzi	MAN.		7	5	12	31	4	23	0,09	0,23	0,46	0	45	-
			338	12	16	27	7	16	0,09	0,26	0,69	20	50	-
<u>GRUPO C.2</u>														
Meluco	C.D.		18	14	18	-	8	-	0,06	0,15	0,38	40	50	-
Lúrio Belt	C.D./NAMP.		49	9	14	-	6	-	0,06	0,17	0,43	20	55	-
Nampula	NAMP.		10	10	12	17	7	12	0,03	0,07	0,16	70	30	-
Changara/Guro	TETE/MAN.		41	10	3	24	0	14	0,04	0,14	0,43	75	0	-
Sussundenga	MAN.		26	9	7	22	0	8	0,06	0,15	0,37	40	0	-
			144	12	10	22	4	12	0,05	0,15	0,38	45	25	-
<u>OUTROS</u>														
Riolitos dos Libombos (C.3)	MAR.		13	14	2	6	0	0	0,03	0,08	0,18	75	0	3 furos $q=19m^3/h/m$
Basaltos dos Libombos (C.1,C.2)	MAR.		74	19	3	16	0	2	0,04	0,13	0,45	50	10	-
Basaltos de Angocha (B3, C.2)	NAMP.		1	4	15	25	11	21	0,45	0,85	1,6	0	100	Captam uma falha
Anortositos de Teta (B.3)	TETE.		31	11	4	12	0	4	0,09	0,31	1,1	20	0	1 furo $q=36m^3/h/m$

EXPLICAÇÃO: * A coluna (a) indica o número de furos usados na análise estatística dos caudais específicos. O número de furos utilizados nas outras colunas é diferente. Portanto podem existir discrepâncias entre os números da coluna (b) e as diferenças entre as colunas (c) e (e) ou (d) e (f).

* As colunas (c) e (e) indicam a espessura da camada de rocha completamente alterada, incluindo as colunas (d) e (f) a camada de rocha parcialmente alterada até ao topo da rocha sã.

* Os caudais específicos das colunas (g) (h) e (i) representam as probabilidades de não excedência de 20, 50 e 80% usando a distribuição Log-Normal.

* A coluna (j) indica a percentagem de insucessos e de furos improdutivo ($q < 0,8m^3/h$). Observar que os números não são comparáveis porque em algumas áreas como por exemplo na Faixa do Lúrio (Lúrio Belt) se usaram técnicas geofísicas para localização dos furos.

* A coluna (k) indica a percentagem de locais onde existem furos em que poderiam ter sido construídos poços. Os critérios baseiam-se na existência de uma zona não consolidada próxima ao nível freático, de pelo

Pag. completa para Tabela 5.3

tipos de rochas são mais produtivas neste complexo cristalino, e que são os calcários cristalinos que afloram em algumas manchas espalhadas pelo País, como os calcários de Montepuez, e os anortositos que afloram na área norte da cidade de Tete. Nas outras partes do Complexo Cristalino, a circulação de água subterrânea está limitada às coberturas de meteorização que podem ultrapassar os 50 metros nos planaltos e altiplanos típicos, como os de Chimoio, Angónia, Marávia, Montepuez e o grande Planalto de Moçambique, a norte do rio Lúrio. Estas zonas, com cobertura mais potente, são de cor castanha clara na carta e são as zonas mais favoráveis para a captação de água subterrânea no Complexo Cristalino. Muitas vezes também são favoráveis para a construção de poços. Uma análise dos furos antigos indica que entre 30 a 50% dos casos onde foi feito um furo nestas áreas, também era possível construir um poço, em material solto e com o nível até 15 metros de profundidade.

Na Tabela 5.2 indicam-se as rochas mais comuns do Complexo Cristalino e as suas potencialidades hidrogeológicas. Na Tabela 5.3 são indicados dados hidrogeológicos, entre outros, os caudais específicos dos furos, por região do Complexo Cristalino. O caudal específico é o caudal dividido pelo rebaixamento. O caudal possível obtém-se a partir do caudal específico pela multiplicação com o rebaixamento máximo previsto.

Também no Complexo Cristalino há ocorrências de água salobra, ligadas às rochas máficas ferro-magnesianas de tonalidade escura, como na área entre Balama e Chiure Novo, e Morrola em Cabo Delgado. Por falta de informação, desconhece-se se existem mais áreas com água salobra no Complexo Cristalino.

5.4.2 MATERIAIS SEDIMENTARES

Também a parte das rochas sedimentares, que ocupa 36% da superfície do País, tem grandes problemas de água subterrânea. Por exemplo, 30% da área a Sul do rio Save tem ocorrência de água salobra, bem como nas zonas costeiras a norte do rio Save.

Além disso, metade das rochas sedimentares são muito pouco produtivas ou mesmo improdutivas, como as rochas continentais no interior das Províncias de Maputo e Gaza, e as partes orientais das Províncias de Manica e Cabo Delgado.

As rochas mais produtivas são os calcários com uma porosidade alta pela dissolução da rocha, como na parte oriental de Inhambane, e os calcários de Marracuene, a zona baixa do Vale do rio Incomáti. Também produtivos são os grés calcários e a maioria dos enchiamentos fluviais dos vales dos rios maiores. As dunas na área a Sul do rio Save, são um aquífero contínuo, cuja produtividade diminui da costa para o interior. Este aquífero é muito importante para a população, por falta de água superficial nestes terrenos.

Na Tabela 5.4 e 5.5 indicam-se alguns dados dos furos nos aquíferos das bacias sedimentares, entre outros, os caudais específicos e a qualidade de água.

- ◆ *Pergunta 1. Faça a ordem crescente dos caudais de furos, que se esperam no: calcário de Marracuene, basaltos dos Pequenos Libombos, grés grosseiro de Karroo, e granito altamente fracturado da Serra de Gorongosa.* ◆

Tabela 5.4: Aquíferos da Bacia Sedimentar de Mocimboa, a sul do rio Save

SUB-REGIÃO FORMAÇÃO CONTENDO ÁGUA	IDAPE	GRUPO FUROS	CAUDAIS ESPECÍFICOS (m ³ /h/m)							QUALIDADE DE ÁGUA		OBSERVAÇÕES		
			Nº DE FUROS	q ₂₀	q ₅₀	q ₈₀	0.1	0.3	1.0	3.0	10.0		100	RESÍDUO SECO (mg/l)
PLANÍCIES DO ALTO LIMPOPO														
Grés de Sena	Rs	C2	11	-	-	-	-	-	-	-	-	400 - 900	7.4-8.4	40% de insucessos: Q=0.1-6m ³ /h
Grés dos Elefantes	TTi	C2	4	10.05	-	0.33	-	-	-	-	-	300 - 6000	7.3-8.3	Salobra à alta das depressões
PLANÍCIES DO ALTO CHANJANE														
Calcarenitos de Manuise (M)	TTi	B2	11	0.55	2.6	12.7	-	-	-	-	-	200 - 2100	7.2-8.3	Planície da margem do Alto Limpopo
Grés de Macamba (M)	TTi	B3	20	0.27	0.70	1.9	-	-	-	-	-	1100 - 21500	7.6-8.4	Elevação com água doce
Grés de Macamba (centro)	TTi	B3?	55	0.11	0.23	0.76	-	-	-	-	-	1800 - 3000	6.9-8.4	A elevação pode conter água doce
Grés de Macamba (externa: S)	TTi	B3	29	0.36	0.89	2.2	-	-	-	-	-	1200 - 1500	7.6-8.3	A elevação pode conter água doce
Aluviões antigos de Baixa Baixa (S)	Qal	A3	17	0.23	0.66	1.9	-	-	-	-	-	900 - 11000	6.7-8.3	Essa elevação pode conter água doce
Cobertura eluvionar	Op.Qal	C1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	200 - 3330	6.9-8.4	60% dos poços contém água doce
PLANÍCIE INTERELUVIAL LIMPOPO-INCONATI														
Terraços antigos (M)	Qt	C1	12	0.11	0.23	0.48	-	-	-	-	-	salgada	-	Limite baseado no caudal dos furos
Aluviões antigos (centro)	Qal	A2	12	0.96	2.9	8.7	-	-	-	-	-	3000 - 16000	5.7-8.3	Profundidade até 80m; ver aquífero prof.
PLAN. DESNUDADAS DA MARGEM DOS LIMBOS														
Formações mar. de Naputo e Gruzã	Rs, TTi	C2	46	0.09	0.24	0.71	-	-	-	-	-	3000 - 32000	7.2-8.7	O nível de água pode ser muito prof.
Cal. de Mangulane e Santaca	TTi, TTs	B2	31	0.54	1.3	3.0	-	-	-	-	-	400 - 24000	7.4-8.4	Idem menos produtivo ao extremo NE
Terraços s. de Moamba (F. da Naputo)	Qt	C1	8	0.07	0.27	1.1	-	-	-	-	-	1200 - 41000	-	Terraços marinhos (?)
PLANALTO DOS URRONGAS														
Cal. de Jofane (carsificados. E)	TTs	B1	40	1.6	7.1	31	-	-	-	-	-	900 - 2800	7.1-8.3	Zona costeira (Govuro)
Calcários de Jofane (centro e M)	TTs	B3	26	0.23	0.58	1.5	-	-	-	-	-	1100 - 7200	7.7-8.5	Não carsificados; água salgada no centro
FALSA DUNAR														
Dunas rec. da zona litoral; Tefol	Qd	A3(A2)	10	1.7	4.0	9.3	-	-	-	-	-	100 - 800	7.2-8.6	Risco de intrusão salina
Dunas a. da zona costeira de Inhambane e Gaza	Qd	A3	120	0.33	0.80	1.9	-	-	-	-	-	100 - 1300	6.5-8.4	O nível de água pode ser profundo
Duna a. ao longo do vale do Inc.	Qd	A3	23	0.16	0.36	0.77	-	-	-	-	-	200 - 900	6.5-8.4	k = 1-9 m/d
Enchimento eol. do vale da Nachava	Qd	A3(A2)	11	1.3	2.1	3.4	-	-	-	-	-	400 - 1400	-	Zona Excepcional; vale fóssil
Dunas antigas da zona de Natutuine	Qd	A3	6	0.23	0.57	1.4	-	-	-	-	-	300 - 850	-	A oriente do vale do Naputo
Dunas antigas do interior de Inhambane e Gaza	Qd	C1	24	0.11	0.18	0.30	-	-	-	-	-	300 - 1200	7.0-8.0	Limite baseado apenas nos caudais
VALES ALUVIONARES														
Médio Limpopo; Paôri-Chibuto	Qal	A2	19	0.66	3.2	15.8	-	-	-	-	-	200 - 1300	-	Caudais variáveis; pode ser salgado
Baixo Limpopo; Chibuto-Fox	Qal	A3	6	0.20	0.34	0.58	-	-	-	-	-	300 - 10000	-	Centro salgado; margens doces
Elefantes	Qal	A2	4	(0.6-1.3)	-	-	-	-	-	-	-	400 - 1900	-	Infiltração salgada vinda das margens
Médio Inconati; Magude-Manhiça	Qal	A1	52	1.8	5.5	17.0	-	-	-	-	-	480 - 8000	-	Cunha salobra a sul do Lago Chuati
Baixo Inconati; Manhiça-Fox	Qal	A2	20	0.47	1.3	3.7	-	-	-	-	-	400 - 30000	-	Cunha salobra na foz
Campo de furos do Uabelúzi	Qal	A2	12	0.66	3.3	16.0	-	-	-	-	-	300 - 10000	-	Área limitada com água doce
Calcários lac. do vale de Inharrim	Qal	A3?	7	1.7	3.7	8.0	-	-	-	-	-	1100 - 3100	7.6-8.4	Enriquecimento em sal

Table 5.5: Aquíferos das bacias sedimentares do nor e e do centro de Moçambique

BACIA SEDIMENTAR	CAUDAS ESPECIFICOS (m ³ /h/m)										QUALIDADE DE AGUA		OBSERVAÇÕES				
	FORMAÇÃO	CONTENHO	AGUA	FAZ	GRUPO	N.º DE FUROS	420	450	480	0.1	0.2	1.0		1.1	10	RESIDUO SECO mg/l	EH
BACIA SEDIMENTAR DO MEDIO ZAMBESI																	
Grés de Karoo	Rs. Ri	B3	29	0,15	0,42	1,2									400 - 800	7,2-8,1	Grés (riavel)
Pelitos e Argilitos de Karoo	Rs. Ri	C2	-	(0,4-0,4)											400 - 2500	-	Textura fina: instruídos por filições
Grés de Tete	Ks	C2	1	(0,05)											Salobra	-	Melhores conectividades ao longo dos vales
Aluviões de vale de Nhartanda (Zambese)	Qal	A3	6	(130-450)											400 - 400	-	Caudais de 120 a 260 m ³ /h. Vale fósil
Aluviões de vale de Revubé (Natundo)	Qal	A1	3	(48-71)											500 - 1600	6,9-8,6	Água salobra na base (Karoo)
BACIA SEDIMENTAR DE NIANZARA																	
Grés de Karoo	Rs. Ri	C2	1	0,6											-	-	Apenas 1 furo no grés
Cobertura solta	Qs. Qs.	Qs. (A3, C1)	1	0,8											-	-	Apenas 1 furo na cobertura
BACIA SEDIMENTAR DO BOMBA																	
Grés dos Macões NW	Ei	B3	4	(0,13-1,1)											80 - 200	5,2-5,7	Nível de água profunda: agressiva
Margas - centro	Ei	Ks	C2	-											4000	-	Salobra: baixo potencial
Grés NE	TTi. TTs	C2, B3	4	(0,2-0,8)											100 - 300	-	Cobertura eluvionar com água
Calcários/calcarenitos da costa	TTs	B2	63	0,53	1,3	3,3								400 - 3300	7,6-8,6	Intrusão salina	
Areias de dunas	Qd	A3	-	(0,2-0,4)										1600	-	Local	
Aluviões do rio Muzuidé N (Bilibiza)	Qal	A3	5	0,21	0,73	2,5								200 - 3300	-	Fluxo salgado das margas.	
Aluviões do rio Muzuidé S (Metoge)	Qal	A1	7	3,0	5,6	10,3								(Água doce)	-	Campo de furos Metuge	
BACIA SEDIMENTAR DE MOÇAMBIQUE, A NORTE DO SAVE																	
Grés de Sena-Planícies de Sena	Rs	C2	26	0,06	0,26	1,2								400 - 8500	7,4-8,8	Apenas dados de furos produtivos (40%)	
Grés de Sena-vale do Buzi	Ks	C2	6	0,04	0,07	0,12								1500 - 2600	-		
Margas de Gurdja, calcários de Cheringoma, planaltos de Buzi e Cheringoma	Ks. TTi	B3 (?)	18	0,15	0,30	0,60								400 - 2500	-	Separação muito difícil entre unidades	
Grés de Nuanetsi-Planalto de Cheringoma	TTs	B3	16	0,13	0,39	1,2								350 - 2500	-	Mais produtivos para a costa	
Grés de Nuanetsi-Planalto de Buzi	TTs	B3	14	0,05	0,20	0,82								50 - 400	-	Mais produtivos para a costa	
Aluviões do Zambese (Warroneu/Luabo)	Qal	A1-A2	15	0,05	1,2	2,9								(Água doce)	-	Furos com penetração parcial	
Aluviões da margem ocidental do graben do Urema	Qal	A1-A3	-											(Água doce)	-	Cones aluviais na zona de transição	
Barreiras de praias antigas	Qd	C1	6	(0,1-0,4)										1400 - 3800	-	Água menos salobra no topo (Q=1-2,4)	

5.5 Aproveitamento de água subterrânea em Moçambique

A partir da Carta Hidrogeológica de Moçambique, é possível tirar-se conclusões sobre as possibilidades dos diversos métodos de captação de água subterrânea. Dentro do projecto da Carta Hidrogeológica construiu-se a "Carta das captações mais adaptadas às diferentes ocorrências de água subterrânea"¹.

Antes de estudar a Carta das captações adaptadas, recomendamos estudar bem a sua legenda. Distinguem-se captações por poços, captações por furos normais e captações por furos profundos (superior a 100 metros de profundidade). A última alternativa só é indicada, quando as outras alternativas não foram viáveis.

Um aquífero é considerado como sendo favorável para poços, se fôr formado por material solto e se ficar dentro de 15-20 metros da superfície, com a profundidade de água dentro de 12-15 metros a partir da superfície. Assim, distinguem-se áreas favoráveis para a captação indicada, áreas pouco favoráveis ou localmente favoráveis, áreas com limitações pela ocorrência de água salobra no aquífero, e áreas desfavoráveis.

Na Tabela 5.6 dá-se a distribuição da população rural pelas unidades de captação, o que pode servir como base para o planeamento do programa de água rural, a nível da Província. Cerca de 32% da população fica nas zonas pouco favoráveis para furos e desfavoráveis para poços, geralmente representando as áreas no Complexo Cristalino, sem cobertura de alteração espessa, e as áreas interiores nas bacias sedimentares.

Cerca de 19% da população fica nas zonas pouco favoráveis para poços e favoráveis para furos, o que representa as zonas alteradas no Complexo Cristalino. E 15% fica em zonas favoráveis para furos e poços, geralmente representando os vales dos rios, enchidos por sedimentos soltos; 10% da população fica em zonas favoráveis para furos e desfavoráveis para poços, representando as rochas sedimentares produtivas.

No resumo de Tabela 5.7, pode-se verificar que 54% da população fica em zonas desfavoráveis para a construção de poços, e só 9% fica em zonas desfavoráveis para a construção de furos.

O Programa Nacional de Água Rural dá preferência à construção de poços. Assim, é possível calcular, a partir dos dados da Tabela 5.7, as estimativas da parte da população que pode ser abastecida por captação indicada, da parte da população que pode ser abastecida por poços, e da parte que tem de ser abastecida por outros tipos de captações, como furos, furos profundos, nascentes ou outros. A Tabela 5.8 é o resultado deste cálculo. Os resultados por Província não variam muito. Geralmente as Províncias na zona das rochas sedimentares, são um pouco mais favoráveis para a construção de poços (40-50%), do que as Províncias no Complexo Cristalino (30-40%). Também pode-se concluir que, em quase todas as Províncias, 75% a 85% da população pode ser abastecida por poços ou furos normais. Nas Províncias de Gaza, Inhambane e Cabo Delgado, a situação

¹ Não foi possível incluir nestes apontamentos uma cópia da Carta das captações adaptadas. Os estudantes do Instituto Industrial receberão uma cópia durante as aulas. Outras pessoas podem solicitá-la na DNA, Secção de Geohidrologia, ou consultá-la na DPCA.

é um pouco pior, mas nestas Províncias existem aquíferos profundos que podem ser captados, como o aquífero profundo do Limpopo (180 até 300 metros de profundidade) e o aquífero dos Macondes, com um nível de água muito profundo (50 até 300 metros).

Tabela 5.6 Distribuição da população rural pelas unidades de captação.

UNIDADE	PERCENTAGEM POR TIPO DE CAPTAÇÃO			TOTAL DA POPULAÇÃO POR UNIDADE (EM 1000 HABITANTES; DADOS DE 1980)											
	Poços	Furos	Furos prof.	MptGaza	Inh	Sof	Mnc	Tete	Zam	Nmp	CD	Nias	TOTAL	%	
1 e 4 90	10	0		209	373	257	260	3	96	226	134	51	3	1611	15
1 e 5 90	0	0		-	-	-	-	-	-	-	-	8	3	11	0
1 e 6 90	0	0		9	3	7	-	-	-	-	-	-	-	19	0
2 e 4 60	40	0		-	-	-	47	126	177	800	546	195	163	2054	19
2 e 5 60	60	0		22	3	8	-	1	34	-	-	-	-	60	1
2 60	0	0		-	-	-	8	-	-	91	-	-	-	99	1
3 e 4 30	70	0		4	3	10	-	-	-	-	-	-	-	17	0
3 e 7 30	20	0		72	8	18	34	3	44	5	55	72	-	311	3
3 e 6 30	0	70		-	158	10	-	-	-	-	-	-	-	168	2
3 30	0	0		-	7	-	47	-	-	240	-	-	-	258	2
4	20	80	0	63	222	424	169	32	106	1	66	5	-	1088	10
5	20	60	0	5	23	-	122	261	166	904	1293	361	245	3380	32
7	20	20	0	82	-	-	60	2	13	-	56	67	-	289	3
6 20(0)	0	80(100)		9	105	85	49	-	-	-	-	70	-	318	3
8	20	0	60	5	30	116	31	-	-	-	-	-	-	182	2
9				1	10	10	-	3	1	-	4	38	4	71	1
20 30	0			11	-	-	10	120	157	209	91	30	57	685	6
TOTAL				492	945	937	837	570	783	2440	2245	897	475	10621	100

Explicação dos números das unidades:

- 1) áreas em geral favoráveis para poços
- 2) áreas pouco ou apenas localmente favoráveis para poços
- 3) áreas em que a existência de água salobra limita as probabilidades de encontrar água doce nos primeiros 20 m.
- 4) áreas em geral favoráveis para furos.
- 5) áreas só localmente favoráveis para furos ou geralmente pouco favoráveis por possuírem baixa produtividade e/ou alto risco de insucesso.
- 6) áreas em que já foi confirmada a existência de aquíferos profundos (> 100m) de produtividade alta a média e cuja água é de qualidade aceitável.
- 7) áreas em que a existência de água salobra limita as probabilidades de encontrar água doce acima de 100 m de profundidade.
- 8) áreas em que a existência de aquíferos profundos com qualidade de água aceitável é esperada, ou em que esta foi confirmada, mas a produtividade dos aquíferos é baixa ou a

- 9) qualidade da sua água é medíocre.
áreas em que a existência de nascentes está confirmada.

Tabela 5.7 Resumo da distribuição da população pelas unidades de captação.

	FAVORAVEL	POUCO FAVORAVEL	LIMITADA POR ÁGUA SALOBRA	MUITO LIMITADA
POÇOS	15%	21%	8%	54%
FUROS	44%	33%	6%	9%

* Nos 9%, 5% é favorável e 2% é pouco favorável para furos profundos

Tabela 5.8 Estimativa do total da população rural por tipo de captação a partir dos dados e estimativas da Tabela 5.6 e a preferência para poços.
(a. em 1000 habitantes b. em percentagem)

TOTAL DA POPULAÇÃO POR CAPTAÇÃO (dados de 1980)											
	MPT	GAZA	INHM	SOF	MNC	TETE	ZAMB	NMP	CD	NIAS	TOTAL
a.											
POÇOS	267	469	374	380	167	312	1024	766	298	164	4219
FUROS	116	233	376	275	274	328	950	1110	341	230	4231
FUROS PROF.	11	213	145	58	0	0	0	0	56	0	483
NASCENTES	1	10	10	0	3	1	0	4	38	4	71
OUTROS	97	20	32	124	126	142	466	365	164	77	1617
b.											
POÇOS	54	50	40	45	29	40	42	34	33	34	40%
FUROS	23	25	40	33	48	42	39	49	38	48	40%
FUROS PROF.	2	23	16	7	0	0	0	0	6	0	5%
NASCENTES	0	1	1	0	1	?	?	?	4	1	1%
OUTROS	20	2	3	15	22	18	19	16	18	16	14%

A nível Nacional, a estimativa na [1] do tipo de captação é de 40% para poços e de 40% para furos.

Nas zonas muito difíceis, pode-se pensar em captações de água superficial com tratamento simples de água contaminada, ou sem tratamento em áreas montanhosas sem

habitação na parte a montante. Também pode-se pensar em construções de cisternas, como é hábito em certas zonas do País, como na Província de Inhambane.

Na zona costeira no delta do Zambeze, a água é muito salobra, mas existem pequenas elevações arenosas ("dunas"), que podem conter água doce nos primeiros metros de profundidade.

Noutras áreas salobras, pode-se encontrar lençóis limitados com alimentação a partir da água superficial, como ao longo do rio Umbelúzi (Campo de furos do Umbeluzi), ou nas depressões típicas ao longo de rios temporários nas planícies eluvionares (como na área do Alto Changane).

- ◆ *Pergunta 2. Escolha uma zona do País, por exemplo os arredores da zona onde nasceu, e determine através da Carta das captações adaptadas as possibilidades de construir furos ou poços.* ◆
- ◆ *Pergunta 3. Quais das teses seguintes acha que é correcta ou falsa? E porque?*
 - a. *A maioria da população rural de Moçambique não pode ser abastecida pela água subterrânea porque não existem aquíferos com caudais altos ($>10 - m^3/h$), na maioria do País.*
 - b. *A Província, que merece a primeira atenção quanto à construção de poços, é a do Maputo, porque tem a percentagem mais alta da população (54%), que pode ser abastecida usando poços.*
 - c. *Para os futuros planos deve-se pensar numa construção de cerca de 50.000 poços e 25.000 furos.*
 - d. *A situação das águas subterrâneas em Moçambique não é muito favorável, mas não impede o uso dos mesmos recursos hídricos para o abastecimento de água da população rural numa grande escala.* ◆

5.5 Relação entre as necessidades e a capacidade de execução

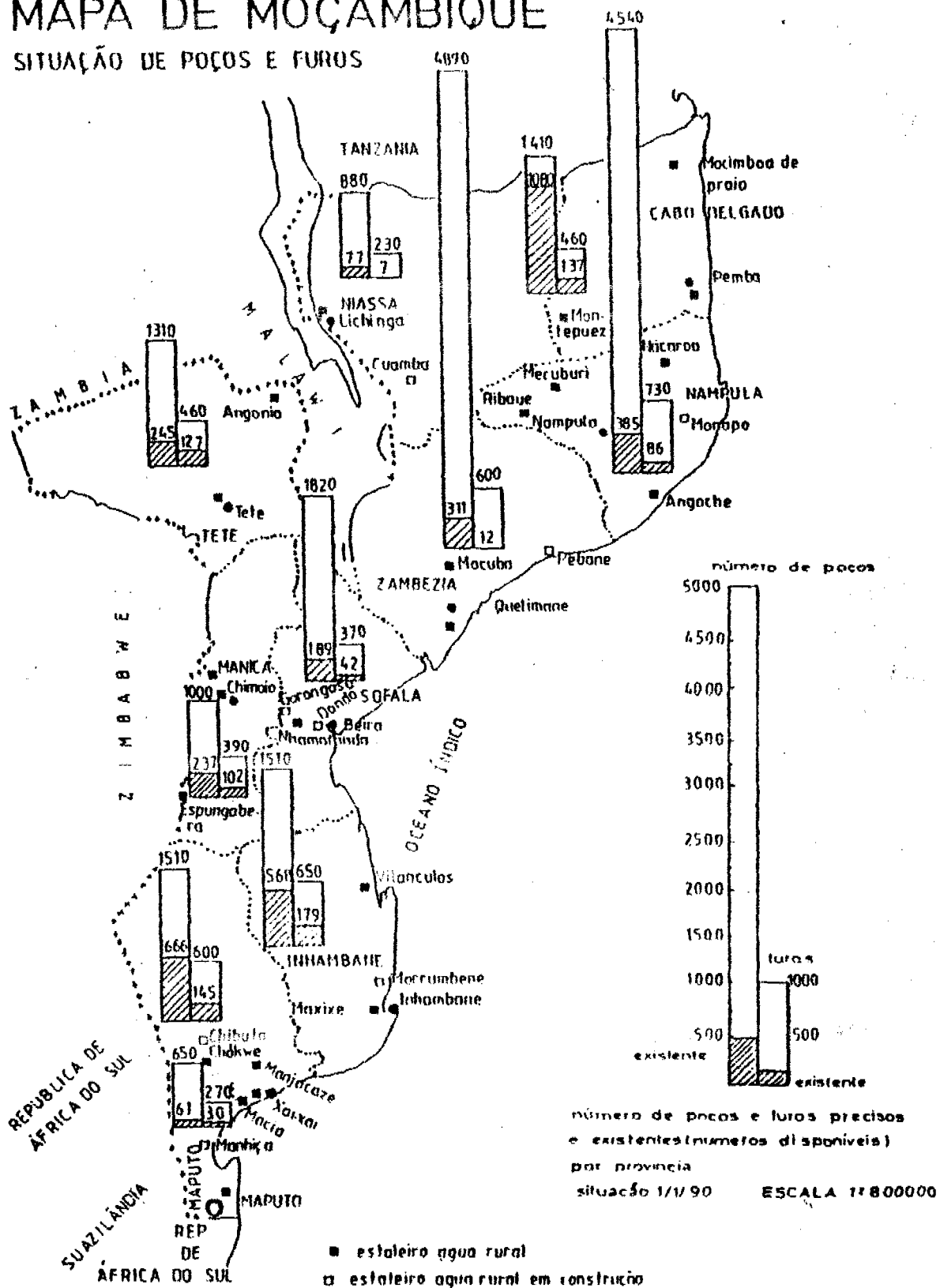
No PRONAR, entre outros com base na apresentação acima citada e noutros dados, elabora-se cada ano uma figura que indica o número de fontes de abastecimento de água e o número preciso (ver Figura. 5.3 para 1/1/90). Nesta análise, usou-se os dados do recenseamento de 1980 como estimativa do número de habitantes duma Província. Não se incluiu as mudanças populacionais durante o período de construção de obras novas, nem o facto de que, durante o mesmo período, as captações antigas poderão estragar-se.

Analisando a Figura 5.3, chega-se à conclusão de que o número de furos novos precisos no início de 1990 é de cerca de 3900 e poços novos de 16000¹. A comparação destes

¹ Observa-se uma grande diferença com a estimativa apresentada na [1] e os números da PRONAR: o PRONAR chega a duas vezes mais poços e duas vezes menos furos. Por um lado, esta diferença é causada pela experiência do PRONAR. Em muitas áreas desfavoráveis para a

MAPA DE MOÇAMBIQUE

SITUAÇÃO DE POÇOS E FUROS



construção de poços, de acordo com o [1], encontram-se ainda pequenas depressões ou leitos de riachos em que se pode construir um poço. De facto, a população está concentrada também aí. Por outro lado, nestes tipos de cálculos faz-se sempre certas assunções por causa da fraqueza dos dados disponíveis, resultando em divergências notáveis nos resultados.

Figura 5.3 Situação de poços e furos em Moçambique.

números com as capacidades de execução actuais (cerca de 200 furos e 1000 poços anuais), determina o panorama dum trabalho de grande importância, que ainda deverá ser feito. Os técnicos médios poderão fazer parte importante das estruturas Moçambicanas envolvidas neste programa.

Respostas às perguntas

1. A ordem crescente dos caudais de furos que se esperam é: basaltos dos Pequenos Libombos, granito altamente fracturado da Serra de Gorongosa, grés grosseiro de Karroo, e calcário de Marracuene.
2. Discuta a sua resposta com os seus colegas ou com o professor.
3. Só a tese d. é correcta. Muitas das vezes os aquíferos têm caudais baixos, mas são suficientes para o abastecimento rural. Usa-se a norma de 25 l/p/d para o abastecimento de água rural ou um poço/furo por 500 pessoas. Quer dizer que um poço/furo com um caudal de $0,025 \times 500 = 12,5 \text{ m}^3/\text{d}$, ou com 12 horas de funcionamento $1 \text{ m}^3/\text{h}$, dá um caudal suficiente. Na Tabela 5.4 também indica-se que 85% da população rural pode ser abastecida usando água subterrânea. Por causa dessa razão a tese a. é falsa.
A tese b. é incorrecta, porque apesar da percentagem ser a mais alta, o número de habitantes que depende dos poços é muito menor do que noutras províncias. A maior concentração da população que pode ser abastecida através de poços, encontra-se na Província da Zambézia.

Usando os dados da Tabela 5.4 e a norma de um poço ou furo por 500 pessoas, chega-se a uma necessidade de 8100 poços e 8100 furos, sem contar com os poços e furos já existentes.

Problemas

1. Quais são as importâncias e limitações da Carta Hidrogeológica de Moçambique?
2. Quais são as possibilidades para vários tipos de captações de água subterrânea numa faixa Este-Oeste de 50 km de largura entre Beira e a fronteira com o Zimbabwe? Quais são os caudais que se espera nesta área (ver também Capítulo 4.6)?

3. Indique o caudal médio (em m³/h), que se pode esperar com o rebaixamento de 10 metros, na área de Nampula, Chimoio, no grés de Karroo, nos aluviões do Zambeze, nas dunas recentes da zona litoral, e nos aluviões do Médio Limpopo.

4. Imagine que você seja técnico num Estaleiro Provincial de Água Rural. No plano para o próximo ano, o seu Director quer incluir os números de pessoas a serem beneficiadas por novos furos e poços. O Director quer dar novas fontes de água a 125.000 pessoas (20 % por poços e 80% por furos). No ano anterior você tinha a sua disposição uma máquina de perfuração (capacidade 2 furos por mês) e 5 grupos de poceiros (cada grupo faz 1 poço por mês). O que você responderá ao seu director?

Referências

1. DNA (D. Bouman), 1987. Ocorrência e a captação das águas subterrâneas em Moçambique (SdG 87.01).
2. DNA (B.P.A. Ferro e D. Bouman), 1990. A Carta hidrogeológica de Moçambique, escala 1:1.000 000 (em publicação).

MÓDULO 4

6 FLUXO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

6.1 GERAL

Nos capítulos anteriores trataram-se de alguns assuntos fundamentais para se compreender o fluxo de água subterrânea, tais como o ciclo hidrológico, a hidrogeologia, os tipos de aquíferos, a recarga, permeabilidade, etc.. Pode-se dizer que foram noções qualitativas hidrogeológicas. Neste capítulo, entraremos mais nos aspectos físicos e matemáticos do fluxo da água subterrânea, ou melhor, nos aspectos geohidrológicos. Apesar de se apresentar muitas fórmulas neste capítulo, gostaríamos de salientar, que a base física do fluxo da água subterrânea é bastante simples. Basta compreender (e não conhecer de cabeça só) a lei de Darcy, da continuidade e a influência de condições de fronteira de cada caso específico. A derivação das fórmulas matemáticas consiste apenas na aplicação de umas regras matemáticas simples, que são idênticas para cada caso.

Após ter estudado este capítulo, esperamos que você:

- a. Saiba o que é fluxo permanente e não-permanente, o que é o coeficiente de armazenamento, e o que são aquíferos freáticos e (semi-)confinados.
- b. Possa explicar, em palavras, a lei de Darcy, a lei de continuidade e a influência das condições de fronteiras. Também deve ser capaz de derivar matematicamente a lei de Darcy. Convém decorar a lei de Darcy.
- c. Saiba explicar a equivalência entre a lei de Darcy e a lei de Ohm.
- d. Saiba explicar os termos das equações diferenciais para uns casos (fluxo freático e (semi-)confinado, permanente e não permanente).
- e. Possa derivar e explicar algumas fórmulas analíticas que descrevem o fluxo de água subterrânea para casos específicos.
- f. Saiba mencionar e explicar alguns métodos não-analíticos para resolver problemas do fluxo de água subterrânea.
- g. Possa explicar o princípio de superposição.

Nota que não exigimos que se conheça fórmulas de cabeça, com exceção da lei de Darcy.

6.2 TIPOS DE AQUÍFEROS E COEFICIENTE DE ARMAZENAMENTO

6.2.1 Tipos de aquíferos

No Capítulo 1 já se fez uma distinção entre fluxo horizontal, que acontece geralmente nos aquíferos, e fluxo vertical que acontece principalmente em camadas semi-impermeáveis. O fluxo horizontal pode ser realizado em diferentes tipos de aquíferos:

- a. **Aquífero freático.** (Em Inglês: phreatic aquifer). Um aquífero freático caracteriza-se pela existência do lençol freático, que é o nível onde os poros começam a estar completamente cheios de água e onde a pressão da água é igual à pressão atmosférica. Acima do lençol freático, encontra-se a zona não-saturada.

Por exemplo, numa zona com dunas, o lençol de água que se atinge numa perfuração, será o lençol freático. Normalmente, é o lençol freático que recebe água de recarga e, como resultado, flutua bastante com o tempo. Por causa das flutuações do lençol freático, também a espessura do aquífero freático varia (ver Figura 6.1).

A altura de água no aquífero freático, a partir dum nível de referência, chama-se o nível freático.

- b. **Aquífero confinado** (Em Inglês: confined aquifer). Um aquífero confinado é completamente saturado da água, e é limitado por uma camada impermeável acima e uma outra abaixo (ver Figura 6.1).

O nível de água num furo de observação (= piezômetro) está mais alto do que o topo do aquífero, e chama-se o nível piezométrico.

