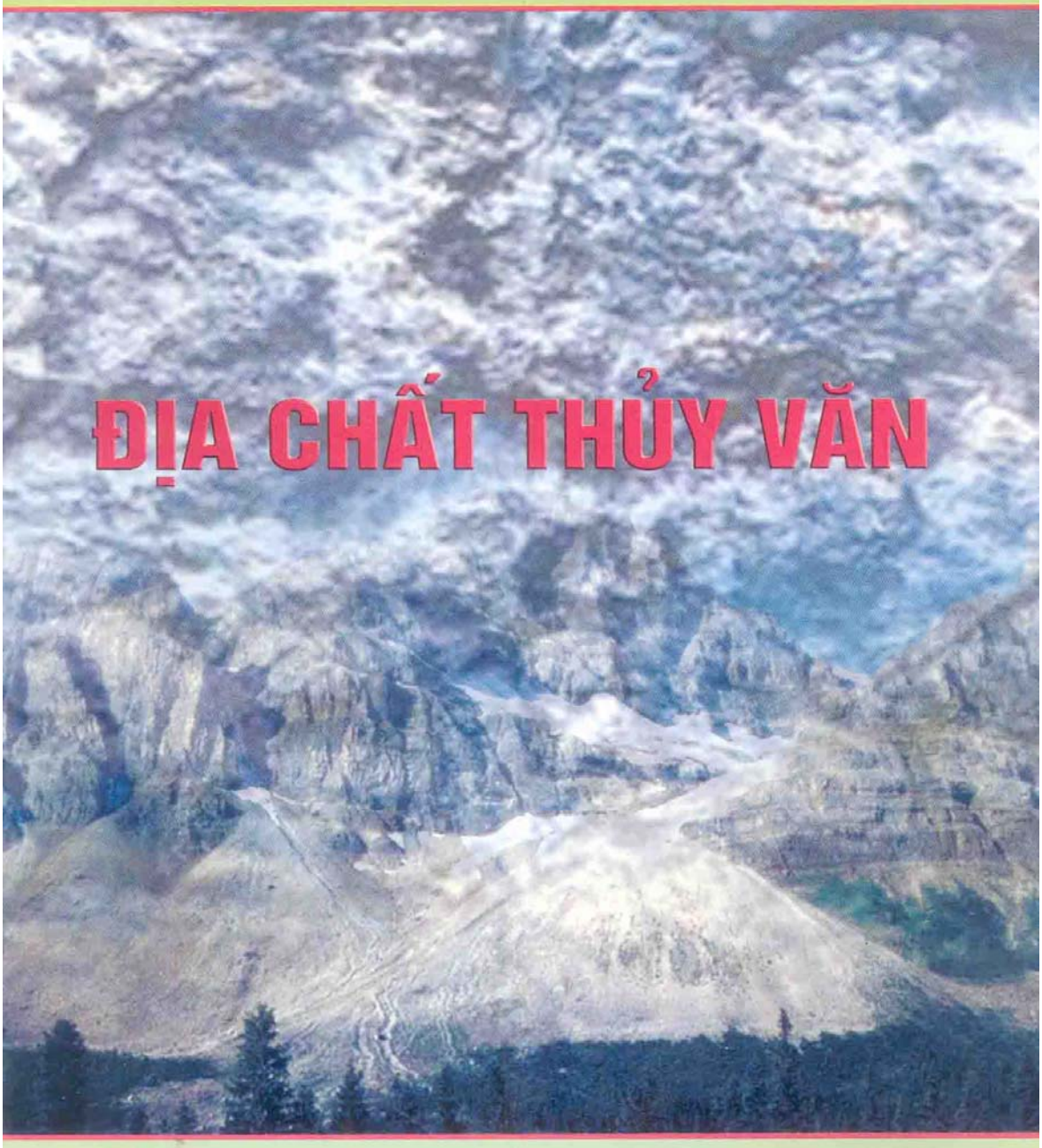
TRƯỜNG ĐẠI HỌC THỦY LỢI
PGS. TS. PHẠM HỮU SY (Chủ biên) - NGUT. NGUYỄN UYÊN

ĐỊA CHẤT THỦY VĂN



NHÀ XUẤT BẢN NÔNG NGHIỆP

MỤC LỤC

BÀI MỞ ĐẦU 4
§ 1. ĐỐI TƯỢNG VÀ NỘI DUNG NGHIÊN CỨU CỦA ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN 4
§ 2. SƠ LƯỢC LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN 4
§ 3. ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN VỚI CÔNG TÁC THUỶ LỢI 5
Bài tập và câu hỏi 6
CHƯƠNG 1:ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN ĐẠI CƯƠNG 7
§1. TÍNH CHẤT VẬT LÝ VÀ THUỶ LÝ CỦA ĐẤT ĐÁ 7
I. TÍNH CHẤT VẬT LÝ. 7
II. TÍNH CHẤT THUỶ LÝ 10
§2. SỰ HÌNH THÀNH VÀ TỒN TẠI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 12
I.SỰ HÌNH THÀNH NƯỚC DƯỚI ĐẤT 12
II. CÁC DẠNG TỒN TẠI CỦA NƯỚC TRONG ĐẤT ĐÁ. 12
§ 3. HỆ TẦNG CHỨA NƯỚC 16
I. KHÁI NIỆM VỀ "TẦNG CHỨA NƯỚC" VÀ "TẦNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT" 16
II. CÁC THÔNG SỐ ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN CỦA TẦNG CHỨA NƯỚC 17
§ 4. PHÂN LOẠI NƯỚC DƯỚI ĐẤT 19
I. PHÂN LOẠI CỦA XAVARENXKI F.P. 1939 19
II. PHÂN LOẠI CỦA ÔVTSINNICOV A.M.. VÀ KLIMENTOV P.P. 1967 20
III. PHÂN LOẠI CỦA DAVIS VÀ DEWIEST 1966. 21
§ 5. ĐỘNG THÁI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 22
§ 6. NƯỚC DƯỚI ĐẤT TRONG CÁC VÙNG ĐỊA MẠO KHÁC NHAU 24
Bài tập và câu hỏi 30
CHƯƠNG 2 :VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 31
§1. CÁC YẾU TỐ THUỶ ĐỘNG LỰC CỦA DÒNG THẤM 31
1.Áp lực. 31
2. Gradient áp lực. 32
3. Lưu lượng. 32
§2. CÁC ĐỊNH LUẬT THẤM 34
I. ĐỊNH LUẬT THẤM TUYẾN TÍNH (ĐỊNH LUẬT DARCY). 34
II. CÁC ĐỊNH LUẬT THẤM PHI TUYẾN 35
§3. CÁC PHƯƠNG TRÌNH VI PHÂN VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 36
I. PHƯƠNG TRÌNH LIÊN TỤC 36
II.PHƯƠNG TRÌNH DÒNG THẤM NGANG KHÔNG ÁP 38
§4. VẬN ĐỘNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 40
I. THẤM PHẲNG 40
II. DÒNG THẤM TỚI GIẾNG. 48
§5. VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 58
I. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẤM PHẲNG 59
II. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẤM ĐẾN GIẾNG. 63
Câu hỏi và bài tập 70
CHƯƠNG 3 74
CHẤT LƯỢNG NƯỚC VÀ SỰ Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT 74
§1. TÍNH CHẤT VẬT LÝ CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 74
§2. THÀNH PHẦN CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 74
I.THÀNH PHẦN MUỐI - ION CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT 75
II. CÁC KHÍ HÒA TAN TRONG NƯỚC DƯỚI ĐẤT 82
§3. CÁC TIÊU CHUẨN ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC 84

I.TIÊU CHUẨN CHẤT LƯỢNG NƯỚC CHO MỤC ĐÍCH ĂN UỐNG VÀ SINH HOẠT 84
II.ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC TƯỚI 88
III. ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC CHO MỤC ĐÍCH XÂY DỰNG 89
§4. SỰ Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT 94
I. SỰ NHIỄM MẶN 94
II. CÁC Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT KHÁC 99
§ 5. BẢO VỆ VÀ PHỤC HỒI CHẤT LƯỢNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT 104
I. CÁC BIỆN PHÁP KHỐNG CHẾ NGUỒN Ô NHIỄM 104
II. CÁC BIỆN PHÁP XỬ LÝ DẢI Ô NHIỄM 105
III. CÁC BIỆN PHÁP BẢO VỆ CHÁT LƯỢNG NƯỚC 107
Câu hỏi, bài tập: 109
CHƯƠNG 4: KHẢO SÁT, NGHIÊN CỨU NƯỚC DƯỚI ĐẤT 110
§1. CÁC CÔNG TÁC THĂM DÒ ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN 110
I. ĐO VẼ ĐỊA CHẤT THỦY VĂN 110
II.PHƯƠNG PHÁP THĂM DÒ ĐỊA VẬT LÝ. 112
§2. CÁC GIAI ĐOẠN THĂM DÒ ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN 118
I.GIAI ĐOẠN TÌM KIẾM 118
II.THĂM DÒ SƠ BỘ 118
III.THĂM DÒ TỶ MỶ 119
IV.THĂM DÒ KHAI THÁC 120
§3. MỎ NƯỚC DƯỚI ĐẤT 120
I. KHÁI NIỆM MỎ NƯỚC 120
II. PHÂN CHIA NHÓM MỎ NƯỚC DƯỚI ĐẤT THEO ĐIỀU KIỆN ĐỊA CHẤT THỦY VĂN 121
§4. TRỮ LƯỢNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT 121
I.TRỮ LƯỢNG THIÊN NHIÊN 121
II.TRỮ LƯỢNG KHAI THÁC 122
§5. MÔ HÌNH HOÁ NƯỚC DƯỚI ĐẤT 127
I.KHÁI NIỆM MÔ HÌNH NƯỚC DƯỚI ĐẤT 127
II. CÁC MÔ HÌNH SỐ 131
III.CÁC MÔ HÌNH THÔNG DỤNG HIỆN NAY 135
Câu hỏi, bài tập 136

BÀI MỞ ĐẦU

§ 1. ĐỐI TƯỢNG VÀ NỘI DUNG NGHIÊN CỨU CỦA ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN

Nước phân bố rất rộng rãi trên địa cầu. Nó có mặt ở tất cả các quyển (khí quyển, thuỷ quyển, địa quyển, sinh quyển) của Trái Đất và có vai trò vô cùng quan trọng trong sự phát triển tự nhiên và đời sống trên hành tinh chúng ta. Nước là nguồn gốc của sự sống, là nhu cầu không thể thiếu trong sinh hoạt hàng ngày, là yếu tố quan trọng trong sự phát triển kinh tế của mỗi quốc gia. Vì vậy, cùng với sự phát triển của xã hội và khoa học kỹ thuật đã hình thành và phát triển các ngành khoa học chuyên nghiên cứu về nước.

Xét một cách tổng thể, tài nguyên nước trong tự nhiên được chia làm 2 loại: nước trên mặt đất (thường gọi tắt là nước mặt) và nước dưới đất. Nguồn nước mặt được nghiên cứu bởi các ngành Thuỷ văn, Hải văn. Nước dưới đất do ngành Địa chất thuỷ văn chuyên nghiên cứu. Như vậy, Địa chất thuỷ văn là ngành khoa học chuyên nghiên cứu nguồn gốc thành tạo, quy luật phân bố, tính chất vật lý và thành phần hoá học, động lực và động thái của nước dưới đất trong lịch sử phát triển của Quả Đất nhằm sử dụng hợp lý tài nguyên nước dưới đất.

Đối tượng nghiên cứu của Địa chất Thuỷ văn chỉ là một, đó là nước dưới đất nhưng nội dung nghiên cứu thì rất phong phú và đa dạng. Có thể kể tên một số nội dung nghiên cứu chủ yếu của ngành như sau:

- Nghiên cứu nguồn gốc và lịch sử thành tạo của nước dưới đất, các quy luật phân bố và vận động của chúng.

- Nghiên cứu các tính chất vật lý, thành phần hoá học, thành phần khí, các quy luật biến đổi của nước trong điều kiện tự nhiên và nhân tạo.

- Nghiên cứu các điều kiện thành tạo của các mỏ nước (nước nhạt, nước khoáng, nước công nghiệp,...), vai trò của nước trong việc thành tạo và phá huỷ các mỏ khoáng sản (khoáng sản cứng, dầu khí).

- Nghiên cứu các phương pháp tìm kiếm, thăm dò các dạng khác nhau của các mỏ nước, tính toán trữ lượng của chúng, các biện pháp bổ sung trữ lượng, các điều kiện cân bằng và động thái.

- Nghiên cứu các phương pháp bảo vệ tài nguyên nước dưới đất, các điều kiện chôn vùi nước thải công nghiệp và sinh hoạt.

Nước là một nguồn tài nguyên lớn nhưng không phải là vô tận. Tổng lượng nước trong tự nhiên có khoảng 1.454.703.000 km^3 nhưng lượng nước ngọt mà ta có thể sử dụng chỉ chiếm 3-6%. Trong số nước ngọt ít ỏi đó một phần đáng kể bị ô nhiễm không sử dụng được, trong khi đó nhu cầu dùng nước của xã hội ngày càng tăng lên không ngừng. Ngành Địa chất thuỷ văn ra đời nhằm mục đích nhằm nghiên cứu sử dụng nước dưới đất một cách hợp lý, khai thác những mặt hữu ích và khắc phục có hiệu quả những mặt có hại của chúng trong hoạt động kinh tế của con người, ngoài ra còn có mục đích lớn lao là bảo vệ tài nguyên nước dưới đất.

§ 2. SƠ LƯỢC LỊCH SỬ PHÁT TRIỂN ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN

Chúng ta biết rằng khoa học bắt nguồn từ cuộc sống. Kiến thức, sự hiểu biết về một lĩnh vực nào đó đều được tích luỹ dần theo thời gian và đến một lúc nào đó

sẽ phát triển nhanh chóng để trở thành một ngành khoa học. Khoa học về nước dưới đất - Ngành Địa chất thuỷ văn - cũng có một lịch sử phát triển như vậy.

Từ cổ xưa con người đã biết tìm và khai thác nước dưới đất phục vụ cho sinh hoạt. Tại các vùng sa mạc tây nam Châu Á và Bắc Châu Phi cách đây trên ba nghìn năm con người đã biết xây dựng những công trình thu nước nằm ngang để khai thác nước ngầm. Người Trung Quốc cách đây hàng nghìn năm cũng đã biết khoan sâu hàng trăm mét để lấy nước.

Từ thực tế khai thác sử dụng con người tiến đến tìm tòi và khám phá. Bắt đầu có những giả thiết đầu tiên về sự hình thành của nước dưới đất. Thales ở Mille (650÷548 TCN) cho rằng nước dưới đất là từ nước đại dương đi lên theo các khe nứt dưới áp lực bề mặt.

Platon (427 ÷ 347 TCN) cho rằng nước ở các mạch nước, và cả nước sông cũng như hơi nước, đều xuất hiện liên quan với núi lửa và từ sâu trong lòng đất đi lên.

Aristotel (384÷322 TCN) cho rằng nước dưới đất hình thành do do sự ngưng tụ của hơi nước từ khí quyển.

Trải suốt thời gian dài của thời kỳ Trung Cổ sự hiểu biết về nước dưới đất cũng chỉ dừng ở các giả thuyết hình thành. Đến thời kỳ Phục Hưng thì có sự đột phá. Vào thế kỷ XVI, lần đầu tiên xuất bản công trình về nguồn gốc nước dưới đất trên cơ sở quan trắc trực tiếp trên mặt đất của B.Palissy (1580). Từ đó, sự nghiên cứu về nước dưới đất diễn ra ồ ạt. Năm 1686 A.E.Mariot đã xác minh nước mặt ngấm xuống cung cấp cho nước ngầm bằng phương pháp toán học, đặt cơ sở lý thuyết thấm cho nước dưới đất. Năm 1711 M.V. Lomonoxov đã chỉ ra tổng độ khoáng hoá của nước dưới đất là do kết quả của các quá trình hoá lý giữa nước với đất đá, đặt nền móng cho việc nghiên cứu hoá nước.