- c. **Aquífero semi-confinado** (Em Inglês: semi-confined aquifer): Um aquífero semi-confinado é também saturado, mas é limitado por uma camada impermeável e uma camada semi-permeável ou por duas camadas (semi-)permeáveis (ver Figura 6.1).

Existem ainda dois tipos de condições especiais para os aquíferos:

- d. **Aquífero suspenso** (Em Inglês: perched water table): É um aquífero freático local, abaixo do qual se encontram condições não-saturados (ver Figura 6.2).

- e. **Aquífero artesiano:** (Em Inglês: artesian aquifer): Um aquífero (semi-)confinado pode-se tornar artesiano, se a pressão de água for tão alta que o nível piezométrico sobe até acima da superfície (ver Figura 4.12 e 6.2).

Na Figura 6.2 resumam-se os diferentes tipos de aquíferos. A figura é uma simplificação da situação hidrogeológica que se encontra no vale de Infulene.

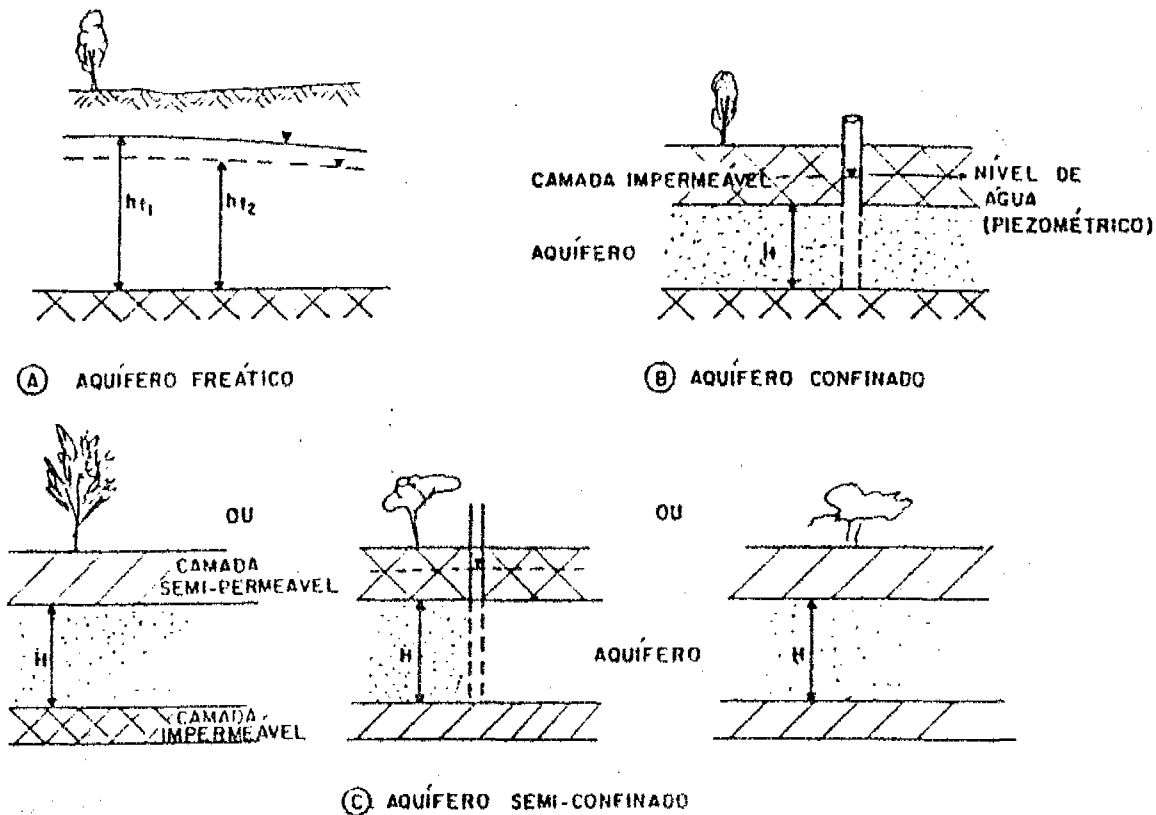


Figura 6.1 Aquífero freático (A), confinado (B) e semi-confinado (C).

6.6.2 Coeficiente de armazenamento

Se se observar qualquer nível de água subterrânea, durante um certo período, verificar-se-ão mudanças. O nível baixa e/ou sobe. Se o nível de água mudar, o volume de água armazenada no aquífero muda também. O parâmetro em que se exprime esta mudança de volume de água armazenada num aquífero, é o coeficiente de armazenamento (S) (sem dimensões): o volume de água que drena dum coluna dum aquífero de 1 por 1 metro, se o nível de água dentro desta coluna descer 1 metro. Nas condições freáticas o coeficiente de armazenamento é igual ao rendimento específico (ver Figura 6.3). Diz-se que a água drena livremente do aquífero, se o nível freático baixar. O coeficiente de armazenamento em condições freáticas (S_f) varia entre 0,05 e 0,45.

Em condições (semi-)confinadas, o coeficiente de armazenamento não refere a água que é drenada livremente pela vazão dos poros. Se o nível de água ficar piezométrico, quer dizer o nível mantém-se acima do topo do aquífero, o aquífero fica saturado (ver Figura 6.3b). Mas a pressão no aquífero muda: a pressão aumenta, se o nível piezométrico subir, e diminui, se o nível piezométrico baixar. Por causa da elasticidade das partículas e da água, a mudança da pressão de água resulta numa mudança do volume disponível para a água no aquífero. Por exemplo, uma descida do nível piezométrico significa uma pressão menor, que resulta num aumento do volume ocupado pelas partículas e pela água: as partículas e a água expandem. O resultado é que deve ser drenada água. A quantidade da água drenada ou infiltrada em condições (semi-)confinadas, por unidade de volume é muito menor do que da drenagem livre. Isto quer dizer que o coeficiente de armazenamento para condições (semi-)confinados (S_c) é normalmente 10^{-2} a 10^{-3} .

P = PRECIPITAÇÃO

R = RECARGA

E = EVAPOTRANSPIRAÇÃO

S = ESCOAMENTO SUPERFICIAL

○ NASCENTE

▽ LENÇOL FREÁTICO

▽ LENÇOL (SEMI) CONFINADO

→ DIRECÇÃO DO FLUXO

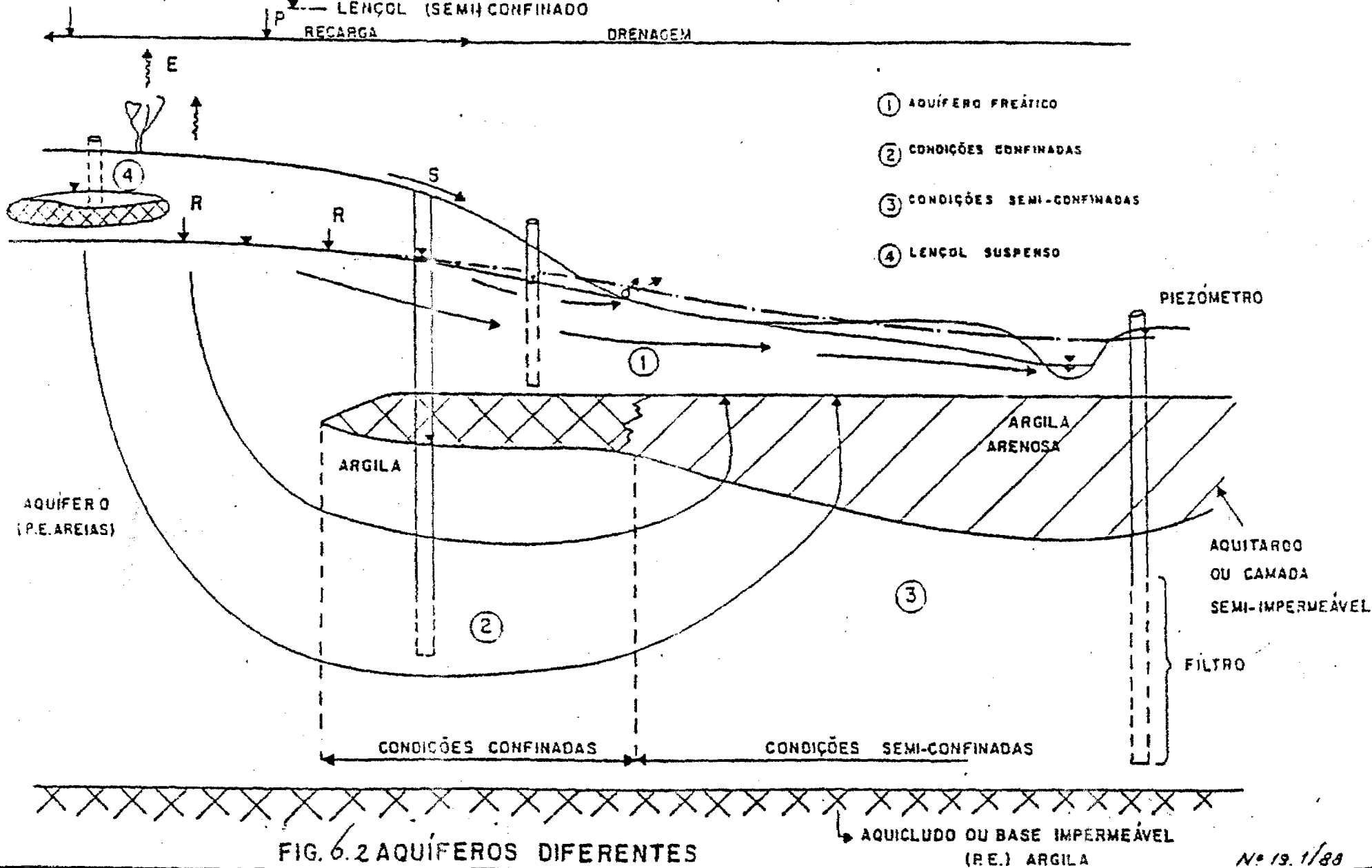


FIG. 6.2 AQUÍFEROS DIFERENTES

vezes menor do que o mesmo para condições freáticas (S_f). Um exemplo deste efeito é dado na Figura 6.3c.

A situação do fluxo de água subterrânea, em que se toma em conta as variações com o tempo no armazenamento da água, chama-se **situação não-permanente ou situação dinâmica**.

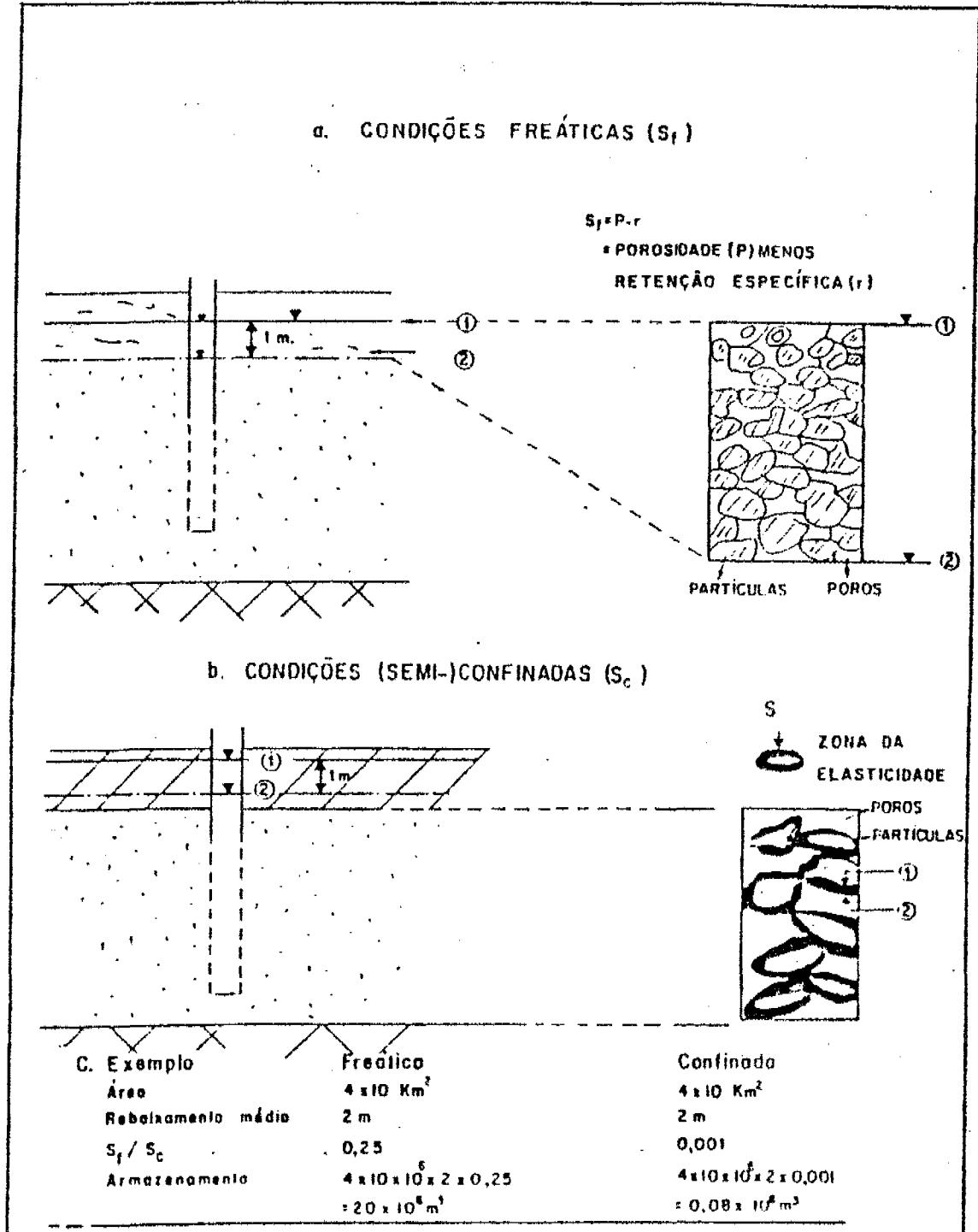


Figura 6.3 Coeficiente de armazenamento (S).

Normalmente, a mudança do armazenamento de água num aquífero é muito pequena em comparação com o volume total do aquífero contemplado. Por exemplo, num período curto, o nível de água num aquífero de umas dezenas de metros de espessura só muda uns centímetros. Então, o aumento do fluxo de água subterrânea, devido à diferença do nível de água, é desprezável em relação ao fluxo existente no aquífero.

A mudança do armazenamento de água num aquífero pode ser mesmo nula, se se observar este processo durante períodos mais longos. Isto é porque o nível de água no início do tal período considerado é igual ao nível no fim. Um exemplo é dado na Figura 6.4, em que se mostra o curso normal do nível freático durante o ano. Se se tomar o período de cálculo como um ano, na Figura 6.4 de Outubro a Outubro, a diferença de armazenamento é zero, embora durante o ano a quantidade armazenada varie.

(N.B. Será óbvio que se idealizou o comportamento do nível freático na Figura 6.4. Na realidade acontecem mais variações durante o ano. Também há variações na precipitação de um ano para outro. Como resultado, o nível freático não volta sempre depois dum ano na mesma altura.)

◆ *Pergunta 1.*

Na Figura 6.4 indica-se que as chuvas começam em Outubro, enquanto o nível freático começa a subir em Dezembro. Outro fenómeno de notar é que em Abril já chove menos, enquanto o nível freático atinge neste mês o máximo. Qual é a causa destes fenómenos? ◆

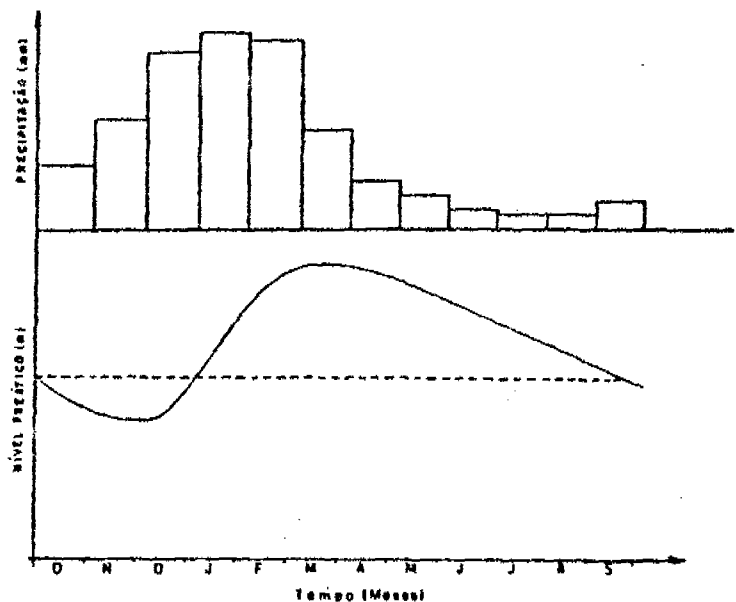


Figura 6.4 Comportamento esquematizado da precipitação e do nível freático durante o ano.

6.3 PRINCÍPIOS BÁSICOS DO FLUXO DE ÁGUA SUBTERRRÂNEA

6.3.1 A lei de Darcy

A. Várias expressões da lei de Darcy

O Henri Darcy executou experiências com um cilindro enchido com um certo tipo de areia em que passa água. Descobriu que a velocidade do fluxo variou sempre linearmente em função do gradiente hidráulico (ver Figura 6.5). O coeficiente de proporcionalidade aumenta, quando se introduzir areias mais grosseiras na coluna, pois é a permeabilidade. A lei de Darcy fica:

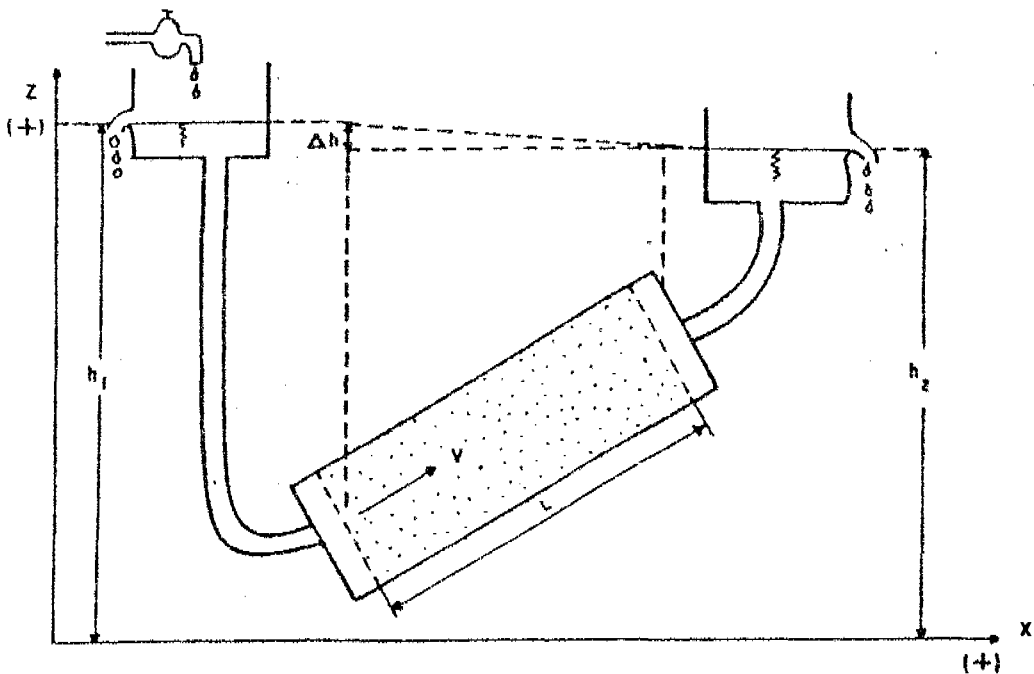


Figura 6.5 A distribuição e a perda de carga no fluxo através duma coluna de areia.

$$v = -Ki \quad (\text{m/d}) \quad (6.1)$$

em que v = velocidade do fluxo (m/d)
 K = permeabilidade (m/d)

$$i = \frac{h_2 - h_1}{L}$$

$$= \frac{\Delta h}{L}, \text{ o gradiente hidráulico (sem dimensões)} \quad (-)$$

$$L = \text{o comprimento do cilindro} \quad (\text{m})$$

O sinal negativo na equação é para indicar a própria direcção do fluxo. Δh é negativo (a altura hidráulica decresce na direcção positiva de x); portanto o gradiente i é negativo. K é positivo, pois o valor da velocidade v na equação 6.1 é positivo. Isto concorda com a direcção do fluxo indicada na Figura 6.5.

Exemplo: $h_1 = 0,75$ m; $h_2 = 0,50$ m; $K = 8$ m/d; $L = 0,75$ m

$$v = -8 \frac{0,50 - 0,75}{0,75} = -8 \frac{-0,25}{0,75} = -8 * -0,33 = 2,67 \text{ m/d}$$

A velocidade real realiza-se nos poros (v_p), então:

$$v_p = \frac{v}{r} \quad (\text{m/d}) \quad (6.2)$$

em que r = rendimento específico

Há ainda outras formas para descrever a lei de Darcy (ver Figura 6.6):

a. O fluxo unitário (q) é o fluxo por metro da largura dum aquífero com espessura H :

$$q = -K i = -H v \quad (\text{m}^2/\text{d} \text{ ou } \text{m}^3/\text{d}/\text{m}) \quad (6.3)$$

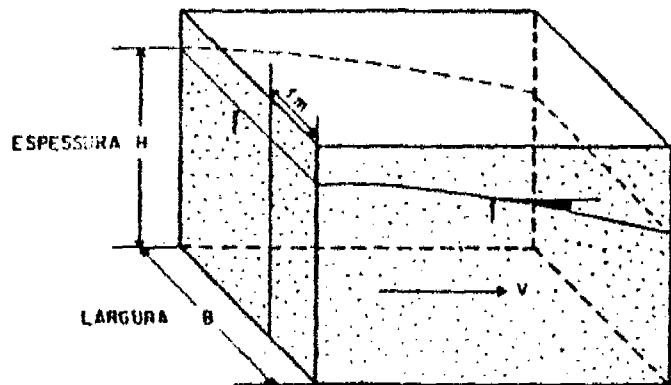


Figura 6.6 Fluxo unitário e fluxo total num aquífero.

$$q = -T i \quad (6.4)$$

em que $T = KH$ (transmissibilidade) (m^2/d)

b. O fluxo total (Q), que é o fluxo multiplicado pela largura da faixa considerada:

$$Q = K H B i \quad (\text{m}^3/\text{d}) \quad (6.5)$$

em que B = largura (m)

$$\text{ou } Q = -T B i \quad (6.6)$$

$$\text{ou } Q = -B q \quad (6.7)$$

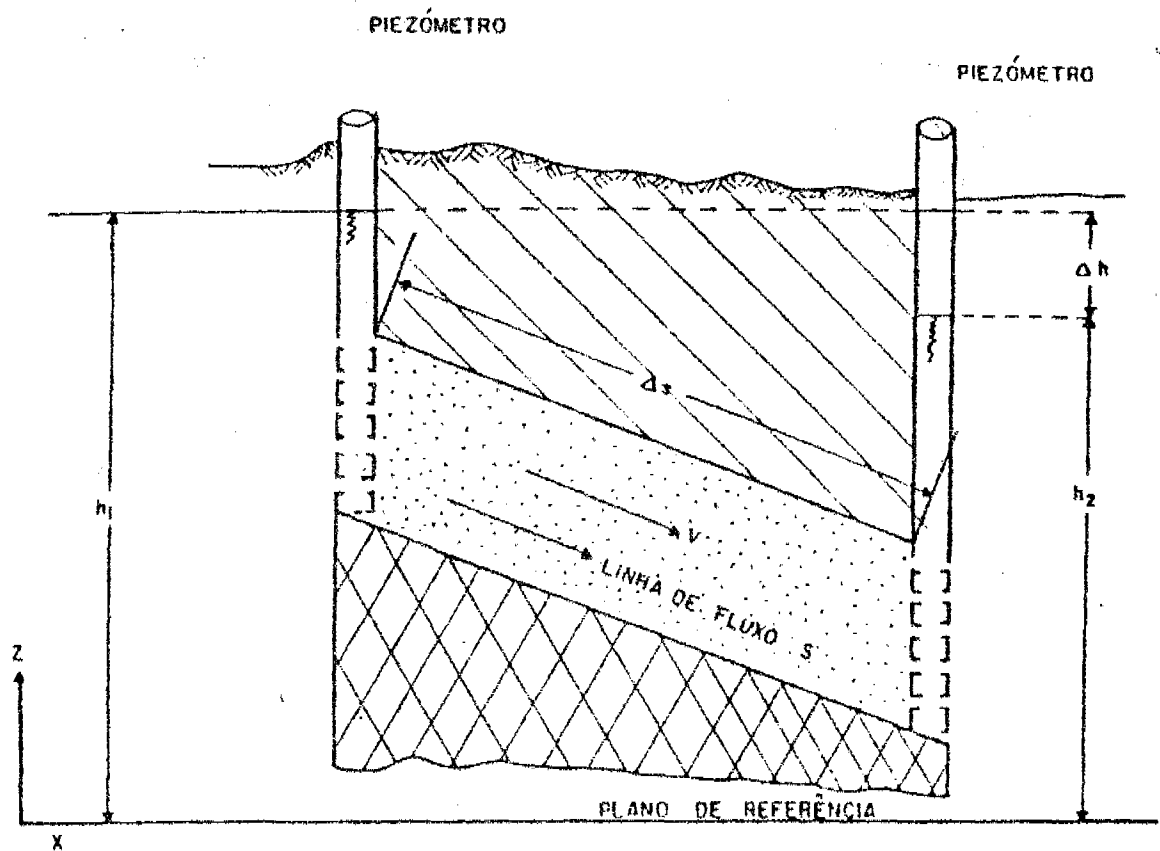


Figura 6.7 Fluxo subterrâneo em qualquer direção.

Nas fórmulas apresentadas acima, o gradiente hidráulico foi exprimido usando valores físicos claros: h_1 , h_2 e L . Na prática, o fluxo pode acontecer em qualquer direção (ver Figura 6.7). Para isso é preciso exprimir o gradiente i numa forma mais geral. Em vez de usar distâncias fixas, pode-se generalizar a Lei de Darcy através de :

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta s} \quad (6.8)$$

em que Δs = a distância que separa duas alturas hidráulicas em qualquer direção s (m)
 Δh = diferença de nível piezométrico sobre esta distância (m)

Caso se diminua Δs a um valor infinitesimal ($\Delta s \rightarrow 0$), escreve-se:

$$i = \frac{dh}{ds} \quad (6.9)$$

Então, a expressão matemática da lei de Darcy fica, usando (6.1):

$$v = -K \frac{dh}{ds} \quad (6.10)$$

É importante perceber que a fórmula de Darcy aplica-se às gotas de água. Na Figura 6.8, a gota de água na posição 1 corre ao longo da sua linha de fluxo para o ponto 2. A lei de Darcy é aplicável a tal linha de fluxo usando as alturas hidráulicas nos mesmos pontos.

B. Componentes da altura hidráulica

Analisemos ainda, com mais detalhe, os componentes do gradiente hidráulico (ver Figura 6.8). Para definir as alturas hidráulicas (h) é preciso escolher o plano de referência. Em muitos casos usa-se o nível médio do mar, mas pode-se considerar qualquer outro plano.

A altura hidráulica consiste em duas partes. Existe a altura de posição (z), que indica a posição da gota de água dentro dum aquífero. A coluna de água acima da altura de posição chama-se a altura de pressão para esta gota de água. A altura de pressão é igual à pressão (p) dividida pela densidade (ρ) e pela constante de gravidade (g). Então, a altura hidráulica fica:

$$h = z + \frac{p}{\rho g} \quad (m) \quad (6.11)$$

A altura hidráulica é o nível que se mede num piezômetro e chama-se também altura piezométrica. Conforme a lei de Darcy, a água subterrânea, com densidade constante, escoar de pontos com altura hidráulica alta, para os pontos com altura hidráulica mais baixa. Pois chama-se a altura hidráulica também altura de carga ou de potencial. Como se sabe, a água corre de pontos com carga alta para pontos com carga mais baixa. Entre dois pontos com a mesma carga não existe fluxo.

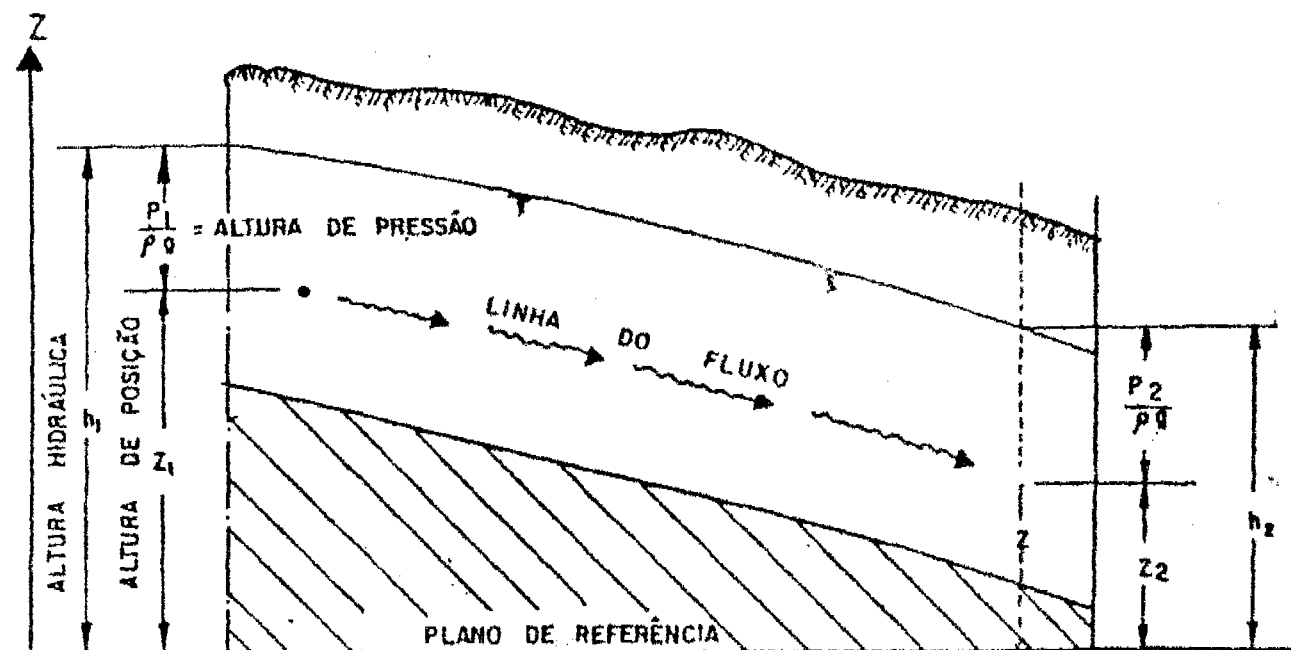


Figura 6.8 Altura hidráulica, altura de pressão e altura de posição.

O último ponto é essencial para compreender bem o fluxo de água subterrânea. Muitas das vezes pensa-se erradamente que o fluxo subterrâneo sempre segue a direcção perpendicular às isolinhas topográficas, como o fluxo superficial.

◆ *Pergunta 2.*
 Na Figura 6.9a, dá-se níveis topográficos e valores da altura hidráulica. Desenhe nesta figura as isolinhas topográficas, as isolinhas da altura hidráulica com equidistâncias de 10 em 10 m e indique o fluxo de água subterrânea e a divisória da água superficial e da água subterrânea. Tire as suas conclusões. ◆

LEGENDA
 ● ALTURA TOPOGRÁFICA (m)
 ○ ALTURA PIEZOMÉTRICA (m)

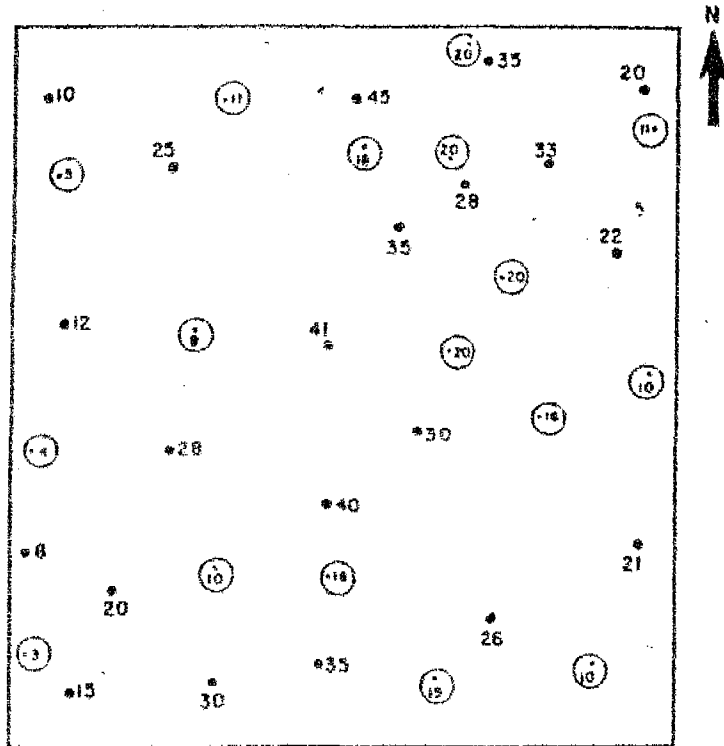


Figura 6.9a Alturas topográficas e piezométricas.

C. Exemplos

Exemplo 1. Fluxo horizontal num aquífero confinado

Na Figura 6.10 apresenta-se um exemplo da aplicação da lei de Darcy no caso dum aquífero confinado. A permeabilidade do aquífero (K) é de 5 m/d e a espessura (H) é de 30 m. Os cálculos ficam:

$$i = \frac{h_2 - h_1}{L} = \frac{40 - 35}{1500} = 0,00333$$

$$(6.1) \quad v = -Ki = -5 * 0,00333 = -0,0167 \text{ m/d}$$

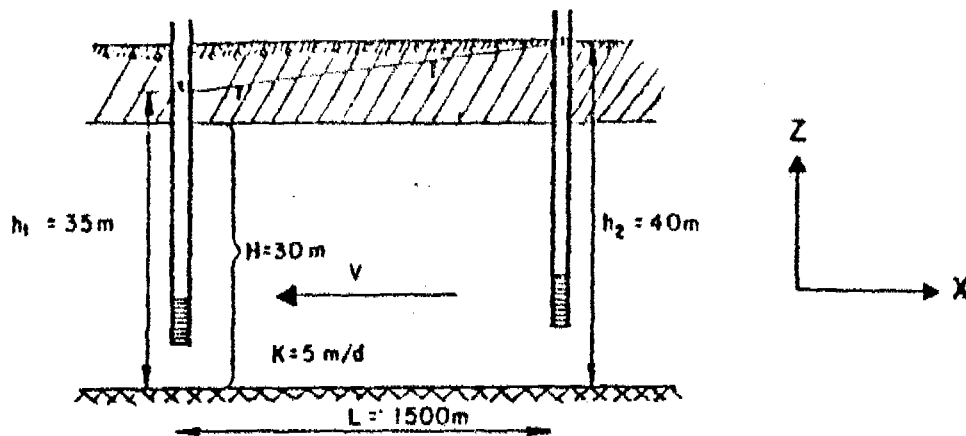
O sinal negativo indica que o fluxo é na direcção negativa.

(Se o rendimento específico for 0,2, a velocidade real nos poros é somente 0,0167/0,2 = 0,083 m/d.)

$$(6.3) \quad q = -KHv = -20 * -0,0167 = 0,33 \text{ m}^2/\text{d}$$

Se a largura da área (B) for de 2000 m:

$$(6.5) \quad Q = -KBv = -2000 * 0,33 = -660 \text{ m}^3/\text{d}$$



Fluxo 6.10 Fluxo horizontal num aquífero confinado.

Exemplo 2. Fluxo vertical numa camada semi-impermeável

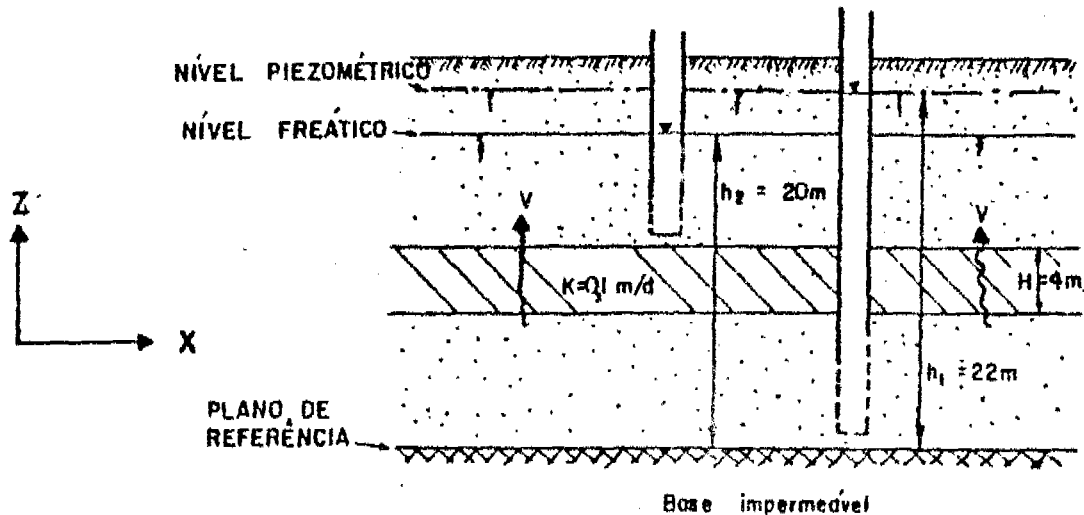


Figura 6.11 Fluxo vertical.

Na Figura 6.11 mostra-se a situação dum aquífero freático separado por uma camada semi-permeável com um aquífero semi-confinado. O nível piezométrico do aquífero semi-confinado é mais alto do que o nível freático. Existe um gradiente hidráulico na direcção vertical. Também pode existir um gradiente hidráulico na direcção horizontal numa camada semi-permeável. E sempre muito menor do que na direcção vertical e pode-se desprezá-lo. Por causa disso, diz-se que nas camadas semi-permeáveis só acontece fluxo vertical.

A lei de Darcy fica:

$$v = -Ki \quad (\text{m/d}) \quad (6.12)$$

em que $K =$ permeabilidade da camada semi-permeável (m/d)
 $i =$ gradiente hidráulico na camada semi-permeável

$$i = \frac{h_2 - h_1}{H} \quad (-) \quad (6.13)$$

em que

h_1 = nível piezométrico (m)

h_2 = nível freático (m)

H = espessura da camada semi-permeável (m)

Combinando (6.1) e (6.13), fica:

$$v = -K \frac{h_2 - h_1}{H} = -\frac{h_2 - h_1}{c} \quad (6.14)$$

em que c = a resistência hidráulica (H/K) (d)

$$c = \frac{4}{0,1} = 40 \text{ d}$$

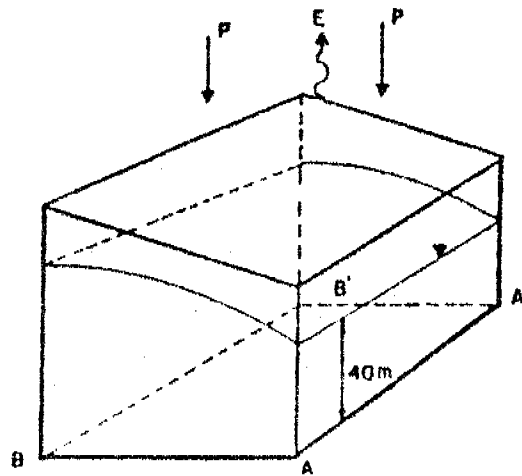
$$v = -\frac{20-22}{40} = -0,05 \text{ m/d}$$

Se se analisar uma área horizontal de comprimento $L = 2000$ m e de largura $B = 3000$ m, o fluxo total vertical (Q) será:

$$Q = LBv = 2000 \times 3000 \times 0,05 = 300.000 \text{ m}^3/\text{d}$$

Dados:

- BB' é divisória da água
- $AA' = 10 \text{ Km} = BB'$
- $K = 10 \text{ m/d}$
- Espessura do aquífero no $A-A'$ é 40 m
- Recarga (R) é 15% da precipitação anual
- $AB = 4 \text{ km}$
- $\frac{dh}{dx} = -0,004$ no $A-A'$



Problema:

Cálculo a precipitação anual na área $AA'BB'$, em mm/a

Solução:

- Darcy:

$$v = -K i = 10 \times 0,004 = 0,04 \text{ m/d}$$

$$q = KHv = 40 \times 0,04 = 1,6 \text{ m}^3/\text{d}$$

$$Q = Lxq = 10.000 \times 1,6 = 16.000 \text{ m}^3/\text{d} = 5,84 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$$

- Continuidade:

$$Q = R = 5,84 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$$

$$P = R/0,15 = 5,84 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$$

$$P = (38,93 \times 10^6) / (4 \times 10 \times 10^6) = 0,973 \text{ m/a} = 973 \text{ mm/a}$$

Figura 6.12 Lei de Darcy e balanço hídrico: exemplo da aplicação.

6.3.2 Continuidade ou a lei de conservação de massa

A lei da continuidade refere ao princípio básico da física exprimido na lei da conservação de massa. Para o fluxo da água subterrânea não-permanente isto significa:

$$\text{fluxo de entrada} = \text{fluxo de saída} + \text{mudança em armazenamento}$$

Para o fluxo permanente, a continuidade simplifica-se em:

$$\text{fluxo de entrada} = \text{fluxo de saída}$$

Por outras palavras, a continuidade é o mesmo princípio como o princípio dum balanço hídrico: dado uma certa área e uma certa profundidade, portanto um volume, não se pode perder água.

Na Figura 6.12 dá-se um exemplo dum cálculo para fluxo permanente usando a Lei de Darcy e a Lei de continuidade com base num exemplo da área Norte de Maputo.

6.3.3 Condições de fronteira

O terceiro princípio básico para resolver problemas de fluxo de água subterrânea é a aplicação das condições de fronteiras. As condições de fronteiras referem-se a pontos ou linhas, onde a situação hidráulica na zona em estudo é conhecida. Nas experiências do Darcy foram os níveis hidráulicos no início e no fim do cilindro com areia (h_1 e h_2). No exemplo da Figura 6.13, são os níveis piezométricos no lado Oeste e Este que determinam o facto da divisória da água subterrânea não estar no meio da zona.

Outros exemplos dos níveis fixos, como condições de fronteira na realidade, são os níveis dum rio ou duma lagoa ou do mar, ou um nível de água num furo. Outro tipo de condições de fronteiras é o fluxo fixo sobre uma fronteira. Se uma fronteira for escolhida perpendicular às isolinhas dos níveis piezométricos, quer dizer paralela à direcção do fluxo, o fluxo que passa a fronteira é zero. Estruturas geológicas, como falhas fechadas ou diques, podem criar também uma fronteira sem fluxo. Por outro lado canais de drenagem, um rio ou uma linha de furos, podem formar um limite de altura fixa ou com um fluxo fixo, não igual a zero.

6.4 EQUIVALÊNCIA ENTRE A LEI DE DARCY E A LEI DE OHM

6.4.1 Geral

A lei de Darcy em palavras diz que o fluxo de água subterrânea (v , q ou Q) é o produto dum termo que exprime a facilidade de passagem de água (K/L , KH/L , KHB/L) vezes

a força de acção $h(\Delta)$. A facilidade de passagem de água é idêntica ao inverso duma resistência contra a passagem. Assim, a equivalência com a lei de Ohm para a corrente eléctrica fica clara: a corrente eléctrica (I) é igual ao inverso da resistência eléctrica ($1/R$) vezes a força de acção, que é a diferença de potencial (ΔV). Na Figura 6.14 deriva-se esta equivalência em fórmulas.

6.4.2 Fluxo horizontal num sistema composto de camadas aquíferas.

Um aquífero composto consiste em várias camadas aquíferas sobrepostas, todos com espessura e permeabilidade diferente (ver Figura 6.15). A equivalência entre a lei de Darcy e a de Ohm ajuda resolver a descrição matemática do fluxo de água subterrânea num aquífero composto. No caso de fluxo horizontal, a equivalência existe com um conjunto de resistências paralelos.

A derivação da equivalência com a resistência eléctrica apresenta-se na Figura 6.15. Parece que neste caso pode-se somar a transmissibilidade de cada camada para obter a transmissibilidade do aquífero composto.

6.4.3 Fluxo vertical num sistema composto de camadas

Para o caso do fluxo vertical numa série de camadas sobrepostas, a equivalência entre a lei de Darcy e a de Ohm é dada na Figura 6.16. O conjunto de camadas é, neste caso, equivalente com uma série de resistências eléctricas. O resultado da derivação matemática mostra que a resistência hidráulica para o total das camadas é igual à soma das resistências hidráulicas individuais.

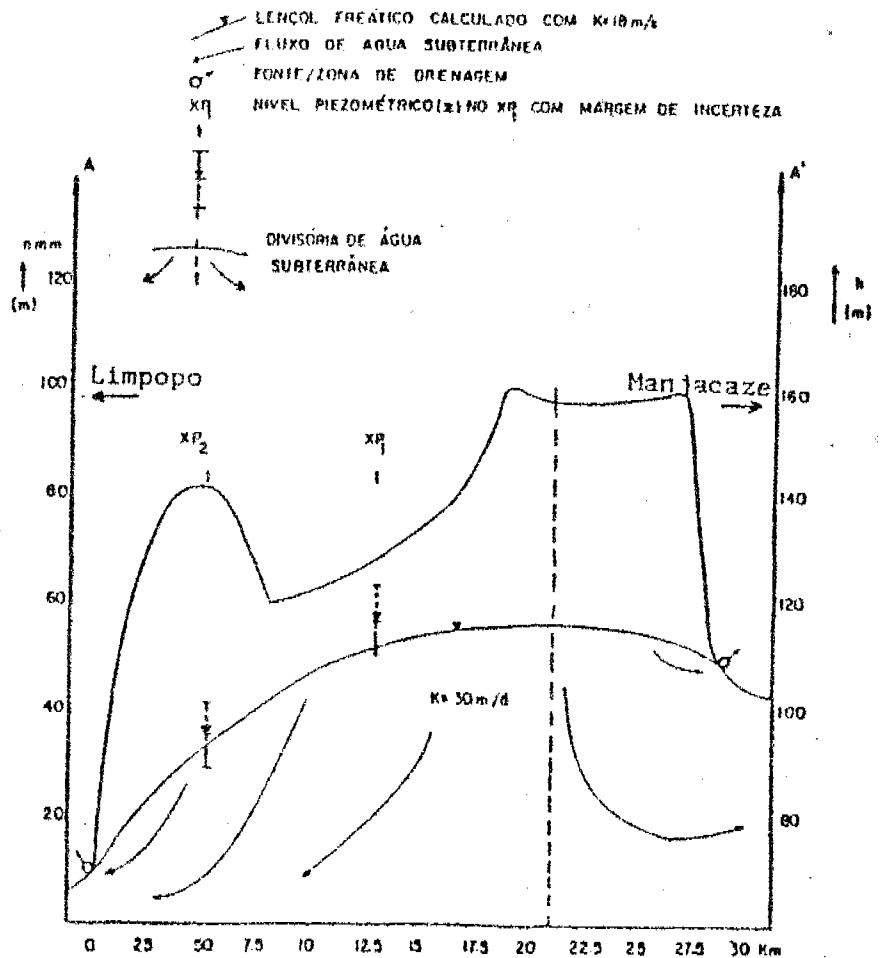


Figura 6.13 Perfil hidrogeológico Limpopo-Manjacaze. [2]

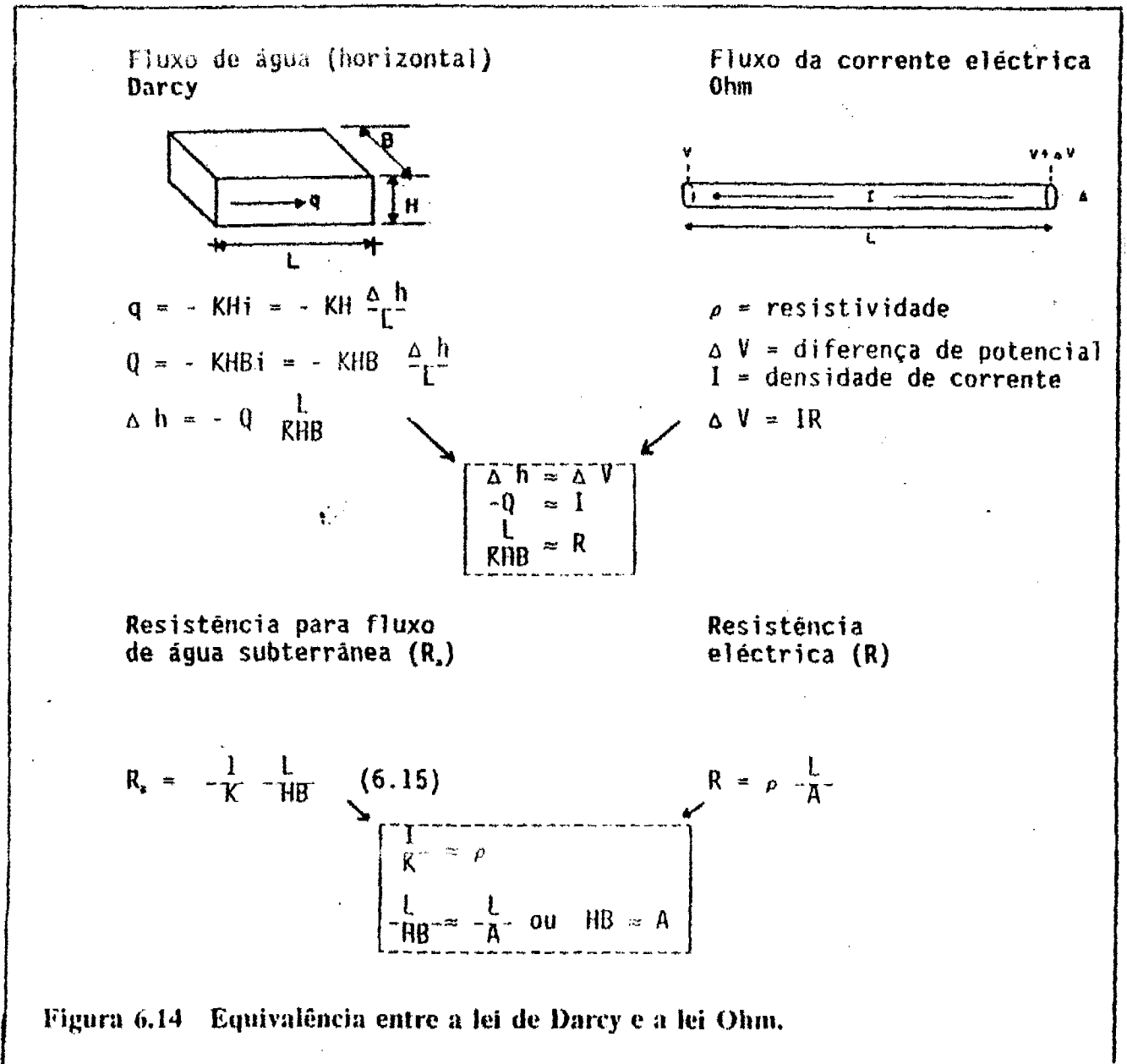


Figura 6.14 Equivalência entre a lei de Darcy e a lei Ohm.

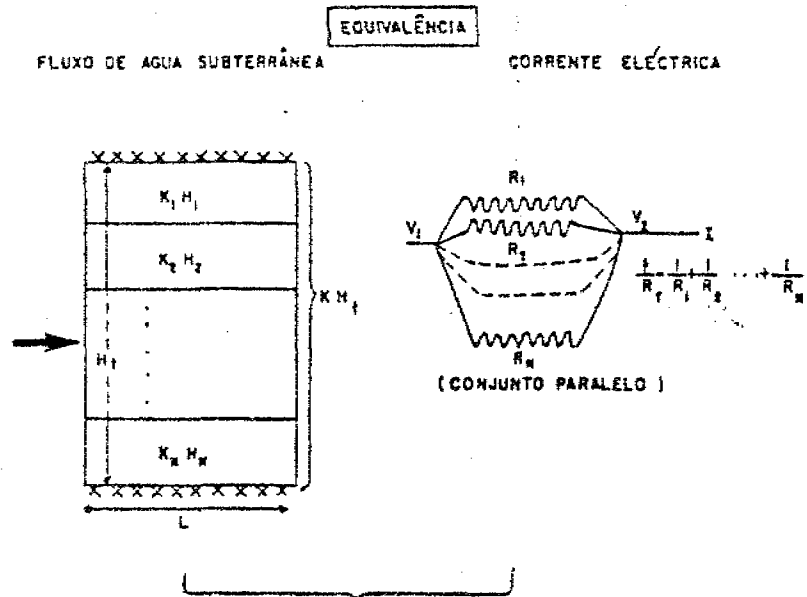
- ◆ Pergunta 3. Explique, por suas próprias palavras, a equivalência entre a lei Darcy e a lei de Ohm, em 5 linhas no máximo 5 linhas. ◆

6.5 EQUAÇÕES DIFERENCIAIS PARA O FLUXO DE AGUA SUBTERRANEA

6.5.1 Geral

No capítulo anterior tratou-se da continuidade em termos físicos. Neste capítulo, tratar-se-á a mesma em fórmulas matemáticas. Não aprenda esta parte de cor, mas tente compreender as fórmulas em termos físicos.¹

¹ Recomendamos que se consulte também os apontamentos de matemática



RESISTÊNCIA HIDRÁULICA

$$R_1 = \frac{L}{K_1 H_1}$$

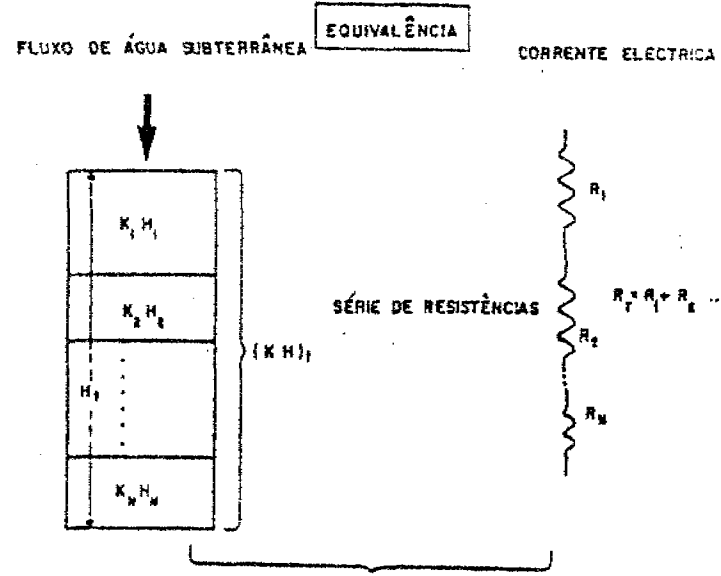
$$\frac{1}{R_T} = \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} + \dots + \frac{1}{R_N}$$

$$\frac{(KH)_T}{L} = \frac{K_1 H_1}{L} + \frac{K_2 H_2}{L} + \dots + \frac{K_N H_N}{L}$$

$$\text{OU: } (KH)_T = \sum_{j=1}^N K_j H_j$$

$$\text{OU: } K_T = \frac{1}{H_T} \sum_{j=1}^N K_j H_j$$

FIGURA 6.15 AQUÍFEROS COMPOSTOS: FLUXO HORIZONTAL



RESISTÊNCIA HIDRÁULICA

$$R_1 = \frac{H_1}{K_1}$$

$$R_T = R_1 + R_2 + \dots + R_N$$

$$\frac{H_T}{K_T} = \frac{H_1}{K_1} + \frac{H_2}{K_2} + \dots + \frac{H_N}{K_N}$$

$$K_T = \frac{H_T}{\sum_{j=1}^N \frac{H_j}{K_j}}$$

FIGURA 6.16 AQUÍFEROS COMPOSTOS: FLUXO VERTICAL

Supõe-se que a velocidade (v) é uma função linear da direcção x (ver a Figura 6.17). Sabendo a velocidade no ponto a , $v(a)$, qual é a velocidade no ponto b ? Do triângulo sabe-se que:

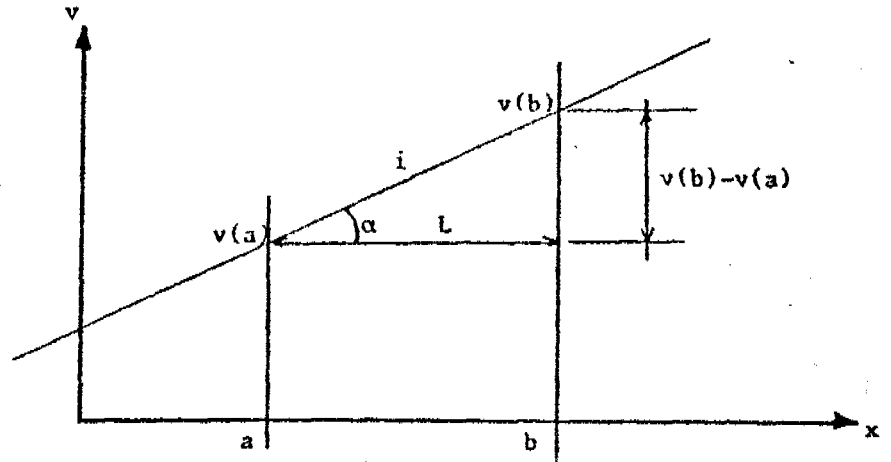


Figura 6.17 Função linear de velocidade.

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{v(b) - v(a)}{L}, \quad \text{ou}$$

$$v(b) - v(a) = L \operatorname{tg} \alpha \quad (6.16)$$

Então, podemos escrever para a velocidade no ponto b :

$$v(b) = v(a) + L \operatorname{tg} \alpha \quad (6.17)$$

em que $\operatorname{tg} \alpha =$ o gradiente da linha recta que representa o aumento de velocidade v na direcção x .

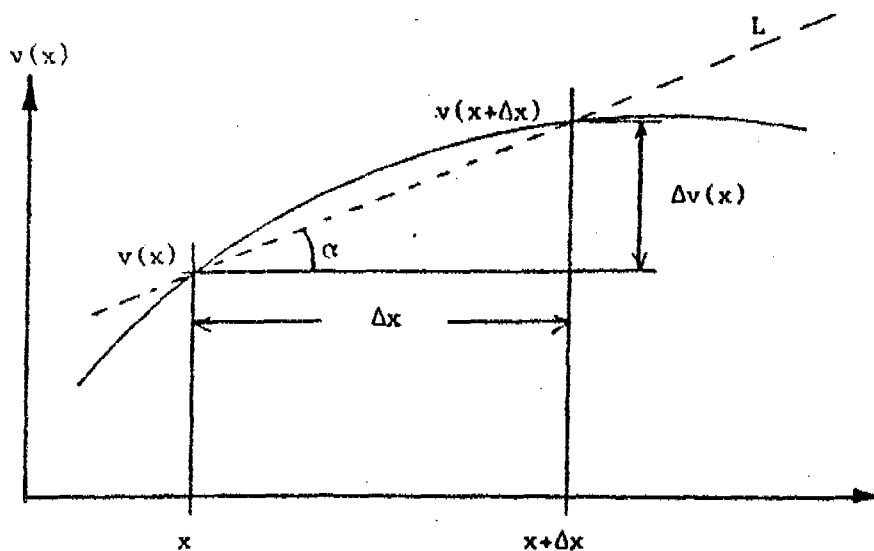


Figura 6.18 Função não-linear de velocidade $v(x)$.

No segundo exemplo, a velocidade é uma função não-linear de x (ver a Figura 6.18). Sabendo a velocidade em x , $v(x)$, qual é a velocidade a pouca distância Δx , no ponto $x + \Delta x$?

Do triângulo, sabe-se:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{v(x + \Delta x) - v(x)}{\Delta x} = \frac{\Delta v(x)}{\Delta x}, \text{ ou } \Delta v(x) = \Delta x \operatorname{tg} \alpha$$

Então,

$$v(x + \Delta x) = v(x) + \Delta x \operatorname{tg} \alpha \text{ ou}$$

$$v(x + \Delta x) = v(x) + \frac{\Delta v(x)}{\Delta x} \Delta x$$

$$v(x + \Delta x) = v(x) + \frac{\Delta v(x)}{\Delta x} \Delta x \quad (6.18)$$

O termo $\Delta v(x)/\Delta x$ representa o aumento de velocidade $v(x)$ sobre a distância Δx .

No próximo exemplo vai-se diminuir o comprimento de Δx (ver Figura 6.19). O Δx torna-se numa distância muito pequenina e fica o diferencial de x : $\Delta x \rightarrow dx$.

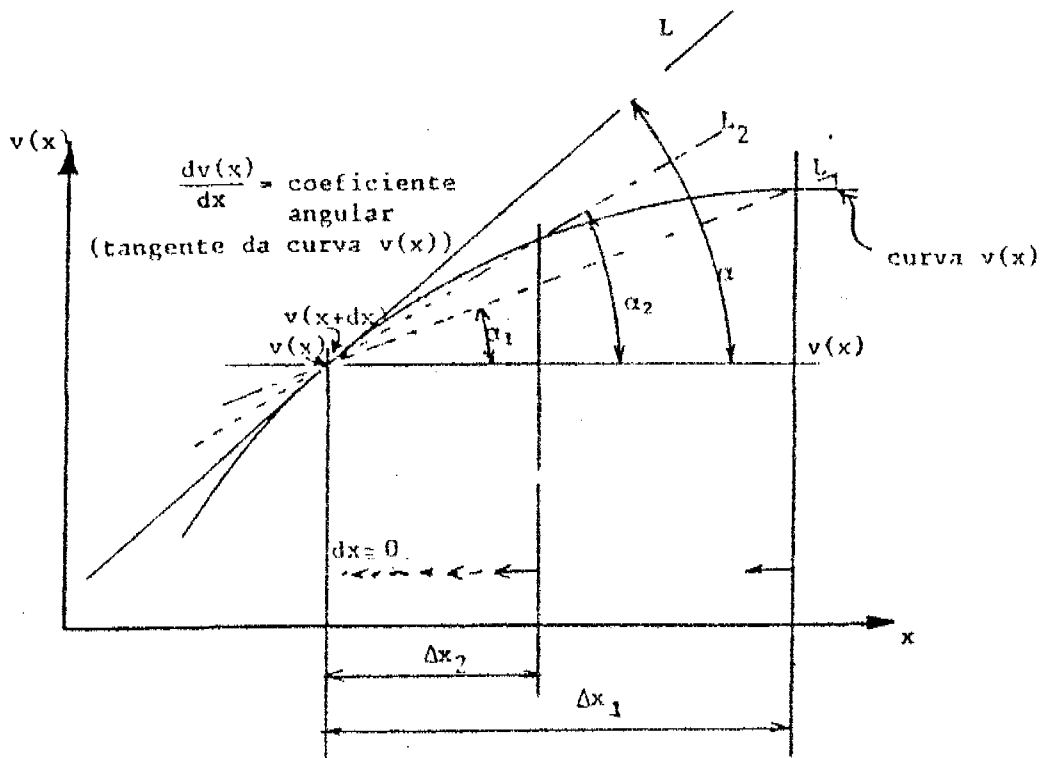


Figura 6.19

Função não-linear de velocidade, mostrando a mudança de $\Delta v(x)/\Delta x$ em $dv(x)/dx$.

Diminuindo o Δx_1 para Δx_2 , para $\Delta x_3, \dots, dx$, ao mesmo tempo a linha L_1 e a sua inclinação α_1 , mudam em L_2 e α_2 , e, finalmente, em L e α . Esta linha L representa a tangente da função $v(x)$ no x (coeficiente angular).

Sabendo-se a velocidade no ponto x , $v(x)$, qual será a velocidade no ponto muito perto $(x+dx)$? Análogo a equação (6.18), escreve-se:

$$v(x+dx) = v(x) + \frac{dv(x)}{dx} dx \quad (6.19)$$

onde $dv(x)/dx =$ a derivada da função $v(x)$ no ponto x .

Foi suposto que a função v era apenas dependente da direcção x , então: $v = v(x)$. Caso a linha de fluxo não coincida com uma das coordenadas x, y ou z , a velocidade tem componentes na direcção x, y e z : v_x, v_y , e v_z . Então, $v = v(x, y, z)$.

Neste caso a derivada na direcção x não é uma derivada absoluta, $dv(x)/dx$, indicada com a letra 'd'-estreita, mas com a letra Grega, δ , ('delta' minúsculo ou d-curvá). Isto significa que a equação (6.19) muda em:

$$v_{x+dx} = v_x + \frac{\delta v_x}{\delta x} dx \quad (6.20)$$

onde, $v_x =$ o componente da velocidade na direcção x no ponto x

$v_{x+dx} =$ o componente da velocidade na direcção x no ponto $x + dx$

$\frac{\delta v_x}{\delta x} =$ a derivada parcial da função $v(x, y, z)$ na direcção x

Considerando um cubo muito pequeno, com comprimento dx , largura dy e altura dz , pode-se derivar identicamente para o aumento da velocidade nas direcções y e z (ver Figura 6.20):

$$v_{y+dy} = v_y + \frac{\delta v_y}{\delta y} dy \quad (6.21)$$

e,

$$v_{z+dz} = v_z + \frac{\delta v_z}{\delta z} dz \quad (6.22)$$

6.5.2 Lei de conservação de massa (equações de continuidade)

A segunda lei fundamental da hidrodinâmica é a lei de conservação de massa, que diz que, num sistema fechado, não se pode criar nem destruir massa. Considera-se que o fluido e a matriz são incompressíveis (ver Figura 6.20).

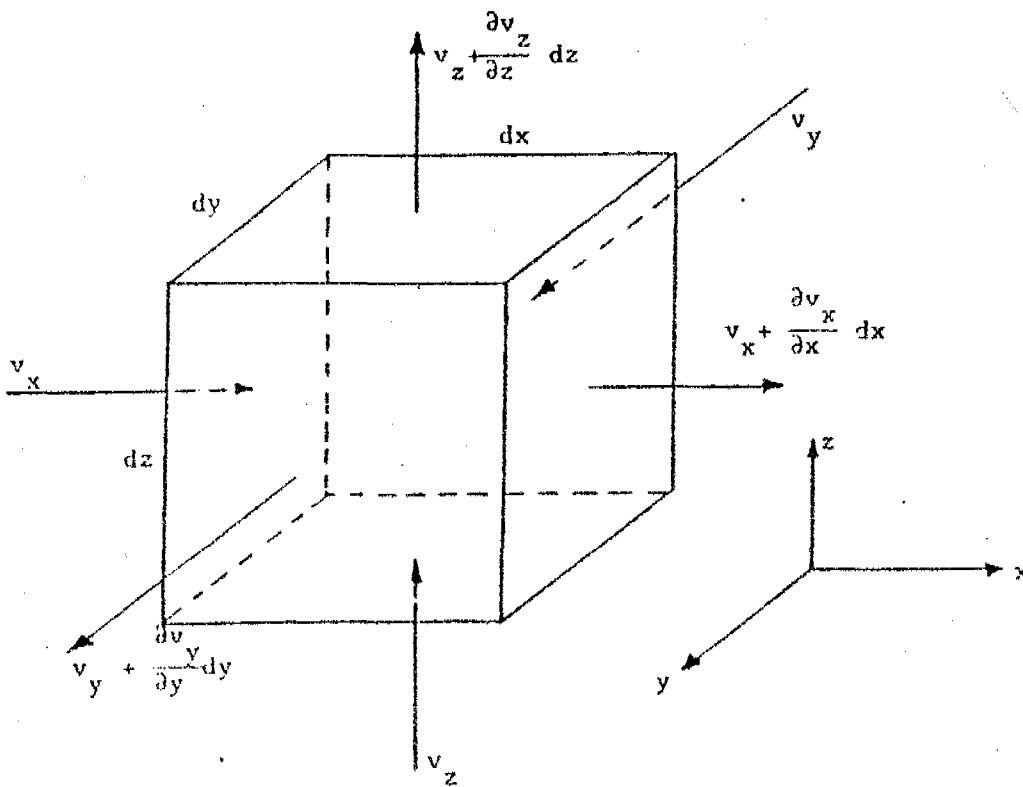


Figura 6.20 A distribuição da velocidade num pequeno cubo de fluido.

A diferença em volume transferido na direcção x é igual a:

$$\left(v_x + \frac{\delta v_x}{\delta x} dx\right) dy dz dt - v_x dy dz dt, \quad (6.23)$$

ou,

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} dx dy dz dt \quad (6.24)$$

Similarmente, deriva-se para as outras direcções os volumes transferidos:

$$\frac{\delta v_y}{\delta y} dy dz dx dt \quad (6.25)$$

$$\frac{\delta v_z}{\delta z} dz dx dy dt \quad (6.26)$$

A lei de conservação de massa diz que a diferença total em volume transferido é igual a zero:

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} dx dy dz dt + \frac{\delta v_y}{\delta y} dy dz dx dt + \frac{\delta v_z}{\delta z} dz dx dy dt = 0 \quad (6.27)$$

No caso de fluxo permanente, esta equação reduz-se assim:

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} + \frac{\delta v_y}{\delta y} + \frac{\delta v_z}{\delta z} = 0 \quad (6.28)$$

que é chamada a equação de continuidade.

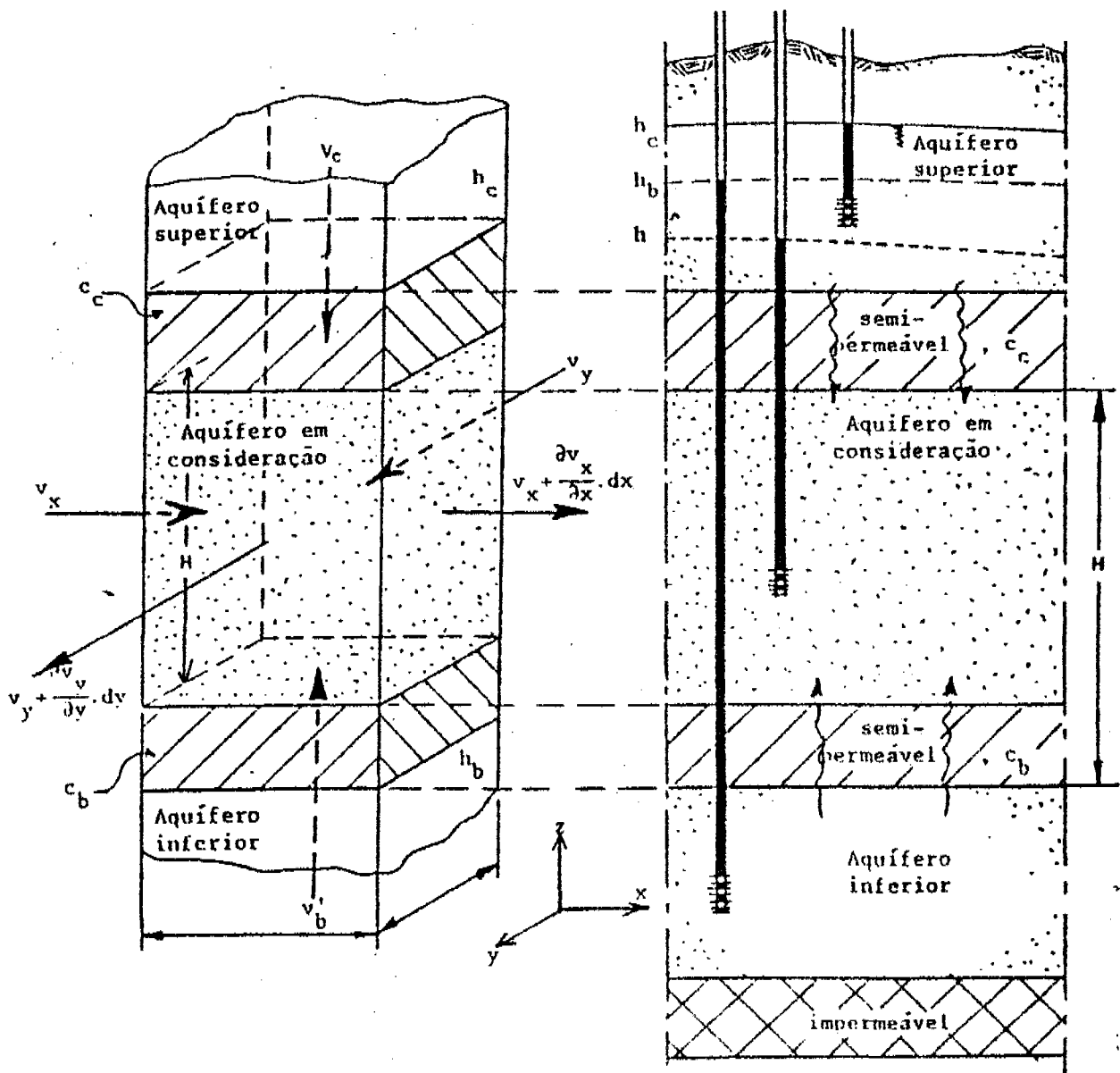


Figura 6.21 Quantidade de entrada e saída para uma parcela num aquífero semi-confinado.