Nghiên cứu về động lực học của nước dưới đất được bắt đầu muộn hơn. Năm 1783, D.Bernoulli đã xác lập phương pháp lập phương trình thấm. Năm 1856 Darcy- người đầu tiên nghiên cứu quá trình vận động của nước trong môi trường lỗ rỗng và phát minh ra định luật thấm tuyến tính. Tiếp sau đó, J. Dupuyit sử dụng định luật của Darcy tính toán lưu lượng của nước đến các giếng, chính thức tách động lực học của nước dưới đất khỏi thuỷ lực chung. Từ đó lý thuyết thấm đã được rất nhiều nhà khoa học liên tục bổ sung và ngày càng hoàn thiện. Ngày nay, ngành Địa chất Thuỷ văn đã rất phát triển, đóng vai trò ngày càng quan trọng trong các ngành khoa học về Trái Đất, đóng góp to lớn cho nền kinh tế của mỗi quốc gia.

§ 3. ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN VỚI CÔNG TÁC THUỶ LỢI

Địa chất thuỷ văn chuyên nghiên cứu nước dưới đất phục vụ cho nhiều mục đích, nhiều ngành khác nhau trong đó có ngành Thuỷ lợi. Thuỷ lợi có quan hệ mật thiết với Địa chất thuỷ văn. Một lĩnh vực quan trọng của Thuỷ lợi là tưới tiêu, cải tạo đất. Để giải quyết vấn đề cung cấp nước cho tưới, ngành Thuỷ lợi chuyên nghiên cứu thiết kế xây dựng các hồ chứa, đập dâng. Tuy nhiên, để xây dựng được hồ chứa đòi hỏi điều kiện địa hình, địa chất phải thuận lợi, mà điều đó không phải chỗ nào cũng đáp ứng được. Ở những nơi không có các dòng nước mặt đủ lớn, không thể xây dựng được hồ chứa nhiều khi khai thác nước dưới đất phục vụ cho tưới lại hiệu quả hơn. Trong trường hợp đó nghiên cứu địa chất thuỷ văn trở nên rất

cần thiết. Nghiên cứu địa chất thuỷ văn trong ngành Thuỷ lợi không chỉ nhằm mục đích khai thác nước dưới đất phục vụ cho tưới mà cho cấp nước nói chung. Để xây dựng phát triển nông thôn cần phải giải quyết vấn đề cung cấp nước. Để làm tốt công tác cung cấp nước cần nghiên cứu địa chất thuỷ văn.

Một lĩnh vực thứ hai trong hoạt động của ngành Thuỷ lợi liên quan đến nước dưới đất là xây dựng công trình. Một đặc điểm chung của các công trình xây dựng thuỷ lợi là liên quan mật thiết đến nước mặt và nước dưới đất. Hồ chứa, trạm bơm, đê đập,... khi tính toán, thiết kế xây dựng không thể không tính đến vận động của nước dưới đất. Hiểu biết tốt địa chất thuỷ văn sẽ giải quyết tốt bài toán thấm để bảo đảm ổn định lâu dài cho công trình.

Để phục vụ cho công tác thuỷ lợi nói trên, đối tượng nước dưới đất được nghiên cứu dưới các góc độ khác nhau. Môn học Thuỷ văn nước dưới đất nghiên cứu nước dưới đất dưới góc độ thuỷ văn - nghiên cứu chế độ thuỷ văn của nước dưới đất. Môn học Địa chất thuỷ văn nghiên cứu nước dưới đất dưới góc độ địa chất - nghiên cứu nước dưới đất trong mối quan hệ tương tác với đất đá của môi trường xung quanh. Địa chất thuỷ văn sẽ cung cấp các kiến thức đại cương về nước dưới đất (sự hình thành, các dạng tồn tại của nước dưới đất; sự phân bố và động thái của chúng); quá trình vận động của nước dưới đất; thành phần hoá học của nước dưới đất; tìm kiếm thăm dò nước dưới đất và cuối cùng là các vấn đề về bảo vệ tài nguyên nước dưới đất (trữ lượng, ô nhiễm và các giải pháp xử lý ô nhiễm). Các kiến thức này sẽ làm cơ sở để sinh viên học tốt các môn học chuyên môn như "cấp nước", "kỹ thuật khai thác nước ngầm". Ngoài ra kiến thức địa chất thuỷ văn cũng hỗ trợ tốt cho các môn học liên quan như "công trình xử lý nước thải", "công trình xử lý nước cấp", "quy hoạch hệ thống thuỷ lợi", "quy hoạch phát triển nông thôn",...

Bài tập và câu hỏi

1. Yêu cầu nắm vững mục đích nghiên cứu của Địa chất thuỷ văn; 5 nội dung nghiên cứu của môn học.
2. Hãy chứng minh tầm quan trọng của Địa chất thuỷ văn với ngành thuỷ lợi; kiến thức về nước dưới đất đối với kỹ sư thuỷ lợi

CHƯƠNG 1:ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN ĐẠI CƯƠNG

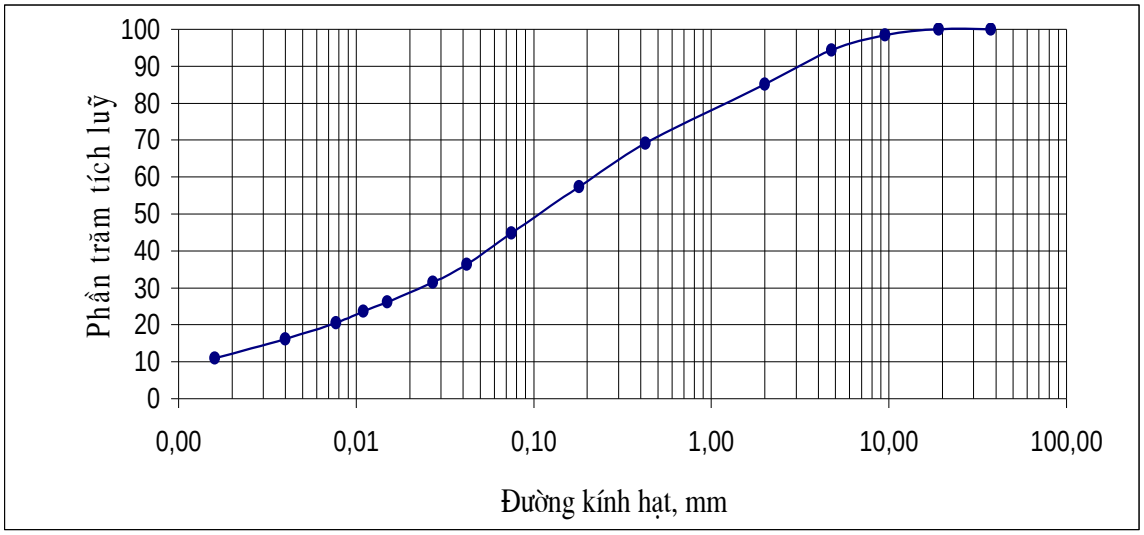
§1. TÍNH CHẤT VẬT LÝ VÀ THUỶ LÝ CỦA ĐẤT ĐÁ

I. TÍNH CHẤT VẬT LÝ.

Từ môn học "Địa chất công trình" chúng ta đã biết rằng vật liệu cấu tạo nên vỏ Quả Đất được chia làm 2 loại: đất và đá. Đất là những vật thể rời (hạt đất) được sắp xếp với nhau theo những quy luật nhất định. Giữa các hạt đất là lỗ rỗng. Đá là môi trường liên tục hơn, tuy nhiên không phải là tuyệt đối. Trong đá có các lỗ rỗng và khe nứt ở các mức độ và kích thước khác nhau. Nước dưới đất có thể chứa trong bản thân hạt đất, hút và giữ lại bao quanh hạt đất hoặc nằm trong khoảng rỗng giữa các hạt đất hoặc trong các kẽ nứt của đá. Như vậy, tính chất vật lý của môi trường quyết định hình thức tồn tại của nước và khả năng vận động của chúng trong môi trường đó. Vì vậy, trước tiên chúng ta phải nghiên cứu các tính chất vật lý của môi trường liên quan đến sự thấm.

1. Thành phần hạt.

Đối với môi trường đất, thành phần hạt quyết định độ lỗ rỗng và kích thước lỗ rỗng ở trong đất, gián tiếp phản ánh mức độ phân tán của các hạt đất. Chỉ tiêu "thành phần hạt" thể hiện hàm lượng của các hạt có đường kính khác nhau trong môi trường, thường được biểu diễn bằng biểu đồ đường cong tích luỹ (hình 1.1). Người ta thường dùng chỉ tiêu thành phần hạt để phân loại đất, gọi tên đất. Có nhiều phương pháp phân loại được áp dụng đối với những yêu cầu thực tế khác nhau.



Hình 1.1. Một biểu đồ thành phần hạt của đất.

Một chỉ tiêu hỗ trợ trong việc đánh giá môi trường lỗ rỗng là "hệ số không đồng nhất" của hạt đất. Hệ số không đồng nhất là chỉ tiêu thể hiện mức độ không đồng đều của đất và được xác định theo công thức:

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \qquad (1.1)$$

trong đó: D_{60} - đường kính cỡ hạt mà hàm lượng các hạt có đường kính bằng hoặc nhỏ hơn nó chiếm 60% trọng lượng.

D_{10} - đường kính cỡ hạt mà hàm lượng các hạt có đường kính bằng hoặc nhỏ hơn nó chiếm 10% trọng lượng.

Khi $C_u < 3$ đất được coi là đều hạt; khi $C_u > 5$, đất có cấp phối tốt.

Thành phần hạt của đất ảnh hưởng rất lớn đến vận tốc thấm của nước ở trong đất.

2. Độ lỗ rỗng - độ nứt nẻ.

Độ lỗ rỗng của đất là tỷ số giữa thể tích phần rỗng ở trong đất so với tổng thể tích đất và được tính theo công thức:

$$n = \frac{V_r}{V}.100 \qquad (1.2)$$

trong đó: V_r - tổng thể tích của các lỗ rỗng ở trong mẫu đất.

V - tổng thể tích mẫu đất.

Mức độ xốp rỗng của đất cũng có thể được đặc trưng bởi một đại lượng khác gọi là hệ số rỗng e. Hệ số rỗng là tỷ số giữa thể tích phần rỗng ở trong đất chia cho thể tích phần hạt rắn của đất.

$$e = \frac{V_r}{V_h} \qquad (1.3)$$

trong đó: V_r - tổng thể tích của các lỗ rỗng ở trong mẫu đất.

V_h - tổng thể tích phần hạt cứng của đất.

Quan hệ giữa hai đại lượng trên có thể được thể hiện thông qua phương trình sau:

$$e = \frac{n}{1-n} \qquad (1.4)$$

Đối với đá, ngoài khái niệm độ lỗ rỗng còn phải xét đến độ nứt nẻ - cũng là một khái niệm đặc trưng cho tính rỗng của đá. Đối với đá macma phun trào, đặc biệt phun trào dưới đáy biển thì có độ lỗ rỗng rất cao. Đối với các đá macma xâm nhập, các đá biến chất thì độ lỗ rỗng hầu như không đáng kể nhưng ngược lại độ nứt nẻ lại rất cao.

Để đánh giá mức độ nứt nẻ của đá người ta đưa ra một số chỉ tiêu:

- Môđun nứt nẻ M - là số lượng kẽ nứt trên một mét dài đo theo phương vuông góc với kẽ nứt. Căn cứ vào giá trị M người ta phân loại mức độ nứt nẻ của đá ra làm 5 cấp:

+ Nứt nẻ rất yếu	M< 1,5
+ Nứt nẻ yếu	1,5 ÷ 5
+ Nứt nẻ trung bình	5 ÷ 10
+ Nứt nẻ mạnh	10 ÷ 30
+ Nứt nẻ rất mạnh	M > 30

Môđun kẽ nứt phản ánh mức độ nứt nẻ của đá nhưng không phản ánh được mức độ suy giảm tính chất của đá vì không thể hiện kích thước kẽ nứt. Một chỉ tiêu khác có thể khắc phục nhược điểm đó, đó là hệ số khe nứt.

- Hệ số khe nứt K_{kn} - là tổng diện tích khe nứt trên một đơn vị diện tích nghiên cứu:

$$K_{kn} = \frac{\sum b_i l_i}{F} \qquad (1.5)$$

trong đó: b_i, l_i – chiều rộng, chiều dài của khe nứt thứ i, m

F- diện tích nghiên cứu, m^2

Theo hệ số khe nứt K_{kn} Nayxtat L.I. chia ra các mức độ nứt nẽ khác nhau của đá (bảng 1.1):

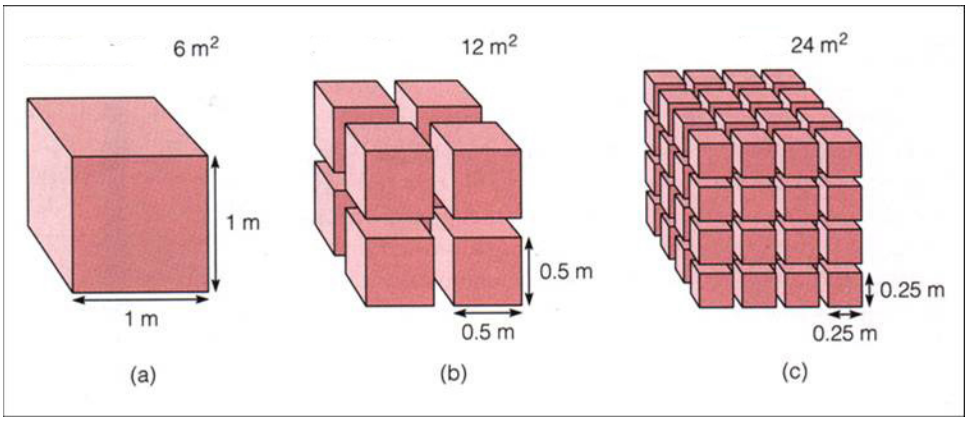
Bảng 1.1. Phân loại mức độ nứt nẽ của đá

Mức độ nứt nẻ	K_{kn} (%)	Tính chất khe nứt
Nứt nẻ yếu	< 2	Phát triển khe nứt mãnh dạng sợi tóc, chiều rộng 1mm, cá biệt 2mm, không có khe nứt vừa và lớn.
Nứt nẻ vừa	2 ÷ 5	Ngoài các khe nứt mãnh chiều rộng 1mm (chiếm 50%) còn có khe nứt rộng 2 ÷ 5, cá biệt đến 5 ÷ 20mm
Nứt nẻ mạnh	5 ÷ 10	Ngoài các khe nứt nhỏ còn có các khe nứt rộng 20 ÷ 100mm chiếm khoảng 10 ÷ 20%
Nứt nẻ rất mạnh	10 ÷ 20	Ngoài các khe nứt nhỏ còn có các khe nứt lớn đến rất lớn, chiều rộng 20 ÷ 100mm và hơn nữa
Nứt nẻ đặc biệt mạnh	> 20	Đá ở đới cà nát, đá karst hoá, đá đổ, đá trượt

3. Tỷ diện tích bề mặt

Tỷ diện tích bề mặt hay còn gọi là tỷ bề mặt, là tổng diện tích bề mặt của của tất cả các hạt cứng trong một đơn vị thể tích đất và được biểu diễn bằng đơn vị diện tích. Đất hạt càng mịn, tỷ bề mặt càng lớn (hình 1.2)

Tỷ bề mặt là một chỉ tiêu phụ thuộc vào thành phần hạt của đất. Cùng một hệ số rỗng, hạt càng bé tỷ bề mặt càng lớn. Tỷ bề mặt sẽ ảnh hưởng lớn đến khả năng vận động của nước ở trong đất.



Hình 1.2. Sơ đồ biểu diễn tỷ diện tích bề mặt của hạt đất.

II. TÍNH CHẤT THUỶ LÝ

Tính chất thuỷ lý của đất đá là những tính chất thể hiện khi đất đá tiếp xúc với nước. Trong chương trình này chúng ta nghiên cứu một số tính chất thuỷ lý chủ yếu sau:

1. Tính hút và giữ nước

Là khả năng của một số loại đất đá hút và giữ lại một lượng nước nhất định trong bản thân chúng trong điều kiện có dòng chảy tự do.

Tuỳ thuộc vào đặc điểm thạch học, mức độ gắn kết, cấu trúc lỗ rỗng người ta chia đất đá ra làm 3 loại theo mức độ hút và giữ nước:

1. Đất đá giữ nước tốt, ví dụ, than bùn, sét, sét pha,...
2. Đất đá giữ nước kém, ví dụ, cát pha, đất hoàng thổ, macnơ,...
3. Đất đá không giữ nước, ví dụ, cát, sỏi, các đá liền khối.