6.5.3 Fluxo permanente em aquíferos (semi-)confinados

Sob o ponto de vista físico, todos os sistemas de fluidos estendem-se em três dimensões. Muitas vezes o fluxo é principalmente em planos paralelos e é permitido tratá-lo como havendo um carácter bi-dimensional. Por exemplo, o escoamento de água subterrânea para as valas de drenagem é principalmente bi-dimensional. O fluxo para um furo é também bi-dimensional (fluxo radial). A fim de se resolver problemas bi- e tri-dimensionais, tem que se juntar a equação de Darcy e a equação de continuidade. A equação resultante é uma equação diferencial parcial, chamada a equação de Laplace.

No caso dum fluxo tri-dimensional e ambiente isotrópico escreve-se a lei de Darcy em três componentes (usando fórmula 6.10 e a derivada parcial de h , que é a tangente ao nível piezométrico numa certa direcção.

$$v_x = -K \frac{\delta h}{\delta x} \quad (6.29a)$$

$$v_y = -K \frac{\delta h}{\delta y} \quad (6.29b)$$

$$v_z = -K \frac{\delta h}{\delta z} \quad (6.29c)$$

onde, v_x , v_y , e v_z são os componentes do fluxo nas direcções x , y , z , e $\delta h/\delta x$, $\delta h/\delta y$ e $\delta h/\delta z$ as diferenciais parciais da superfície piezométrica nas direcções x , y e z .

Para a derivação da equação diferencial do fluxo subterrâneo permanente, em aquíferos (semi-)confinados, assume-se (ver Figura 6.21):

- nas camadas confinantes, o componente do fluxo horizontal é desprezável, relativamente ao componente vertical;
- o aquífero tem uma espessura constante H ;
- no próprio aquífero o componente vertical do fluxo é desprezável relativamente ao componente horizontal;
- o aquífero é homogêneo e isotrópico;
- a água tem uma densidade constante

Em geral, o fluxo horizontal em camadas de argila (os estratos confinantes do aquífero em consideração) é desprezável. Considera-se só o fluxo vertical. A terceira suposição significa que o fluxo na direcção 'z' no aquífero em consideração, é aproximadamente igual a zero. Por isso, de acordo com a lei de Darcy, também o diferencial da altura hidráulica é zero ($\delta h/\delta z = 0$).

Então, a altura hidráulica na direcção 'z' deve ser constante (pressão hidroestática). Aplica-se a lei de continuidade para uma parcela $dx dy H$ que diz:

O fluxo de entrada - o fluxo de saída = 0

Os fluxos de entrada:

- na direcção x: $v_x H dy$ (velocidade x área da secção)
- na direcção y: $v_y H dx$

Outros fluxos de entrada são os do aquífero acima da camada de argila superior (Q_c) e do aquífero abaixo da camada de argila inferior (Q_b). Estes fluxos podem-se notar como: fluxo = velocidade x área da secção. Então,

$$Q_c - v_c dx dy \quad (6.30)$$

e

$$Q_b - v_b dx dy \quad (6.31)$$

- onde, Q_c, Q_b = os fluxos do aquífero superior e do aquífero inferior para o aquífero em consideração
- v_c, v_b = velocidade do fluxo através da camada superior e através da camada inferior

Também,

$$v_c = \frac{h_c - h}{c_c} \quad (6.32)$$

$$v_b = \frac{h - h_b}{c_b} \quad (6.33)$$

- onde, h = altura hidráulica do aquífero em consideração
- h_c = altura hidráulica no aquífero superior (acima da camada de argila superior)
- h_b = altura hidráulica do aquífero inferior (abaixo da camada de argila inferior)
- c_c, c_b = resistência hidráulica da camada de argila superior e da camada de argila inferior

Substituição das expressões (6.32 e 6.33) nas (6.30 e 6.31), dá os fluxos de entrada da parte de cima e da parte baixa para o aquífero em consideração:

$$Q_c - \frac{h_c - h}{c_c} dx dy \quad (6.34)$$

$$Q_b = \frac{h-h_b}{c_b} dx dy \quad (6.35)$$

O fluxo total de entrada:

$$v_x H dy + v_y H dx - \frac{h_c - h}{c_c} dx dy - \frac{h - h_b}{c_b} dx dy \quad (6.36)$$

Os fluxos de saída:

na direcção x :

$$(v_x + \frac{\delta v_x}{\delta x} dx) H dy - v_x H dy + \frac{\delta v_x}{\delta x} H dx dy$$

na direcção y :

$$(v_y + \frac{\delta v_y}{\delta y} dy) H dx - v_y H dx + \frac{\delta v_y}{\delta y} H dx dy$$

O fluxo total de saída:

$$v_x H dy + \frac{\delta v_x}{\delta x} H dx dy + v_y H dx + \frac{\delta v_y}{\delta y} H dx dy \quad (6.37)$$

A lei de continuidade diz que o fluxo total de entrada menos o fluxo total de saída deve ser igual a zero. Então, subtraindo a expressão (6.37) da expressão (6.36), rende a seguinte equação diferencial:

$$v_x H dy + v_y H dx - \frac{h_c - h}{c_c} dx dy - \frac{h - h_b}{c_b} dx dy - v_x H dy - \frac{\delta v_x}{\delta x} H dx dy - v_y H dx - \frac{\delta v_y}{\delta y} H dx dy = 0$$

Alguns termos cancelam, pois dividindo os outros por $(dx \ dy)$ dá:

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} H - \frac{\delta v_y}{\delta y} H - \frac{h_c - h}{c_c} - \frac{h - h_b}{c_b} = 0 \quad (6.38)$$

Na última equação, tem-se que substituir as expressões

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} \text{ e } \frac{\delta v_y}{\delta y} :$$

A lei de Darcy diz:

$$v_x = -K \frac{\delta h}{\delta x} \text{ e } v_y = -K \frac{\delta h}{\delta y}$$

O diferencial de v_x é:

$$\frac{\delta v_x}{\delta x} = \frac{\delta}{\delta x} (v_x) = \frac{\delta}{\delta x} \left(-K \frac{\delta h}{\delta x} - K \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{\delta h}{\delta x} \right) \right) = -K \frac{\delta^2 h}{\delta x^2}$$

Similarmente:

$$\frac{\delta v_y}{\delta y} = \frac{\delta}{\delta y} (v_y) = \frac{\delta}{\delta y} \left(-K \frac{\delta h}{\delta y} - K \frac{\delta}{\delta y} \left(\frac{\delta h}{\delta y} \right) \right) = -K \frac{\delta^2 h}{\delta y^2}$$

Substituindo estas expressões na equação (6.38), teremos:

$$KH \frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + KH \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} - \frac{h_c - h}{c_c} - \frac{h - h_b}{c_b} = 0 \quad (6.39)$$

Esta equação é válida para os aquíferos (semi-)confinados. Caso o aquífero seja confinado, as camadas de argila são impermeáveis. Não existe transferência de água do aquífero e do aquífero superior e do aquífero inferior para o aquífero considerado. Então, a equação (6.39) reduz a:

$$KH \frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + KH \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} = 0$$

Dividindo por KH dá:

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} = 0 \quad (6.40)$$

A equação (6.40) chama-se a equação de Laplace. A equação geral (aplicável ao fluxo permanente nos aquíferos confinados isotrópicos) para três dimensões fica:

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta z^2} = 0 \quad (6.41)$$

6.5.4 Fluxo permanente em aquíferos freáticos: as suposições de Dupuit-Forchheimer

A fronteira superior duma camada aquífera não-confinada, freática, é normalmente a superfície do terreno. Abaixo da superfície existe uma zona não-saturada com os poros parcialmente cheios com água. A primeira suposição na formulação matemática do fluxo não-confinado é que o fluxo de água subterrânea acima do nível freático pode ser desprezado. Escoamento só acontece na zona saturada abaixo do lençol freático. Um problema especial é que o lençol freático não é uma superfície fixa, pois a espessura da coluna de água é variável.

As suposições de Dupuit-Forchheimer

Num aquífero não-confinado, o lençol freático está em equilíbrio com a pressão atmosférica. Por isso, o nível freático é também uma linha de fluxo. Os problemas de fluxo não-confinado são difíceis de resolver por causa do nível freático (livre), que representa uma fronteira não-linear. Algumas simplificações são necessárias a fim de se resolver estes problemas. O senhor Dupuit sugeriu o seguinte (ver também Figura 6.22):

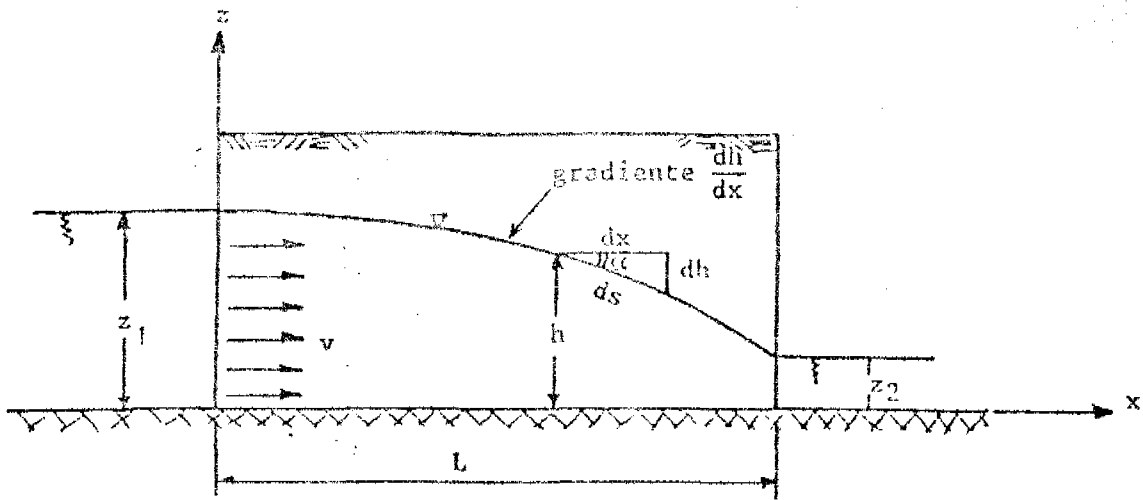


Figura 6.22 Fluxo permanente num aquífero não-confinado, mostrando as suposições de Dupuit.

- para inclinações pequenas do lençol freático as linhas do fluxo são paralelas e horizontais. Esta suposição diz que os componentes verticais do fluxo são desprezáveis ou: $\delta h / \delta z = 0$. Isto significa que a altura hidráulica para cada ponto ao longo duma vertical, é constante e igual ao nível freático.
- a velocidade do fluxo é proporcional à inclinação da superfície freática e constante ao longo duma vertical, ou:

$$v_x = -K \frac{dh}{dx} \quad (=-K \tan \alpha)$$

De facto, a velocidade ao longo duma linha de fluxo, é, de acordo com a lei de Darcy:

$$v = -K \frac{dh}{ds} \quad (= -K \operatorname{sen} \alpha)$$

Então, o erro que se faz é representado pela diferença entre a $\operatorname{sen} \alpha$ e a $\operatorname{tg} \alpha$!!!

Tabela 6.1 A diferença entre $\operatorname{sen} \alpha$ e $\operatorname{tg} \alpha$ e o erro em %.

$\alpha(^{\circ})$	0.5	1	2	3	4	5
$\operatorname{sen} \alpha$	0,0087265	0,017452	0,034899	0,052336	0,069756	0,087156
$\operatorname{tg} \alpha$	0,0087269	0,017455	0,034921	0,052408	0,069927	0,087489
dh/1000 m	8,7	17	35	52	70	87
erro (%)	0,004	0,015	0,061	0,14	0,24	0,38

Para pequenas inclinações do lençol freático, o erro feito é muito pequeno como se vê na Tabela 6.1. Então, as suposições de Dupuit são muito razoáveis para inclinações pequenas do lençol freático. Na prática, a maioria das inclinações são menos do que 1° . Então, podemos escrever também para o fluxo num aquífero freático (ao longo dum vertical):

$$v_x = -K \frac{\delta h}{\delta x}, \quad v_y = -K \frac{\delta h}{\delta y}, \quad v_z = 0 \quad (6.42)$$

Com base nestas equações, o senhor Forchheimer desenvolveu uma equação geral para o lençol freático, para os aquíferos freáticos sem reabastecimento uniforme. A equação geral deriva-se em baixo primeiramente para o caso com recarga uniforme (R) e fluxo vindo dum aquífero abaixo do aquífero freático (v_b) (ver Figura 6.23).

O q_x representa o fluxo na direcção x por unidade de largura na direcção y. O fluxo total que entra do lado esquerdo da coluna é o produto da largura dy e o fluxo unitário q_x :

$$\text{fluxo de entrada} = q_x dy$$

Andando do lado esquerdo para o lado direito da coluna, o fluxo unitário q_x muda com a taxa de $\delta q_x / \delta x$. Então, o fluxo unitário de saída na direcção x (à distância $x + dx$) é:

$$q_{x+dx} = q_x + \frac{\delta q_x}{\delta x} dx$$

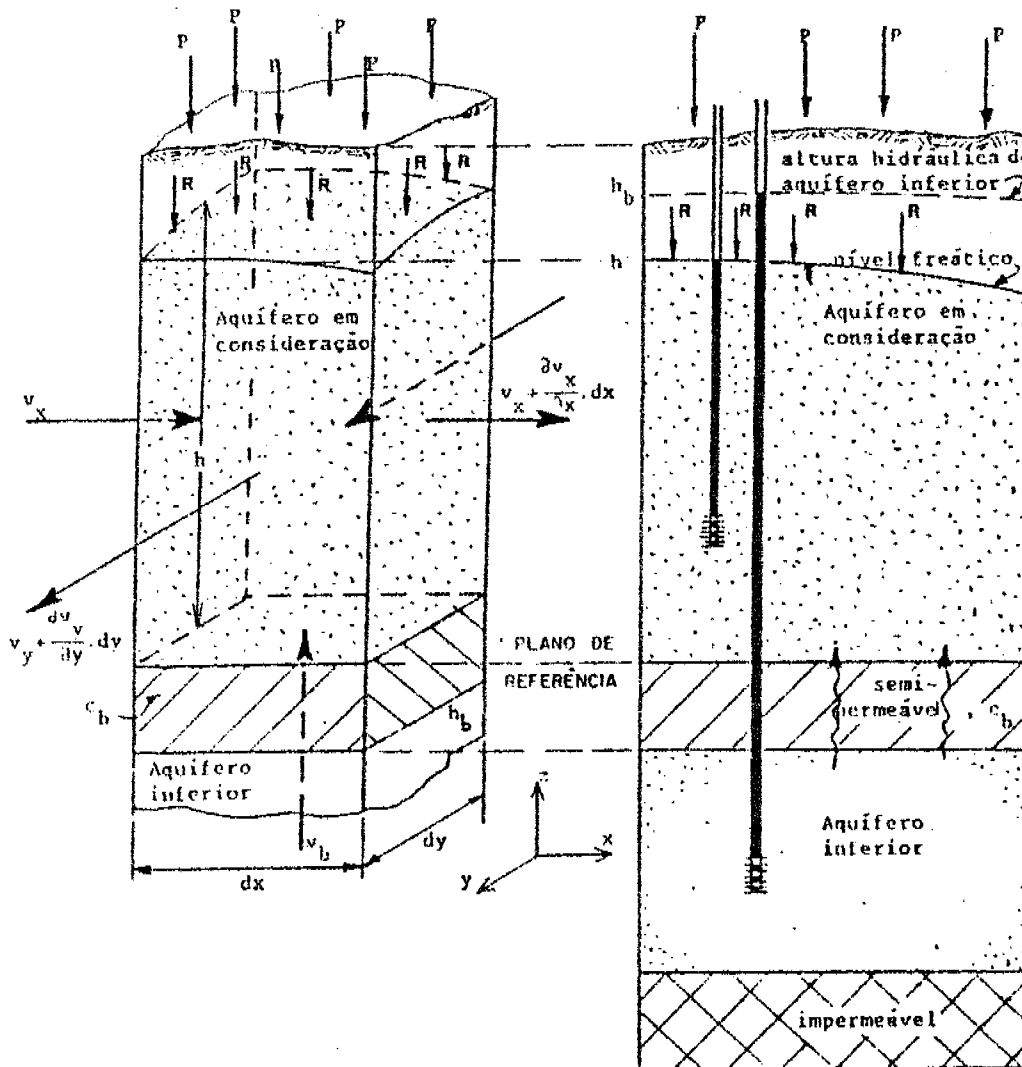


Figura 6.23 As quantidades de entrada e saída para uma parcela dum aquífero não-confinado.

O fluxo total que sai do lado direito da coluna é o produto da largura dy e o fluxo unitário q_{x+dx} :

$$\text{fluxo de saída} = (q_x + \frac{\delta q_x}{\delta x} dx) dy$$

Aplica-se a lei de continuidade para uma parcela dx dy h :

$$\text{fluxo de entrada} - \text{fluxo de saída} = 0$$

Os fluxos de entrada:

$$\begin{aligned} - \text{na direcção } x & : q_x dy \\ - \text{na direcção } y & : q_y dx \end{aligned}$$

Além dos fluxos horizontais, a recarga entra na parte superior da parcela. O fluxo é a recarga vezes a superfície da área $dxdy$. Então:

$$Q_c = R dxdy \quad (6.43)$$

Do aquífero inferior (abaixo da camada de argila semi-permeável) também entra um fluxo que é igual à velocidade vezes a área da secção; então:

$$Q_b = \frac{h-h_b}{c_b} dxdy$$

O fluxo total de entrada:

$$q_x dx + q_y dy + R dxdy + \frac{h-h_b}{c_b} dxdy \quad (6.44)$$

Os fluxos de saída:

- na direcção x :

$$(q_x + \frac{\delta q_x}{\delta x} dx) dy - q_x dy + \frac{\delta q_x}{\delta x} dxdy$$

- na direcção y :

$$(q_y + \frac{\delta q_y}{\delta y} dy) dx - q_y dx + \frac{\delta q_y}{\delta y} dxdy$$

O fluxo total de saída:

$$q_x dy + \frac{\delta q_x}{\delta x} dx dy + q_y dx + \frac{\delta q_y}{\delta y} dx dy \quad (6.45)$$

A lei de continuidade diz que o fluxo total de entrada, menos o fluxo total de saída, deve ser igual a zero. Então, subtraindo a expressão (6.45) da expressão (6.44), teremos a seguinte equação diferencial:

$$q_x dy + q_x dx + R dx dy - \frac{h-h_b}{c_b} dx dy - q_x dy - \frac{\delta q_x}{\delta x} dx dy - q_y dx - \frac{\delta q_y}{\delta y} dx dy = 0 \quad (6.46)$$

Alguns termos cancelam, pois dividindo os outros por $(dx dy)$, dá:

$$\frac{\delta q_x}{\delta x} + \frac{\delta q_y}{\delta y} + \frac{h-h_b}{c_b} = 0 \quad (6.47)$$

Na última equação substitui-se as expressões $\delta q_x/\delta x$ e $\delta q_y/\delta y$:

O fluxo unitário q_x é igual a:

$$q_x = v_x h \quad (6.48)$$

onde, v_x = velocidade de Darcy (vazão)

h = altura da secção do fluxo, agora variável!

A lei de Darcy diz:

$$v_x = -K \frac{\delta h}{\delta x} \quad (6.49)$$

Substituindo a equação (6.49) na equação (6.48), dá para o fluxo unitário:

$$q_x = -Kh \frac{\delta h}{\delta x} \quad (6.50a)$$

Similarmente:

$$q_y = -Kh \frac{\delta h}{\delta y} \quad (6.50b)$$

O diferencial de q_x é:

$$\frac{\delta q_x}{\delta x} = \frac{\delta}{\delta x} (q_x) = \frac{\delta}{\delta x} \left(-Kh \frac{\delta h}{\delta x} \right) = -K \frac{\delta}{\delta x} \left(h \frac{\delta h}{\delta x} \right) \quad (6.51)$$

O termo $h \delta h / \delta x = \frac{1}{2} \delta^2 / \delta x$, e substituído na equação (6.51), dá:

$$\frac{\delta q_x}{\delta x} = K \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{1}{2} \frac{\delta h^2}{\delta x} \right) = \frac{K}{2} \frac{\delta}{\delta x} \left(\frac{\delta h^2}{\delta x} \right) = \frac{K}{2} \frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2}$$

Similarmente:

$$\frac{\delta q_y}{\delta y} = \frac{K}{2} \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2}$$

Substituindo estes valores para $\delta q_x / \delta x$ e $\delta q_y / \delta y$ na equação (6.47), teremos:

$$\frac{K}{2} \frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{K}{2} \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} + R - \frac{h - h_b}{c_b} = 0 \quad \text{ou,}$$

$$\frac{K}{2} \left[\frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} \right] + R - \frac{h - h_b}{c_b} = 0 \quad (6.52)$$

Esta equação é válida para os aquíferos freáticos com uma recarga uniforme e um fluxo, indo dum aquífero inferior abaixo da base semi-permeável. No caso em que a base seja impermeável e sem recarga, a equação (6.52) reduz a:

$$\frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} = 0 \quad (6.53)$$

Esta equação é chamada a equação de Forchheimer.

6.5.5 Fluxo radial permanente

O fluxo radial é um tipo de fluxo bi-dimensional que ocorre muitas vezes no campo, como por exemplo na proximidade dum furo bombado.

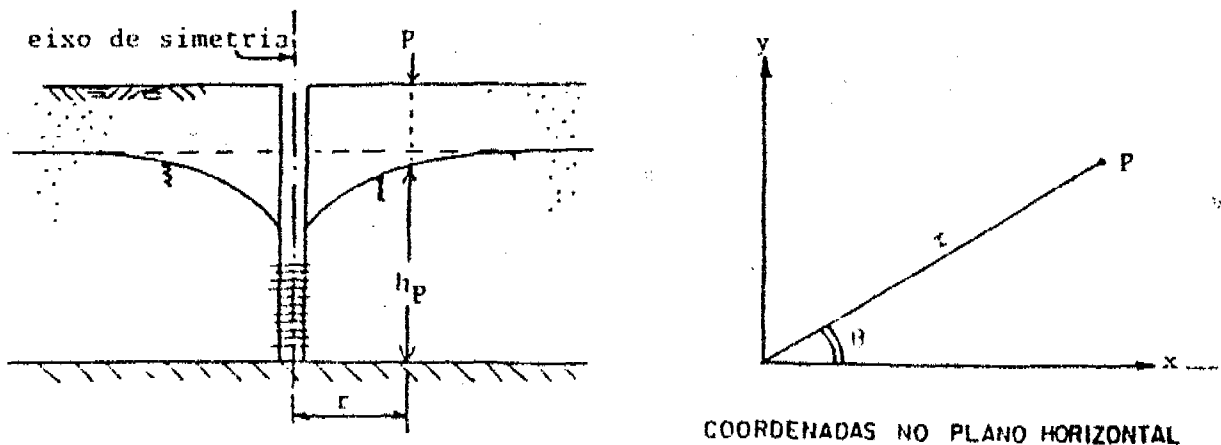


Figura 6.24 As coordenadas cartesianas e polares.

A altura hidráulica a uma certa distância do eixo do furo em qualquer direcção é igual. Isto significa que o fluxo tem simetria radial (independente do ângulo θ no sistema das coordenadas polares; ver Figura 6.24), e que a altura hidráulica deve ser constante ao longo da circunferência de qualquer círculo concêntrico.

Para resolver problemas de fluxo deste tipo usa-se coordenadas polares e as equações básicas transformam-se assim:

Equação de Laplace:

$$\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} - \frac{d^2 h}{dr^2} - \frac{1}{r} \frac{dh}{dr} = 0 \quad (6.54)$$

Equação de Forchheimer:

$$\frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} - \frac{d^2 h^2}{dr^2} - \frac{1}{r} \frac{dh^2}{dr} = 0 \quad (6.55)$$

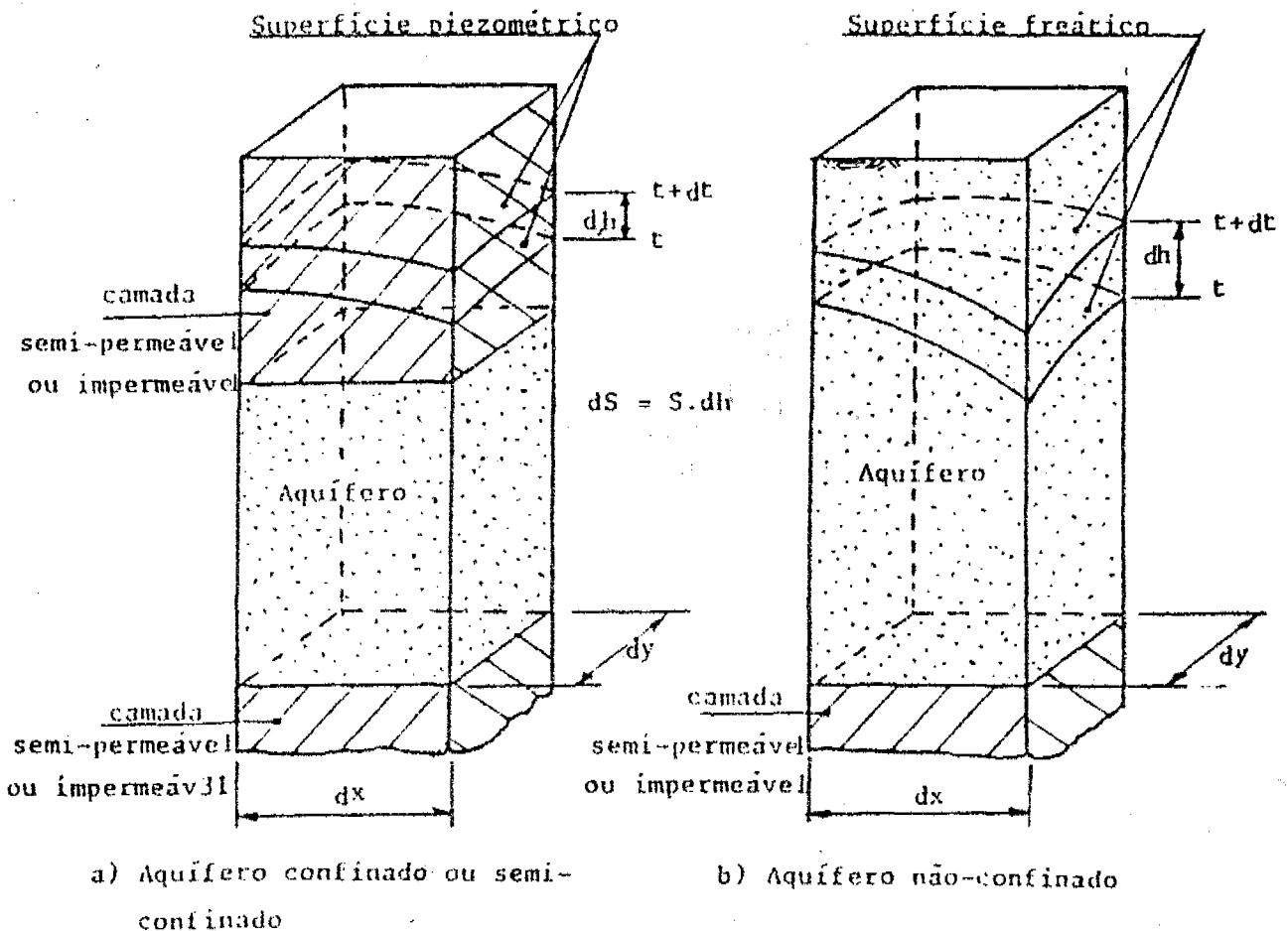


Figura 6.25 Aumento de armazenamento no tempo dt para o fluxo não-permanente.

6.5.6 Fluxo não-permanente em aquíferos semi-continuos e freáticos

Para o fluxo não-permanente, um termo para a mudança do armazenamento entra no balanço, pois nas equações diferenciais. Em vez de se ter o valor zero do lado direito da equação, entra o $S \delta h / \delta t$, em que S é o coeficiente de armazenamento e $\delta h / \delta t$ é a mudança do nível piezométrico por unidade de tempo (ver Figura 6.25). As equações ficam:

a. Para aquíferos freáticos acima duma camada semi-permeável:

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} \right) + R - \frac{h-h_b}{c_b} - S \frac{\delta h}{\delta t} \quad (6.56)$$

b. Para aquíferos freáticos acima duma camada semi-permeável, fluxo radial:

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\delta^2 h^2}{\delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{\delta h^2}{\delta r} \right) + R - \frac{h-h_b}{c_b} - S \frac{\delta h}{\delta t} \quad (6.57)$$

c. Para aquíferos semi-confinados:

$$KH \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) - \frac{h_c-h}{c_c} - \frac{h-h_b}{c_b} - S \frac{\delta h}{\delta t} \quad (6.58)$$

d. Para aquíferos semi-confinados, fluxo radial:

$$KH \left(\frac{\delta^2 h}{\delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{\delta h}{\delta r} \right) - \frac{h_c-h}{c_c} - \frac{h-h_b}{c_b} - S \frac{\delta h}{\delta t} \quad (6.59)$$

♦ Pergunta 4. Explique, em palavras, a equação (6.56) e descreva, também em palavras, os seus componentes. ♦

6.6 SOLUÇÕES ANALÍTICAS PARA VÁRIAS SITUAÇÕES DE FLUXO PERMANENTE DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

6.6.1 Metodologia

Nos parágrafos anteriores, deu-se muita teoria com poucos exemplos. Nos parágrafos seguintes usar-se-á a teoria para resolver umas situações geohidrológicas da prática.

A fim de resolver problemas de fluxo subterrâneo pode-se usar dois métodos :

1º método : Usar as equações diferenciais gerais do parágrafo 6.5 e adaptá-las para o problema considerado.

- 2º método : Aplicar cada vez os princípios básicos para resolver um problema específico:
- Lei de Darcy
 - Lei de continuidade
 - Condições de fronteira

No primeiro exemplo, aplicar-se-ão ambos os métodos, enquanto que nos outros exemplos só se aplica o segundo método.

6.6.2 Fluxo subterrâneo uni-dimensional sem recarga num aquífero confinado e freático

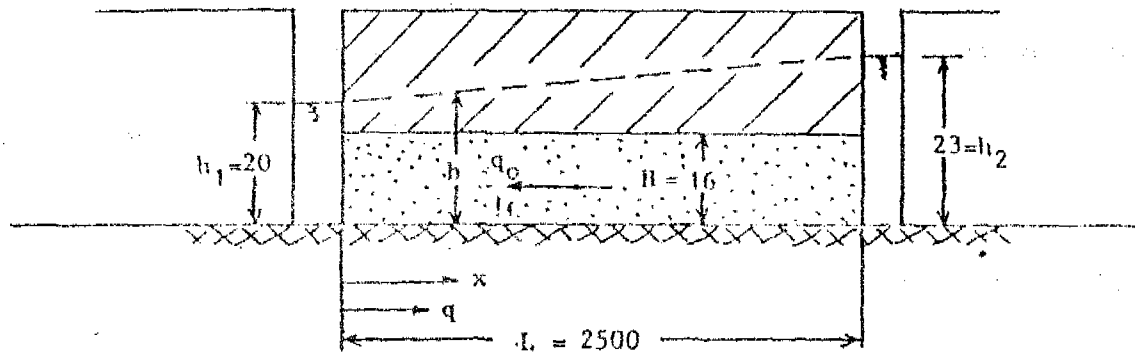


Figura 6.26 Fluxo subterrâneo num aquífero confinado.

A. Fluxo num aquífero confinado

A Figura 6.26 representa um aquífero confinado acima duma base impermeável e sobreposto por um aquícludo. A espessura H do aquífero confinado é constante a 16 m, e o coeficiente de permeabilidade K é igual a $0,6 \cdot 10^{-3}$ m/s. Duas valas, cujos fundos atingem a base impermeável, isolam neste aquífero uma faixa de terreno com um comprimento de 2500 m.

Primeiro método: uso das equações diferenciais

O fluxo descrito acima é fluxo permanente; então, aplica-se a equação (6.58), sendo o termo para o armazenamento zero:

$$KH \left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) - \frac{h_c - h}{c_c} - \frac{h - h_b}{c_b} = 0 \quad (6.60)$$

O fluxo é um fluxo uni-dimensional (só existe fluxo na direcção x); então, o diferencial de segundo grau com respeito a y , é zero, e o diferencial parcial com respeito a x , torna-se num diferencial absoluto:

$$\left(\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right) \rightarrow \frac{d^2 h}{dx^2}$$

A base do aquífero, bem como a camada superior são impermeáveis. Significa que c_c e c_b têm valores infinitos; então:

$$\frac{h_c - h}{c_c} = 0 \quad e \quad \frac{h - h_b}{c_b} = 0$$

A equação (6.60) pode ser simplificada até:

$$KH \frac{d^2 h}{dx^2} = 0, \quad \text{ou}$$

$$\frac{d^2 h}{dx^2} = \frac{d}{dx} \left(\frac{dh}{dx} \right) = 0$$

A equação (6.65) pode-se escrever da seguinte maneira:

$$\frac{d^2 h}{dx^2} = 0 \tag{6.61}$$

Integrando esta equação:

$$\frac{dh}{dx} = C_1, \quad \text{ou} \quad dh = C_1 dx$$

Integrando mais uma vez:

$$h = C_1 x + C_2 \tag{6.62}$$

Aplicando as condições de fronteira:

1. Para $x = 0$, $h = h_1$

$$h_1 = C_1 \cdot 0 + C_2 \implies C_2 = h_1 \implies h = C_1 x + h_1$$

2. Para $x = L$, $h = h_2$

$$h_2 = C_1 L + h_1 \implies C_1 = \frac{h_2 - h_1}{L} \quad \text{ou,}$$

$$h = \frac{h_2 - h_1}{L} x + h_1 \tag{6.63}$$

A forma da equação mostra h como uma função linear. Significa que o nível piezométrico é uma linha recta entre h_1 e h_2 . Com os dados do exemplo:

$$h = \frac{(23 - 20)}{2500} x + 20 = 1,2 \cdot 10^{-3} x + 20$$

Para calcular o fluxo unitário, $q = -KH \frac{dh}{dx}$ (Lei de Darcy), tem-se que diferenciar $h = 1,2 \cdot 10^{-3} x + 20$:

$$\frac{dh}{dx} = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ e (com os dados do exemplo):}$$

$$q = -KH \frac{dh}{dx} = -0,6 \cdot 10^{-3} + 16 \cdot 1,2 \cdot 10^{-3} = -1,152 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$q = -86.400 \cdot 1,152 \cdot 10^{-5} = -1,0 \text{ m}^3/\text{dia} \text{ (ou } 1,0 \text{ m}^3/\text{m/d)}$$

Segundo método: aplicação dos princípios básicos

- Lei de Darcy:

$$v = -K \frac{dh}{dx}$$

O fluxo, passando o plano vertical por unidade de largura do aquífero é:

$$q = -KH \frac{dh}{dx} \quad (6.64)$$

- Continuidade:

$$q = -q_0 \text{ (fluxo constante)} \quad (6.65)$$

Substituindo a equação (6.65) na equação (6.64), teremos:

$$-KH \frac{dh}{dx} = -q_0, \text{ ou } KH dh = q_0 dx \quad (6.66)$$

Integrando esta equação dá:

$$KHh = -q_0 x + C_1 \quad (6.67)$$

- Primeira condição de fronteira: para $x = 0$, $h = h_1$; então:

$$KHh_1 - q_0 \cdot 0 + C_1 = C_1 - KHh_1; \text{ substituindo na (6.67)}$$

$$KHh - q_0 x + KHh_1 \quad (6.68)$$

Segunda condição de fronteira: para $x = L$, $h = h_2$, e (6.68) fica:

$$KHh_2 - q_0 L + KHh_1$$

Resolvendo para q_0 , dá:

$$q_0 = \frac{KH(h_2 - h_1)}{L} \quad (6.69)$$

Substituindo o valor de q_0 na equação (6.67), dá a equação geral:

$$KHh - KH \frac{h_2 - h_1}{L} x + KHh_1$$

ou, dividindo por KH:

$$h = \frac{h_2 - h_1}{L} x + h_1 \quad (6.70)$$

que é logicamente igual à equação (6.63), resultando do primeiro método.