Đất đá hút và giữ nước thì bị ẩm, vì vậy, để đặc trưng cho mức độ giữ nước của đất đá người ta đưa ra chỉ tiêu "độ ẩm".

Độ ẩm là tỷ số giữa khối lượng nước chứa trong đất đá G_n với khối lượng của chính khối đất đá đó $G_đ$.

$$W = \frac{G_n}{G_d} \qquad (1.6)$$

2. Tính nhả nước

Là khả năng của đất đá bão hoà nước cho nước thoát ra dưới tác dụng của lực trọng trường.

Để đặc trưng cho tính nhả nước người ta dùng hệ số nhả nước hay độ nhả nước, ký hiệu là μ:

$$\mu = W_{bh} - W_{pt\,\ln} \qquad (1.7)$$

Trong đó W_{bh} - độ chứa nước bão hoà, tức là lượng nước lớn nhất chứa trong đất đá khi đất đá bão hoà; W_{ptln} - độ chứa nước phân tử lớn nhất, tức là lượng nước lớn nhất bị hút và giữ lại trên bề mặt hạt do lực hút phân tử.

Cát, cuội, sỏi có độ nhả nước lớn nhất. Sét, than bùn không nhả nước.

3. Tính thấm nước

Là khả năng của đất đá cho nước vận động qua bản thân chúng do sự chênh lệch áp lực thuỷ tĩnh. Tính thấm nước của đất đá phụ thuộc vào độ lổ rỗng và kích thước lỗ rỗng, trong đó kích thước lỗ rỗng có vai trò lớn hơn nhiều.

Tính thấm nước của đất đá được đặc trưng bởi hệ số thấm, ký hiệu là *k*. Dựa vào tính thấm nước người ta chia đất đá ra làm các loại.

- Đất đá thấm nước tốt, ví dụ như cát cuội sỏi, đá cứng nứt nẻ mạnh,..
- Đất đá thấm nước kém: sét pha, cát pha, đá cứng ít nứt nẻ,...
- Đất đá không thấm nước: sét, đá cứng liền khối,...

Hệ số thấm *k* không chỉ phụ thuộc vào bản thân môi trường đất đá mà còn phụ thuộc vào trạng thái vật lý của chất lỏng thấm. Khi chất lỏng thấm trong đất đá là nước muối, nước có nồng độ khí hoà tan cao, nước có nhiệt độ cao hoặc dầu lửa, sử dụng hệ số thấm *k* để tính toán có thể cho kết quả không đúng. Trong những trường hợp đó người ta dùng hệ số thấm xuyên k_x.

Hệ số thấm xuyên là tính chất của đất đá cho khí hoặc chất lỏng nói chung vận động qua bản thân chúng khi có chênh áp hoặc thế. Hệ số thấm xuyên không phụ thuộc vào tính chất của chất lỏng mà chỉ phụ thuộc vào kích thước và đặc điểm lỗ rỗng của đất đá. Hệ số thấm xuyên liên quan với hệ số thấm bằng công thức sau đây:

$$\frac{k}{\gamma_n} = \frac{k_x}{\mu} \qquad (1.8)$$

trong đó γ - trọng lượng riêng của nước; μ- hệ số nhớt động của chất lỏng.

4. Tính mao dẫn

Là khả năng của đất cho nước dâng lên từ mặt thoáng một chiều cao nhất định. Chiều cao cột nước dâng lên trên mặt thoáng gọi là chiều cao mao dẫn. Sự dâng cao mực nước trong các lỗ rỗng mao quản trong đất xảy ra do sức căng bề mặt của nước.

Chiều cao mao dẫn được xác định theo công thức:

$$H = \frac{2\sigma\cos\theta}{r\gamma_n} \qquad (1.9)$$

trong đó: σ - sức căng bề mặt
θ - góc ướt
r - bán kính lỗ rỗng
γ_n -trọng lượng riêng của nước

Chiều cao mao dẫn phụ thuộc vào loại đất. Đất hạt càng mịn, kích thước lỗ rỗng càng nhỏ, chiều cao mao dẫn càng lớn. Chiều cao mao dẫn của cát hạt trung 0,15-0,35m trong khi đó của sét có thể đạt đến 4,0-5,0m.

§2. SỰ HÌNH THÀNH VÀ TỒN TẠI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

I.SỰ HÌNH THÀNH NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Từ thời Trung cổ, con người đã tìm hiểu và cố gắng giải thích sự hình thành nước dưới đất. Cho đến nay đã và đang tồn tại 4 học thuyết về nguồn gốc hình thành nước dưới đất.

1.Thuyết ngấm

Là một trong những học thuyết xuất hiện đầu tiên (thế kỷ I TCN) do Mark Vitruvi Polio đề xuất, trải theo thời gian được nhiều nhà triết học, các nhà nghiên cứu tự nhiên ủng hộ. Học thuyết ngấm cho rằng phần lớn nước dưới đất được hình thành do nước mưa, nước mặt ngấm xuống tích luỹ trong đất tạo thành nước dưới đất. Cách hình thành này phổ biến trong các vùng có khí hậu nhiệt đới, các vùng có các nguồn nước mặt phong phú. Hiện nay học thuyết ngấm đã được công nhận là học thuyết đáng tin cậy để giải thích nguồn gốc và sự hình thành của đa số các loại nước ngọt và một số nước khoáng.

2.Thuyết ngưng tụ.

Thế kỷ IV TCN nhà triết học cổ Hy Lạp Aristotel đã nêu lên sự cung cấp nước cho các con sông là quá trình kép: thứ nhất do nước mưa mà phần lớn chảy từ núi xuống; thứ hai do sự ngưng tụ hơi nước từ không khí trong các lỗ rỗng của đất đá chảy ra. Như vậy, có thể coi Aristotel là người sáng lập ra thuyết ngưng tụ. Trong thế kỷ XIX thuyết ngưng tụ được tuyên truyền rộng rãi. Các nghiên cứu thực nghiệm của Lêbêđev A.E. đã củng cố thuyết ngưng tụ. Đối với các vùng có lượng mưa rất nhỏ, sự ngưng tụ có thể có ý nghĩa lớn trong sự cung cấp cho nước dưới đất.

3.Thuyết trầm tích.

Cũng như thuyết ngấm, thuyết trầm tích ra đời từ rất lâu khi người ta xác định được quan hệ trực tiếp giữa nước biển và đại dương với nước dưới đất. Trong quá trình trầm đọng vật liệu trầm tích trong các bồn nước mặt, nước được chôn vùi theo, chứa trong các lỗ rỗng của các hạt vật liệu trầm tích. Do chuyển động kiến tạo, khu vực đó được nâng lên thành đất liền, nước không thoát ra được trở thành nước dưới đất. Học thuyết này giải thích được sự hình thành nước dưới đất có nồng độ muối cao. Ban đầu học thuyết này cho rằng nước biển bị chôn vùi trong quá trình trầm đọng trầm tích được bảo tồn thành phần cho đến ngày nay, vì vậy, trong nhiều trường hợp mâu thuẩn với tài liệu lịch sử hình thành trầm tích cũng như địa chất thuỷ văn và thuỷ địa hoá. Thực ra, thành phần hoá học của nước dưới đất bị biến đổi trong quá trình tồn tại ở trong đất đá do các quá trình khác như phân dị trọng lực ion, quá trình nén ép giải phóng nước liên kết trong các hạt đất, quá trình khử hydrat và các quá trình hoá lý khác.

4.Thuyết nguyên sinh.

Các nhà khoa học đều thừa nhận có một lượng nước nhất định thoát ra từ khối macma xâm nhập vào vỏ Trái Đất bổ sung cho nước dưới đất và chưa một lần tham gia vào vòng tuần hoàn của nước trên Trái Đất. Theo đánh giá của các nhà khoa học, nước trong macma chiếm khoảng 0,5-8%.

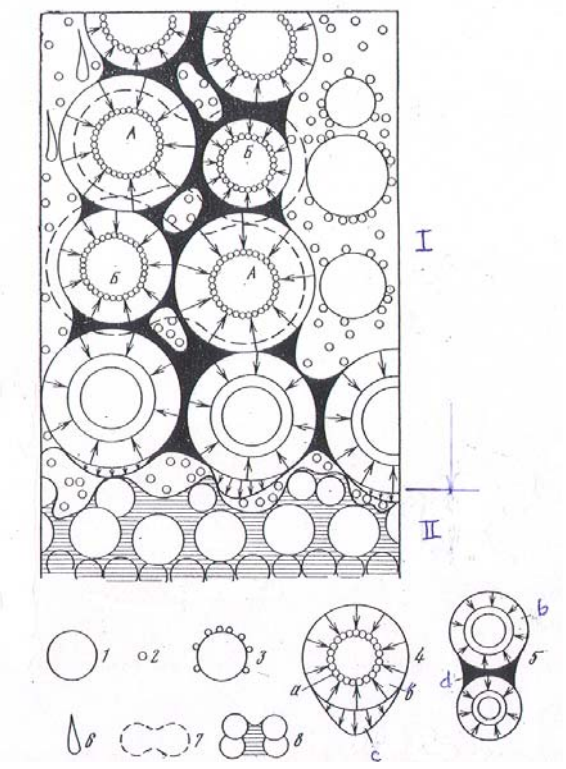
II. CÁC DẠNG TỒN TẠI CỦA NƯỚC TRONG ĐẤT ĐÁ.

Các dạng tồn tại của nước trong đất đá được các nhà chuyên môn phân chia khác nhau. Lêbêdev A.F. (1919) chia ra 5 dạng nước theo tính chất vật lý. đó là: 1/ nước ở trạng thái hơi; 2/ nước liên kết chặt; 3/ nước liên kết yếu (nước màng mỏng); 4/ nước tự do (nước mao dẫn, nước trọng lực); 5/ nước ở trạng thái cứng.

Những nghiên cứu gần đây của các nhà khoa học trong đó có Klimentov đã nhất trí với quan điểm của Lêbêdev về các dạng tồn tại của nước trong đất đá nhưng phân chia có khác chút ít, chia các dạng tồn tại của nước ra làm 5 dạng sau: 1/ nước ở trạng thái hơi; 2/ nước liên kết chặt (nước hấp phụ, nước hút bám) và nước liên kết yếu (nước của các lớp bề mặt, nước màng); 3/ nước mao dẫn; 4/ nước tự do (nước trọng lực); 5/ nước ở trạng thái cứng. Ngoài ra, trong các hạt khoáng vật còn nước liên kết hoá học (nước kết tinh và nước kết cấu) [Klimentov P.P.]

So sánh 2 cách phân chia nêu trên nhận thấy về cơ bản giống nhau. Điểm khác nhau là ở hai dạng nước màng mỏng và mao dẫn. Nếu như trong cách phân chia của Lêbêdev nước mao dẫn và nước trọng lực ghép làm một thành dạng nước tự do còn nước liên kết chặt và nước màng mỏng chia làm hai dạng thì trong cách phân chia sau ngược lại, nước mao dẫn và nước trọng lực tách làm hai dạng còn nước liên kết chặt và liên kết yếu (nước màng) xếp cùng một dạng (một số sách gọi dạng này là nước liên kết vật lý).

Lomtadze V.Đ, có thể nói, đứng trung gian trong trong hai cách phân chia trên. Ông chia nước dưới đất ra là 4 dạng. Hai dạng nước ở trạng thái hơi và trạng thái rắn thì cũng giống như hai cách phân chia trên, số còn lại ông ghép thành hai



Hình 1.3. Sơ đồ biểu diễn các dạng tồn tại của nước trong đất đá
I. Đới thông khí; II. Đới bão hoà
1 – hạt đất; 2 – phân tử nước; 3 – hạt đất với lớp nước kết hợp mạnh chưa trung hoà; 4 – hạt đất cùng nước kết hợp mạnh a, nước kết hợp yếu b và nước tự do c; 5 – hạt đất với nước kết hợp yếu b và nước mao dẫn d; 6 – nước tự do; 7 – nước mao dẫn; 8 – nước trọng lực

dạng: dạng thứ nhất là dạng nước liên kết vật lý, bao gồm nước hấp phụ, nước của các lớp bề mặt và dạng thứ hai là nước tự do, bao gồm nước trọng lực và nước mao dẫn (trong dạng nước này có thêm nước bất động).

Vấn đề mà chúng tôi muốn nói đến ở đây là cơ sở phân chia và đơn vị phân chia, xét cho cùng, không được nhất quán. Trong các dạng đã phân chia ở trên, nước ở trạng thái hơi và trạng thái rắn là chia theo trạng thái tồn tại của vật chất còn nước liên kết, nước tự do lại là theo quan hệ tương tác với đất đá. Vì vậy, chúng tôi cho rằng, để nói đến các trạng thái và dạng tồn tại của nước dưới đất một cách chặt chẽ, nên nói nước dưới đất tồn tại ở 3 trạng thái: rắn, lỏng, hơi. Xét theo quan hệ tương tác và ảnh hưởng của hạt đất, nước dưới đất chia làm 3 dạng: 1/ nước bên trong hạt đất (nước kết tinh và nước kết hợp hoá học); 2/ nước bao quanh hạt đất, chịu ảnh hưởng của hạt (nước liên kết vật lý bao gồm nước liên kết mạnh và nước liên kết yếu); 3/ nước tự do - nằm ngoài ảnh hưởng của hạt (bao gồm nước mao dẫn – liên quan với hạt do bản chất của nước chứ không phải do sức hút của hạt; nước trọng lực và nước bất động). Nước ở trạng thái hơi nếu xét theo quan điểm tương tác với hạt đất thì thuộc loại thứ ba - nước tự do. Nước ở trạng thái rắn, về cơ bản cũng là nước tự do khi nhiệt độ môi trường xuống dưới O^0. Vấn đề chưa được rõ ràng là khi nhiệt độ tiếp tục hạ thấp và đạt đến ngưỡng kết tinh (-78^0C), nước liên kết vật lý bị kết tinh thì năng lượng kết tinh sẽ ảnh hưởng như thế nào đến lực liên kết giữa phân tử nước và hạt đất, nước có còn là nước liên kết vật lý với hạt đất hay không?.

Sau đây là mô tả chi tiết các dạng và các trạng thái tồn tại của nước dưới đất.

1.Nước ở trạng thái hơi.

Hơi nước được hình thành do xâm nhập từ khí quyển vào hoặc do bốc hơi từ mặt thoáng của nước ngầm. Hơi nước tồn tại trong các lỗ rỗng, kẽ nứt của đá trong đới thông khí. Về định lượng, lượng nước này chiếm tỷ trọng không nhiều, chỉ 0,005-0,006% trong tổng lượng nước trên quả đất nhưng nó có vai trò đáng kể trong sự phân bố ẩm ở trong đất. Hơi ẩm ở trong đất có thể chuyển động theo mọi phương, từ chỗ độ ẩm cao đến chỗ độ ẩm thấp. Nó có thể ngưng tụ để bổ sung cho nguồn nước ngầm khi nhiệt độ môi trường xuống đến điểm ngưng và thấp hơn.

2.Nước liên kết vật lý.

Nước liên kết vật lý là loại nước được hút và giữ lại trên bề mặt hạt do lực hút tĩnh điện và lực hút phân tử. Người ta chia làm hai loại nước liên kết vật lý: nước liên kết mạnh và nước liên kết yếu.

Nước liên kết mạnh được tạo thành do sự hấp phụ các phân tử nước trên bề mặt hạt đất hoặc ở khoảng giữa các tập lớp của mạng tinh thể của khoáng vật và toả nhiệt. Khi hấp phụ nước nó toả ra một lượng nhiệt đến 100 calo cho một gam nước. Do lực hút tĩnh điện và phân tử vượt gấp nhiều lần so với lực trọng trường nên nước kết hợp có nhiều đặc tính khác nước tự do:

- tỷ trọng lớn hơn, đạt 1,2÷2,4 g/cm^3
- độ nhớt và độ đàn hồi cao
- đóng băng khi nhiệt độ - 78^0C
- hằng số điện môi 2-2,2, thấp hơn của nước tự do
- bị hút và giữa lại trên bề mặt hạt với những lực đạt hàng trăm đến hàng ngàn atmôtphe, vì vậy dẫn đến một loạt các tính chất: khả năng hoà tan thấp, khó

vận động, độ dẫn điện thấp, chỉ bị ép thoát ra khỏi đất với tốc độ rất chậm và với lực ép rất lớn, rễ cây không hút được loại nước này để sinh trưởng.

Nước liên kết yếu được hút và giữa lại trên bề mặt hạt nhờ lực hút phân tử, tạo nên các lớp nước mặt (nước màng) bao bên ngoài nước liên kết chặt, chiều dày không đồng đều. Do lực liên kết lỏng lẻo hơn so với nước liên kết chặt nên các chỉ tiêu tính chất của chúng cao hơn nước tự do nhưng thấp hơn của nước liên kết chặt. Nước này có thể bay hơi và rễ cây có thể hút được.

3.Nước tự do

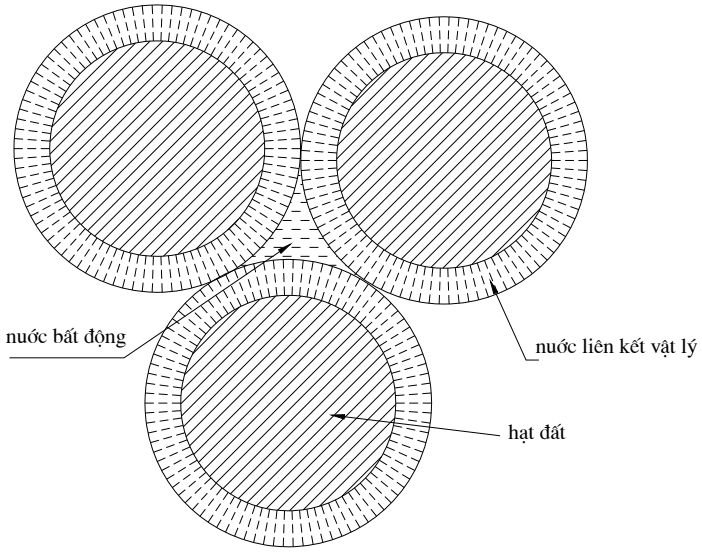
Nước tự do là nước nằm ngoài phạm vi ảnh hưởng của hạt. Nước tự do được chia làm hai loại: nước mao dẫn và nước trọng lực.

Nước mao dẫn là nước chứa trong các lỗ rỗng mao quản. Lỗ rỗng mao quản là các lỗ rỗng nhỏ mà trong đó các chất lỏng có thể vận động dưới tác dụng của lực mao dẫn. Kích thước lỗ rỗng mao quản trong đất đá nằm trong khoảng 0,0002 ÷ 1,0mm đối với lỗ rỗng tròn và 0,0001 ÷ 0,25mm đối với kẽ nứt. Các lỗ rỗng có kích thước nhỏ hơn các khoảng nói trên gọi là lỗ rỗng cận mao quản còn các lỗ rỗng lớn hơn các giá trị trên gọi là siêu mao quản. Cần phải lưu ý rằng nước vận động trong các lỗ rỗng mao quản là do đồng thời tác dụng của lực trọng trường và lực mao dẫn. Sự vận động đó là do sức căng bề mặt của nước chứ không phải do ảnh hưởng của đất đá. Chính vì vậy, nước mao dẫn được xếp vào loại nước tự do.

Nước mao dẫn về bản chất là nước tự do, vì vậy, nó có tính chất của nước lỏng giọt bình thường.

Nước trọng lực là nước chứa trong các lỗ rỗng, kẽ nứt lớn hơn cỡ mao quản, nằm ngoài ảnh hưởng của hạt và vận động dưới tác dụng của lực trọng trường. Nước trọng lực phân bố trong các tầng, các đới và các phức hệ chứa nước, dễ dàng bơm hút ra khỏi đất đá, là đối tượng nghiên cứu khai thác sử dụng cho các mục đích khác nhau, các ngành nghề khác nhau trong đó có tưới tiêu, cấp thoát nước. Vì vậy, từ đây về sau chúng ta sẽ đi sâu nghiên cứu loại nước này.

Nước bất động là nước trọng lực nhưng không thể vận động một cách tự do dưới tác dụng của lực trọng trường do bị giam hãm bởi nước liên kết vật lý. Để vận động được phải có áp lực cột nước đủ lớn để nó thắng được lực nhớt.



Hình 1.4 Sơ đồ thể hiện nước bất động trong đất

4. Nước ở trạng thái cứng.

Dạng nước này phân bố trong đất đá đóng băng nhiều năm hoặc đóng băng vào mùa đông, nước lỗ rỗng chuyển sang trạng thái cứng

5. Nước liên kết hoá học

Nước liên kết hoá học là loại nước nằm bên trong hạt, tham gia vào thành phần hạt dưới dạng phân tử nước hoặc nhóm phân tử nước, ví dụ, $Na_2CO_3.10H_2O$ (xôđa); $CaSO_4.2H_2O$ (thạch cao),...Loại nước này có thể tách ra khỏi khoáng vật khi nung với nhiệt độ 250-300^{0}C. Loại nước này còn có tên gọi nước kết cấu

6. Nước kết tinh

Nước kết tinh là loại nước tham gia vào mạng tinh thể dưới dạng ion OH^- hoặc H_3O^+, ví dụ, $Al_2(OH)_3$; AlO.OH (diaspor); $Al_2(OH)_2SiO_2$,…

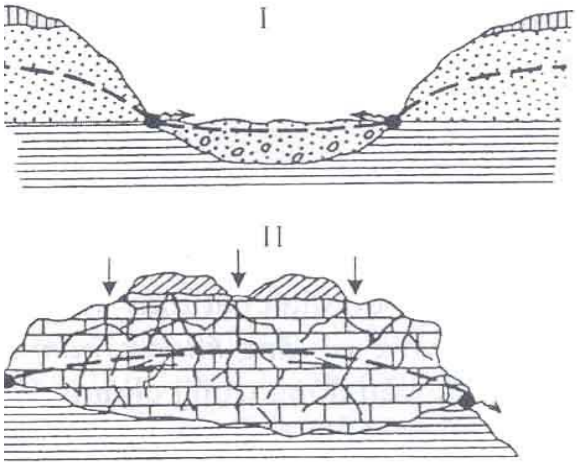
§ 3. HỆ TẦNG CHỨA NƯỚC

I. KHÁI NIỆM VỀ "TẦNG CHỨA NƯỚC" VÀ "TẦNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT"

Như đã trình bày ở trong § 2, II.3, nước tự do là loại nước chứa trong các lỗ rỗng, kẽ nứt của đất đá, nằm ngoài sự ảnh hưởng (sức hút) của các hạt. Nước tự do có thể chứa ở trong đất và có thể chứa ở trong đá.

Trong môi trường đất.

Đất là một môi trường rời, cấu tạo từ các hạt rời rạc (sét, bụi, cát, cuội, sỏi). Giữa các hạt có lỗ rỗng, các lỗ rỗng liên thông nhau. Nước tự do chứa trong đất là chứa trong các lỗ rỗng đó. Nước chứa trong đất gọi là nước lỗ rỗng.



Hình1.5 I – nước lỗ rỗng ở trong đất
II – nước kẽ nứt ở trong đá

Để đặc trưng cho môi trường lỗ rỗng người ta đưa ra chỉ tiêu "độ lỗ rỗng" (xem §1; I). Độ lỗ rỗng là chỉ tiêu đặc trưng cho tính rỗng của đất nói chung, tuy nhiên, nó chưa hoàn toàn nói lên được khả năng cho nước đi qua của đất. Khả năng vận động của nước trong đất không những phụ thuộc vào độ lỗ rỗng mà còn phụ thuộc vào kích thước lỗ rỗng. Đối với đất hạt rất mịn như sét, sét pha, kích thước lỗ rỗng rất nhỏ và sức hút bề mặt rất lớn. Khi chúng tiếp xúc với nước sẽ tạo nên lớp nước liên kết vật lý bao quanh hạt mà không chịu tác dụng của lực hút trọng trường. Nước tự do bị nước liên kết vật lý giam hãm, trở thành nước bất động, không có khả năng vận động khi không thắng nổi lực dính nhớt. Vì vậy, ngoài khái niệm độ rỗng còn có khái niệm "độ rỗng hữu hiệu". Độ lỗ rỗng hữu hiệu là tỷ số giữa tổng thể tích các lỗ rỗng mà nước có thể đi qua được chia cho tổng thể tích mẫu.

Trong môi trường đá.

Đá là môi trường liên tục, tuy nhiên không phải liên tục tuyệt đối. Trong đá có các kẽ nứt nguồn gốc khác nhau. Đó là các kẽ nứt nguyên sinh (kẽ nứt có ngót khi nguội lạnh) trong đá macma, kẽ nứt phong hoá, kẽ nứt kiến tạo nhỏ, kẽ nứt giảm tải,...Nước chứa trong các kẽ nứt của đá gọi là nước kẽ nứt. Lưu ý rằng loại nước kẽ nứt này khác với nước kẽ nứt trong các kẽ nứt kiến tạo lớn (đứt gãy kiến tạo) mà có quy luật vận động riêng. Tính nứt nẻ của đá được đặc trưng bởi các chỉ tiêu "mô đun nứt nẻ M" và "hệ số khe nứt K_{kn}". Cũng như đối với đất, các chỉ tiêu M và K_{kn} chưa thể nói lên được khả năng thấm nước của đá. Để đánh giá khả năng thấm nước của đá, ngoài các chỉ tiêu trên cần phải nghiên cứu sự định hướng của các kẽ nứt, mức độ lấp nhét và thành phần vật chất lấp nhét của chúng.

Các đặc tính về hình dạng, kích thước, mức độ liên thông giữa các lỗ rỗng, kẽ nứt ở trong đất đá đóng vai trò quan trọng trong quá trình tích trữ và vận động của nước trong đất đá. Chính vì vậy, dưới góc độ địa chất thuỷ văn, các tầng đất đá của vỏ quả đất được chia làm 2 loại: *tầng thấm nước và tầng không thấm nước (tầng cách nước)*. Tầng thấm nước là tầng đất đá cho nước vận động trong chúng dễ dàng. Ngược lại, tầng không thấm là tầng đất đá không cho nước thấm qua. Thực tế trong tự nhiên, như đã phân tích ở trên, không có tầng không thấm tuyệt đối. Tầng đất đá thấm nước có chứa nước được gọi là tầng chứa nước. Nước chứa trong các tầng đất đá gọi là tầng nước dưới đất. Như vậy, tồn tại hai khái niệm khác nhau: "tầng đất đá chứa nước", mà thường nói tắt là tầng chứa nước, và "tầng nước dưới đất". Nói đến tầng đất đá chứa nước chúng ta có các tầng đất bồi tích cuội sỏi cát, tầng đất phong hoá, tầng đá nứt nẽ,...; còn nói đến tầng nước dưới đất chúng ta có tầng nước ngầm, tầng nước có áp, tầng nước thổ nhưỡng,...

II. CÁC THÔNG SỐ ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN CỦA TẦNG CHỨA NƯỚC

Tầng chứa nước được đặc trưng bởi các chỉ tiêu (các thông số địa chất thuỷ văn) sau đây:

- Hệ số thấm (xem mục II của §1). Hệ số thấm *k* là hệ số tỷ lệ trong công thức biểu thị định luật thấm Darcy, về trị số bằng vận tốc thấm khi gradient thấm bằng 1 đơn vị. Đơn vị đo của hệ số thấm là m/ngđ, cm/s. Hệ số thấm là một chỉ tiêu tính chất của đất đá đồng thời cũng là một thông số đặc trưng cho tầng chứa nước. Hệ số thấm *k* là một chỉ tiêu quan trọng để giải nhiều bài toán thực tế liên quan đến nước dưới đất. Căn cứ vào sự biến đổi hệ số thấm trong tầng chứa nước người ta chia môi trường thấm ra làm hai loại:

1. Môi trường thấm đồng nhất, khi hệ số thấm không đổi trong môi trường đó.

2. Môi trường thấm không đồng nhất, khi hệ số thấm thay đổi.

Thực chất trong bất kỳ môi trường nào hệ số thấm không bao giờ là hằng số. Vì vậy, khái nhiệm môi trường thấm đồng nhất – không đồng nhất chỉ là tương đối và môi trường thấm được định nghĩa lại như sau:

1. Môi trường thấm đồng nhất là môi trường mà trong đó hệ số thấm biến đổi một cách ngẫu nhiên. Thông thường một lớp đất được phân chia trong địa chất công trình thì có thể coi là một môi trường thấm đồng nhất vì rằng lớp đất trong địa chất công trình được định nghĩa một cách chặt chẽ là một thể tích đất có cùng nguồn gốc, thành phần mà trong đó các chỉ tiêu tính chất của chúng biến đổi một cách ngẫu nhiên. Hiểu một cách nôm na, một lớp đất có cùng nguồn gốc và thành phần là một môi trường thấm đồng nhất.

2. Môi trường thấm không đồng nhất là môi trường mà trong đó hệ số thấm thay đổi một cách có quy luật theo một hướng nào đó. Một ví dụ rõ ràng cho môi trường thấm không đồng nhất là môi trường cấu tạo từ nhiều lớp (tính thấm thay đổi theo phương thẳng đứng) hoặc một đoạn thung lũng sông cấu tạo từ hai thềm sông trở lên (tính thấm thay đổi theo phương ngang).

- Hệ số dẫn nước *T*. Hệ số dẫn nước được Theis đề xuất năm 1935. Nó đặc trưng cho khả năng truyền dẫn nước của tầng chứa nước, và được định nghĩa là khả năng cho một lượng nước đi qua một tiết diện thấm có chiều rộng bằng một đơn vị và chiều cao là toàn bộ tầng chứa nước trong một đơn vị thời gian. Trong hệ đơn vị đo lường Quốc tế, đơn vị của hệ số dẫn nước là m^3/ngđ.m và vì vậy, người ta viết lại là m^2/ngđ và chính là tích số giữa hệ số thấm *k* và chiều dày trung bình của tầng chứa nước*;* $T = kh_{tb}$. Vì đây là một thông số đặc trưng cho môi trường chứa nước (chứ không phải cho tầng nước) cho nên đối với một tầng chứa nước đồng nhất, hệ số dẫn nước đúng lý ra phải là một hằng số, và điều đó chỉ đúng với trường hợp nước có áp, nơi mà chiều dày tầng chứa nước ít biến đổi. Vì vậy, hệ số này thường dùng trong tính toán liên quan đến nước có áp.

- Hệ số nhả nước μ (xem mục II của §1). Hệ số nhả nước là chỉ tiêu đặc trưng cho tính nhả nước (tính phóng thích nước) của đất đá. Như đã định nghĩa trong mục II của §1, nó là khả năng của đất đá cho nước thoát ra dưới tác dụng của lực trọng trường:

$$\mu = W_{bh} - W_{pt\,\ln}$$

Tuy nhiên trong thực tế đối với một tầng chứa nước, khi có điều kiện thoát nước, lượng nước bị giữ lại trong đất không chỉ là lượng nước kết hợp W_{ptln} mà cả

nước tự do bị giam hãm và một phần của nước mao dẫn, vì vậy, đẳng thức trên phải được thay bằng bất đẳng thức:

$$\mu < W_{bh} - W_{ptln} \qquad (1.10)$$

và như vậy, hệ số nhả nước khó có thể xác định vì lượng nước giam hãm không thể xác định được. Trong trường hợp đó có thể thay thế bằng một định nghĩa khác. Hệ số nhả nước là tỷ số giữa lượng nước được phóng thích từ một thể tích đất đá bão hoà nước chia cho thể tích đất đá đó:

$$\mu = \frac{V_n}{V} \qquad (1.11)$$

Công thức này được sử dụng khi thiết lập các phương trình vi phân vận động của nước dưới đất trong các bài sau.

- Hệ số truyền mực nước *a*. Hệ số truyền mực nước là tỷ số giữa hệ số dẫn nước và hệ số nhả nước:

$$a = \frac{kh}{\mu} \qquad (1.12)$$

Thông số này đặc trưng cho khả năng lan truyền của mực nước khi có sự thay đổi thế của dòng thấm.

§ 4. PHÂN LOẠI NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Trước khi đi vào phân loại nước dưới đất chúng ta hãy nói đến đối tượng phân loại. Có quan điểm cho rằng khi phân loại nước dưới đất có thể phân loại theo quan điểm địa chất thuỷ văn và theo quan điểm thuỷ lực. Theo "quan điểm địa chất thuỷ văn" có thể phân chia ra: (1) tầng chứa nước (aquifer); (2) tầng chứa nước yếu (aquitard); (3) tầng trữ nhưng không dẫn (aquiclude) và (4) tầng không trữ, không dẫn (aquifuge). Theo "quan điểm thuỷ lực" nước dưới đất được chia ra: (1) tầng có áp (confined aquifer), (2) tầng bán áp (semi confined aquifer) và (3) tầng không áp (unconfined aquifer).