Com os dados do exemplo, a equação (6.74) dá:

$$h = \frac{(23 - 20)}{2500} x + 20 = 1,2 \cdot 10^{-3} x + 20$$

A equação (6.69) dá o fluxo unitário $q = -q_0$:

$$q = -0,60 \cdot 10^{-3} + 16 \cdot \frac{(23 - 20)}{2500} = -1,152 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$q = -86.400 + 1,152 \cdot 10^{-5} = -1,0 \text{ m}^2/\text{dia} \quad (-1,0 \text{ m}^3/\text{m/d})$$

B. Fluxo num aquífero freático

A Figura 6.27 representa um aquífero freático acima duma base impermeável. O coeficiente de permeabilidade, K , é $0,6 \cdot 10^{-3}$ m/s. Duas valas, cujos fundos atingem a base impermeável, isolam neste aquífero uma faixa de terreno com um comprimento de 2500 m.

Calcule o fluxo em m^2/s e m^2/d e indique qual é a forma da superfície freática.

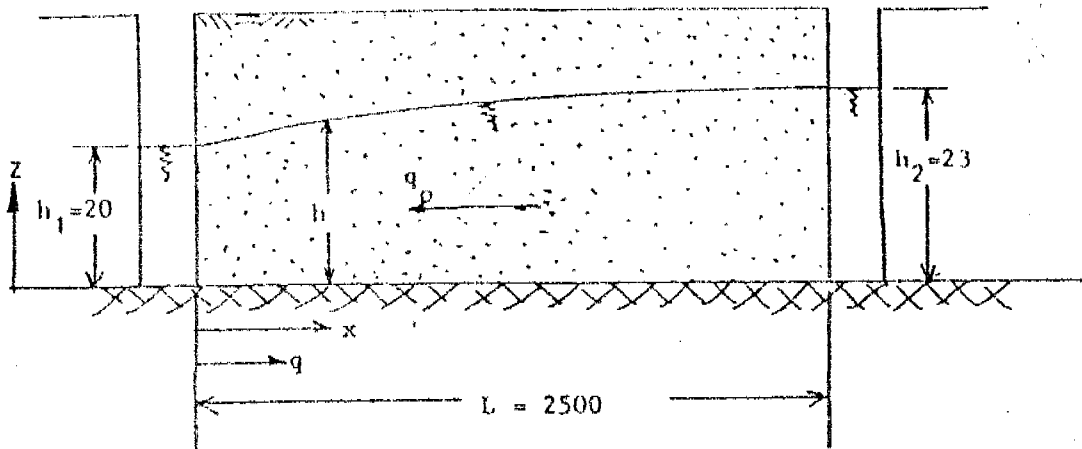


Figura 6.27 Fluxo subterrâneo num aquífero freático.

Primeiro método: uso das equações diferenciais

O fluxo descrito acima, é um fluxo permanente; então, aplica-se a equação (6.52):

$$\frac{K}{2} \left(\frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} \right) + R - \frac{h - h_b}{c_b} = 0 \quad (6.52)$$

O fluxo é uni-dimensional (só existe fluxo na direcção x), pelo que o diferencial parcial de segundo grau, com respeito a y , é zero, e o diferencial parcial de segundo grau com respeito a x , torna-se num diferencial absoluto de segundo grau:

$$\left(\frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} \right) \rightarrow \frac{d^2 h^2}{dx^2}$$

A base do aquífero é impermeável $\rightarrow (h - h_b)/c_b = 0$. Não há recarga $\rightarrow R = 0$. A equação (6.52) reduz até:

$$\frac{K}{2} \frac{d^2 h^2}{dx^2} = 0, \quad \text{ou}$$

$$\frac{d^2 h^2}{dx^2} = 0 \quad (6.71)$$

A equação (6.71) pode-se escrever assim:

$$\frac{d^2 h^2}{dx^2} = \frac{d}{dx} \left(\frac{dh^2}{dx} \right) = 0$$

Integrando esta equação dá:

$$\frac{dh^2}{dx} = C_1, \text{ ou } dh^2 = C_1 dx$$

Integrando mais uma vez:

$$h^2 = C_1 x + C_2 \quad (6.72)$$

Aplicando as condições de fronteira:

Para $x = 0$, $h = h_1$,

$$h_1^2 = C_1 \cdot 0 + C_2 \rightarrow C_2 = h_1^2 \rightarrow h^2 = C_1 x + h_1^2$$

Para $x = L$, $h = h_2$,

$$h_2^2 = C_1 L + h_1^2 \rightarrow C_1 = \frac{h_2^2 - h_1^2}{L} \text{ ou,}$$

$$h^2 = \frac{h_2^2 - h_1^2}{L} x + h_1^2 \quad (6.73)$$

A forma da equação mostra h como uma função quadrática (parábola). Com os dados do exemplo:

$$h^2 = \frac{23^2 - 20^2}{2500} x + 20^2 = 0,0516x + 400$$

O fluxo subterrâneo é $q = Kh \, dh/dx$. Diferenciando a equação para h^2 dá:

$$2h \frac{dh}{dx} = 0,0516 \text{ ou } h \frac{dh}{dx} = 0,0258$$

O fluxo q fica:

$$q = Kh \frac{dh}{dx} = 0,60 \cdot 10^{-3} \cdot 0,0258 = 1,548 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s} = 86.400 \cdot 1,548 \cdot 10^{-5} = 1,337 \text{ m}^2/\text{d}$$

Segundo método: aplicação dos princípios básicos

Darcy:

$$v = -K \frac{dh}{dx}$$

O fluxo, através do plano vertical por unidade de largura do aquífero, é:

$$q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (6.74)$$

Continuidade:

$$q = -q_o \quad (6.75)$$

Substituindo a equação (6.75) na equação (6.74) teremos:

$$Kh \frac{dh}{dx} = -q_o \quad \text{ou} \quad \frac{K}{2} \frac{dh^2}{dx} = -q_o \quad \text{ou,}$$

$$\frac{K}{2} dh^2 = -q_o dx$$

Integrando esta equação dá:

$$\frac{K}{2} h^2 = -q_o x + C_1$$

Primeira condição de fronteira: para $x = 0$, $h = h_1$; então:

$$\frac{K}{2} h_1^2 = -q_o \cdot 0 + C_1 \quad \text{---} \quad C_1 = \frac{K}{2} h_1^2, \quad \text{ou:}$$

$$\frac{K}{2} h^2 = -q_o x + \frac{K}{2} h_1^2 \quad (6.76)$$

Segunda condição de fronteira: para $x = L$, $h = h_2$; então:

$$\frac{K}{2} h_2^2 = -q_o L + \frac{K}{2} h_1^2$$

Resolvendo para q_o , dá:

$$q_o = \frac{K(h_1^2 - h_2^2)}{2L} \quad (6.77)$$

Substituindo o valor de q_0 na equação (6.76), dá a equação geral:

$$\frac{K}{2}h^2 - \frac{K}{2L}(h_2^2 - h_1^2)x + \frac{K}{2}h_1^2, \text{ ou:}$$

$$h^2 = \frac{(h_2^2 - h_1^2)}{L}x + h_1^2 \quad (6.78)$$

que é logicamente igual à equação (6.73), resultando do primeiro método. Com os dados do exemplo, a equação (6.78) dá:

$$h^2 = \frac{(23^2 - 20^2)}{2500}x + 20^2 = 0,0516x + 400$$

A equação (6.77) dá o fluxo unitário $q = -q_0$:

$$q = -\frac{0,60 \cdot 10^{-3} \cdot (23^2 - 20^2)}{2 \cdot 2500} = -1,548 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s} = -86.400 + 1,548 \cdot 10^5 = -1,337 \text{ m}^3/\text{m/d}$$

6.6.3 Fluxo uni-dimensional com recarga uniforme num aquífero freático

Assume-se um solo homogêneo e isotrópico, limitado abaixo por uma camada impermeável e drenado por uma série de valas paralelas que penetram o solo até à base impermeável. O solo é sujeito à recarga uniforme de R . O nível de água nos drenos é h_0 , e a altura hidráulica (nível freático) é h . As valas têm uma distância entre si de L (m) (ver a Figura 6.28).

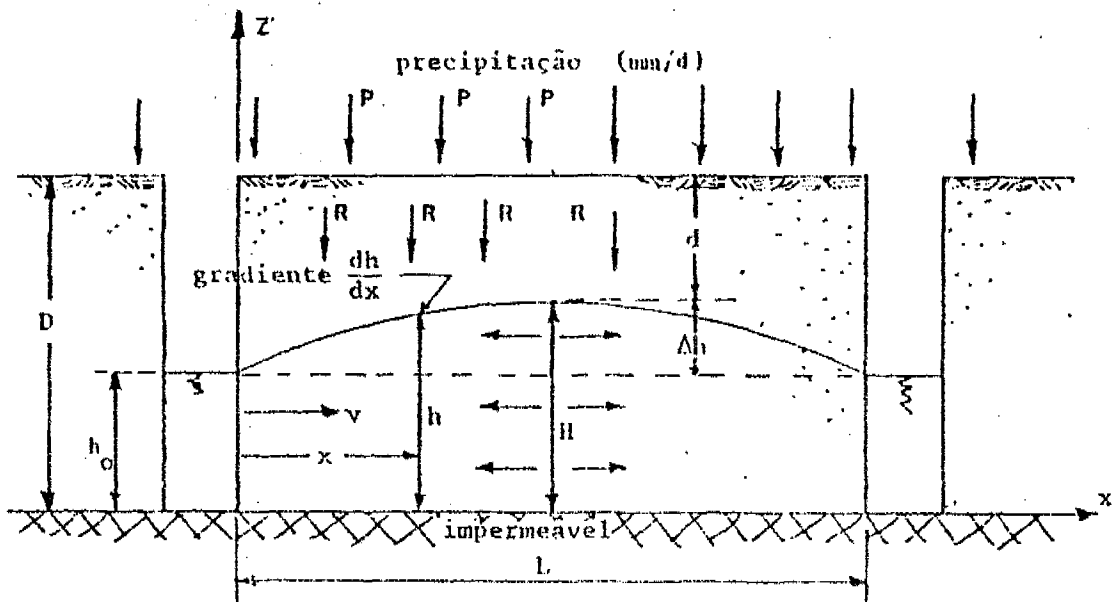


Figura 6.28 Fluxo subterrâneo para valas paralelas, cujo fundo atinge a base impermeável dum aquífero não confinado.

O problema é de procurar uma expressão para a altura do lençol freático a meia distância entre os drenos, chamada H . Assume-se que o gradiente hidráulico em qualquer ponto, seja igual ao gradiente do lençol freático, acima do mesmo ponto (suposições de Dupuit-Forchheimer). Pode-se ver que a suposição de fluxo horizontal não é correcta perto dos drenos, onde as linhas de fluxo têm uma curvatura. Onde o gradiente do lençol freático é quase plano, as suposições de Dupuit-Forchheimer são válidas, e só existem pequenos erros nos cálculos.

A solução deste problema pode-se procurar pela imposição dum sistema de coordenadas rectangulares, cuja origem fica na base impermeável.

Considera-se o fluxo através dum plano vertical à distância x da vala direita.

- Darcy:

$$v = -K \frac{dh}{dx} \tag{6.79}$$

O fluxo, através do plano vertical por unidade (1 m) de largura do aquífero, é:

$$q = -Kh \frac{dh}{dx}$$

Continuidade considerando a faixa de largura unitária indicada na Figura 6.29

Entrada-Saída, ou

INPUT-OUTPUT: I-O

$$I = Rdx + q$$

$$O = q + dq$$

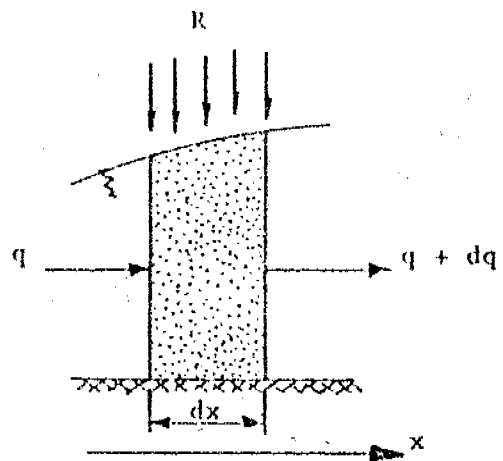


Figura 6.29 Continuidade.

Entrada é igual à saída; então:

$$dq = Rdx \tag{6.80}$$

Integrando esta equação, teremos:

$$q = Rx + C_1 \tag{6.81}$$

Primeira condição de fronteira : para $x = L/2$, $q = 0$. Substituindo estes valores na equação (6.81), teremos:

$$0 = \frac{RL}{2} + C_1 - C_1 - \frac{RL}{2}$$

então:

$$q = Rx - \frac{RL}{2} \quad (6.82)$$

A equação (6.82) pode-se substituir na equação (6.79):

$$-Kh \frac{dh}{dx} = Rx - \frac{RL}{2} \quad (6.83)$$

Multiplicando por dx , dá a seguinte fórmula:

$$-Kh dh = Rxdx - \frac{RL}{2} dx$$

Integrando esta fórmula, teremos:

$$-\frac{K}{2} h^2 = \frac{R}{2} x^2 - \frac{RL}{2} x + C_2 \quad (6.84)$$

Segunda condição de fronteira: para $x = 0$, $h = h_0$. Substituindo estes valores na equação (6.84):

$$-\frac{K}{2} h_0^2 = C_2$$

substituindo C_2 na (6.84):

$$-\frac{K}{2} h^2 = \frac{R}{2} x^2 - \frac{RL}{2} x - \frac{K}{2} h_0^2 \quad \text{ou,}$$

$$K(h^2 - h_0^2) = Rx(L-x) \quad (6.85)$$

Resolvendo esta equação para h , dá:

$$h^2 = \frac{R}{K} x(L-x) + h_0^2 \quad (6.86)$$

Nas questões de drenagem, quer-se saber a relação entre H , h_o , Δh e L . Sabe-se que para $x = L/2$, $h = H$. Substituindo na equação (6.85):

$$K(H^2 - h_o^2) - \frac{RL^2}{4}, \quad \text{ou}$$

$$L^2 = \frac{4K(H^2 - h_o^2)}{R} \quad (6.87)$$

que pode ser escrita como:

$$L^2 = \frac{4K(H - h_o)(H + h_o)}{R}$$

A diferença em altura hidráulica $H - h_o = \Delta h$, ou $H = h_o + \Delta h$ que, após a substituição, dá:

$$L^2 = \frac{4K(2h_o + \Delta h)(\Delta h)}{R}, \quad \text{ou}$$

$$L^2 = \frac{8Kh_o\Delta h}{R} + \frac{4K(\Delta h)^2}{R} \quad (6.88)$$

Esta fórmula usa-se muitas vezes para resolver problemas de drenagem. Com esta fórmula, pode-se calcular a distância correcta entre drenos paralelos, sabendo-se que:

- K , a permeabilidade do solo em m/d;
- R , a recarga uniforme (precipitação efectiva ou irrigação) em m/d;
- h_o , o nível de água nas valas de drenagem (drenos) em m
- Δh , a altura de água acima do nível nos drenos a meia distância entre os drenos em m.

O Δh é determinado da seguinte maneira: Por causa da precipitação ou aplicação de irrigação, o nível de água sobe. Não pode subir até à superfície porque as culturas, que estão no campo, vão-se destruir. Existe uma distância mínima (d , ver Figura 6.28), que é necessária para as plantas crescerem. Sabendo a profundidade total dos drenos, D , e o nível de água dentro dos drenos, h_o , pode-se calcular a subida de água máxima permitível, Δh , assim:

$$\Delta h = D - h_o - d \quad (6.88a)$$

Dado ainda mais os valores de K e R , pode-se calcular a distância própria entre os drenos para o nível não subir acima de H .

Se os drenos não atingirem a base impermeável, as linhas de fluxo não serão paralelas, mas vão convergir para o dreno. Isto necessita de outras equações, que não se tratam aqui. Também não se tratam dos problemas de fluxo não-permanente de drenagem.

6.6.4 Fluxo subterrâneo radial num aquífero confinado

Na Figura 6.30 apresenta-se o esquema dum furo num aquífero confinado. Queremos derivar a fórmula geral para o nível do piezômetro, no caso em que do furo se tire um caudal Q_0 . Usaremos apenas o segundo método, o da aplicação dos princípios básicos.

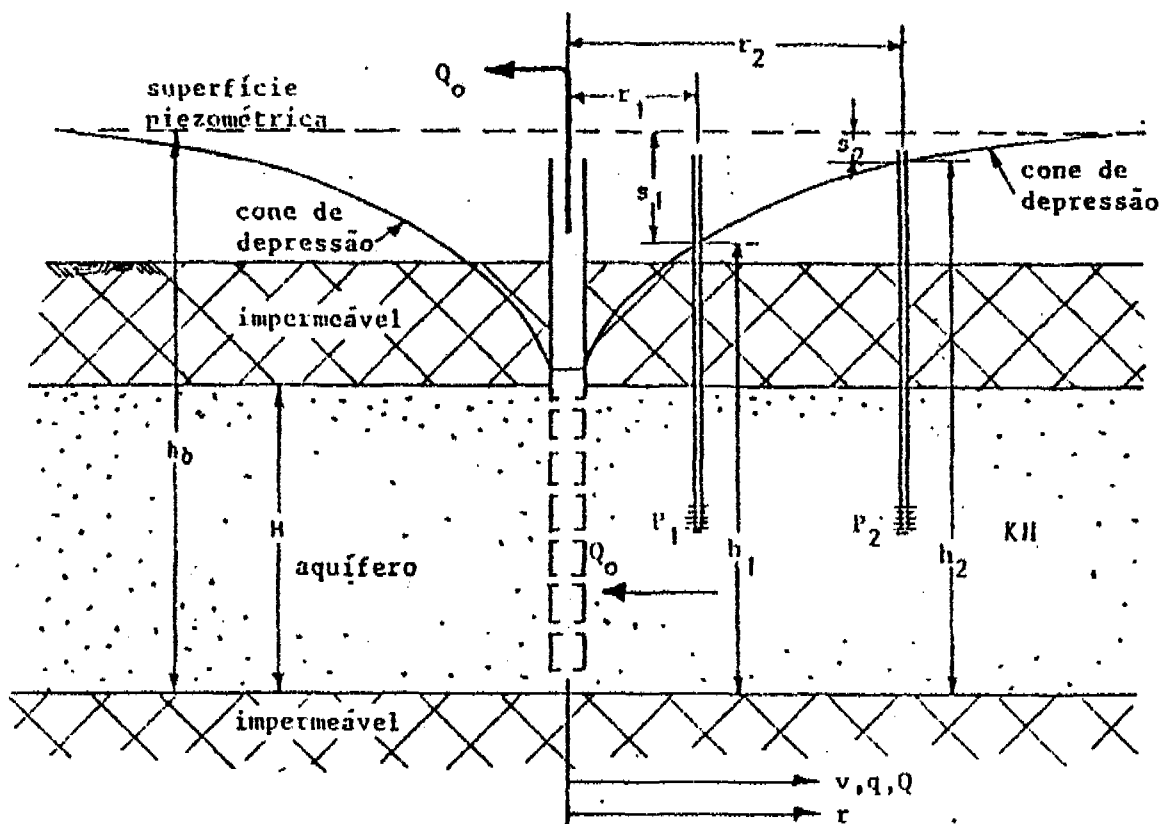


Figura 6.30 Esquema dum aquífero confinado bombado.

Lei de Darcy:

$$v = -K \frac{dh}{dr}$$

$$q = -KH \frac{dh}{dr}$$

O fluxo total (Q), que passa por um círculo com raio r , é (ver Figura 6.31):

$$Q = -2\pi r q = -2\pi r KH \frac{dh}{dr} \quad (6.89)$$

Continuidade: Porque se trata do fluxo permanente, o caudal do furo deve passar também em qualquer circunferência dum círculo com raio r :

$$Q = Q_0 \quad (6.90)$$

Combinando (6.89) e (6.90), teremos:

$$Q_0 = -2\pi rKH \frac{dh}{dr} \quad (6.91)$$

Integração da fórmula (6.91), dá:

$$\frac{1}{r} dr = -\frac{2\pi KH}{Q_0} dh, \text{ ou}$$

$$\ln r = -\frac{2\pi KH}{Q_0} h + C \quad (6.92)$$

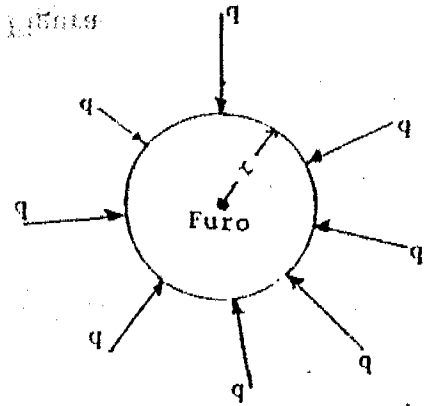


Figura 6.31 Fluxo radial para um furo.

Condições de fronteira: Neste caso, supõe-se que a área de interesse seja limitada por um círculo com raio r_1 , e um outro com raio r_2 , com respectivos níveis piezométricos h_1 e h_2 .

A primeira condição de fronteira é $r = r_1 \rightarrow h = h_1$, e (6.92) fica:

$$\ln r_1 = -\frac{2\pi KH h_1}{Q_0} + C_1 \quad (6.93)$$

Da mesma maneira, escreve-se para a segunda condição de fronteira, ($r = r_2 \rightarrow h = h_2$):

$$\ln r_2 = -\frac{2\pi KH h_2}{Q_0} + C_1 \quad (6.94)$$

Subtraindo a equação (6.94) de (6.93), resulta em:

$$\ln \frac{r_1}{r_2} = \frac{2\pi KH}{Q_0} (h_1 - h_2) \quad (6.95)$$

ou,

$$h_2 - h_1 = \frac{Q_0}{2\pi KH} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (6.96)$$

No caso dum furo bombado, costuma-se exprimir o seu efeito num rebaixamento do nível de água (s), em comparação com o nível original (h_o) (ver Figura 6.30). A relação entre os três parâmetros é:

$$h_o - s = h, \quad \text{ou} \quad h - h_o = -s \quad (6.97)$$

A lei de Darcy fica:

$$v = -K \frac{dh}{dr} = -K \frac{d(h_o - s)}{dr} = -K \frac{dh_o}{dr} + K \frac{ds}{dr}$$

Porque h_o é uma constante, o termo $dh_o/dr = 0$; a lei de Darcy em termos de rebaixamento, fica:

$$v = K \frac{ds}{dr} \quad (6.98)$$

Nota-se que o sinal negativo desapareceu!

Para a fórmula geral de (6.96), em termos de rebaixamento, pode-se derivar facilmente, ficando:

$$s_1 - s_2 = \frac{Q_o}{2\pi KH} \ln \frac{r_2}{r_1} \quad (6.99)$$

6.6.5 Fluxo subterrâneo radial com recarga uniforme num aquífero freático

Na Figura 6.32, mostra-se o fluxo radial para um furo no centro duma ilha. A ilha fica numa lagoa com água doce e constitui um aquífero freático. O furo é bombado com um caudal constante de Q_o (m^3/s). Além disso, a ilha recebe uma recarga uniforme através da infiltração de precipitação de R . A ilha tem uma forma circular de R_o m. O raio do furo é r_f . A altura da água na lagoa é H m.

Pode-se colocar várias perguntas:

- Qual é a forma da superfície freática da ilha?
- Qual é o nível hidráulico no furo?
- Qual é a altura máxima do lençol freático e a que distância do centro da ilha isto acontece?
- Qual é o fluxo Q na circunferência da ilha?

Para responder a estas perguntas, usaremos apenas o segundo método: o da aplicação dos princípios básicos.

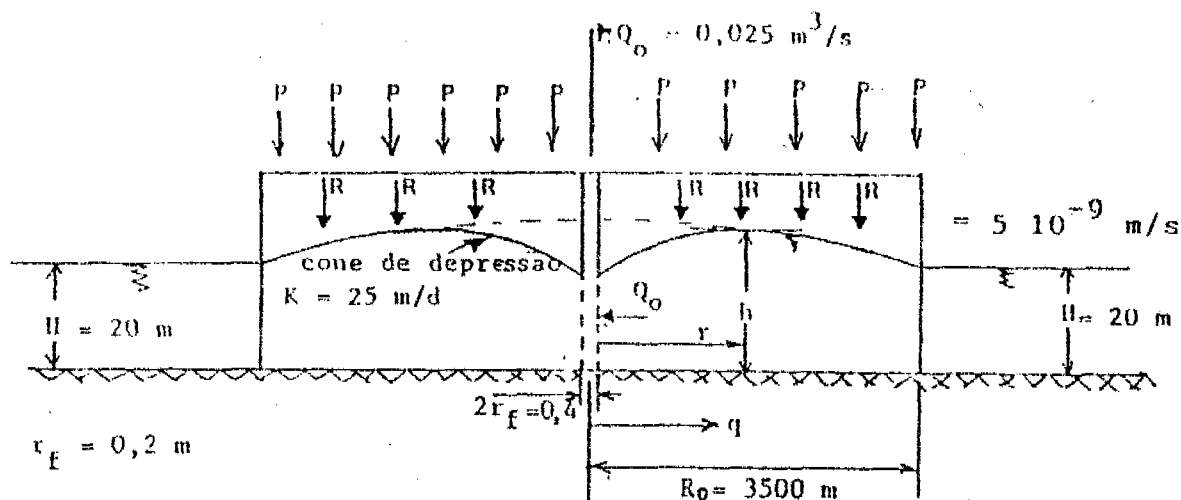


Figura 6.32 Fluxo subterrâneo permanente com bombagem numa ilha circular.

a. Equação para o lençol freático

Darcy:

$$v = -K \frac{dh}{dr}$$

O fluxo, através do plano vertical por unidade de largura do aquífero, é:

$$q = -Kh \frac{dh}{dr}$$

O fluxo, para o furo bombado, é um fluxo radial; então, o fluxo total à distância r do furo, passa um plano vertical circular com um comprimento de $2\pi r$ (circunferência do círculo com raio r) (ver Figura 6.31):

$$Q = 2\pi r q = -2\pi r K h \frac{dh}{dr} \quad (6.100)$$

Continuidade: A recarga numa faixa circular à distância de r do centro e com uma largura de dr , é $R 2\pi r dr$.

A lei de continuidade diz sobre uma faixa de 1 m largura (ver Figura 6.33):

$$q + R dr = q + dq$$

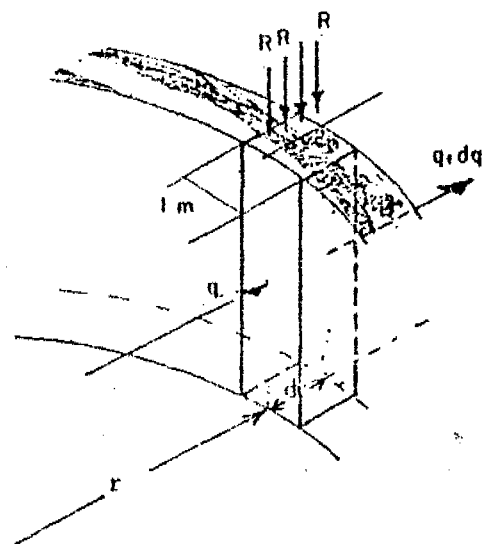


Figura 6.33 Continuidade.

Para a circunferência do círculo (comprimento $2\pi r$), a equação fica:

$$2\pi r q + 2\pi r R dr - 2\pi r q + 2\pi r dq$$

ou,

$$Q + 2R\pi r dr - Q + dQ, \quad \text{ou}$$

$$R2\pi r dr - dQ$$

Integrando esta expressão, teremos:

$$Q - \pi R r^2 + C_1 \quad (6.101)$$

Primeira condição de fronteira: Para $r = 0$, $Q = -Q_0$. Substituindo este valor na equação (6.101), teremos:

$$C_1 = -Q_0$$

então equação (6.101), é:

$$Q - \pi R r^2 - Q_0 \quad (6.102)$$

Substituindo a equação (6.102) na equação (6.100), teremos:

$$\pi R r^2 - Q_0 = -2\pi r K h \frac{dh}{dr}$$

Dividindo por πK e multiplicando por dr , dá:

$$\frac{R}{K} r^2 dr - \frac{Q_0}{\pi K} dr = -2r h dh$$

Dividindo por r , dá:

$$\frac{R}{K} r dr - \frac{Q_0}{\pi K r} dr = -2h dh; \quad r dr = \frac{dr^2}{2} \quad \text{e} \quad h dh = \frac{dh^2}{2},$$

$$\text{ou,} \quad \frac{R}{2K} dr^2 - \frac{Q_0}{\pi K r} dr = -dh^2 \quad (6.103)$$

Integrando a equação (6.103), teremos:

$$\frac{R}{2K}r^2 - \frac{Q_0}{\pi K} \ln r = h^2 + C_2, \text{ ou}$$

$$h^2 = \frac{R}{2K}r^2 + \frac{Q_0}{\pi K} \ln r + C_2 \quad (6.104)$$

Segunda condição de fronteira : Para $r = R_0$, $h = H$, e equação (6.104) fica:

$$H^2 = \frac{R}{2K}R_0^2 + \frac{Q_0}{\pi K} \ln R_0 + C_2$$

Resolvendo para C_2 :

$$C_2 = H^2 - \frac{R}{2K}R_0^2 - \frac{Q_0}{\pi K} \ln R_0 + C_2$$

substituindo na equação (6.104):

$$h^2 = H^2 + \frac{R}{2K}R_0^2 - \frac{R}{2K}r^2 - \frac{Q_0}{\pi K} \ln R_0 + \frac{Q_0}{\pi K} \ln r, \text{ ou}$$

$$h^2 = H^2 + \frac{R}{2K}(R_0^2 - r^2) - \frac{Q_0}{\pi K} \ln\left(\frac{R_0}{r}\right) \quad (6.105)$$

Com os dados do exemplo ($K = 25 \text{ m/d} = 25/86400 = 2,89 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$), teremos:

$$h^2 = 400 + \frac{5 \cdot 10^{-9}}{2(2,89 \cdot 10^{-4})}(1,225 \cdot 10^7 - r^2) - \frac{0,025}{\pi 2,89 \cdot 10^{-4}} \ln \frac{3500}{r}$$

ou,

$$h^2 = 400 + 8,65 \cdot 10^{-6}(1,225 \cdot 10^7 - r^2) - 27,5 \ln \frac{3500}{r} \quad (6.105a)$$

$$Q = \pi(5 \cdot 10^{-9})r^2 - 0,025, \text{ ou}$$

$$Q = 1,57 \cdot 10^{-8}r^2 - 0,025 \quad (6.102a)$$

b. *O nível hidráulico no furo*

Usando as fórmulas (6.105a) e 6.102a) e os dados da Figura 6.32, o nível hidráulico no furo ($r = 0,2$ m), é:

$$h^2 - 400 + 8,65 \cdot 10^{-6} (1,225 \cdot 10^7 - 0,2^2) - 27,5 \ln \frac{3500}{0,2}$$

$$h^2 - 400 + 106 - 268,7 - 237,33 \quad \text{ou,}$$

$$h = 15,4 \text{ m}$$

c. *A altura máxima do nível freático e a distância a partir do centro onde a mesma ocorre*

No sítio onde o nível freático é máximo, existe uma divisória de água subterrânea, pois $Q = 0$. Usando a equação (6.102), teremos:

$$0 = \pi r^2 R - Q_0$$

Resolve-se para r :

$$r^2 = \frac{Q_0}{\pi R} = \frac{0,025}{\pi (5 \cdot 10^{-9})} = 1,5915 \cdot 10^6, \quad e$$

$$r = 1261,6 \text{ m.}$$

Substituindo $r = 1261,6$ m na equação (6.105a), teremos:

$$h^2 - 400 + 92,21 - 28,06 - 464,15 \quad \text{ou,}$$

$$h = 21,54 \text{ m.}$$

d. *O fluxo Q na circunferência da ilha*

Neste caso $r = 3500$ m, substituindo este valor na equação (6.102a), dá:

$$Q = 1,57 \cdot 10^{-8} \cdot 3500^2 = 0,025 = 0,167 \text{ m}^3/\text{s}$$

- ♦ Pergunta 5. *Repita, por suas palavras, os passos que se executam para resolver qualquer situação do fluxo permanente.* ♦

6.7 OUTROS TIPOS DE SOLUÇÃO PARA AS EQUAÇÕES DIFERENCIAIS

6.7.1 Rede de fluxo

Para a situação bi-dimensional permanente do fluxo de água subterrânea, vale a equação do Laplace:

$$KH \frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} = 0 \quad (6.40)$$

Há situações em que é difícil encontrar uma solução analítica para a equação (6.40), por causa de limites irregulares. Um método de ensaio e erro consta em construir linhas de equipotencial (= linhas com nível piezométrico igual) e linhas de fluxo, perpendiculares às linhas equipotenciais. Na Figura 6.34, apresenta-se um exemplo para fluxo de água subterrânea, abaixo duma barragem.

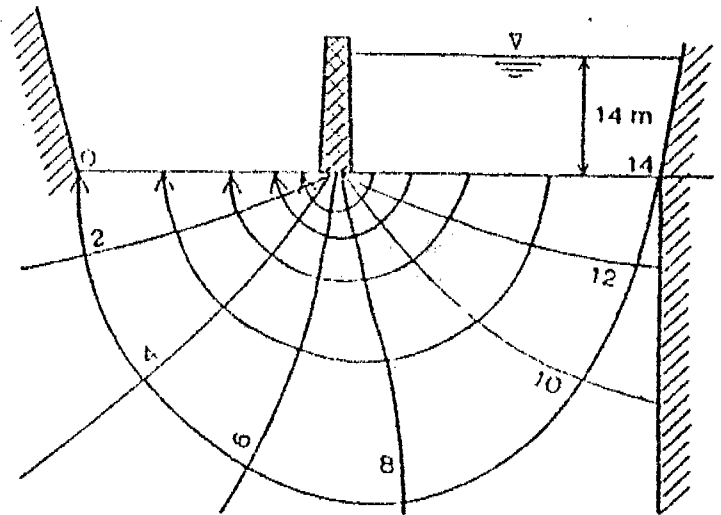


Figura 6.34 Fluxo abaixo duma barragem, rede de fluxo. [5]

6.7.2 Métodos numéricos

Em muitos casos de prática, as fronteiras são muito irregulares, ou existem muitos processos que interferem. Por exemplo, o fluxo de água subterrânea numa zona costeira onde existe recarga, drenagem para canais de drenagem, evapotranspiração, vários aquíferos às vezes também heterogêneos e intrusão salina.

Em muito destes casos, os métodos analíticos ainda são aplicáveis, mas deve-se introduzir grandes simplificações em comparação com a realidade. Com o desenvolvimento dos computadores, os métodos matemáticos aproximados, chamados métodos numéricos, ganharam muita preponderância para resolver as equações diferenciais. A base destes métodos é a divisão duma área em muitas sub-áreas, para as quais se assume que as características hidrológicas são constantes. Para cada sub-área, calcula-se o balanço hídrico, usando os níveis piezométricos das esquinas da sub-área. Começa-se sempre com uma tentativa para os níveis piezométricos, calcula-se os erros nos balanços por sub-área, e, usando os erros, faz-se uma nova tentativa, até chegar a um erro muito pequeno nos balanços. Este processo chama-se **iteração**. É claro, que é um processo trabalhoso, que para problemas normais com um número razoável de sub-áreas, só pode ser praticado usando um computador.

Há dois grupos de métodos numéricos:

- a. o método de diferenças finitas
- b. o método dos elementos finitos

a. *O método de diferenças finitas*

No método de diferenças finitas, faz-se uma rede de quadrângulos, como indica a Figura 6.35.