Như đã nói đến trong §3. I, tầng chứa nước và tầng nước dưới đất là hai khái niệm khác nhau. Nói tầng chứa nước là ta đang nói đến môi trường chứa nước chứ không phải trực tiếp nói đến tầng nước dưới đất, vì vậy, cách phân loại "theo quan điểm địa chất thuỷ văn" ở trên không thể xếp vào phân loại nước dưới đất.

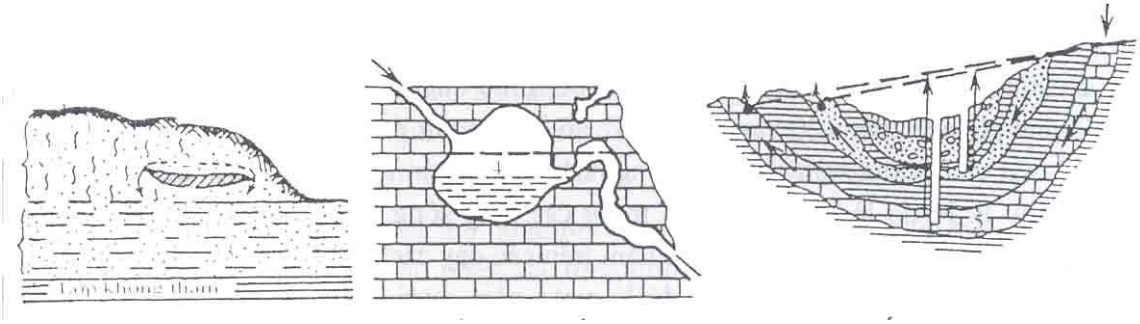
Nói đến phân loại, dù phân loại bất cứ một đối tượng nào cũng không bao giờ đạt được sự nhất trí tuyệt đối giữa các nhà chuyên môn. Phân loại nước dưới đất cũng vậy, rất đa dạng và phong phú, vì vậy, riêng đối với nước dưới đất thậm chí có thể nói đến việc phân loại các cách phân loại.

Nước dưới đất có thể có các cách phân loại khác nhau: phân loại theo đặc tính hoá học; theo trạng thái vật lý và mối quan hệ với đất đá; theo đặc tính thuỷ động lực; theo đặc tính môi trường chứa nước; theo nguồn gốc hình thành; theo mục đích sử dụng, theo điều kiện phân bố. Trong mỗi cách phân loại đó nước dưới đất lại được chia ra làm các loại khác nhau. Ở đây chỉ trình bày chi tiết cách phân loại theo điều kiện phân bố. Riêng trong cách phân loại này cũng đã có nhiều cách phân loại khác nhau. Sau đây là một số cách phân loại của một số tác giả.

I. PHÂN LOẠI CỦA XAVARENXKI F.P. 1939

Xavarenxki F.P 1939 chia nước dưới đất ra làm 5 loại:

1. Nước thổ nhưỡng, nước tầng trên – phân bố trong các lớp đất mặt, có miền cung cấp và miền phân bố trùng nhau, thường là nước không áp, chảy tầng. Loại nước này có nguồn gốc khí quyển, tức là do thấm từ trên xuống cung cấp, có tính phân đới khí hậu mạnh, nhiệt độ dao động theo mùa.
2. Nước ngầm – nằm trong các lớp trầm tích gần bề mặt và các đới trên của vỏ phong hoá, không có lớp không thấm hoặc thấm nước yếu chặn phía trên, có miền cung cấp và miền phân bố trùng nhau, nước không áp hoặc có áp cục bộ, chủ yếu chảy tầng, thông thường là nước nhạt. Loại nước này có nguồn gốc khí quyển, có tính phân đới khí hậu, nhiệt độ dao động theo mùa.
3. Nước carstơ - phân bố trong các hang động trong khối đá vôi và đôlômit, có miền cung cấp và miền phân bố gần nhau, chảy rối, không áp, thường là nước nhạt, nước cứng. Nước có nguồn gốc khí quyển, tính phân đới và nhiệt độ không ổn định.
4. Nước actezi – phân bố trong các cấu tạo (bồn) của đá trầm tích, trong các tầng chứa nước kẹp giữa các tầng không thấm hoặc thấm nước yếu, có miền cung cấp và miền phân bố không trùng nhau, nước có áp, nước nhạt, đôi khi là nước khoáng, chảy tầng trong đất đá bở rời và chảy rối trong đá nứt nẻ. Nước có nguồn gốc khí quyển, tính phân đới khí hậu không ổn định, nhiệt độ tăng khi xuống sâu.
5. Nước dạng mạch (khe nứt) – phân bố trong các đới phá huỷ kiến tạo, có miền cung cấp, miền phân bố không trùng nhau, chủ yếu chảy rối, nước nhạt hoặc khoáng hoá, có nguồn gốc khí quyển và nguyên sinh.



Hình 1.6 Sơ đồ phân bố các loại nước dưới đất.
1. nước thổ nhưỡng; 2. Nước tầng trên; 3. Nước ngầm; 4. Nước carstơ; 5. Nước actezi;

II. PHÂN LOẠI CỦA ÔVTSINNICOV A.M.. VÀ KLIMENTOV P.P. 1967

Ôvtsinnicov A.M. và Klimentov P.P. 1967 đưa ra một cách phân loại khác. Hai tác giả này chia nước dưới đất ra làm 3 loại.

1. Nước của đới thông khí – bao gồm nước thổ nhưỡng, nước tầng trên, tồn tại không thường xuyên, có miền cung cấp và miền phân bố trùng nhau, không áp.
2. Nước ngầm – phân bố trong các lũng sông cổ và hiện đại, các lớp sườn tích và lũ tích, các vùng cát ven biển; nằm trên các đáy cách nước liên tục thứ nhất kể từ

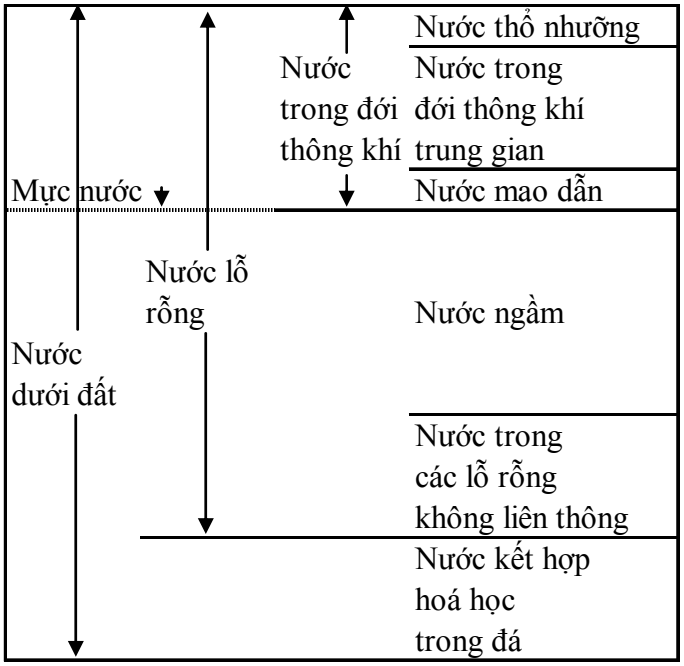
mặt đất; có miền cung cấp và phân bố trùng nhau. Nước không áp, nước nhạt, cung cấp để sinh hoạt, để tưới.

3. Nước actezi – là nước áp lực giữa tầng, miền cung cấp và phân bố không trùng nhau, có thể là nước nhạt, nước mặn và nước khoáng.

III. PHÂN LOẠI CỦA DAVIS VÀ DEWIEST 1966.

Toàn bộ nước dưới đất (subsurface water) được Davis và DeWiest chia làm 3 loại: nước trong đới thông khí (vadose water), nước lỗ rỗng (interstitial water) và nước kết hợp hoá học trong đá (water in chemical combination with rock). Trong đới thông khí nước lại chia làm 3 loại: nước thổ nhưỡng, nước trong đới thông khí trung gian và nước mao dẫn. Nước khe rỗng được chia làm 2 loại: nước ngầm (groundwater) và nước trong các khe rỗng không liên thông (water in unconnected pores) (hình 1.5). Theo Davis và DeWiest, nước ngầm là nước nằm dưới đới mao dẫn, có tồn tại mặt thoáng, có thể thấm tự do vào giếng. Cách phân loại này chỉ dùng cho nước trong vỏ phong hoá trên nền đá gốc liền khối.

Từ các cách phân loại trên có thể nhận thấy trong cách phân loại của các nhà khoa học Nga đối tượng phân loại là nước tự do (nước trọng lực và nước mao dẫn) còn trong cách phân loại của Davis và DeWiest thì đối tượng phân loại là toàn bộ nước dưới đất nói chung. Tuy nhiên, cũng cần phải nói thêm rằng trong cách phân loại của Davis và DeWiest không nhất quán về cơ sở phân loại, vừa dựa vào điều kiện phân bố (nước thổ nhưỡng, nước ngầm,...,) vừa dựa vào đặc tính hoá học (nước kết hợp hoá học).



Hình 1.7 Phân loại nước dưới đất theo Davis & DeWiest 1966

Như vậy theo các cách phân loại nêu trên không phải tất cả nước tự do đều là nước ngầm. Nước ngầm chỉ là một loại nước tự do được phân chia theo điều kiện phân bố. Trong phân loại của Xavarenxki F.P đó là nước tự do nằm trong các lớp

trầm tích gần bề mặt và các đới trên của vỏ phong hoá; trong phân loại của Ôvtsinnicov A.M. và Klimentov P.P đó là nước phân bố trong các lũng sông cổ và hiện đại, các lớp sườn tích và lũ tích, các vùng cát ven biển nằm trên các đáy cách nước liên tục thứ nhất kể từ mặt đất. Theo Davis và DeWiest, đó là nước nằm dưới đới mao dẫn, có tồn tại mặt thoáng. Ngoài nước ngầm còn có nước carstơ, nước actezi, nước dạng mạch (theo Xavarenxki F.P); nước trong các lỗ rỗng không liên thông (theo Davis và DeWiest).

Như vậy, khái niệm "nước dưới đất" và "nước ngầm" được phân biệt rất rõ ràng. Nước dưới đất (subsurface water) là toàn bộ nước nằm dưới mặt đất. Nước ngầm (groundwater) là nước tự do phân bố trong một số điều kiện nhất định. Trong các trình bày tiếp theo của cuốn sách này chúng ta chọn cách phân loại của Ôvtsinnicov A.M.. và Klimentov P.P. 1967, xét các bài toán của nước dưới đất cho các trường hợp "nước ngầm" và "nước có áp".

§ 5. ĐỘNG THÁI CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Động thái của nước dưới đất là sự biến đổi liên tục một cách có quy luật theo thời gian các thông số của tầng nước dưới đất như lưu tốc, lưu lượng, tính chất vật lý, thành phần hoá học,… dưới tác dụng của tổ hợp các nhân tố tự nhiên và nhân tạo.

Nhóm các nhân tố tự nhiên quyết định động thái của nước dưới đất bao gồm các nhân tố về khí hậu, địa chất, địa chất thuỷ văn, thổ nhưỡng và sinh vật.

Nhóm các nhân tố nhân tạo ảnh hưởng đến động thái của nước dưới đất là các hoạt động kinh tế của con người như các hoạt động tưới tiêu, xây dựng các hồ chứa nước, bơm hút khai thác, xử lý nước dưới đất trong khai mỏ khoáng sản,...

Nghiên cứu động thái của một tầng nước dưới đất, xác định dòng bổ cập và dòng tiêu thoát của tầng nước đó cho phép xác định được những nhân tố chủ yếu hình thành nên chế độ thuỷ động (động thái) của nó và từ đó phân loại động thái một cách phù hợp, xác định vùng phân bố của tầng nước đó.

Phụ thuộc vào nhóm các nhân tố tham gia hình thành động thái nêu trên mà người ta chia ra 2 loại động thái: 1- động thái tự nhiên (động thái không bị phá hoại) và 2- động thái nhân tạo (động thái phá hoại).

Động thái tự nhiên là động thái mà sự hình thành của chúng hoàn toàn do các nhân tố tự nhiên quyết định. Đó là các nhân tố: thổ nhưỡng – sinh vật; khí hậu; thuỷ văn; địa chất. Động thái nhân tạo là trong sự hình thành của chúng có sự tham gia của các nhân tố nhân tạo. Sự tham gia của con người trong quá trình hình thành động thái bao gồm:

- Các hoạt động làm dâng cao mực nước như xây dựng hồ chứa, tưới nước. Do sự can thiệp của con người, từ sự biến đổi độ sâu mực nước dưới đất dẫn đến sự thay đổi thành phần hoá học của chúng.

- Khai thác nước dưới đất. Sự khai thác nước dưới đất làm hạ thấp mực nước, ở nhiều nơi làm thay đổi căn bản động thái của nước dưới đất. Sự khai thác mãnh liệt nước dưới đất không những làm hạ thấp mực nước, thay đổi thành phần hoá học của nước mà thậm chí làm thay đổi hướng vận động của dòng nước.

Phụ thuộc vào bản chất của quá trình biến đổi các yếu tố của động thái (tương quan của dòng bổ cập và dòng tiêu thoát) người ta chia động thái ra làm các loại:

1. Động thái thấm và bốc hơi, tức là sự biến động các thông số của dòng thấm như trữ lượng, thành phần hoá học và tính chất vật lý của nước chủ yếu do quá trình thấm và bốc hơi theo phương thẳng đứng, thường đặc trưng cho vùng thảo nguyên, vùng đồng bằng, bình nguyên không có dòng chảy.

2. Động thái thấm-dòng chảy, tức là sự biến động nêu trên gây ra chủ yếu do tương quan dòng chảy ngầm và ngấm của nước mưa, nước mặt. Loại động thái này thường đặc trưng cho các khối nâng phân thuỷ, các vùng sườn núi, đồi và các vùng nâng khác khi độ sâu mực nước dưới đất trong khoảng 5-8m.

3. Động thái dòng chảy, được hình thành chủ yếu hoàn toàn do dòng chảy dưới đất. Loại động thái này đặc trưng cho các tầng nước dưới đất không áp giữa các lớp trong các cấu trúc địa chất khác nhau.

4. Động thái dòng chảy-thấm-bốc hơi, được hình thành đồng thời do dòng nước ngầm chảy từ các vùng cao xuống, do sự thấm của nước mưa, nước mặt và do bốc hơi. Loại động thái này phổ biến chủ yếu ở những bậc thềm thấp của hồ, vùng bình nguyên trũng thấp trong điều kiện khí hậu lục địa khi mực nước dưới đất sâu 3-5m.

Mỗi chế độ động thái đặc trưng cho một vùng, miền nhất định, ví dụ động thái thấm-bốc hơi đặc trưng cho các vùng đồng bằng, bình nguyên, động thái thấm - dòng chảy đặc trưng cho vùng nâng phân thuỷ,... vì thế Kamenxki chia ra các loại:

1. Động thái miền phân thuỷ – là loại động thái được hình thành do mưa, dòng chảy ngầm và một phần do bốc hơi. Loại động thái này đặc trưng cho nước dưới đất của những vùng xa sông và các bồn nước mặt.

2. Động thái miền ven bờ – là loại động thái mà sự dao động mực nước dưới đất xảy ra là do sự thay đổi mực nước trong bồn nước mặt do có sự liên quan thuỷ lực. Loại động thái này đặc trưng cho nước dưới đất ở gần sông và các bồn nước mặt. Càng xa nguồn nước mặt, sự ảnh hưởng càng bị hạn chế.

3. Động thái miền trước núi – là loại động thái mà sự thay đổi mực nước xảy ra là do ngấm đồng thời với dòng chảy ngầm mãnh liệt. Loại động thái này thường xảy ra trong các quạt bồi tích trước núi, nơi mà mực nước dưới đất dao động mạnh.

4. Động thái miền băng giá - là loại động thái liên quan với đặc điểm và thời gian đóng băng và tan băng.

Thực ra đó không phải là các loại động thái, mà đúng ra đó là các miền có cùng một loại động thái (cùng một chế độ thuỷ động). Vì vậy, không thể coi đó là một cách phân loại động thái. Các giáo trình trước đây đưa vào cách chia này, xem như một cách phân loại động thái chúng tôi cho là không hợp lý. Ngay trong cách chia của Kamenxki cơ sở phân chia đã không nhất quán. Đối với 2 loại đầu, cơ sở phân chia là tương quan dòng bổ cập và dòng tiêu thoát; đối với 2 loại sau, cơ sở phân chia lại là nhân tố chủ đạo khống chế quá trình thuỷ động. Nói một cách ngắn gọn, ta có thể gọi loại động thái tự nhiên (biến đổi do tự nhiên), loại động thái dòng

chảy (biến đổi chủ yếu do dòng chảy),... chứ không thể gọi *loại động thái miền phân thuỷ*, biến đổi do miền phân thuỷ.

Nghiên cứu động thái của nước dưới đất có một ý nghĩa lớn trong các hoạt động kinh tế liên quan đến nước dưới đất. Vì vậy, nghiên cứu và hiểu biết về động thái của nước dưới đất là một yêu cầu cần thiết đối với những người làm việc liên quan đến nước dưới đất. Biết được động thái tức là nắm được quy luật vận động của chúng, từ đó ta có thể sử dụng tốt tài nguyên nước dưới đất, hạn chế được những bất lợi do chúng gây ra. Ví dụ, nắm được động thái của nước dưới đất tức là biết được quy luật thay đổi độ sâu mực nước ngầm, quy luật biến đổi thành phần hoá học của nước sẽ giúp chúng ta trong mọi lĩnh vực: quy hoạch cây trồng, mùa vụ hợp lý trong nông nghiệp; quy hoạch xây dựng cung cấp nước cho dân sinh, kinh tế; lập kế hoạch khai thác mỏ khoáng sản, v.v... Không nắm được động thái tự nhiên của nước dưới đất, những hoạt động can thiệp không hợp lý của con người có thể ảnh hưởng đến động thái của nước dưới đất theo chiều hướng bất lợi như gây ô nhiễm chất lượng nước dưới đất, làm cạn kiệt tài nguyên nước dưới đất của một khu vực hoặc ngược lại làm cho mực nước dâng cao gây lầy hoá, muối hoá đất đai.

§ 6. NƯỚC DƯỚI ĐẤT TRONG CÁC VÙNG ĐỊA MẠO KHÁC NHAU

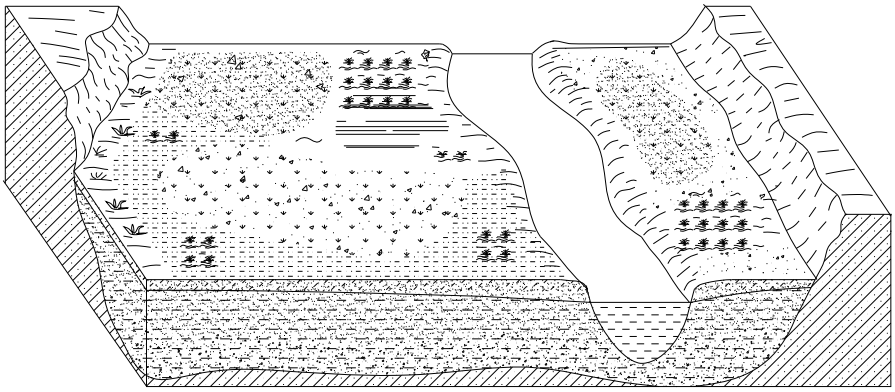
Nước dưới đất đều có mặt ở khắp mọi nơi, tuy nhiên, cũng giống như khoáng sản rắn, nó chỉ có ý nghĩa thực tế khi tập trung trong các tầng có trữ lượng lớn có thể khai thác được. Từ bài §3, I của chương này chúng ta đã biết rằng tầng chứa nước và tầng nước dưới đất là hai khái niệm khác nhau nhưng đồng nhất với nhau. Tầng nước dưới đất chứa trong các tầng đất đá chứa nước. Như vậy, rõ ràng rằng điều kiện tập trung, phân bố của nước dưới đất do cấu trúc địa chất và thành phần của đất đá quyết định. Mặt khác, cấu trúc địa chất lại liên quan chặt chẽ với địa hình, địa mạo của khu vực – là điều kiện có thể quan sát trực quan ngay từ trên mặt. Vì vậy, trong bài này sẽ phân tích nước dưới đất trong các vùng địa mạo khác nhau để làm tiền đề cho công tác thăm dò, tìm kiếm nước dưới đất.

1. Nước dưới đất trong các tầng bồi tích sông

Bồi tích sông là những loại vật liệu trầm tích lắng đọng trong các thung lũng sông, thường còn được gọi là tầng aluvi. Đó là các loại vật liệu mềm rời như cát, cuội, sỏi, thỉnh thoảng có xen kẹp với các loại ít thấm nước hơn như cát pha, sét pha. Bồi tích sông thường có đặc điểm có tính phân lớp, các lớp khá thuần nhất về cấp phối hạt do được trầm đọng theo quy luật tuyển lựa. Các hạt có độ mài mòn cao, độ rỗng cao, kích thước lỗ rỗng lớn, các lổ rỗng ăn thông nhau vì thế thấm nước tốt, hệ số thấm *k* thay đổi trong phạm vi rộng phụ thuộc vào cấp phối hạt, biến đổi trong khoảng 1-200 m/ngđ, thậm chí có chỗ còn cao hơn. Khi có điều kiện trữ nước, những loại vật liệu này sẽ trữ được một lượng nước tự do rất lớn. Trong tự nhiên, các tầng bồi tích sông có thể xuất lộ ngay trên bề mặt (bồi tích sông hiện đại) mà ta có thể nhận biết rất dễ dàng để chọn vùng khảo sát và khai thác. Tuy nhiên, cũng có khi các tầng đó được che phủ bởi các loại vật liệu ít thấm nước hơn như cát bụi, cát pha, sét pha, sét. Trường hợp này thường xảy ra đối với các tầng bồi tích cổ, trong các lũng sông cổ. Nhiều trường hợp các lớp bồi tích sông bị chôn sâu hàng chục mét dưới các lớp thấm nước kém mà để tìm kiếm ta phải khảo sát thăm dò.

Nước ngầm trong các tầng bồi tích sông rất phong phú. Đặc điểm của nước ngầm trong tầng bồi tích sông là vận động cùng hướng với nước sông, đặc biệt vùng

lân cận hai bên bờ. Nước ngầm trong tầng bồi tích sông được cung cấp bởi nước mưa, nước mặt trong các kênh mương ngấm xuống, dòng nước thấm từ các sườn đồi hai bên thung lũng sông, và do nước sông (về mùa mưa). Sự tiêu hao nước ngầm trong các tầng bồi tích sông xảy ra do bốc hơi trực tiếp từ mặt thoáng của nước ngầm, do bốc hơi qua thảm thực vật mọc trong thung lũng, do chảy ra sông qua đáy để cấp nước cho sông, do khai thác của con người,... Độ sâu phân bố của mực nước ngầm trong các tầng bồi tích sông thường từ 0 (vị trí các mạch nước rỉ) đến 10-12m hoặc sâu hơn.



Hình 1.8 Nước duơí đất trong tầng bồi tích sông

Về thành phần, nước trong tầng trầm tích sông thường là nước nhạt, độ khoáng hoá nhỏ, loại hình bicacbonat canxi chiếm chủ yếu. Chỉ những nơi gần cửa sông do chịu ảnh hưởng của thuỷ triều, tổng độ khoáng hoá cao hơn và nước chuyển sang loại hình clorua natri.

Đặc điểm của nước ngầm trong tầng bồi tích sông là nó có liên quan thuỷ lực trực tiếp với nước sông, vì vậy khi thiết kế các giếng khai thác nước ở gần sông, cần phải tính toán để khoảng cách từ giếng đến mép sông lớn hơn bán kính ảnh hưởng của giếng hoặc nhóm giếng, tránh khả năng nước sông có thể thấm trực tiếp vào giếng, giảm khả năng thấm lọc và vì vậy, giảm chất lượng nước ngầm.

Ở Việt Nam nước trong tầng bồi tích sông phổ biến trong các vùng đồng bằng châu thổ sông Hồng, sông Cửu Long. Ngoài ra, ở mức độ ít hơn ở các thung lũng sông của khu vực miền Trung.

Ở miền Bắc, hệ thống sông Hồng, sông Thái Bình tạo nên vùng đồng bằng Bắc Bộ rộng lớn. Trầm tích của đồng bằng Bắc Bộ chia làm 2 tầng rõ rệt. Tầng dưới là các lớp trầm tích hạt thô như cát, cuội, sỏi (Qp) chiều dày biến đổi từ vài mét ở vùng rìa đến vài chục mét ở vùng trung tâm, ở Hà Nội chúng đạt đến 40-50m. Tầng trên là các lớp trầm tích hạt mịn (Qh) có nguồn gốc khác nhau, có tính thấm nước kém. Tầng hạt thô bên dưới có tính thấm lớn, chứa nước phong phú và được bảo vệ bởi các lớp thấm nước kém phía trên nên có thành phần tốt và có áp nhẹ hoặc có áp cục bộ. Hiện nay, tầng chứa nước này đang được khai thác phục vụ cho Hà Nội, Hà Đông,…

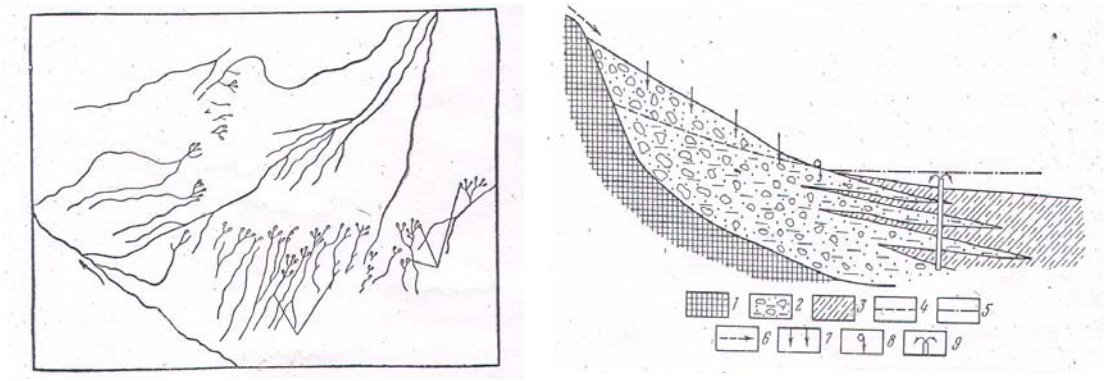
Ở miền Nam, vùng đồng bằng Nam Bộ trong phạm vi trầm tích Đệ Tứ cũng có 2 tầng chứa nước, đó là Holoxen Qh và Pleistocen Qp(2-3). Tương tụ như ở đồng bằng bắc Bộ, tầng Qh nằm trên có chiều dày khoảng 40m nghèo nước và chất

lượng nước kém, tầng Qp là cát, sỏi chứa nước phong phú và chất lượng nước tốt, chiều dày trung bình 50-70m. Vùng ven biển nước bị nhiễm mặn.

Ở miền Trung các tầng chứa nước phân bố trên diện hẹp trong các thung lũng sông, kéo dài và không liên tục. Thành phần chủ yếu là cát. Mực nước ngầm dao động mạnh do địa hình dốc, chất lượng nước tốt.

2. Nước dưới đất trong các thành tạo trước núi

Ở các vùng ven núi, các dòng chảy mặt mang theo một lượng lớn các loại vật liệu, khi thoát ra khỏi vùng núi, gặp địa hình thoải giảm lưu tốc dòng chảy đột ngột, các loại vật liệu được tích đọng tạo nên dạng trầm tích gọi là nón phóng vật. Vật liệu bồi tích loại này rất đa dạng về cấp phối hạt, từ cở hạt mịn cho đến các khối tảng. Ở gần cửa thoát của dòng chảy từ vùng núi, vật liệu chủ yếu các khối tảng và hạt thô, càng ra xa vật liệu càng mịn dần.



a/ b/

Hình 1-9. Nón phóng vật
a. nhìn trên mặt bằng; b. nhìn trên mặt cắt
1. Đá gốc của sườn dốc; 2. Hỗn hợp dăm, sạn, cát; 3. Sét, sét pha; 4. Mực nước ngầm; 5. Mực áp lực; 6. Hướng vận động của dòng nước; 7. Ngấm của nước mặt; 8. Mạch nước rỉ; 9. Giếng nước có áp.

Nước ngầm chứa trong tầng bồi tích này khá phong phú, được cung cấp bởi chính dòng nước mặt ngấm xuống khi tiếp tục chảy theo quạt bồi tích, ngoài ra còn do nước mưa ngấm qua bề mặt. Mực nước ngầm ở gần vùng chóp nón (gần cửa thoát từ vùng núi) thường nằm sâu, càng xuôi về biên nón phóng vật mực nước càng dâng lên gần mặt đất và cuối cùng khi ra đến rìa nón phóng vật thì thoát ra ngoài mặt đất dưới dạng các mạch rỉ. Những mạch rỉ lớn là điểm khởi đầu của các con suối nhỏ. Nguyên nhân nước ngầm dâng lên gần mặt đất khi thấm xuôi theo nón phóng vật là vì càng về xuôi, thành phần hạt đất càng mịn dần, hệ số thấm càng giảm, nước thấm càng khó khăn hơn, thoát không kịp khi lượng nước phía trên vẫn tiếp tục đổ về nên ứ nước và dâng dần lên. Trong phạm vi nón phóng vật, đôi chỗ nước ngầm trở thành có áp cục bộ do các thấu kính sét, sét pha thấm nước kém chặn giữ phía trên.

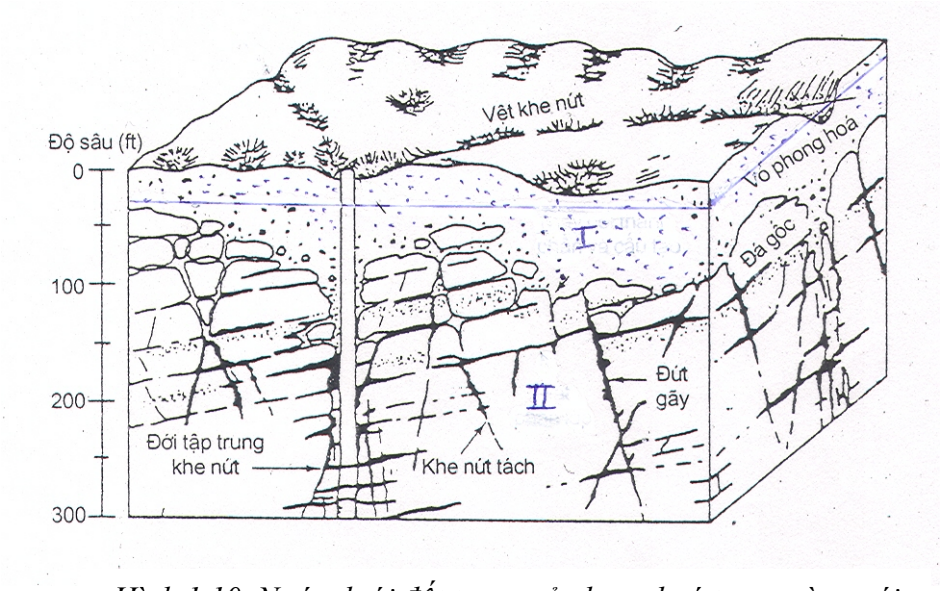
Do điều kiện địa hình dốc và thay đổi mạnh theo chiều dòng chảy, tương quan giữa lượng nước ngấm vào đất và dòng chảy mặt thay đổi mạnh nên động thái của nước ngầm vùng nón phóng vật biến đổi mạnh, không những biến đổi trữ lượng, lưu tốc,...mà cả thành phần hoá học. Vùng gần chóp nón thường là nước ngọt, thành phần gần với nước mặt chảy từ vùng núi ra, càng về xuôi, do đất càng mịn, nước hoà tan các khoáng vật càng nhiều, mực nước ngầm lại lên gần mặt đất nên bốc hơi càng mạnh. Tất cả những điều đó dẫn đến làm thay đổi thành phần hoá học của nước ngầm, nồng độ khoáng hoá của nước tăng lên.