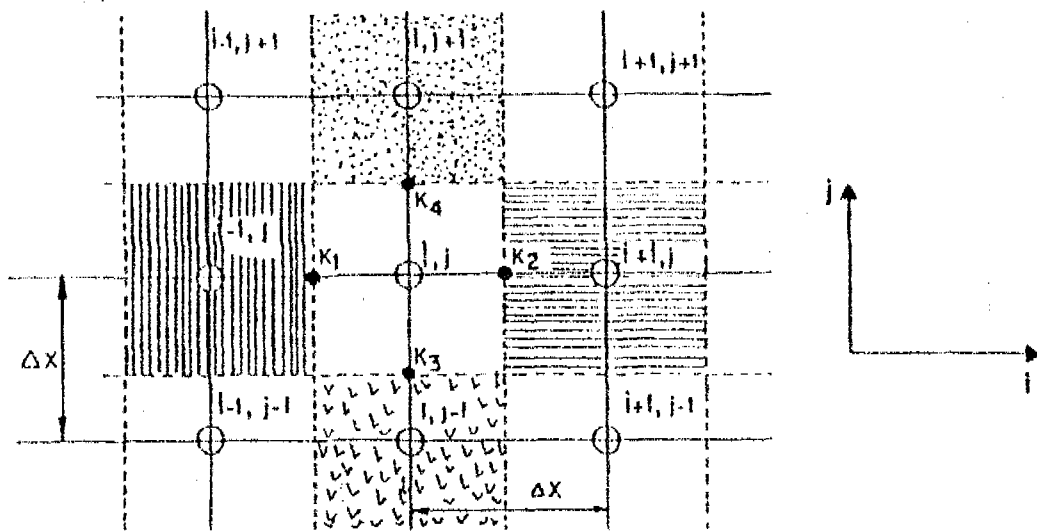


Figura 6.35. Sistema de rede quadrangular para o método de diferenças finitas.

Cada nó para a qual se quer calcular a altura hidráulica, tem coordenadas, na direcção x e y , por exemplo (i, j) , $(i+1, j)$. Os nós da rede (i, j) , $(i-1, j)$, $(i+1, j)$, $(i, j-1)$ possuem valores de permeabilidade representativos para a área da vizinhança. Por exemplo, a altura hidráulica no nó (i, j) , $h_{i,j}$, é representativa para o quadrângulo indicado pelas linhas tracejadas. Calcula-se $h_{i,j}$ usando as alturas hidráulicas nos nós mais próximos: $(i-1, j)$, $(i+1, j)$, $(i, j-1)$ e $(i, j+1)$.

Para a determinação do balanço hídrico no quadrângulo (i, j) , calcula-se o fluxo de entrada e saída, passando os lados deste quadrângulo e usando os valores de permeabilidade no meio dos lados: K_1 , K_2 , K_3 e K_4 .

A vantagem deste método é clara: pode-se calcular sob condições de heterogeneidade. Actualmente, as permeabilidades no meio dos lados são calculados a partir das permeabilidades dos próprios nós. Por exemplo na Figura 6.35:

$$K_1 = \frac{K_{i,j} + K_{i-1,j}}{2} \quad (6.106a)$$

Através de uma derivação bastante complicada, pode-se provar que para esta esquematização vale (fluxo permanente sem recarga):

$$h_{ij} = \frac{K_1 h_{i-1,j} + K_2 h_{i+1,j} + K_3 h_{i,j-1} + K_4 h_{i,j+1}}{K_1 + K_2 + K_3 + K_4} \quad (6.106b)$$

Para cada nó na rede, usa-se esta equação que faz parte do conjunto de equações para todos os nós. Numa rede com muitos nós, o conjunto de equações é grande. Por causa disso, resolve-se pelo método dum algoritmo, usando um computador. Só será possível resolver à mão, num caso simples como o apresentado na Figura 6.36. Figura 6.36 é uma esquematização do fluxo subterrâneo confinado através de uma faixa do terreno entre vales paralelos, com níveis diferentes.

No exemplo $h_1 = 4$ m, $h_2 = 3$ m. O comprimento da faixa é de 4 m e a espessura do aquífero é de 2 m.

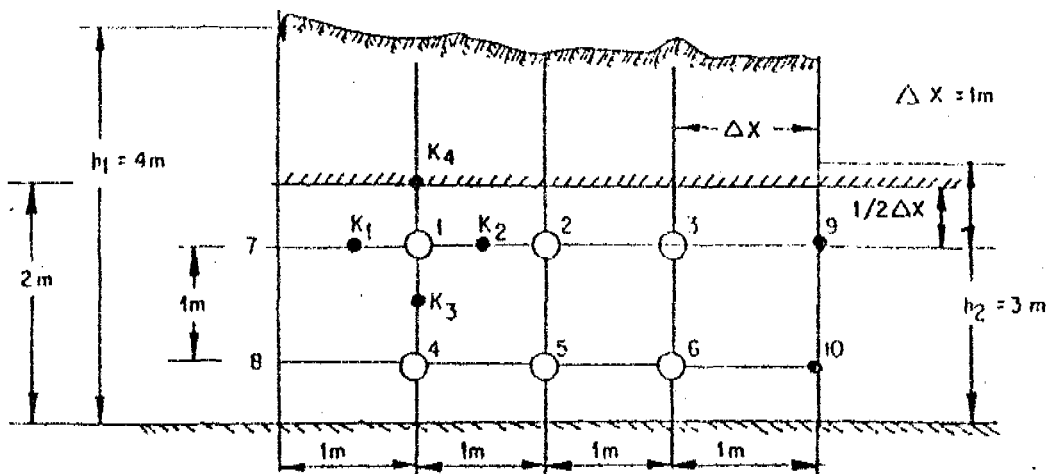


Figura 6.36 Fluxo subterrâneo confinado e apresentação da rede de nós.

A equação de continuidade é representada pela equação (6.106b). As condições de fronteira são as seguintes: O topo do aquífero é impermeável e descreve-se por assumir um valor de zero para o coeficiente de permeabilidade no meio de lado do quadrângulo. Por exemplo, para o nó 1, $K_4 = 0$. Sabendo isso, os nós da rede são localizados a uma distância de $1/2 \Delta x$ da fronteira impermeável.

Para os limites da faixa, vale a condição de fronteira com altura hidráulica fixa. No exemplo: $h_7 = h_8 = 4$ m; $h_9 = h_{10} = 3$ m.

Suponhamos, para o nosso exemplo, que o aquífero seja homogêneo; então $K_1 = K_2 = K_3 = K_4$, e reduzindo a equação 6.106, até:

$$h_{ij} = \frac{h_{i-1,j} + h_{i+1,j} + h_{i,j-1} + h_{i,j+1}}{4} \quad (6.107)$$

Se se aplicar a equação 6.107 a cada nó da rede da Figura 6.36, teremos as seguintes equações:

$$h_1 = \frac{4+h_4+h_2}{3}, \quad h_2 = \frac{h_1+h_5+h_3}{3}, \quad h_3 = \frac{h_2+h_6+3}{3}$$

$$h_4 = \frac{4+h_1+h_5}{3}, \quad h_5 = \frac{h_4+h_2+h_6}{3}, \quad h_6 = \frac{h_5+h_3+3}{3}$$

ou, combinando num conjunto:

$$3h_1 - h_2 - h_4 - 4 = 0$$

$$-h_1 + 3h_2 - h_3 - h_5 = 0$$

$$-h_2 + 3h_3 - h_6 - 3 = 0$$

$$-h_1 + 3h_4 - h_5 - 4 = 0$$

$$-h_2 - h_4 + 3h_5 - h_6 = 0$$

$$-h_3 - h_5 + 3h_6 - 3 = 0$$

Resolvendo este conjunto de equações, teremos:

$$h_1 - h_4 = 3,75 \text{ m}$$

$$h_2 - h_5 = 3,50 \text{ m}$$

$$h_3 - h_6 = 3,25 \text{ m}$$

Os resultados mostram o decréscimo linear da altura hidráulica, o que é igual à solução através do cálculo com as equações diferenciais ou com os princípios básicos dados no exemplo do capítulo 6.6.2.

b. Método dos elementos finitos

A vantagem do método das diferenças finitas, é que a matemática envolvida é bastante simples. Uma desvantagem é que, para casos com limites muito irregulares, ou com alto grau de heterogeneidade, o método dos quadrângulos não é muito conveniente. Nestes

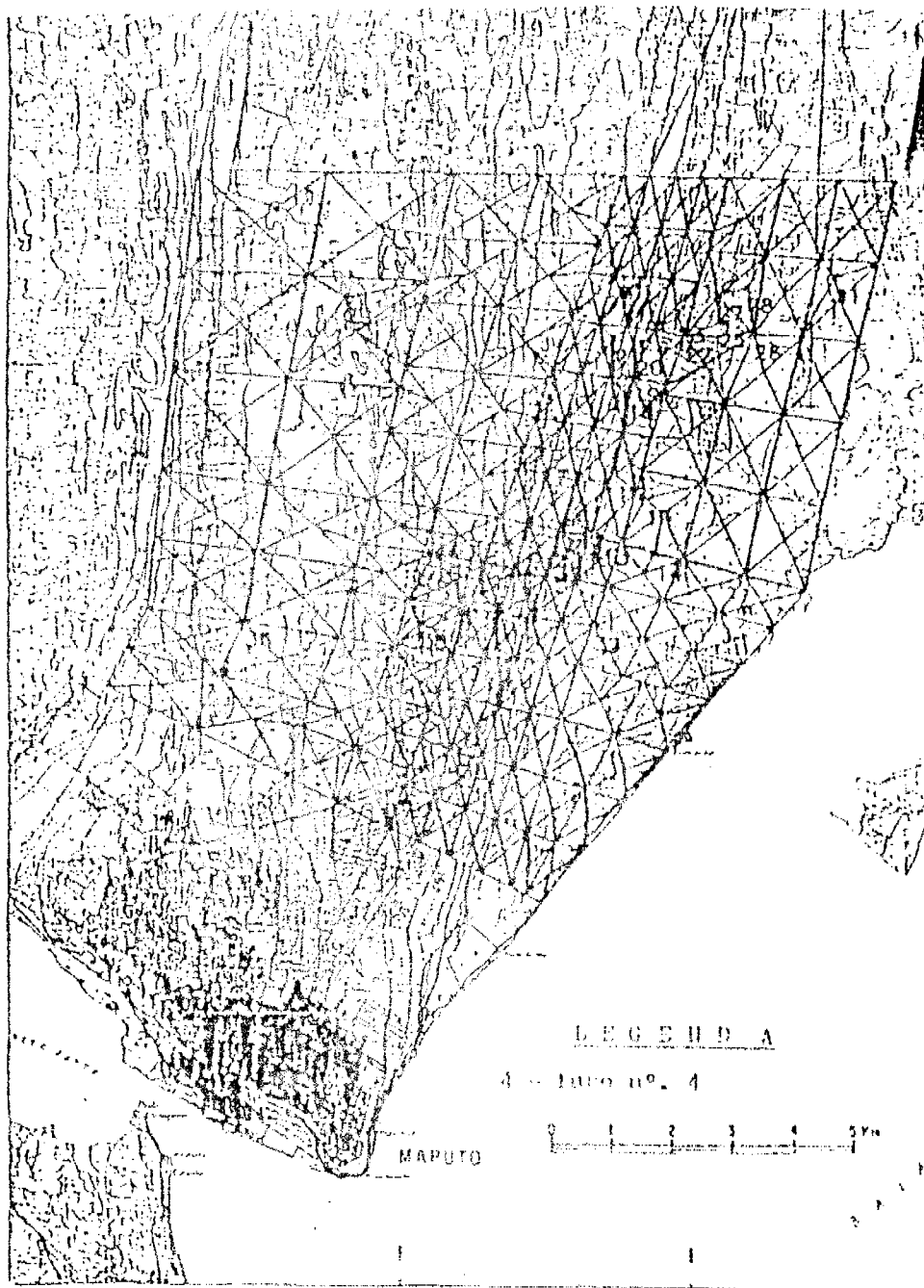


Figura 6.37 Redo do modelo (método de elementos finitos).[3]

casos, prefere-se o método dos elementos finitos. No método dos elementos finitos, divide-se a área em consideração, normalmente em triângulos. Assim, há muito mais possibilidades de criar uma rede mais densa de pontos onde se calcula os níveis de água com mais exactidão. Um exemplo duma rede, que consiste de 588 triângulos e 315 nós, encontra-se na Figura 6.37. A matemática do método dos elementos finitos é bastante complicada e não a tratamos aqui. Quem estiver interessado em saber mais sobre os métodos numéricos, recomendamos o livro do Wang e Anderson [4], para uma introdução simples.

Gostaríamos de chamar a atenção pelo facto de que os métodos numéricos, ou os modelos numéricos, são instrumentos muito fortes, mas só nas mãos de quem conheça

as suas limitações. Pode-se simular situações complicadas e calcular com relativa facilidade os efeitos de irrigação, de mudanças do fluxo dum rio, etc. Mas, muitas vezes, desenvolvem-se um modelo e fazem-se cálculos bonitos, sem terem os dados de confiança sobre, por exemplo, a transmissibilidade dos aquíferos, os níveis de água nos limites de área ou a distribuição da recarga. Neste caso, os cálculos bonitos tornam-se numa falsidade. O facto de serem feitos pelo computador não lhes dá um poder mágico, como às vezes se crê!

- *Pergunta 6. Acha que, por exemplo, para um estudo de viabilidade dum furo em Dindiza (Alto Changane), vale a pena aplicar um modelo numérico?*

6.8 MÉTODO DE SUPERPOSIÇÃO

Em vez de se procurar a ajuda dos métodos numéricos, muitos problemas, que envolvem vários efeitos geohidrológicos, podem ser resolvidos usando o princípio da superposição. O princípio de superposição diz que se pode adicionar efeitos individuais. Este princípio vale para todos os problemas matemáticos postos numa equação diferencial linear (do primeiro grau). Na prática da água subterrânea, significa que se pode aplicar o princípio, se na equação diferencial aparecer o nível hidráulico com expoente 1 (= elevado a 1), ou para situações com aquíferos (semi-)confinados (ver parágrafo 6.5.3, 6.5.5 e 6.5.6).

Um bom exemplo é o funcionamento de dois furos num aquífero confinado, A e B (com respectivos caudais Q_a e Q_b) (ver Figura 6.38). Se se quiser saber o rebaixamento num ponto C(x,y), determina-se a distância entre este ponto e os furos, r_a e r_b . Para calcular o rebaixamento no C por causa do furo A, usa-se a fórmula (6.99):

$$s_1 = s_2 + \frac{Q_a}{2\pi KH} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

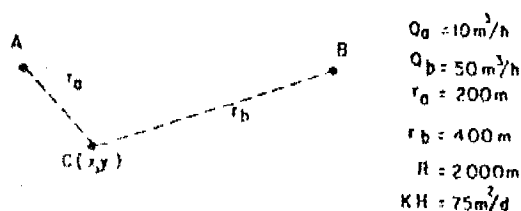


Figura 6.38 Princípio de superposição: efeito de dois furos bombeados.

Sempre existe um raio dum círculo (R), para o qual vale que o rebaixamento é zero (no limite do cone da depressão) (ver Figura 6.30). A equação (6.99) fica assim para a situação da Figura 6.38:

$$s_{c,a} = \frac{Q_a}{2\pi KH} \ln \frac{R}{r_a} \quad (6.108)$$

onde $s_{c,a}$ = rebaixamento no ponto C devido à bombagem do furo A.
Da mesma maneira, deriva-se para a influência do furo B:

$$s_{c,b} = \frac{Q_b}{2\pi KH} \ln \frac{R}{r_b} \quad (6.109)$$

Usando o princípio da superposição, significa que o rebaixamento total no ponto C (s_c) é a soma de $s_{c,a}$ e $s_{c,b}$:

$$s_c = \frac{1}{2\pi KH} (Q_a \ln \frac{R}{r_a} + Q_b \ln \frac{R}{r_b}) \quad (6.110)$$

◆ Pergunta 7. Qual é o rebaixamento no ponto C usando os dados da Figura 6.38? ◆

Uma outra aplicação do princípio da superposição é o caso dum furo perto duma fronteira com o nível hidráulico fixo, por exemplo, um canal (ver Figura 6.39). Se se calculasse o rebaixamento, usando a fórmula (6.99), chegava-se também a um rebaixamento na fronteira. Para compensar o efeito desta fronteira, introduz-se um furo imaginário no sítio perpendicular e simétrico com a fronteira, em que não se bomba, mas se injecta água. Neste caso, os efeitos do rebaixamento da altura hidráulica no local de fronteira (altura fixa) pela bombagem no furo real, são compensados pelo aumento de altura hidráulica no local da fronteira pela injeção de água no furo imaginário, ver Figura 6.40.

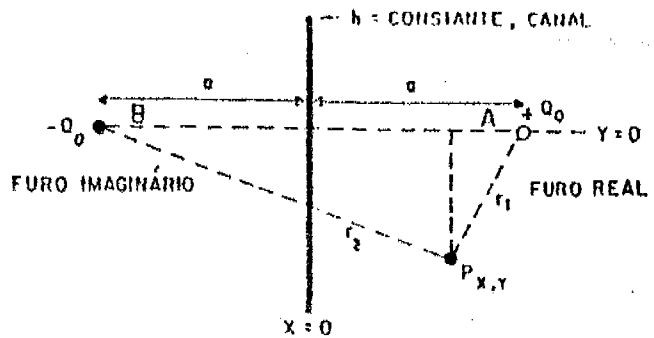


Figura 6.39 Furo imaginário e superposição.

Para um ponto C(x,y), usa-se a fórmula (6.110), com $Q_a = + Q_0$ e $Q_b = - Q_0$

$$s_c = \frac{Q_0}{2\pi KH} \left(\ln \frac{R}{r_a} - \ln \frac{R}{r_b} \right) = \frac{Q_0}{2\pi KH} \ln \frac{r_b}{r_a} \quad (6.111)$$

Se a fronteira for impermeável, introduz-se, da mesma maneira, um furo imaginário, mas neste caso com o caudal igual ao do furo real. A fórmula (6.110) fica:

$$s_c = \frac{Q_0}{2\pi KH} \left(\ln \frac{R}{r_a} + \ln \frac{R}{r_b} \right), \quad \text{ou} \quad (6.112)$$

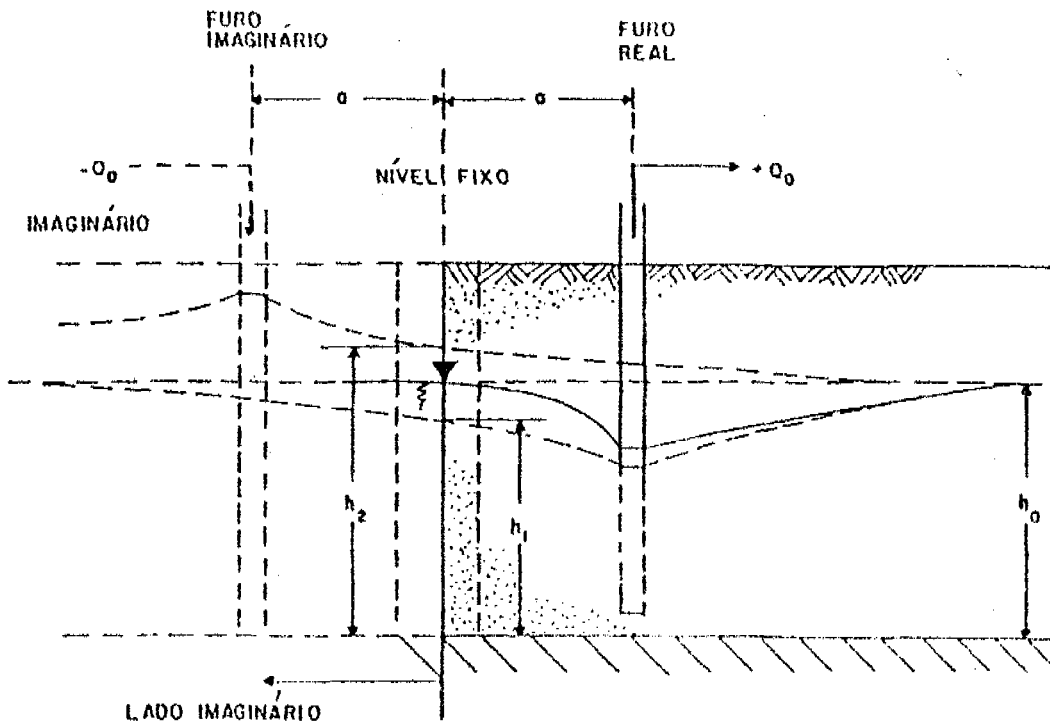


Figura 6.40 Princípio de superposição no caso dum limite impermeável.

$$s_c = \frac{Q_0}{2\pi KH} \left(\ln \frac{R^2}{r_a r_b} \right) \quad (6.113)$$

O princípio da superposição usa-se também nos casos em que se calcula os efeitos dinâmicos da bombagem num aquífero (semi-confinado) (ver capítulo 11.4.3.3).

6.9 EXEMPLO: CÁLCULO DO FLUXO SUBTERRÂNEO NO PERFIL ENTRE O RIO INFULENE E A ZONA COSTEIRA

Após tanta teoria, gostaríamos de apresentar um exemplo da situação Norte de Maputo. Na Figura 6.41a, apresenta-se um perfil topográfico entre as localidades do Infulene e Jafar, mais ou menos perpendicular à direcção do Infulene e à encosta das dunas. O comprimento do perfil (L) é de 8400 m. Existem dois aquíferos, o primeiro da areia de dunas ($K = 4$ m/d) e o segundo do grés ($K = 6$ m/d). A recarga média é de 160 mm/a. Ao lado do vale de Infulene, o nível de água é 19 m e ao lado da encosta existem zonas de nascentes aos 8 m (nmm).

Queremos saber:

- A forma do lençol hidráulico (numa fórmula).*
- O fluxo de água unitário (q) aos 250 m, e aos 8150 m.*
- Quais são as simplificações nos cálculos, que se podem evitar num modelo numérico?*

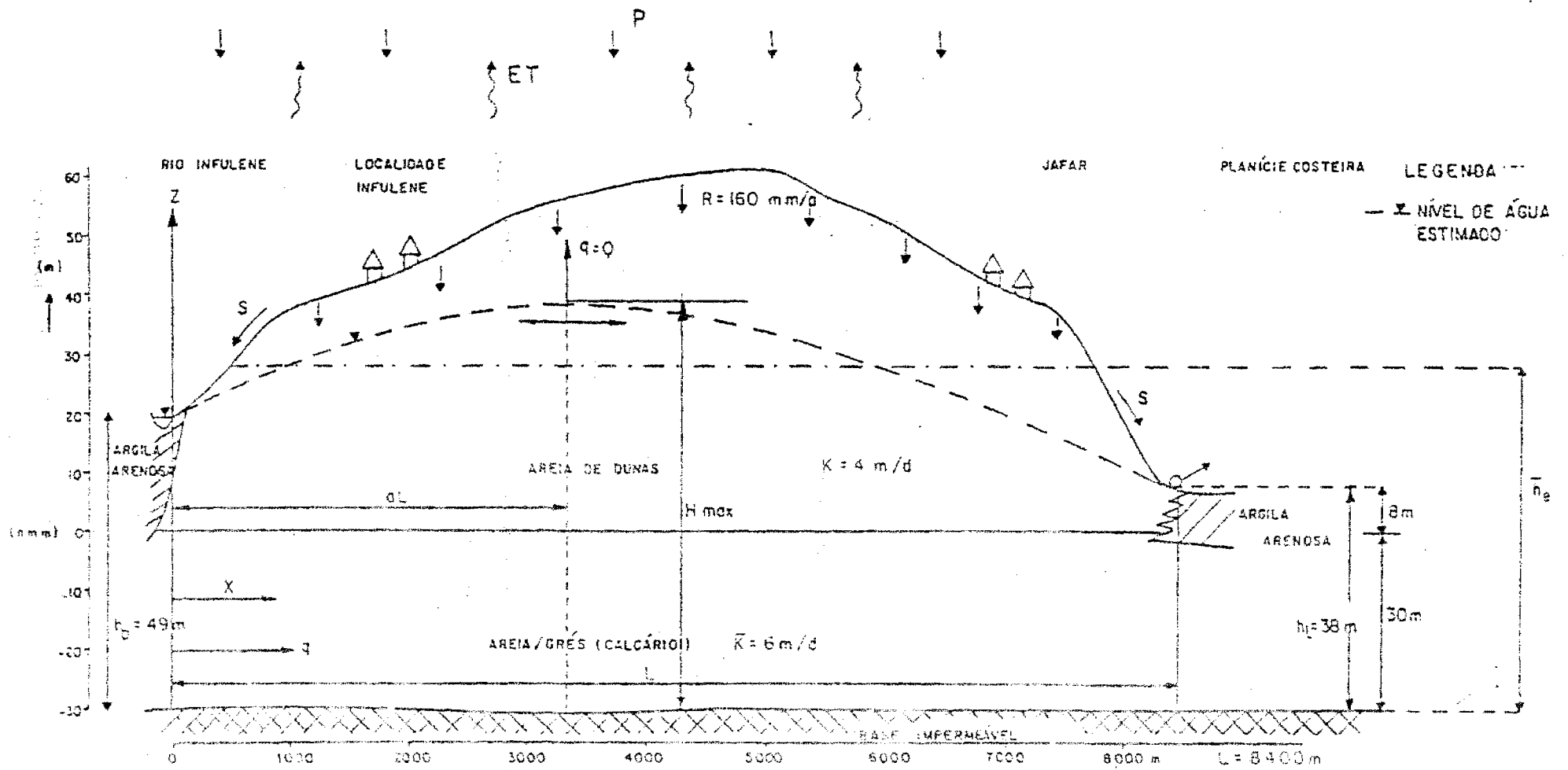


FIGURA 6.41 a PERFIL INFULENE - JAFAR

O problema é parecido com o apresentado no Capítulo 6.6.2: fluxo com recarga uniforme num aquífero freático. Mas existem, pelos menos, três diferenças:

- i. não existe simetria das condições de fronteira;
- ii. temos dois aquíferos;
- iii. não existem valas que penetram completamente o aquífero;

a A forma do lençol hidráulico.

O primeiro ponto resolve-se pela própria escolha das coordenadas: $x = 0$ no ponto no Rio Infulene, e $x = L$ na zona das nascentes a sopé da encosta. Além da falta de simetria, nota-se também o facto de que o segundo aquífero se estende abaixo do nível médio do mar (nmm). O nmm não é apropriado como nível de referência. Escolhe-se a base do segundo aquífero aos -30 m. Assim h_0 fica a 49 m e h_1 a 38 m.

O problema dos dois aquíferos resolve-se usando a equivalência entre a corrente eléctrica e o fluxo de água subterrânea. Na Figura 6.15, apresentou-se a fórmula geral para a permeabilidade de dois aquíferos sobrepostos:

$$K_t = \frac{1}{H_{i-1}} \sum^n K_i H_i \quad (6.114)$$

Neste caso:

$$K_t = \frac{1}{h} (6 + 30 + 4(h - 30)) = \frac{1}{h} (60 + 4h) = 4 + \frac{60}{h} \quad (6.115)$$

A fórmula (6.115) não parece muito favorável, sabendo-se que mais tarde se deverá usar a K na lei de Darcy. Para resolver este problema, estima-se um valor médio do nível freático (h_a), usando uma estimativa do lençol freático (ver Figura 6.41A). A média estimada é 58 m. (Obviamente pode-se calcular a média, mas porque o lençol freático já é estimado, não vale a pena entrar numa exactidão). A equação (6.115), fica:

$$K_t = 4 + \frac{60}{58} = 5 \text{ m/d}$$

Observa-se que mesmo tomando um valor de h_0 de 53 ou de 63 m, não mudava muito o valor de K_t : 5,1 ou 4,9 m/d.

Para o facto de não existirem valas que penetrem completamente o aquífero, não há uma solução analítica simples. O efeito de ter um rio ou uma zona de drenagem estreita, é que existe uma resistência hidráulica adicional por causa da concentração do fluxo. Huisman [6] dá formulas para este caso, mas, por enquanto, assumimos simplesmente que esta resistência adicional não existe.

Com base no lençol freático assumido, concluiu-se que existe uma divisória da água subterrânea: do lado Oeste desta divisória, a água subterrânea corre para o Infulene, e do lado Este para a zona costeira.

Suponhamos que a divisória esteja no ponto aL ($a < 1$). Assim devemos diferenciar para o fluxo na faixa $x < aL$ e na faixa $x > aL$.

Caso $x < aL$

Lei de Darcy:

$$q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (6.116)$$

Continuidade: Repete-se a equação (6.80):

$$dq = -R dx \quad (6.80)$$

Integrando esta equação, teremos:

$$q = -Rx + C \quad (6.117)$$

Primeira condição de fronteira: Para $x = aL$, $q = 0$, substituindo isto na (6.117), teremos:

$$0 = -RaL + C, \quad C = RaL \quad \text{ou,}$$

$$q = -a(aL - x)R \quad (6.118)$$

Combinando (6.116) e (6.118), teremos:

$$-a(aL - x)R = -Kh \frac{dh}{dx},$$

que se pode integrar:

$$aLRx - \frac{1}{2}Rx^2 = -\frac{1}{2}Kh^2 + C \quad (6.119)$$

Segunda condição de fronteira: Para $x = 0$, $h = h_0$. Na (6.119), teremos:

$$0 = -\frac{1}{2}Kh_0^2 + C, \quad \text{ou}$$

$$C = \frac{1}{2}Kh_0^2 \quad (6.120)$$

Combinando (6.120) e (6.119), teremos:

$$Rx(aL - \frac{1}{2}x) = \frac{1}{2}K(h^2 - h_0^2) \quad (6.121)$$

Resolvendo (6.121) para h , dá:

$$h^2 - h_o^2 + \frac{2Rx}{K} \left(aL - \frac{1}{2}x \right) \quad (6.122)$$

Terceira condição de fronteira: No ponto aL existe a elevação máxima do nível freático (h_{\max}). Usando (6.122), dá:

$$h_{\max}^2 - h_o^2 + \frac{R(aL)^2}{K} \quad (6.123)$$

Caso $x > aL$

Lei de Darcy:

$$q = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (6.124)$$

Continuidade : O princípio básico de continuidade é igual a ambos os lados da linha divisória de água, e resulta numa equação parecida com (6.118), mas com o sinal positivo por causa da direcção do fluxo:

$$q = (x - aL)R \quad (6.125)$$

Combinando (6.124) e (6.125), dá similarmente:

$$(x - aL)R = -Kh \frac{dh}{dx} \quad (6.126)$$

que se pode integrar, resultando na equação parecida com (6.119):

$$Rx \left(\frac{1}{2}x - aL \right) = -\frac{1}{2}Kh^2 + C \quad (6.127)$$

Primeira condição de fronteira: Para $x = L$, $h = h_L$. Substituindo isto na (6.127), teremos:

$$RL \left(\frac{L}{2} - aL \right) = -\frac{1}{2}Kh_L^2 + C, \quad \text{ou}$$

$$C = \frac{1}{2}Kh_L^2 + RL \left(\frac{1}{2}L - aL \right) \quad (6.128)$$

Substituindo (6.128) em (6.127), resulta em:

$$Rx \left(\frac{1}{2}x - aL \right) = -\frac{1}{2}Kh^2 + \frac{1}{2}Kh_L^2 + RL \left(\frac{1}{2}L - aL \right), \quad \text{ou}$$

$$Rx\left(\frac{1}{2}x-aL\right)-RL\left(\frac{1}{2}L-aL\right)-\frac{K}{2}(h_L^2-h^2) \quad (6.129)$$

Resolvendo (6.129) para h, dá:

$$h^2-h_L^2-\frac{2Rx}{K}\left(\frac{1}{2}x-aL\right)+\frac{2RL}{K}\left(\frac{1}{2}L-aL\right) \quad (6.130)$$

Segunda condição de fronteira: Para $x=aL$, $h=h_{\max}$, usando (6.130), teremos:

$$h_{\max}^2-h_L^2-\frac{RL^2}{K}(-a^2+2a-1) \quad (6.131)$$

Determinou-se duas fórmulas para h_{\max} (6.123) e (6.131). Óbviamente devem ser iguais, ou:

$$h_o^2+\frac{R(aL)^2}{K}-h_L^2-\frac{RL^2}{K}(-a^2+2a-1)$$

que, depois dalgumas manipulações, resulta em:

$$a-0,5+\frac{K}{2RL^2}(h_L^2-h_o^2) \quad (6.132)$$

Resume-se os resultados obtidos:

$$h^2-h_o^2+\frac{2Rx}{K}\left(aL-\frac{1}{2}x\right) \quad (6.122)$$

$$h^2-h_L^2-\frac{2Rx}{K}\left(\frac{1}{2}x-aL\right)+\frac{2RL}{K}\left(\frac{1}{2}L-aL\right) \quad (6.130)$$

$$a-0,5+\frac{K}{2RL^2}(h_L^2-h_o^2) \quad (6.132)$$

$$h_{\max}^2-h_o^2+\frac{R(aL)^2}{K} \quad (6.123)$$

Cálculos para o exemplo da Figura 6.41.

$$a-0,5+\frac{5 \cdot 365}{0,16 \cdot 2 \cdot 8400^2}(38^2-49^2)-0,5-0,077-0,423$$

A divisória de água subterrânea encontra-se no $x = 0,423 * 8400 = 3553$ m. Então,

$$aL = 3553 \text{ m} \quad (6.133)$$

O valor do nível freático neste ponto é (6.123):

$$h_{max}^2 = 49^2 + \frac{0,16}{5 * 365} 3553^2 - 2401 + 1106,7 - 3507,7$$

$$h_{max} = 59,23 \text{ m}$$

Para calcular a forma total do lençol freático, escolhe-se uns pontos, e usa-se a fórmula (6.122) ou (6.130), dependente da posição do ponto relativa à divisória de água subterrânea. Substituindo valores conhecidos nessas fórmulas:

(6.122) fica:

$$h^2 = 49^2 + \frac{2 * 0,16x}{365 * 5} (3553 - 0,5x)$$

$$h^2 = 2401 + 1,7534 \cdot 10^{-4} x (3553 - 0,5x) \quad (6.134)$$

(6.130) fica:

$$h^2 = 38^2 - \frac{2 * 0,16x}{365 * 5} (0,5x - 3553) + \frac{2 * 0,16 * 8400}{365 * 5} (4200 - 3553),$$

$$h^2 = 2397 - 1,7534 \cdot 10^{-4} x (0,5x - 3553) \quad (6.135)$$

Os resultados dos cálculos apresentam-se na tabela seguinte usando (6.134) e (6.135) e na Figura 6.41b.

Cálculos para determinar a forma do lençol freático

x (m)	fórmula	h (m)
250	6.134	50,51
500	6.134	51,87
1000	6.134	54,19
2000	6.134	57,41
3000	6.134	59,00
4000	6.135	59,04
5000	6.135	57,62
6000	6.135	54,58
7000	6.135	49,62
8150	6.135	40,63

Observa-se que o valor estimado para a média do h_1 foi demasiado alto. Deveria ser escolhido um valor de 53,50 m, mas como já foi observado anteriormente, não mudava muito o valor do K_1 .

Observa-se também que a divisória de água subterrânea está cerca de 1500 m mais para Oeste do que a divisória da água superficial. Além disso, a divisória não está localizada no meio, entre as duas zonas de drenagem, mas encontra-se mais perto do vale de Infulene, onde existe um nível de limite mais alto.

b. Fluxo unitário aos 250 m, e aos 8150 m

Aos $x = 250$ m, passa toda a água da recarga entre este ponto e a divisória de água subterrânea, na direcção Oeste (Figura 6.41b). Equação (6.118) dá:

$$q = -(3553 - 250)R - 3303 + \frac{0,16}{365} = -1,45 \text{ m}^2/\text{d}$$

Aos $x = 8150$, passa toda a água da recarga entre este ponto e a divisória da água subterrânea, na direcção Leste:

(6.125) dá:

$$q = -(8150 - 3553)R + \frac{0,16}{365} = -2,02 \text{ m}^2/\text{d}$$

Lógicamente, devido à posição da divisória, o fluxo para a zona costeira é mais alto do que o para o Infulene.

c. Simplificações no cálculo analítico, evitáveis num cálculo numérico

Para compreender bem as simplificações feitas no cálculo analítico, deve-se comparar a Figura 6.41b com a Figura 2.7. Vê-se algumas diferenças:

- não se tomou em conta a forma irregular da base impermeável;
- falta no cálculo analítico a inclusão de vários tipos de grés e da presença das areias cimentadas;
- não se indicou na Figura 6.41b a presença de água salgada.

Além disso, pode-se observar que no cálculo analítico não foi incluído o efeito do fluxo não horizontal nas zonas de drenagem (presença das camadas semi-permeáveis).

Todos estes componentes poderiam ser incluídos num modelo numérico. A condição necessária para isso, é a presença de dados hidrogeológicos em quantidade razoável e de boa qualidade.

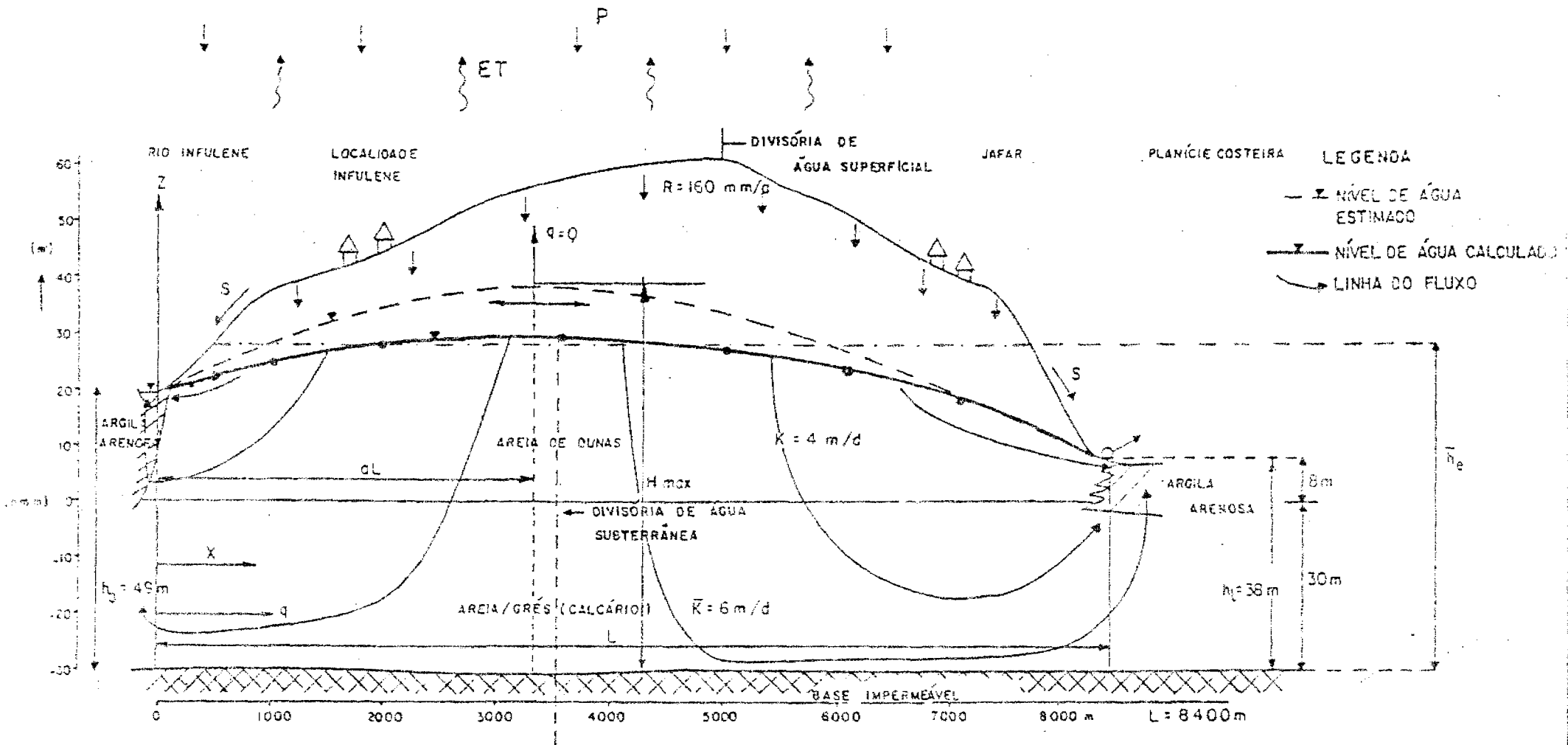


FIGURA 6.41 b PERFIL INFULENE - JAFAR

Respostas às perguntas

1. No fim do período seco, o solo não contém muita água. Primeiro o solo deve atingir a sua capacidade de campo, antes da percolação começar. Além disso, a percolação leva tempo. Os dois factores resultam num atraso da subida do nível freático em comparação com o início das chuvas. O atraso entre a diminuição das chuvas e a descida do nível freático é causado pelo mesmo tipo de efeito: o solo está quase saturado na altura do fim da época de chuvas. Pois, quase cada precipitação resulta numa percolação e mais tarde numa recarga. O facto que o nível freático fica mais ou menos constante durante o mês de Abril, indica que a quantidade de água subterrânea drenada equilibra a quantidade de recarga.

2. Na Figura 6.9b, apresenta-se a solução correcta. Conclui-se que a divisória de água superficial é diferente da de água subterrânea. Observa-se que a depressão topográfica na parte NE da figura não influencia o fluxo da água subterrânea.

3. Um exemplo duma boa resposta é: Ambas as leis, de Darcy e de Ohm, descrevem em termos matemáticos, a relação linear entre a força actuante e a corrente. O coeficiente de proporcionalidade indica a resistência que o fluxo sofre e depende da resistividade (l/K para fluxo da água e ρ para corrente eléctrica) e a geometria da situação.

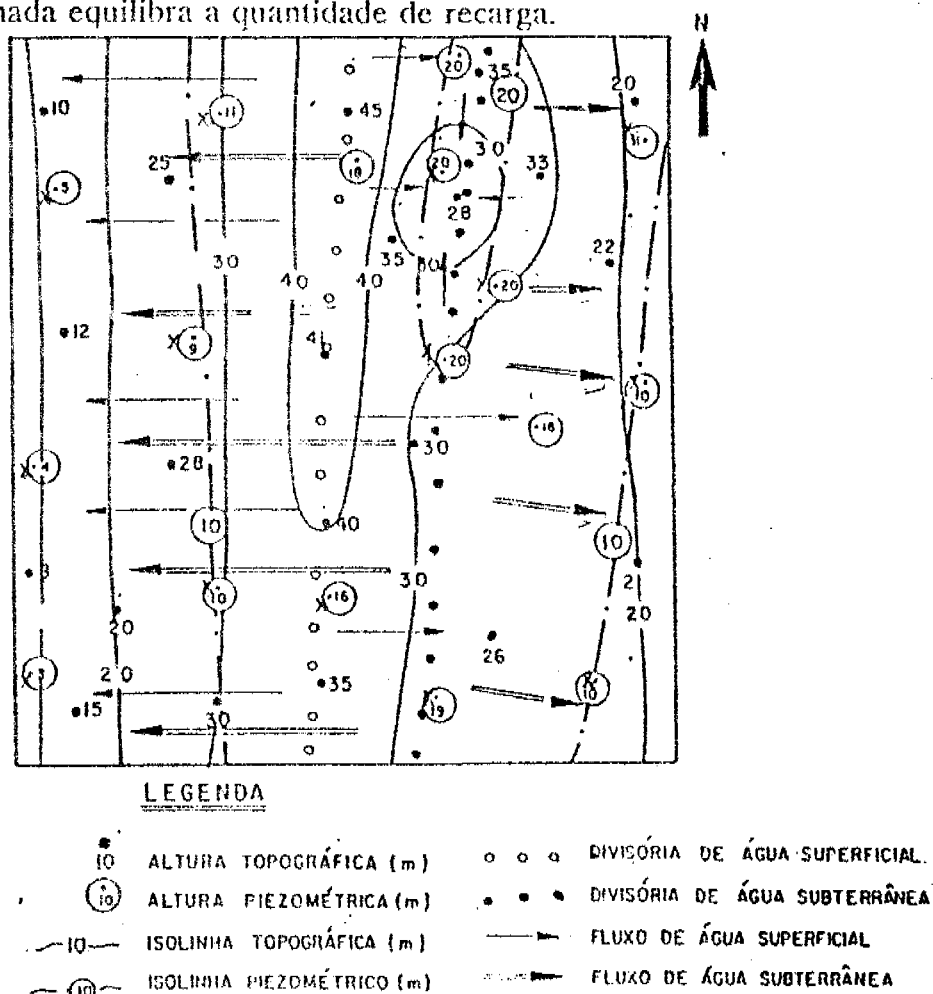


Figura 6.9b Alturas topográficas e piezométricas: solução.

4. A equação (6.56) diz que numa situação do fluxo dinâmico, num aquífero freático, não se perde água.

Do lado esquerdo são indicados os termos que descrevem o fluxo:

$\frac{K}{2} \left[\frac{\delta^2 h^2}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h^2}{\delta y^2} \right]$	é o fluxo horizontal no aquífero. Nota-se o h_0 , que entra devido a dependência da espessura do aquífero do nível freático.
R	é a recarga
$\frac{h - h_b}{c_b}$	é o fluxo vertical através da camada semi-permeável por baixo do aquífero.

Se a soma dos termos do fluxo não fôr zero, deve acontecer uma mudança do armazenamento por unidade de tempo, que é descrita do lado direito da equação: $S \delta h / \delta t$.

Os 'deltas' entram porque h não só varia numa direcção (x), mas também na direcção y , e com o tempo.

- Primeiro faz-se um desenho claro, indicando o(s) aquífero(s), a(s) camada(s) confinante(s) e níveis de água conhecidos. Segundo, descreve-se a lei de Darcy para o próprio caso, e terceiro, aplica-se a continuidade. O último passo é a aplicação das condições de fronteira.
- Óbviamente não. Modelos numéricos só se aplicam para regiões em que se quer construir muitos furos (ou já existem) e com um certo grau de complexidade hidrogeológica. É absolutamente necessário obter-se uma quantidade mínima de dados hidrogeológicos para se construir um modelo numérico de confiança. Além disso, a elaboração dum modelo numérico leva bastante tempo e dinheiro. Para a construção de um só furo, nunca se aplica um modelo numérico.

7.

$$s_c = \frac{1}{21175} \left(10 + 24 \ln \frac{2000}{200} + 50 + 24 \ln \frac{2000}{400} \right)$$

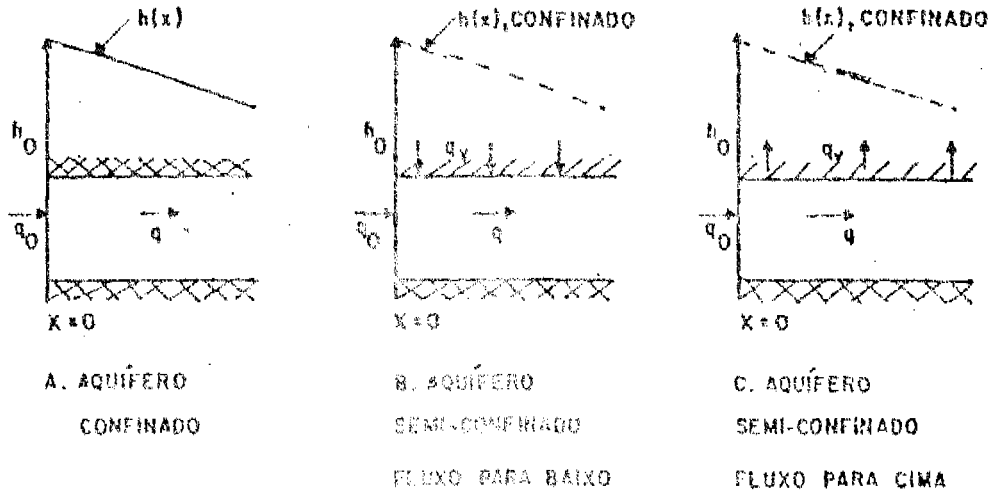
$$s_c = 2,12 \cdot 10^{-3} (552,6 + 1931,3) = 5,27 \text{ m}$$

Observa-se que a influência do furo B é 3,5 vezes maior do que a do furo A, apesar de estar situado duas vezes mais afastado. Isto é devido ao facto do seu caudal ser 5 vezes maior do que o do furo A.

Exercícios

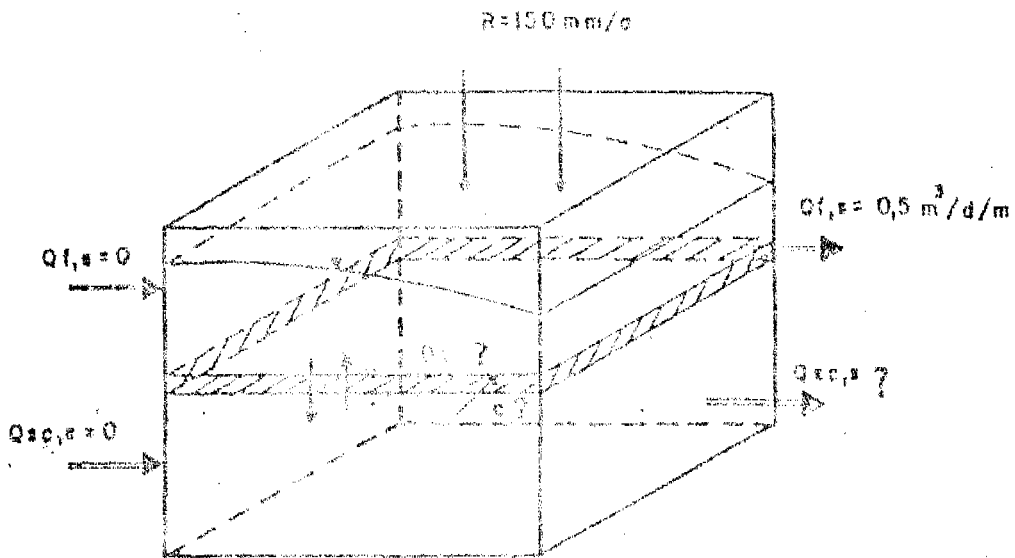
- Explique a diferença entre um aquífero freático e um aquífero confinado, em termos físicos.

- b. Qual é a consequência desta diferença para as equações diferenciais e a descrição matemática do lençol de água subterrânea em ambos os casos?
2. Derive a lei de Darcy, explique todos os seus componentes e explique a relação entre a velocidade de Darcy a velocidade real, o caudal unitário e o caudal.
- 3.



Na Figura apresentam-se três situações hidrogeológicas. Na situação A, existe um aquífero confinado, em que o nível de água no ponto $x = 0$ (h_0), e o fluxo unitário no mesmo ponto (q_0) são dados. O nível piezométrico terá a forma duma linha recta. Nas situações B e C, um aquífero com a mesma transmissibilidade (KH), o mesmo h_0 e o mesmo q_0 , é semi-confinado no seu limite superior. Na situação B, existe um fluxo para baixo na camada semi-permeável, e na situação C, existe na mesma camada um fluxo para cima. Repete-se para a situação B e C o nível piezométrico, caso seja também confinada. Indique para a situação B e C, o nível piezométrico real e explique a diferença com a situação confinada. Qual situação é aplicável à área do próprio vale do Infulene (ver Figura 6.2)?

- 4.



Existe um aquífero freático separado dum aquífero semi-confinado por uma camada semi-permeável, numa área de 5 por 10 Km. (ver a Figura). A recarga uniforme (R) é de 150 mm/a. No aquífero freático e no aquífero semi-confinado não entra fluxo horizontal ($Q_{f,e} = 0$ e $Q_{sc,e} = 0$). O fluxo unitário de saída do aquífero freático ($Q_{f,s}$), foi determinado como $0,5 \text{ m}^3/\text{d}/\text{m}$. Assume-se condições permanentes.

- Calcule o fluxo vertical entre os dois aquíferos (Q_v) e indique a sua direcção.
 - Calcule o fluxo de saída do aquífero semi-confinado.
 - Calcule a resistência hidráulica da camada semi-permeável, tomando uma diferença média entre o nível freático e piezométrico de 0,4 m.
5. Numa certa área encontra-se 8 camadas horizontais a partir da superfície com os dados hidrogeológicos mostrados na tabela que segue.

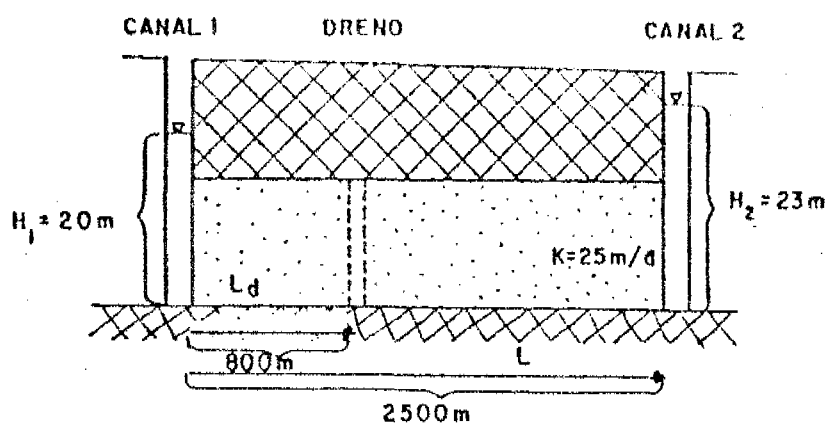
Nº.	base da camada a partir da superfície	Litologia	K (m/d)
1.	2	areia argilosa com terra vegetal	2
2.	10	areia média	5
3.	20	areia grosseira	12
4.	26	areão fino arenoso	21
5.	33	areia fina	3
6.	40	argila arenosa	0,2
7.	43	argila pouco arenosa	0,01
8.	60	areia grosseira	14

As camadas 2 até 8 são saturadas com água.

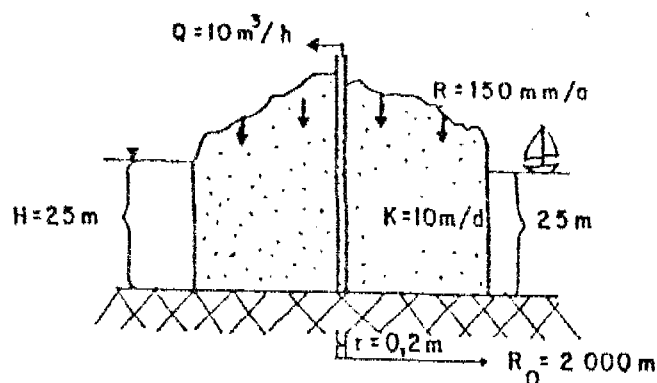
Como se pode simplificar este conjunto de 8 camadas e quais são as características hidráulicas das camadas na simplificação?

6. Um aquífero confinado tem uma base e um tecto impermeável. A espessura do aquífero é de 15 m e a sua permeabilidade é de 25 m/d. No aquífero há dois canais paralelos, que o penetram completamente. A distância que separa os dois canais é de 2500 m e os seus níveis são de 20 e 23 m acima da base impermeável. Na faixa entre os dois canais, a uma distância de 800 m do canal com o nível mais baixo, existe um dreno paralelo aos canais, que também penetra completamente o aquífero. Determine a relação entre o caudal unitário que sai do dreno e o nível de água no dreno.

(Ajuda: corte o perfil em duas secções, e aplique o princípio da superposição.)



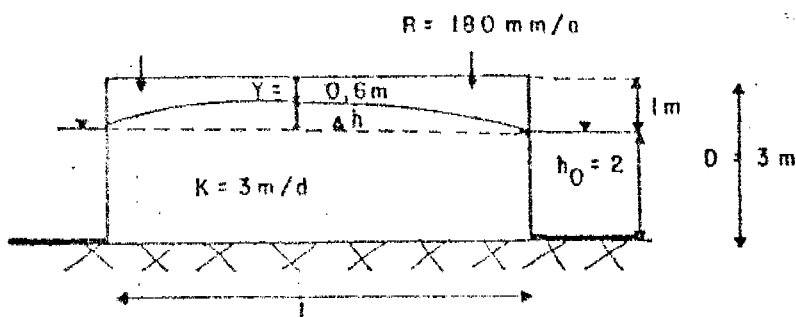
7. Existe uma ilha circular ($R = 2000 \text{ m}$), completamente cercada com água. No meio da ilha há um furo ($r = 0,2 \text{ m}$), que tira $10 \text{ m}^3/\text{h}$. A ilha é composta de areia com uma base de argila impermeável a 25 m abaixo do nível de água que cerca a ilha.



- Indique na Figura a forma do lençol freático e a direcção do fluxo (considere que a água que cerca a ilha não entra na ilha e que é doce).
- Qual é a distância a partir do centro do furo até à divisória do fluxo? Qual é o nível de água neste ponto?
- Se se quiser evitar a entrada da água da lagoa na ilha, qual é o caudal máximo do furo?

8. Imagine que você seja técnico da DNA e deve fazer cálculos sobre níveis de água subterrânea na área entre Maputo, o rio Infulene, Albazine e a Baía, incluindo efeitos de bombagem por furos. Que método(s) aplicaria?

9. Numa zona plana, agrícola, situada numa faixa de drenagem na margem do vale dum rio, encontra-se o nível de água subterrânea aos $0,2 \text{ m}$ abaixo da superfície do terreno. Por motivos



agrícolas, quer-se aumentar esta profundidade até, pelo menos, 0,6 m. Condições do fluxo de água superficial não permitem o nível de água superficial estar mais fundo do que 1 m abaixo da superfície. A permeabilidade do subsolo é de 3 m/d, a recarga uniforme é de 180 mm/a e a base impermeável encontra-se aos 3 m abaixo da superfície. Determine o espaço entre os drenos a serem construídos.

Referências

1. DNA (J. Barros e E.H. Smidt), 1988. Apontamentos de geohidrologia (DNA 22/1988 - SdG 88.19).
2. DNA (L. Almeida, R. Lopes e E. H. Smidt), 1987. Pesquisa hidrogeológica na margem esquerda do Rio Limpopo, na zona entre Inhacutse e Inhamissa.
3. DNA (D. Kern e I. Chutumiá), 1990. Estudo da modelação da zona costeira Norte de Maputo (DNA 1/90 - SdG 90.1).
4. H.F. Wang e M.P. Anderson, 1982. Introduction to groundwater modelling.
5. J.J. de Vries, 1975. Groundwater Hydraulics.
6. L. Huisman, 1978. Groundwater recovery.

7. ÁGUA SUBTERRÂNEA DOCE E SALGADA

7.1. INTRODUÇÃO

No capítulo anterior tratou-se do fluxo de água subterrânea, assumindo uma densidade constante da água. Por causa da densidade constante, podia-se usar a diferença dos níveis de água subterrânea, a partir dum plano de referência, como a força actuante. No caso da existência de várias densidades de água subterrânea, deve-se voltar à comparação de pressões entre sítios para a determinação do fluxo de água subterrânea. O exemplo mais óbvio desta situação são os aquíferos costeiros, em contacto com a água do mar. Com um comprimento da costa de cerca de 3000 km, e tendo varias ilhas, Moçambique é um exemplo típico desta situação. Nos aquíferos entra, por um lado, água doce pela recarga, e por outro lado, a água salgada do mar, que tem maior densidade do que a água da recarga, também pode entrar. Qual será a forma de contacto entre estes dois tipos de água?

Para responder esta pergunta, presumimos que se pode desprezar os efeitos da difusão molecular e da dispersão (ver Capítulo 3). Isso resulta na presunção de que existe uma interface aguda entre os dois tipos de água, o que facilita os cálculos.

Tratar-se-á neste capítulo da equação de Badon-Ghijben-Herberg sobre a forma do contacto entre água subterrânea doce e salgada, do fluxo de água doce acima duma interface, e apresentar-se-ão umas fórmulas para calcular os efeitos de bombagem à intrusão salina.

Após ter-se estudado este capítulo, esperamos que você:

- a. Possa derivar e conheça a equação de Badon Ghijben-Herzberg.
- b. Saiba aplicar as fórmulas apresentadas para o fluxo da água subterrânea acima duma interface e para a
- c. Consiga explicar qual é a necessidade dum bom controlo da exploração dos aquíferos costeiros.

7.2 PRINCÍPIO DE BADON GHIJBEN - HERZBERG E APLICAÇÕES

Muitos geohidrólogos têm estudado o comportamento da água subterrânea doce em zonas costeiras e em baixo de ilhas pequenas. Nestes casos, a zona de transição entre água subterrânea doce e salobra, é fina; a água subterrânea salobra terá uma salinidade quase igual à do mar e pode-se considerar estar parada. A água subterrânea doce pode-se considerar como uma lente flutuante por cima da água salgada estática, com uma

interface fina ou aguda entre si. A altura hidráulica dentro de água salgada será igual ao nível médio do mar, em todo o lugar. Sob estas condições e tomando em conta que a pressão de água, pouco acima e em baixo da interface, seja igual, a chamada equação de Badon Ghijben-Herzberg (BGH) é válida (ver Figura 7.1).

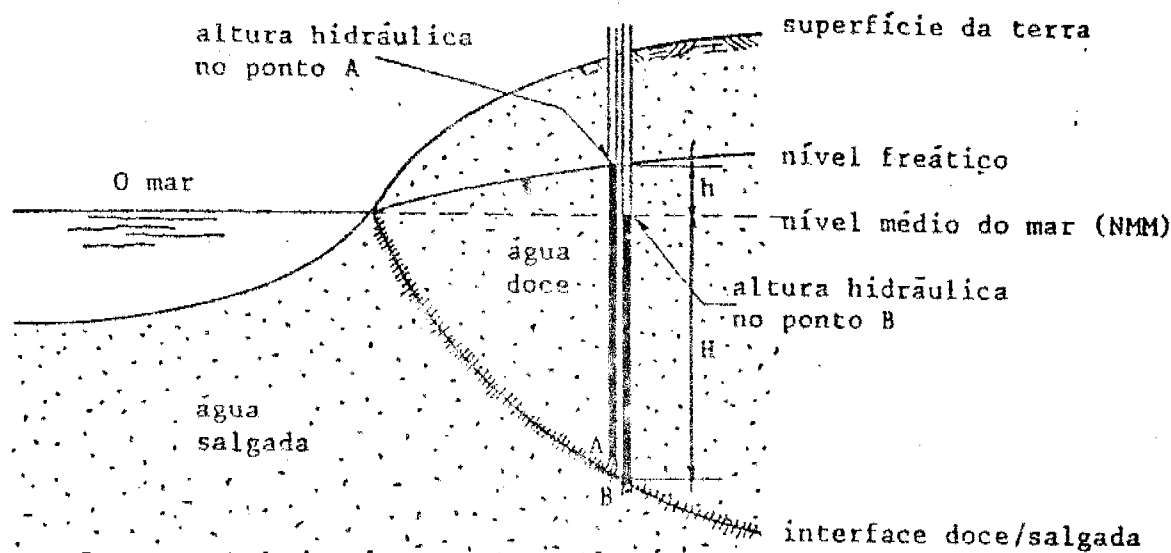


Figura 7.1 Alturas hidráulicas diferentes na água subterrânea com densidades diferentes devido ao efeito de Badon Ghijben-Herzberg.

Da Figura 7.1 pode-se deduzir que:

$$H\rho_s = (H+h)\rho_d \quad (7.1)$$

onde,

H	= altura hidráulica no ponto B (igual à profundidade da interface abaixo do nmm (nível médio do mar))	(m)
(H+h)	= altura hidráulica no ponto A, água doce	
h	= altura de água acima do nmm	(m)
ρ_s	= densidade da água subterrânea salgada	(kg/m ³)
ρ_d	= densidade da água subterrânea doce	(kg/m ³)

Escrevendo duma outra maneira, dá a equação de Badon Ghijben-Herzberg (BGH):

$$h = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} H \quad (7.2)$$

A relação entre as salinidades define-se como:

$$\delta = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} \quad (7.3)$$

Isto significa que:

$$H = \frac{1}{\delta} h \quad (7.4)$$

As densidades de água do mar e de água doce são aproximadamente:

$$\rho_s = 1025 \text{ kg/m}^3 \text{ e } \rho_d = 1000 \text{ kg/m}^3$$

Então:

$$\delta = \frac{1025 - 1000}{1000} = 0,025$$

$$H = 40h \quad (7.5)$$

Por palavras, isto significa que a profundidade da interface será quarenta vezes a altura da água subterrânea doce, acima do nmm (plano de referência).

No caso de água salobra, tendo uma salinidade menor do que a água do mar, tem-se que substituir um valor apropriado para δ .

Deve-se observar que a fórmula (7.5) é uma relação teórica para situações homogêneas. Na prática, encontram-se muitas vezes, camadas (semi-)impermeáveis numa certa profundidade, contendo água salgada ou salobra. Assim, a interface encontra-se muito menos profunda, do que se espera, com base na relação do Badon Ghijben-Herzberg (ver o exemplo na Figura 2.7).

- ◆ *Pergunta 1. Encontram-se em muitas praias ao longo da costa Moçambicana poços com água doce. Como se explica o facto de se encontrar água doce aí? Porque se os constrói neste sítio e qual é o perigo?* ◆

A equação de Badon Ghijben-Herzberg (BGH), juntamente com as suposições de Dupuit (ver o Capítulo 6), pode ser utilizada para a derivação duma equação diferencial que descreva o fluxo subterrâneo na lente de água doce. Um exemplo concernente a uma faixa infinita (dunas duma península), é dado abaixo (ver a Figura 7.2).

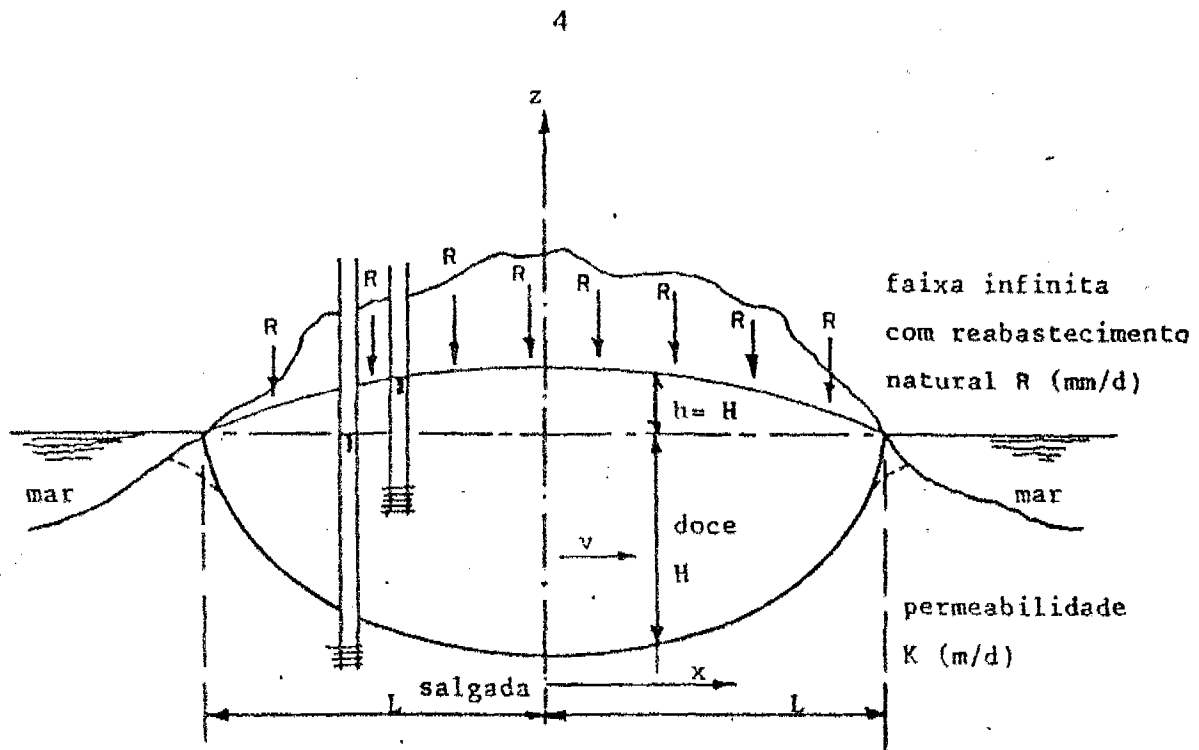


Figura 7.2 Água subterrânea doce em baixo duma faixa infinita (situação freática e fluxo uni-dimensional).

As equações básicas são:

- Darcy:

$$v = -K \frac{dh}{dx}$$

O fluxo total por metro da faixa é:

$$q = v(H+h) = -K(H+h) \frac{dH}{dx} \quad (7.6)$$

- Continuidade: fluxo de entrada = fluxo de saída:

$$q + Rdx = q + dq \quad \text{ou,}$$

$$dq - Rdx \quad (7.7)$$

Badon Ghijben-Herzberg:

$$h - \delta H \quad \text{com} \quad \delta = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} \quad (7.8)$$

Substituindo (7.8) na equação (7.6), teremos:

$$q - KH(1 + \delta)\delta \frac{dh}{dx} \quad (7.9)$$

Integrando a equação de continuidade (7.7) com respeito a x, dá:

$$q - Rx + C_1$$

Primeira condição de fronteira:

Resolve-se a constante de integração pela aplicação da condição de fronteira: para $x = 0$, $q = 0$. Isto dá:

$$0 = 0 + C_1 \quad \text{--->} \quad C_1 = 0$$

Então, a equação definitiva é:

$$q - Rx \quad (7.10)$$

Substituindo a equação (7.10) na equação (7.9), teremos:

$$Rx - KH(1 + \delta)\delta \frac{dH}{dx} \quad , \text{ou}$$

$$Hdh = \frac{R}{K(1 + \delta)\delta} x dx \quad (7.11)$$

Integrando a equação diferencial (7.11), dá:

$$H^2 = \frac{R}{K(1 + \delta)\delta} x^2 + C_2 \quad (7.12)$$

Segunda condição de fronteira:

Resolve-se a constante de integração pela aplicação da condição: para $x = L$, $H = 0$. Isto dá:

$$0 = \frac{R}{K(1+\delta)\delta} L^2 + C_2 \quad \text{ou} \quad C_2 = -\frac{R}{K(1+\delta)\delta} L^2$$

Substituindo o valor para C_2 na equação (7.12), teremos:

$$H^2 = \frac{R}{K(1+\delta)\delta} (L^2 - x^2) \quad (7.13)$$

e,

$$h = \delta H \quad (7.14)$$

- ◆ *Pergunta 2. A largura da Ilha da Inhaca é de 6 Km. A recarga é assumida aqui como 150 mm/a e a permeabilidade do subsolo com 6 m/d. Qual será a profundidade máxima teórica do corpo de água doce? Qual será o nível freático neste ponto?* ◆

7.3 INTRUSÃO SALINA

7.3.1. Geral

A equação de Badon Ghijben-Herzberg (BGH) explica a profundidade teórica da interface entre água doce e água salobra, dado o nível de água doce a partir do nmm. A história da derivação da fórmula esclarece bem a sua utilidade.

O Sr. Badon Ghijben era um oficial da engenharia militar da Holanda. Em 1887, deu a sua contribuição num relatório sobre a possibilidade de captar água subterrânea na área de Amsterdão, no caso de haver guerra. Aplicou o princípio da água doce flutuando na água salgada¹. Nessa altura, já existia uma captação de água subterrânea nas dunas, cerca de 25 Km a Oeste de Amsterdão, durante 23 anos. Havia receio de se alargar a captação por causa do perigo da salinização dos aquíferos dunares.

Esta situação histórica explica bem o uso do princípio de BGH: é usado para descrever a situação natural entre água doce e salgada, e também para calcular efeitos de bombagem nas zonas onde existe uma interface.

A bombagem dum furo resulta num cone de depressão, em que o nível hidráulico desce

¹ O facto de que se fala do princípio de Badon Ghijben-Herzberg, foi causado pela pouca atenção que recebeu inicialmente. Só depois duma publicação do Sr. Herzberg em 1901, deu-se-lhe a atenção que merece.

em comparação com o nível original. Isto significa, que a interface calculada pela equação de BGH, sobe. Onde o nível hidráulico desce abaixo do nmm, teóricamente não se encontrará água doce.