Nước ngầm trong các nón phóng vật là nguồn nước dồi dào để khai thác phụ vụ dân sinh, chăn nuôi gia súc và tưới.

3. Nước dưới đất trong vùng núi

Trong các vùng đồi núi, nền địa chất được cấu tạo từ các loại đá khác nhau. Trải theo thời gian, các loại đá đó bị phong hoá biến thành đất, một phần bị rửa trôi, một phần được tích đọng ngay tại chỗ, phủ lên trên đá gốc gọi là tầng tàn tích. Càng xuống sâu mức độ phong hoá càng giảm, thành phần và tính chất của vật liệu phong hoá càng gần với đã gốc. Theo độ sâu, mặt cắt địa chất của tầng tàn tích chia làm các đới. Trong điều kiện khí hậu nhiệt đới nóng ẩm của Việt Nam phần trên của mặt cắt thường là sét, sét pha lẫn dăm sạn, xuống sâu chuyển dần thành đới đá nứt nẽ, phân vụn - đá nứt nẽ phân khối. Chiều dày của các đới phong hoá rất khác nhau phụ thuộc vào thành phần đá gốc, điều kiện khí hậu, địa hình (hình 1.9)

Nước dưới đất trong tầng phong hoá trong các vùng núi được chia làm 2 loại: nước lỗ rỗng trong các lớp đất của các đới trên và nước kẽ nứt trong đá của các đới dưới. Vì trong mặt cắt phong hoá, sự thay đổi thành phần của đất đá là từ từ nên giữa hai loại nước này không có ranh giới ngăn cách, tuy nhiên, thành phần và tính chất của nước có sự khác nhau. Nước ở trong tầng trên do ảnh hưởng của các khoáng vật sét nên đục và độ khoáng hoá cao hơn. Ngược lại, nước kẽ nứt trong đá ít bị ảnh hưởng và trong hơn. Thực tế ở Lạng Sơn đã thấy có hai giếng cách nhau chỉ 5m, một giếng đào lấy nước kẽ nứt trong đá sét bột kết nứt nẻ, một giếng chỉ đào ở trong đất, chất lượng nước trong 2 giếng khác nhau rõ rệt.



Hình 1.10. Nước dưới đất trong vỏ phong hoá trong vùng núi
I. Nước lổ rỗng trong đất; II. Nước kẽ nứt trong đá

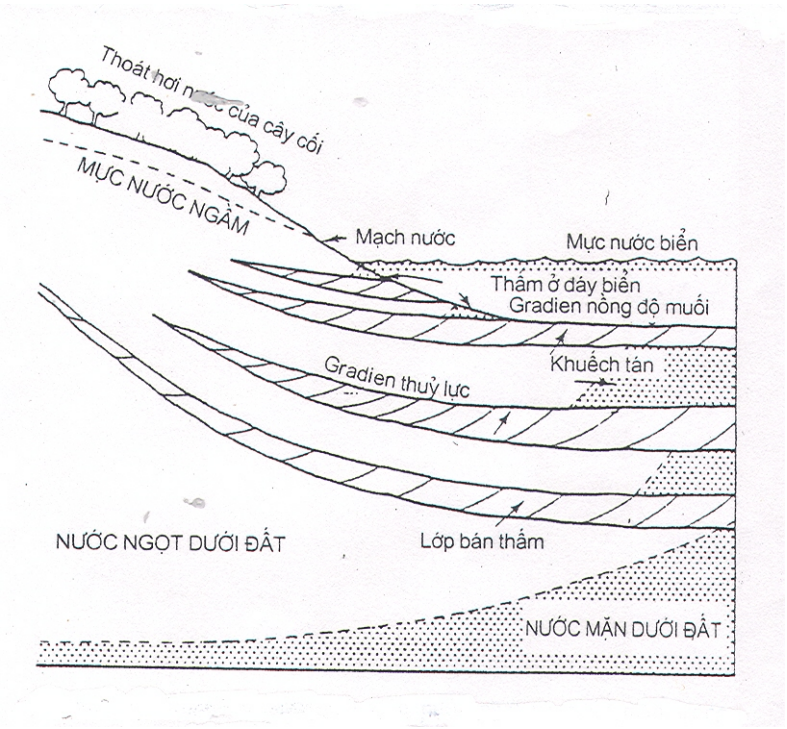
Nguồn cung cấp của nước dưới đất trong khu vực này là nước mưa, do dòng chảy ngầm từ chỗ cao xuống, tiêu hao nước ngầm là do dòng chảy ngầm tiêu thoát nước ra khỏi khu vực, do thoát qua đáy ra các hệ thống sông suối trong khu vực.

Chiều dày lớp đất phong hoá trên đá gốc không đồng đều, về cơ bản bề mặt đá gốc bên dưới cũng có dạng tương tự như địa hình mặt đất, vì vậy, nước ngầm chứa trong tầng phong hoá vận động mạnh và có hướng như dòng nước mặt, tập trung dần vào các chỗ trũng để thấm dọc theo đáy các suối cạn và thoát ra bề mặt thành các mạch nước và hình thành suối. Nước ngầm có động thái biến đổi mạnh phụ thuộc vào địa hình, thành phần tầng đất phong hoá, dao động mực nước ngầm có thể xảy ra từng ngày với biên độ đến vài mét, rõ rệt nhất là vào những ngày mưa.

Nước dưới đất trong những vùng núi đá vôi có những nét đặc biệt. Đá vôi là loại đá có mức độ nứt nẻ cao, nước thấm trong đá vôi lại có xu thế mở rộng đường thấm, vì vậy, nước nhanh chóng tập trung dần vào các hang hốc, hang động ngầm làm cho tầng đất phong hoá trong vùng núi đá vôi không có nước. Nói một cách khác, trong vùng núi đá vôi không có nước lỗ rỗng đới trên trong tầng phong hoá. Điều đó nói lên rằng không nên đào giếng trong đất trong vùng núi đá vôi. Ở nông trường Đồng Giao, Ninh Bình đã có giếng đào trong thung lũng sâu đến 30m không có tý nước nào.

Do điều kiện địa hình dốc, vật liệu phong hoá tích luỹ chủ yếu ở chân dốc và các vùng trũng thấp, các khe cạn, mực nước ngầm thường đồ theo đường địa hình mặt đất nhưng mềm mại hơn, vì vậy, ở những chỗ này mực nước ngầm ở gần mặt đất và chiều dày tầng chứa nước cũng lớn hơn, trữ lượng nước nhiều hơn. Khảo sát tìm kiếm nước ngầm nên hướng vào những vùng địa hình thấp như vậy. Phụ thuộc vào địa hình khu vực, độ sâu mực nước ngầm thường từ vài mét đến hàng chục mét cách mặt đất.

4. Nước dưới đất ở vùng đồng bằng ven biển và hải đảo.



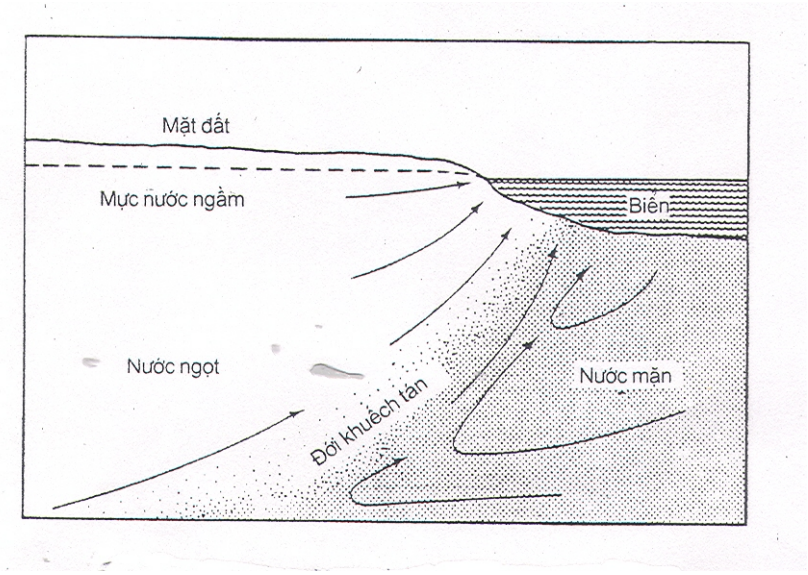
Hình 1.11 Ranh giới mặn ngọt phụ thuộc vào áp lực của tầng nước ngầm ngọt .

Ở vùng ven biển thường có cấu trúc địa chất rất phức tạp do sự phối hợp trầm đọng trầm tích lục nguyên và trầm tích biển. Trầm tích lục nguyên có xu hướng trầm đọng ở phía bờ còn trầm tích biển thì trầm đọng ở phía biển và dao động của mực nước biển đã làm cho địa tầng nguồn gốc biển và lục nguyên đan xen nhau – các lớp trầm đọng trong cùng thời gian thay đổi dần từ nguồn gốc lục nguyên đến nguồn gốc biển. Trong nhiều trường hợp, do đặc điểm trầm đọng này mà tạo nên sự xen kẹp của các tầng chứa nước và cách nước nằm nghiêng ra phía biển. Trong nhiều vùng, phủ trên các cấu trúc này là tầng cát trầm tích hiện đại khá dày.

Do được cung cấp từ miền đất cao trong nội địa, nước dưới đất chuyển động theo hướng từ đất liền ra phía biển, vì vậy, trong những vùng ven biển vẫn có thể tìm thấy nước dưới đất là nước ngọt.

Ở các hải đảo ngoài khơi, khi nước mưa ngấm xuống đất cũng hình thành một tầng nước ngọt "nổi" trên nước ngầm mặn mà ta có thể khai thác sử dụng (hình 1.12).

Nước ngọt dưới đất chuyển động từ đất liền ra phía biển gặp nước mặn dưới đất sẽ hình thành ranh giới mặn – ngọt. Ranh giới mặn – ngọt thực chất là một đới pha trộn (đới nước lợ) hay còn gọi là đới khuyếch tán (hình 1.12). Đối với nước ngầm ngọt ở vùng hải đảo cũng vậy, giữa nước ngầm ngọt và nước ngầm mặn cũng tồn tại ranh giới mặn - ngọt. Ranh giới mặn – ngọt có thể xác định dựa trên nguyên lý cân bằng thuỷ tĩnh của Ghybel – Herzberg hoặc theo bài toán thuỷ động (xem §4 chương 3). Ranh giới mặn – ngọt biến đổi phụ thuộc vào nhiều yếu tố. Đối với vùng đồng bằng ven biển nó phụ thuộc vào lưu lượng dòng thấm, khoảng cách từ điểm nghiên cứu đến mép nước. Đối với trường hợp các hải đảo, ranh giới mặn – ngọt phụ thuộc vào cường độ nước mưa ngấm bổ cập, kích thước của đảo, khoảng cách từ điểm nghiên cứu đến tâm đảo.



Hình 1-12. Quan hệ nước ngầm mặn-ngọt trong tầng trầm tích ven biển và hải đảo

Đối với các tầng nước sâu ở vùng đồng bằng ven biển do có sự xen kẹp của các tầng thấm nước và không thấm nước, nước dưới đất vận động ở trạng thái có áp, vì vậy, ranh giới mặn – ngọt phụ thuộc vào áp lực của từng tầng chứa nước (hình 1.11).

Nước ngầm ngọt ở vùng đồng bằng ven biển và hải đảo có động thái biến đổi theo mùa và nói chung trữ lượng không phong phú. Vì vậy, khi khai thác nước dưới đất ở vùng ven biển và hải đảo cần có chế độ khai thác hợp lý để không xảy ra tình trạng nhiễm mặn (xem §4 ở chương 3).

Bài tập và câu hỏi

1. Giải thích rõ mối liên quan giữa nước dưới đất và các tính chất vật lý của đất, lấy ví dụ minh hoạ.
2. Chứng minh sự ảnh hưởng của tỷ bề mặt hạt đất đến khả năng vận động của nước ở trong đất.
3. Trong các dạng nước tồn tại trong đất sau đây, dạng nước nào quyết định độ ẩm của đất: nước liên kết vật lý, nước liên kết hoá học, nước kết tinh, nước tự do
4. Giải thích vì sao nước mao dẫn không thể chuyển động một cách hoàn toàn tự do ở trong đất nhưng vẫn được xếp vào dạng nước tự do?
5. Phân biệt tầng chứa nước và tầng nước dưới đất; các dạng tồn tại của nước dưới đất và các loại nước dưới đất.
6. Giải thích ảnh hưởng của các nhân tố tự nhiên và nhân tạo đến động thái của nước dưới đất? Lấy ví dụ minh hoạ.
7. Động thái của nước dưới đất là gì? Ý nghĩa của việc nghiên cứu động thái của nước dưới đất?
8. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong các tầng bồi tích sông?
9. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong các thành tạo trước núi?
10. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong vùng núi?
11. Nêu đặc điểm của nước dưới đất trong vùng đồng bằng ven biển và hải đảo?

CHƯƠNG 2 :VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

§1. CÁC YẾU TỐ THUỶ ĐỘNG LỰC CỦA DÒNG THẤM

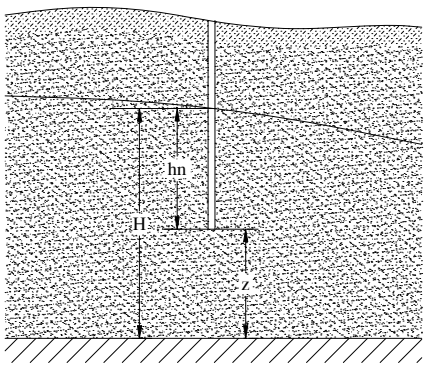
Nước dưới đất vận động trong đất đá là vận động theo các lỗ rỗng, kẽ nứt ở trong chúng. Tuy nhiên, để giải các bài toán địa chất thuỷ văn cần xác định các trị số trung bình đặc trưng cho sự vận động, vì vậy, người ta giả thiết rằng dòng nước dưới đất chiếm toàn bộ tầng chứa nước bao gồm tất cả khe hổng và phần cứng của môi trường. Như vậy, dòng vận động thực tế của nước dưới đất chỉ theo các khe hổng được thay bằng dòng giả định chiếm tất cả tầng chứa nước. Dòng giả định như vậy gọi là dòng thấm.

1.Áp lực.

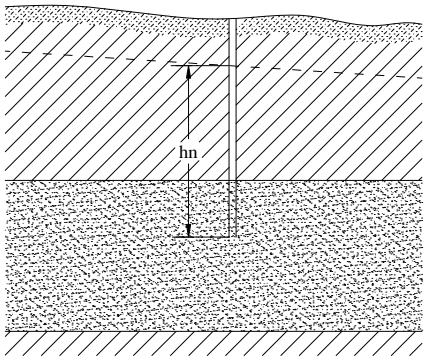
Nước dưới đất vận động được là do tác dụng của chênh lệch áp lực. Theo định nghĩa của Bernoulli, trị số áp lực được biểu thị bằng biểu thức sau:

$$H = \frac{P}{\gamma} + z + \frac{v^2}{2g}$$

trong đó: P - áp lực thuỷ tĩnh ở điểm nghiên cứu trong dòng vận động; γ - trọng lượng riêng của nước; z – chiều cao của điểm nghiên cứu tính từ mặt chuẩn; $\frac{v^2}{2g}$ - áp lực thuỷ động.



Hình 2.1 Sơ đồ chiều cao đo áp, trường hợp nước ngầm



Hình 2.2 Sơ đồ chiều cao đo áp, trường hợp nước có áp

Trong biểu thức trên, đại lượng $\frac{v^2}{2g}$ thường rất nhỏ so với tổng hai đại lượng còn lại, vì vậy, thường người ta bỏ qua nó, khi đó công thức trên còn lại là:

$$H = \frac{P}{\gamma} + z$$

Trị số $\frac{P}{\gamma} = h_n$ gọi là chiều cao đo áp. Chiều cao đo áp là chiều cao cột nước phải dâng lên trong lỗ khoan ở một điểm nào đó do tác dụng của áp lực thuỷ tĩnh. Hình 2.1 và 2.2 minh hoạ chiều cao đo áp h_n đối với trường hợp nước ngầm và nước có áp. Từ hình vẽ trên, rõ ràng rằng $H = h_n + z$. Đối với trường hợp nước ngầm đáy

cách nước nằm ngang, nếu lấy đáy cách nước làm mặt chuẩn so sánh, khi đó z = 0 và H ≡ h.