- ◆ *Pergunta 3. O nível hidráulico num sítio era de 6 m. Por causa de bombagem, o novo nível é de 2 m (nível de referência é o nmm). Qual é o efeito para a interface? O que acontecerá, se o nível baixar mais 3 metros?* ◆

Este processo do movimento da interface chama-se a intrusão salina. Distinguem-se dois tipos de intrusão salina nos aquíferos (ver Figura 7.3):

- Intrusão salina horizontal: a interface num aquífero entra na zona do continente pela bombagem a montante da interface (ver Figura 7.3a).
- Intrusão salina vertical: Por causa dum rebaixamento local, à volta dum furo que é localizado acima da interface, a água salgada, a uma certa profundidade, pode subir (ver Figura 7.3b).

Se, no caso de Figura 7.3a, a bombagem criar um rebaixamento tão alto, que o nível da água fique menor ou igual ao nmm, o furo pode ser completamente salinizado (ver Figura 7.3c). Neste caso, a intrusão salina tem um componente horizontal e vertical.

Os exemplos apresentados na Figura 7.3, referem-se a situações hidrogeológicas bastante simples. Várias camadas (semi-)permeáveis podem complicar ainda muito mais a forma da interface. Além disso, os exemplos mostram os efeitos finais permanentes. Antes de chegar a estas situações, a interface move-se. A deslocação da interface devido à bombagem pode levar muito tempo.

Há muitas fórmulas para vários casos que descrevem a intrusão salina. A sua derivação é bastante complicada. Apresentamos só duas fórmulas que são derivadas em [1].

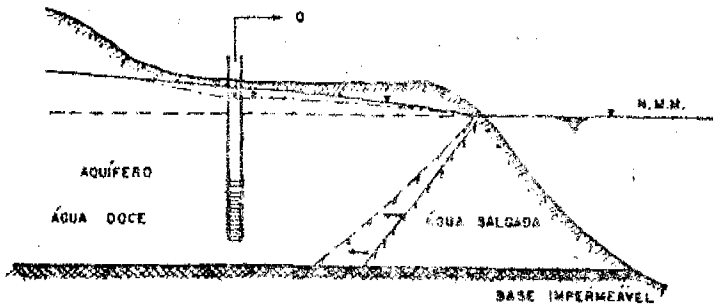
7.3.2 Intrusão salina horizontal

Para a situação estática ou permanente num aquífero semi-confinado com uma linha de furos paralela à costa, vale (ver Figura 7.4):

$$L = \frac{\delta K H^2}{2} \frac{1}{q_o - q_f} \quad (m) \quad (7.15)$$

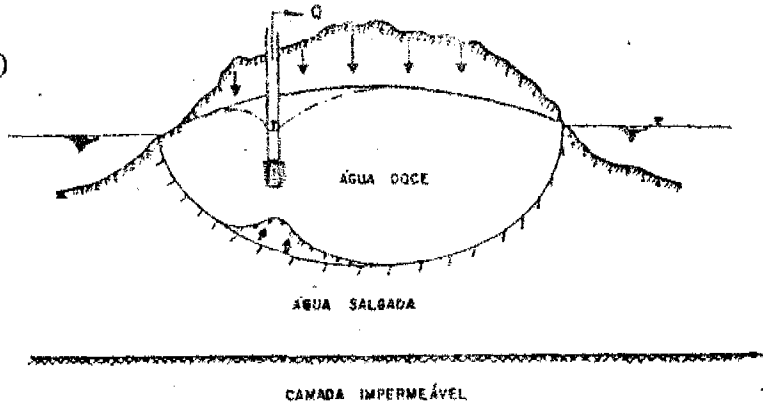
- em que:
- L = distância horizontal entre o topo e a base da interface no aquífero (comprimento da interface) (m)
 - K = permeabilidade do aquífero (m/d)
 - H = espessura do aquífero (m)

(A) INTRUSÃO SALINA HORIZONTAL

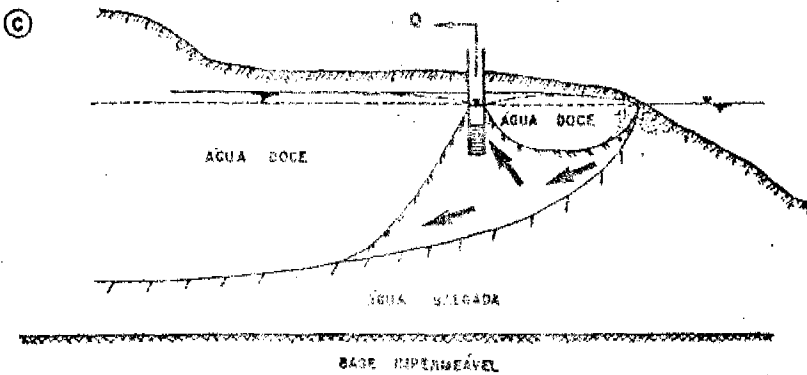


(B)

INTRUSÃO SALINA VERTICAL



INTRUSÃO SALINA VERTICAL E HORIZONTAL



LEGENDA

- | | |
|------------------|-------------------|
| SEM BOMBAGEM | COM BOMBAGEM |
| — NÍVEL FREÁTICO | — NÍVEL FREÁTICO |
| - - - INTERFACE | - - - INTERFACE |
| | ← INTRUSÃO SALINA |

Figura 7.3. Intrusão salina: uns exemplos.

$$\delta = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}$$

q_o = fluxo unitário no aquífero

(m²/d)

q_f = caudal dos furos por unidade de largura

(m³/m/d)

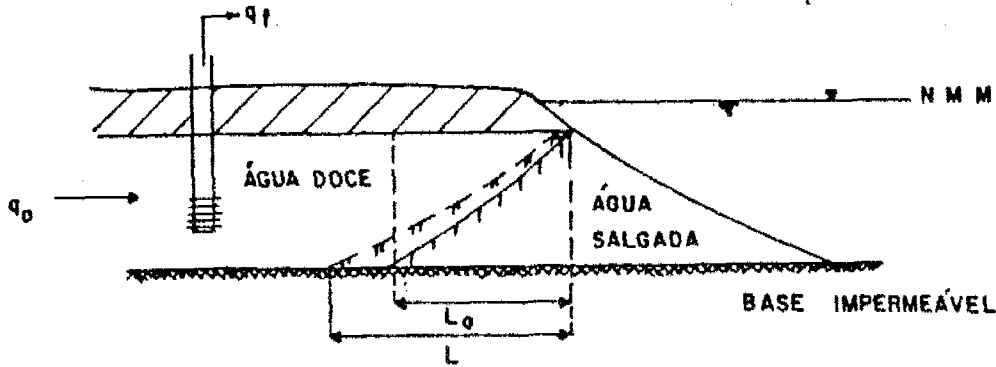


Figura 7.4 Intrusão salina horizontal.

Para a situação sem bombagem, o comprimento da interface (L_o) fica:

$$L_o = \frac{\delta KH^2}{2q_o} \quad (7.16)$$

Da fórmula (7.15) e (7.16) fica claro que o comprimento da interface aumenta, se:

- a permeabilidade do aquífero fôr maior; ou
- a espessura do aquífero fôr maior (função quadrada); ou
- a bombagem fôr maior.

Para a situação dinâmica, que é o próprio processo da intrusão salina, caso em que se aplica de repente uma bombagem igual ao fluxo ($q_f = q_o$), derivou-se:

$$L(t) = \left(\frac{1,75 \delta KHt}{n} + L_o^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (7.17)$$

onde, t = tempo desde o início de bombagem (d)
 n = porosidade (-)

A fórmula (7.17) mostra que para $q_f = q_o$, a intrusão sempre continua. Indica também, que a intrusão salina terá maior comprimento dentro do mesmo tempo, quando:

- a transmissibilidade do aquífero fôr maior; ou
- a porosidade do aquífero fôr menor.

Ambos os factores explicam-se pelo facto de que durante a intrusão salina, a água doce

no aquífero deve ser substituída pela água salgada.

- ◆ **Pergunta 4.** Numa zona costeira existe um aquífero confinado, com $K = 8 \text{ m/d}$, $H = 45 \text{ m}$, $n = 0,15$ e $q_0 = 2,5 \text{ m}^3/\text{d/m}$.

- Calcule: a. O comprimento da interface sem bombagem;
 b. A intrusão salina na situação permanente, se se extrair $q_f = 0,9 q_0$;
 c. A intrusão salina no caso de $q_f = 1,0 q_0$ após 5 anos. ◆

7.3.3 Intrusão salina vertical

No caso dum furo, localizado num aquífero doce sobreposto acima duma camada aquífera salgada, ser bombado, a água salgada começa a subir, devido ao gradiente hidráulico vertical existindo abaixo do furo (ver Figura 7.5). Se a bombagem continuar até chegar a um fluxo permanente, pode-se encontrar duas situações:

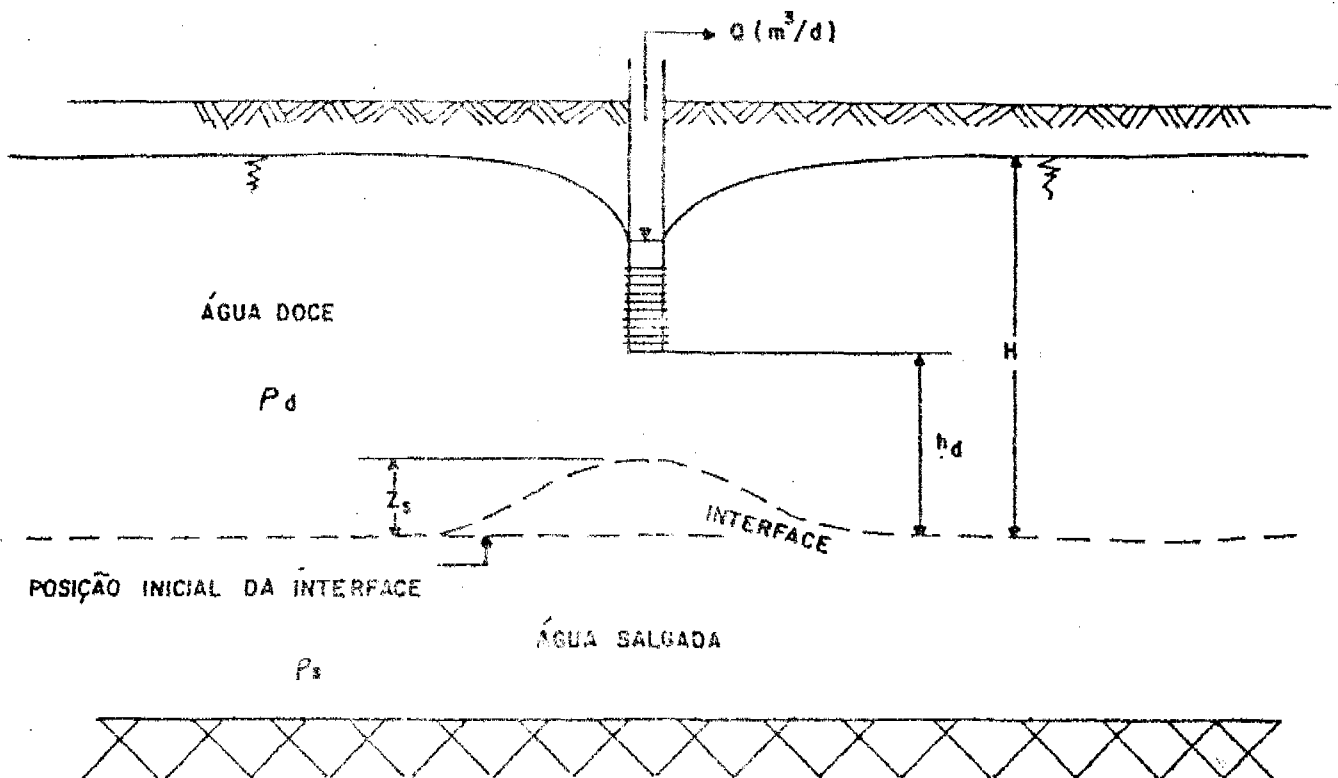


Figura 7.5 Modelo simplificado da intrusão salina vertical abaixo dum furo bombado com uma interface aguda.

- a. A água salgada abaixo do furo fica a subir até chegar ao filtro do furo. Após este momento, o furo descarregará uma mistura de água doce e salgada.

- b. Depois dum certo período, a subida da água salgada atinge um novo nível de equilíbrio abaixo do furo. Nesta situação, o furo continua a produzir água doce extraíndo água apenas do aquífero doce. Não existe fluxo subterrâneo na camada aquífera salgada e a interface comporta-se como uma fronteira impermeável.

Um tal furo é chamado, em Inglês, 'Slumming well' desperdiçando a água doce deitada sobre a água salgada.

O desenvolvimento da situação a. ou b., depende do caudal do furo, dos parâmetros do aquífero e do furo e da densidade da água doce e da água salgada.

Este problema foi estudado por vários autores. Aqui só apresentamos uma fórmula do Dagan e Bear (1968), utilizado depois por Singhal (1985), para calcular o comportamento de tais furos.

A fórmula de Bear-Dagan é (ver Figura 7.5):

$$z_s = \frac{Q}{2\pi KH_d} \left(\frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s - \rho_d} \right) \frac{l}{h_d} \quad (7.18)$$

onde:

Q	=	O caudal de bombagem	(m ³ /d)
hd	=	a distância entre o fundo do furo e a interface salgada, antes da bombagem.	(m)
z _s	=	subida de água salgada acima da interface	(m)
KH _d	=	transmissibilidade do aquífero doce	(m ² /d)
ρ _s	=	densidade da água subterrânea salgada	(kg/m ³)
ρ _d	=	densidade da água subterrânea doce	(kg/m ³)

Com:

$$\delta = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}$$

Equação (7.18) reduz a:

$$z_s = \frac{Q}{2\pi KH_d} \frac{l}{\delta h_d} \quad (7.19)$$

Tem-se que lembrar que esta fórmula é uma aproximação da situação real. A fórmula mostra que a subida aumenta linearmente com o caudal Q. Os autores P. Wirojanagud e R.J. Charbeneau [2], mostraram que isto é válido até chegar a um certo caudal crítico (Q_{cr}), pertencendo a uma subida da interface que seja 35% da espessura h_d (distância entre o fundo do furo e a interface original) (ver Figura 7.6).

Para caudais maiores do que Q_{cr} a subida final é acelerada, até a subida ser quase instantânea. Outros autores (Bear, 1969), recomendam o uso do valor (z_s/h_d)_{cr} = 0,25 para uma operação segura de furos na zona costeira. Para ficar mais seguro, recomendamos manter a regra mais segura:

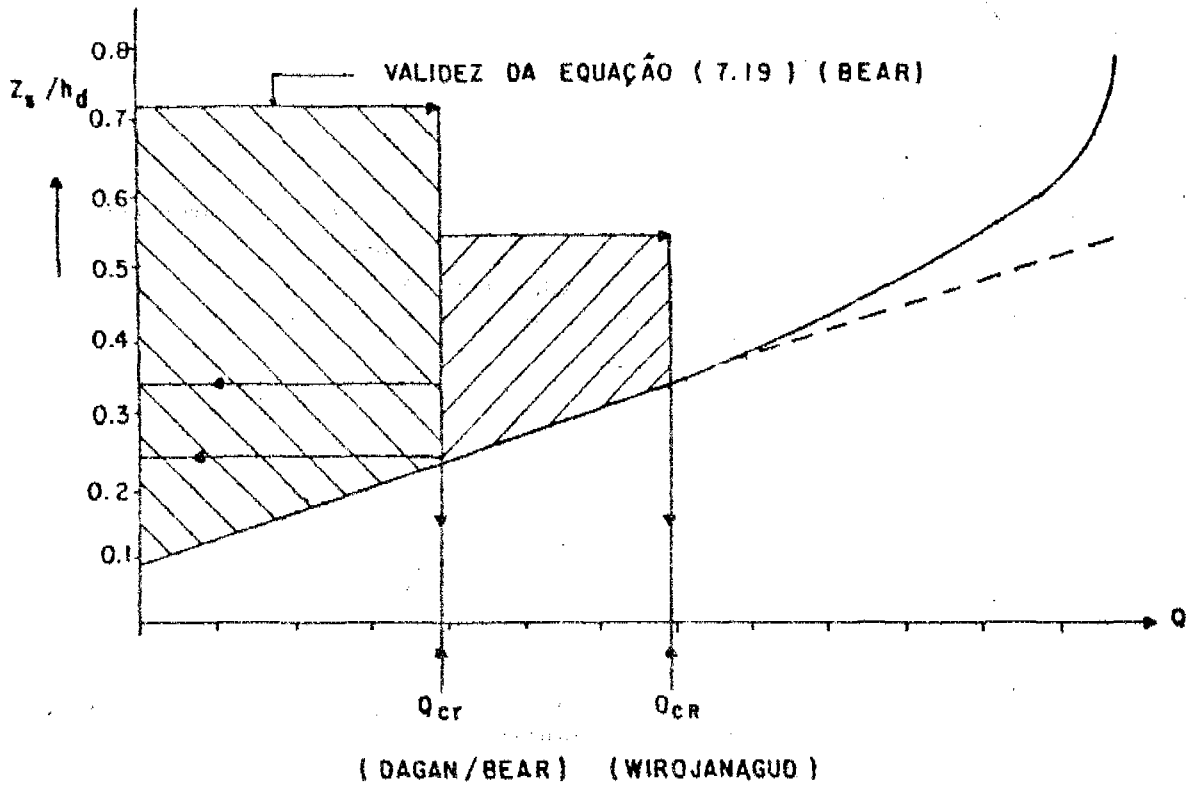


Figure 7.6 A razão de z_s/h_d em relação ao caudal Q . [2]

$$\frac{z_s}{h_d} < 0.25 \quad (7.20)$$

Pode-se também calcular o caudal crítico, dada a razão de subida crítica sobre h_d :

$$(z_s)_{cr} = \frac{Q_{cr} \delta}{2\pi K H_d h_d}$$

Dividindo por h_d com um valor conhecido para $(z_s/h_d)_{cr}$, teremos:

$$\left(\frac{z_s}{h_d}\right)_{cr} = \frac{Q_{cr}}{2\pi K H_d \delta h_d^2}$$

$$Q_{cr} = \left(\frac{z_s}{h_d}\right)_{cr} 2\pi K H_d \delta h_d^2 \quad (7.21)$$

Um exemplo da intrusão salina vertical é dado na Figura 7.7. O exemplo é aplicável na zona costeira num sítio localizado acima da cunha salgada e nas ilhas do mar.

Considerou-se uma camada aquífera contendo água doce, de espessura original acima da água salgada de 20 m. Localizou-se um furo com filtros até a metade do aquífero, aprofundando-se o outro até 7,5 m acima da interface:

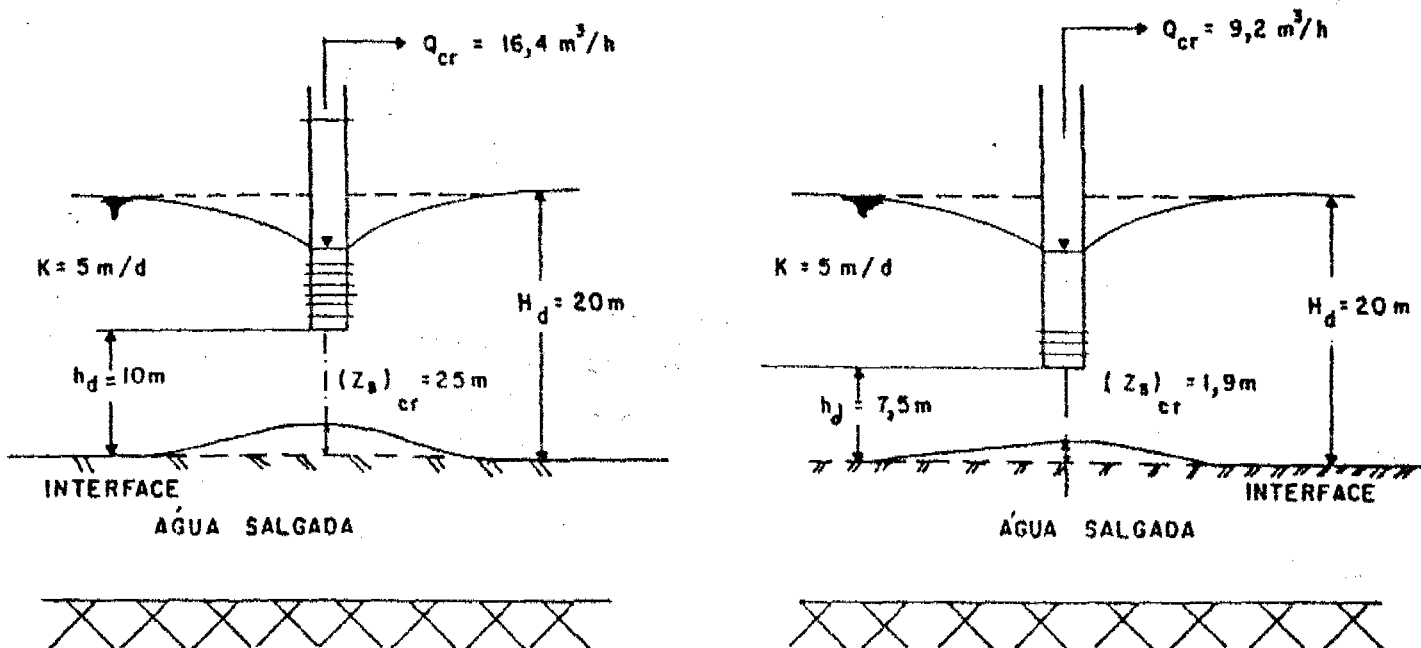


Figura 7.7 Exemplo do cálculo da intrusão salina vertical.

As equações (7.19), (7.20) e (7.21) ficam:

$h_d = 10 \text{ m}$	$h_d = 7,5 \text{ m}$
----------------------	-----------------------

$$(7.19) \quad z_s = Q/157,08$$

$$z_s = Q/117,81$$

$$(7.20) \quad (z_s/h_d)_{cr} = 0,25$$

$$(z_s/h_d)_{cr} = 0,25$$

$$(7.21) \quad Q_{cr} = 0,25 \cdot 2\pi \cdot 100 \cdot 0,025 \cdot 10^2$$

$$Q_{cr} = 0,25 \cdot 2\pi \cdot 100 \cdot 0,025 \cdot 7,5^2$$

$$Q_{cr} = 392,7 \text{ m}^3/\text{d}, \text{ ou}$$

$$Q_{cr} = 220,9 \text{ m}^3/\text{d}, \text{ ou}$$

$$Q_{cr} = 16,4 \text{ m}^3/\text{h}$$

$$Q_{cr} = 9,2 \text{ m}^3/\text{h}$$

Nas tabelas seguintes apresentam-se ainda cálculos para outros valores do caudal:

	Q	Q	z_s	z_s/h_d			Q	Q	z_s	z_s/h_d
	m ³ /h	m ³ /d					m ³ /h	m ³ /d		
	1	24	0,15	0,15			1	24	0,20	0,27
	5	120	0,76	0,76			5	120	1,00	0,14
	10	240	1,53	0,15			7	168	1,43	0,19
	15	360	2,29	0,23						
*	16,4	393	2,50	0,25		*	9,2	221	1,87	0,25

Constata-se, com uma localização adequada dos filtros do furo, ser possível obter o caudal máximo do furo sem criar uma intrusão salina vertical intolerável.

7.4 EXEMPLO : INTRUSÃO SALINA HORIZONTAL NA ZONA COSTEIRA DE MAPUTO

A zona costeira Norte de Maputo, e especialmente a zona no sopé das dunas, é uma área com agricultura concentrada. Isto pode-se explicar pela presença de bons solos e pela presença de água subterrânea, que aparece em zonas de drenagem, ou está próximo da superfície.

Por outro lado, o aquífero principal nesta zona, o do grés/calcário, sofre devido à presença duma interface entre água doce e água salgada (ver Figura 2.7).

Na Figura 7.8, apresenta-se a localização da linha de 30 m de profundidade da interface observada, usando o método geoelectrico (ver Capítulo 9). A profundidade de 30 m coincide, mais ou menos, com a base do aquífero do grés/calcário; então, pode ser considerado como o ponto L_0 .

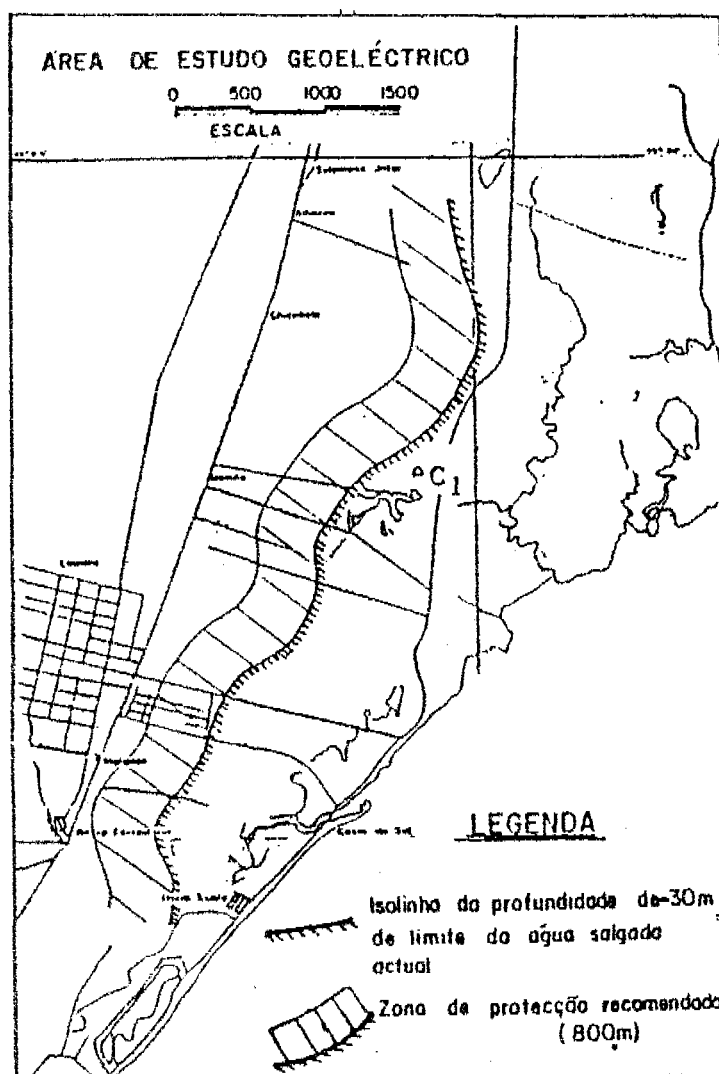


Figura 7.8 Zona costeira de Maputo: posição da interface e zona de protecção. [3]

Sabe-se que o nível de água na área da zona costeira ao vale de Infulene, varia entre 0 e 25 metros (ver Figura 2.7). Tomando a base impermeável aos - 30 m nmm (margas), vê-se imediatamente que, conforme a equação de BGH, o lençol de água doce poderia estar muito mais fundo do que até as margas. O facto das margas conterem sal desde a sua deposição, resulta em que a interface actual não obedece à equação de BGH, dentro das margas. Encontra-se numa profundidade menor do que calculada, usando BGH.

Usou-se a fórmula (7.15) para calcular a intrusão salina horizontal causada por uma linha de furos no sopé das dunas. Os dois valores escolhidos para K e H ($K = 2,8 \text{ m/d}$, $H = 25 \text{ m}$ e $K = 5 \text{ m/d}$ e $H = 30 \text{ m}$) são representativos para os encontrados no Sul, respectivamente no Norte da área. Os resultados são mostrados na Figura 7.9a. A quantidade de água subterrânea explorada é exprimida numa percentagem do fluxo natural (que é igual à recarga) (q_1/q_0).

Observa-se que a curvação das funções só começa com valores relativamente altos de q_1/q_0 ($> 80\%$ para o primeiro caso, e $> 65\%$ para o segundo caso). Significa que, teóricamente, se pode explorar uma grande percentagem de recarga sem sofrer duma grande intrusão salina (até valores de 300 m com $q_1 = 0,7q_0$). O desenvolvimento no tempo da intrusão salina é ilustrado na Figura 7.9b, usando a fórmula (7.17). Mesmo com uma exploração total do fluxo natural, a intrusão salina de 500 m levará até 20 anos. Mas não é razão para se explorar sem cuidado. Especialmente, a consciência de que as actividades actuais influenciarão a vida das nossas crianças, deveria obrigar a mais cuidado. Os processos de intrusão são quase irreversíveis. Para corrigir em 20 anos a intrusão salina de 500 m causada pela bombagem de água doce, é preciso injectar nestes furos água doce, do mesmo caudal. Mesmo assim, leva muito mais tempo, porque:

- O método de injeção é menos efectivo; e
- A disponibilidade de água doce para injectar, será muito baixa, porque afinal foi a falta de água que levou o início da bombagem excessiva de água doce.

A correcção sem injeção, através de fluxo natural q_0 , levará milhares de anos.

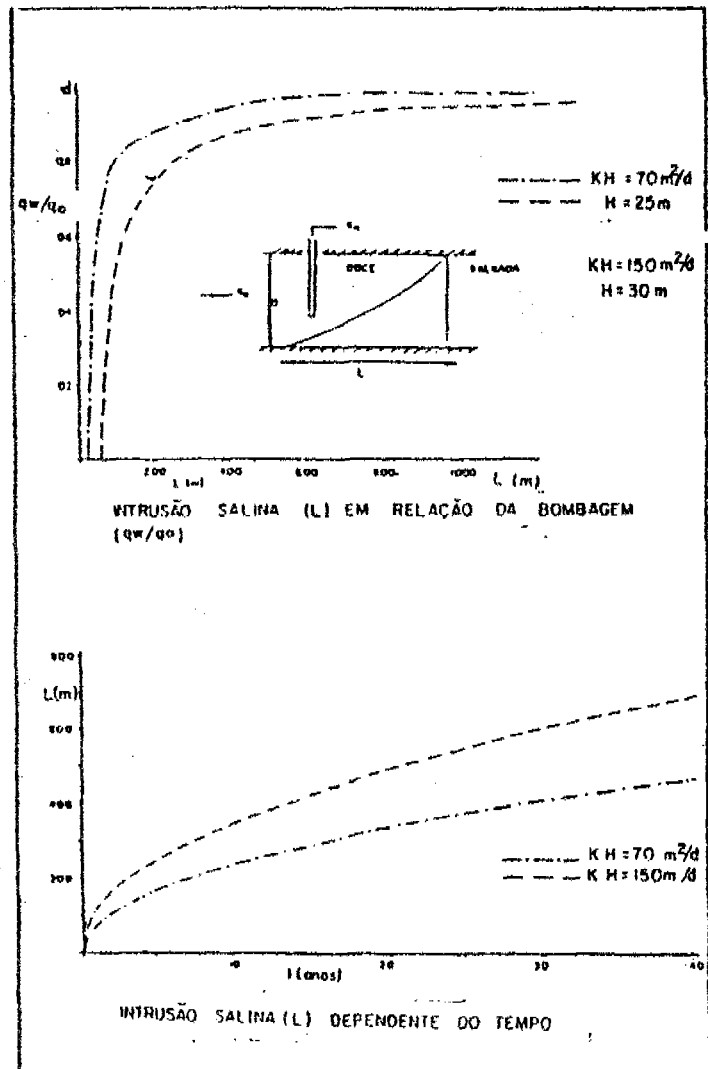


Figura 7.9 Cálculo analítico da intrusão salina.

Além do problema dos efeitos de bombagem nas zonas costeiras serem de médio a longo prazo, gostaríamos de sublinhar que nas fórmulas se desprezam os efeitos de difusão e dispersão, e não se tomam em conta a heterogeneidade ou anisotropia do aquífero ou concentrações de furos numa certa zona. Especialmente o facto que o aquífero costeiro consiste parcialmente de calcário localmente com carsificação, com a KH grande, pode resultar numa intrusão salina local muito maior do que a calculada com base nas fórmulas. Por causa destes problemas, deu-se início a uma gestão cuidadosa dos aquíferos costeiros de Maputo: autorizando uma exploração de 25-35 % do fluxo natural, e introduzindo uma zona de protecção, 800 m a montante da intrusão salina, onde é proibido construir furos (ver Figura 7.8 e também Capítulo 12).

- ◆ *Pergunta 5. Porque a carsificação leva a ter-se cuidado quanto à exploração dos aquíferos costeiros?* ◆

Respostas as perguntas.

- Até na praia, muitas das vezes mantém-se um nível de água doce acima do nível médio do mar. Uma pequena elevação do nível de água doce já basta para criar um lençol de água doce suficientemente espessa para captar água doce ($H = 40$ h!).
O sítio é favorável, porque o nível de água está sempre próximo da superfície, contrariamente ao que acontece nas dunas.
O perigo que existe é o facto de que se pode escavar, muito facilmente, até uma profundidade demasiado alta, chegando à água salobra. Além disso, a exploração do poço pode levar a sua salinização.
- A profundidade máxima teórica conforme BGH (H), encontrar-se-á no meio da ilha (ver Figura 7.2).
Aplica-se a fórmula (7.13), com $L = 3000$ m e $x = 0$ m:

$$H^2 = \frac{0,15}{365 * 6(1 + 0,025)0,025} 3000^2 - 24.056$$

$$H = 155 \text{ m}$$

O lençol freático (teórico) no meio da ilha será:

$$h = 0,025H = 0,025 * 155 = 3,88 \text{ m}$$

- Na situação original a interface teórica encontra-se aos $6 \times 40 = 240$ m. O resultado da bombagem é que a interface teórica sobe até $2 \times 40 = 80$ m. Se o nível descer ainda mais 3 metros, teoricamente não existiria mais água doce.

- 4a. Aplica-se a fórmula (7.16):

$$L_0 = \frac{\delta KH^2}{2q_0} = \frac{0,025 * 8 * 45^2}{2 * 2,5} = 81 \text{ m}$$

- b. Aplica-se a fórmula (7.15):

$$L = \frac{\delta KH^2}{2} \frac{1}{q_0 - q_f} = \frac{0,025 * 8 * 45^2}{2} \frac{1}{0,25} = 810 \text{ m}$$

A intrusão salina devido á bombagem, é: $L - L_0 = 729 \text{ m}$

- c. Aplica-se a fórmula (7.17):

$$L(t) = \left(\frac{1,75 \delta KHt}{n} + L_0^2 \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{1,75 * 0,025 * 8 * 45 * 5 * 365}{0,15} + 81^2 \right)^{\frac{1}{2}} = 452 \text{ m}$$

A intrusão salina, devido á bombagem, é: $L(t) - L = 371 \text{ m}$.

5. A carsificação é um exemplo dum fenómeno que resulta em heterogeneidade e anisotropia. Se existir uma zona local com carsificação intensa perpendicular à costa, significa que a permeabilidade será muito maior do que nas zonas adjacentes. Conforme as fórmulas (7.15) e (7.17), a intrusão salina será maior nestas zonas.

Exercícios

1. Explique, em termos físicos, a relação de Badon Ghijben-Herzberg (BGH). Que é uma limitação desta relação? Derive a equação de BGH.
2. A ilha de Bazaruto tem uma largura de 4 Km, no máximo. Nesta zona, mais larga, existe uma Aldeia de pescadores, cujo centro é situado aos 50 m da laguna que separa a ilha do continente. A elevação do terreno nesta área é, em média, 1,75 m. A recarga assume-se como 140 mm/a e a permeabilidade como 10 m/d.
 - a. Qual é o fluxo unitário no centro da Aldeia? E o fluxo total sobre uma faixa de 0,5 Km? Será suficiente para abastecer 1000 pessoas?
 - b. A profundidade máxima de poços (a partir da superfície) na zona central da Aldeia será um factor importante na construção de poços? Há outro perigo quanto à intrusão salina e qual é a sua solução eventual?
- 3a. Determine o caudal crítico para um furo numa zona costeira, se fôr dado que:
 - a profundidade da interface original entre água doce e salgada está aos 24 m;

- o fundo do furo está aos 10 m acima da interface original; e
 - a permeabilidade do aquífero é de 3 m/d.
- b. Como se pode aumentar o caudal crítico de furos nesta área?
4. Porque é necessário controlar bem a exploração dos aquíferos costeiros?

Referências

1. J. Bear, 1979. *Hydraulics of Groundwater*.
2. P. Wirojanagud e R.J. Charbeneau, 1985. Saltwater upconing in unconfined aquifers. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. III, Nº. 3, p. 417-434.
3. DNA (E.H. Smidt, R. Lopes), 1986, *Pesquisa hidrogeológica e geofísica na zona costeira entre Mahotas e Albazine*.