2. Gradient áp lực.

Khác với nước mặt, nước dưới đất chỉ vận động qua phần lỗ rỗng giữa các hạt, vì vậy, nó phải khắc phục sức cản của các hạt đất, một phần áp lực bị tổn thất do ma sát, kết quả tạo nên độ dốc bề mặt áp lực theo phương vận động. Nếu lập mặt cắt thẳng đứng theo phương vận động của nước dưới đất, chúng ta nhận được đường giảm áp lực (đối với nước ngầm thường gọi là đường mực nước).

Độ dốc trung bình của đường áp lực gọi là gradient áp lực (đối với nước ngầm thường gọi là độ dốc thuỷ lực) và được tính theo công thức:

$$J = \pm\frac{\Delta H}{\Delta x}$$

Gradient áp lực có thể viết dưới dạng vi phân:

$$J = \pm\frac{dH}{dx}$$

khi đó J chính là giá trị độ dốc tại một điểm đang xét của đường cong (tiếp tuyến của đường cong tại điểm đó). Dấu của biểu thức phụ thuộc vào chiều của dòng thấm trong hệ trục toạ độ ta đang xét.

3. Lưu lượng.

Lưu lượng của dòng thấm là lượng nước đi qua tiết diện ướt của dòng thấm trong một đơn vị thời gian. Thứ nguyên của lưu lượng là M^3/T

$$Q = v.F$$

trong đó: F – tiết diện của dòng thấm (M^2) ; v – vận tốc của dòng thấm (M/T). Đối với dòng thấm phẳng, trong các tính toán sau này thường dùng khái niệm lưu lượng đơn vị. Lưu lượng đơn vị là lượng nước vận động qua một tiết diện thấm có chiều rộng bằng một đơn vị và chiều cao là toàn bộ tầng chứa nước trong một đơn vị thời gian.

$$q = v.h.1(M)$$

trong đó h – chiều dày tầng chứa nước (M). Từ định nghĩa trên rõ ràng thứ nguyên của lưu lượng đơn vị cũng là M^3/T. Một số người hiểu lưu lượng đơn vị xuất phát từ công thức

$$q = \frac{Q}{B}$$

trong đó B – chiều rộng của dòng thấm, vì vậy, lấy thứ nguyên của lưu lượng đơn vị là M^2/T. Trong trường hợp đó sẽ không xử lý được khi muốn đổi từ m^2/ngđ sang lít/phút. Thực ra công thức trên không phải là công thức định nghĩa mà chỉ dùng xác định độ lớn. Nó nói lên lưu lượng tổng lớn gấp mấy lần so với lưu lượng đơn vị.

Về bản chất thuỷ lực, vận động của nước dưới đất cũng giống như vận động của nước bề mặt, được chia ra 2 loại:

1. Thấm tầng, khi trong quá trình vận động, các đường dòng song song nhau.
2. Thấm rối, khi trong quá trình vận động các đường dòng xoắn vào nhau, thường xảy ra khi vận tốc thấm quá lớn.

Trong thuỷ lực học người ta đưa ra chỉ số Reynolds để xác định trạng thái chảy của nước mà được xác định theo công thức:

$$R_e = \frac{\rho v d}{\mu}$$

trong đó: ρ- tỷ trọng của chất lỏng
v- vận tốc trung bình của dòng chảy
d- bán kính thuỷ lực, là tỷ số giữa diện tích tiết diện thấm chia cho chu vi ướt
μ- hệ số nhớt động của chất lỏng.

Như đã nói ở trên, nước ngầm vận động trong đất khó khăn hơn hơn nước mặt nhiều do phải khắc phục sức cản của hạt, vì vậy, vận tốc dòng thấm nhỏ hơn, giới hạn chuyển từ thấm tầng sang thấm rối cũng thấp hơn. Biến đổi công thức trên cho điều kiện dòng thấm trong đất rời Pavlovxki N.N. nhận được công thức sau:

$$R_e = \frac{1}{0,75n + 0,23} . \frac{v d_e \rho}{\mu}$$

trong đó: n- độ rỗng của đất
d_e- đường kính hữu hiệu của đất đá
Các ký hiệu khác như trong công thức trên.

Dùng công thức này kết hợp những nghiên cứu thực nghiệm, Pavlovxki N.N. đã xác định trị số Reynolds giới hạn để dòng thấm chuyển từ trạng thái thấm tầng sang thấm rối nằm trong khoảng 7,5-9.

Đối với đá nứt nẻ, Selkatsev V.N đề nghị công thức sau:

$$R_e = \frac{10 v \sqrt{k_x}}{n^{2,3}}$$

trong đó k_x – hệ số thấm xuyên của đất, các ký hiệu khác như trong các công thức trên.

Theo Selkatsev V.N, giá trị R_e giới hạn nằm trong khoảng 1÷12.

Thông thường trong đại đa số trường hợp nước ngầm vận động ở trạng thái thấm tầng, chỉ trong môi trường cuội sỏi khi hút nước với lưu lượng quá lớn và ở khu vực gần giếng khoan độ dốc thuỷ lực lớn thì có thể gây ra thấm rối.

Nước dưới đất vận động trong đất đá có thể với động thái ổn định và không ổn định. Dòng ổn định là dòng thấm mà trong quá trình vận động, lưu lượng của dòng thấm và chiều dày tầng nước không đổi theo thời gian, nghĩa là:

$$\frac{dQ}{dt} = 0$$

$$\frac{dh}{dt} = 0$$

Trong tự nhiên, dòng thấm động thái ổn định xảy ra khi trong phạm vi đang xét không có nguồn cung cấp hay tiêu thoát bổ sung. Dòng không ổn định là dòng

thấm mà trong quá trình vận động lưu lượng, chiều dày tầng nước thay đổi theo thời gian do có yếu tố tham gia làm thay đổi dòng thấm.

Trong tự nhiên, dòng thấm có thể chia làm 2 loại:

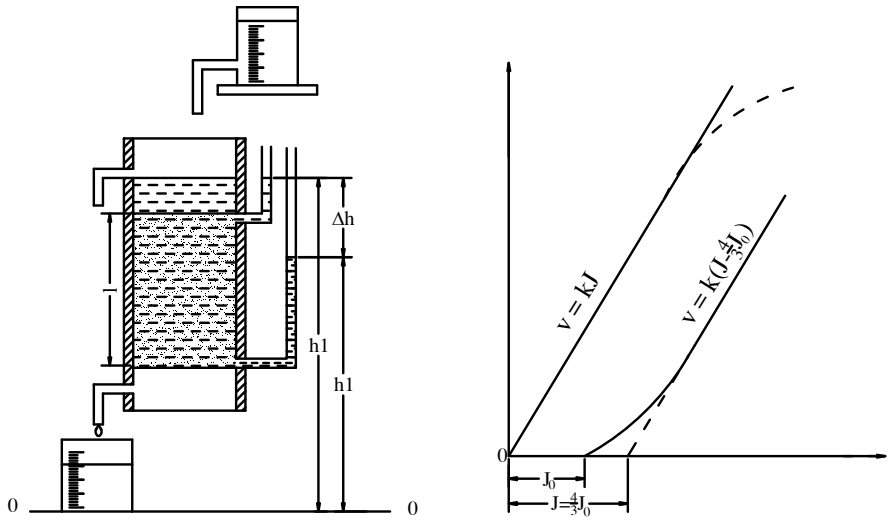
1. *Dòng thấm phẳng,* là dòng thấm mà trong quá trình thấm các đường dòng luôn luôn song song với một mặt phẳng. Dòng thấm phẳng được chia làm 2 loại: dòng thấm phẳng đứng (các đường dòng song song mặt phẳng thẳng đứng) và dòng thấm phẳng ngang (các đường dòng song song mặt phẳng ngang). Trường hợp đặc biệt khi các đường dòng vừa song song mặt phẳng đứng vừa song mặt phẳng ngang thì gọi là dòng thấm thẳng (dòng thấm đều). Đối với trường hợp dòng thấm phẳng đứng, do các đường dòng luôn luôn song song mặt phẳng đứng nên hình chiếu của các đường dòng trên mặt phẳng ngang là những đường thẳng song song. Ngược lại, đối với dòng thấm phẳng ngang, hình chiếu của các đường dòng trên mặt phẳng đứng là những đường thẳng song song.

2. *Dòng thấm không gian* khi đường dòng không song song với bất kỳ một mặt phẳng nào, có nghĩa là chúng có thể biến dạng bất kỳ. Trong chương trình này chúng ta chỉ xét trường hợp đặc biệt khi dòng thấm tập trung vào một điểm (dòng thấm tới giếng) và dòng thấm toả tia (thấm phân tán từ giếng ra xung quanh).

§2. CÁC ĐỊNH LUẬT THẤM

I. ĐỊNH LUẬT THẤM TUYẾN TÍNH (ĐỊNH LUẬT DARCY).

Năm 1856 Darcy – một kỹ sư người Pháp đã làm thí nghiệm để nghiên cứu quá trình thấm ở trong đất (hình 2.3) và rút ra định luật: lưu lượng của dòng thấm trong một đơn vị thời gian tỷ lệ thuận với chênh lệch cột nước, tiết diện dòng thấm và tỷ lệ nghịch với chiều dài dòng thấm. Biểu thức toán học biểu diễn định luật thấm của Darcy như sau:



Hình 2.3 Sơ đồ thí nghiệm thấm của Darcy

$$Q = k\frac{\Delta h}{l}F = kJF \qquad (2.1)$$

trong đó *k*- hệ số thấm của đất, m/ngđ

h – cột nước, m
l – chiều dài dòng thấm, m
J- độ dốc thuỷ lực
F- diện tích tiết diện dòng thấm, m^2

Biến đổi biểu thức trên, ta có: Q/F = v; từ đó biểu thức của định luật thấm Darcy có thể viết lại:

$$V = k.J \qquad (2.2)$$

Vì quan hệ giữa v và J là quan hệ bậc nhất nên định luật thấm Darcy còn được gọi là định luật thấm tuyến tính. Trong công thức trên v gọi là vận tốc thấm. Vận tốc thấm là vận tốc biểu kiến, coi dòng thấm là liên tục đi qua toàn bộ diện tích tiết diện thấm. Thực tế dòng thấm chỉ đi qua phần lỗ rỗng giữa các hạt đất. Nếu ký hiệu vận tốc thực của dòng thấm là u thì biểu thức xác định u như sau:

$$u = \frac{Q}{F_r} \qquad (2.3)$$

trong đó F_r là diện tích phần rỗng trong toàn bộ tiết diện thấm. $F_r = nF$ với n là độ rỗng. Từ đó có thể xác định quan hệ giữa u và v như sau:

$$\frac{v}{u} = \frac{F_r}{F} = n; \Rightarrow v = n.u$$

Định luật Darcy áp dụng cho dòng thấm ở trạng thái chảy tầng.

Đối với đất sét, một phần lớn nước tự do ở trong đất là nước bất động do bị giam hãm bởi nước liên kết vật lý (xem chương 1, /2.II**)** vì vậy, giá trị gradient thuỷ lực đủ phải lớn, lớn hơn một giá trị J_0 ban đầu nào đó để thắng được lực nhớt, khi đó mới xảy ra thấm và cũng chưa tuân theo quy luật tuyến tính. Chỉ khi giá trị J lớn hơn một giá trị J_{gh} nhất định lúc đó dòng thấm mới tuân theo định luật Darcy và biểu thức định luật Darcy có dạng:

$$v = k\left(J - J_{gh}\right) = k\left(J - \frac{4}{3}J_0\right)$$

Các giá trị J_0; J_{gh} phụ thuộc vào loại đất. Kết quả nghiên cứu thực nghiệm của Roza X.A. đối với sét cứng cho giá trị J_0 có thể đạt đến 20÷30

II. CÁC ĐỊNH LUẬT THẤM PHI TUYẾN

Khi vận tốc dòng thấm lớn xảy ra trạng thái thấm rối, quan hệ giữa vận tốc thấm và gradient không còn tuyến tính nữa. Khi đó sự vận động của nước không còn tuân theo định luật Darcy mà tuân theo định luật thấm phi tuyến và được các chuyên gia đưa ra các công thức biểu thị khác nhau.

1. Công thức Sêzi

Quy luật vận động của dòng thấm rối được thể hiện bằng công thức Sêzi như sau:

$$v = C\sqrt{d.J} \qquad (2.4)$$

trong đó: C- hệ số, phụ thuộc vào độ nhẵn của thành lòng dẫn.
d- bán kính thuỷ lực, bằng diện tích tiết diện chia cho chu vi ướt, cm
J- độ dốc thuỷ lực.

2. Công thức Sêzi - Kraxnoponxki

Kraxnoponxki A.A. đề nghị đưa vào công thức Sêzi hệ số $k_k = C\sqrt{d}$, khi đó công thức được gọi là công thức Sêzi-Kraxnoponxki và có dạng:

$$v = k_k . J^{\frac{1}{2}} \qquad (2.5)$$

3. Công thức Smơrêke.

Smơrêke cho rằng trong điều kiện tự nhiên có thể có dạng vận động quá độ giữa chảy rối và chảy tầng, được biểu diễn bởi công thức sau:

$$v = k_s J^{1/n} \qquad (2.6)$$

trong đó k_s – hệ số thấm, về trị số không bằng hệ số thấm của định luật thấm đường thẳng và luỹ thừa bậc hai; n trong khoảng 1÷2

4. Công thức Prôni

Sự chuyển đổi từ thấm tầng sang thấm rối là một sự chuyển đổi từ từ khi tăng dần gradient thuỷ lực. Vì vậy, công thức Prôni sau đây thể hiện quy luật thấm một cách tổng quát hơn:

$$J = av + bv^2 \qquad (2.7)$$

trong đó a và b là các thông số phụ thuộc vào đặc tính của môi trường lỗ rỗng.

Khi vận tốc thấm nhỏ, số hạng thứ hai của vế phải trong công thức (2.7) rất nhỏ có thể bỏ qua và coi $1/a=k$, công thức (2.7) trở về công thức (2.2) biểu thị quy luật thấm đường thẳng. Khi vận tốc thấm lớn, số hạng thứ nhất trong biểu thức (2.7) rất nhỏ so với số hạng thứ 2 có thể bỏ qua, nó sẽ trở về công thức (2.5) của Sêzi-Kraxnoponxki.

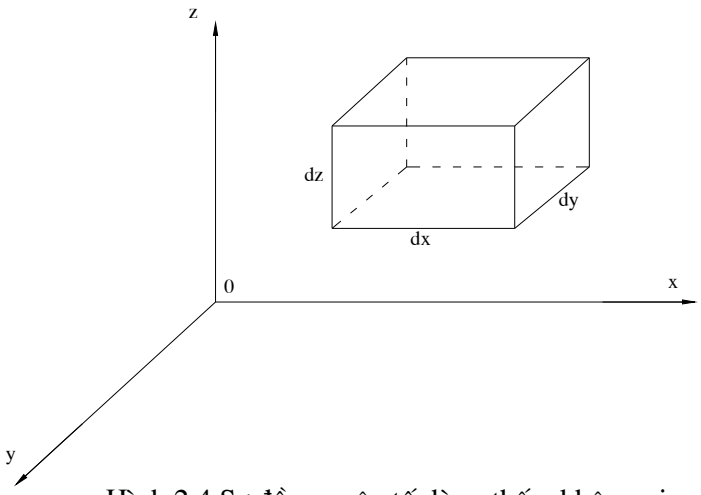
Như vậy, công thức của Prôni cho phép xác định tất cả các dạng vận động của nước dưới đất. So với các công thức khác, công thức Prôni có nhiều ưu điểm vì các thông số a và b không phụ thuộc vào các yếu tố thuỷ động lực của dòng thấm.

Chú ý rằng rất nhiều kết quả nghiên cứu lý thuyết và thực nghiệm của Girinxki N.K, Selkatsev V.N và Sestakov G.N,... đều chứng tỏ rằng hầu hết các trường hợp trong thực tế khi đánh giá, tính toán vận động của nước dưới đất, kể cả trong đá nứt nẻ và đá carstơ hoá đều có thể dùng định luật thấm Darcy. So sánh kết quả xác định gradient thuỷ lực tới hạn khi chuyển từ thấm tầng sang thấm rối trong những điều kiện khác nhau với gradient thuỷ lực dòng chảy tự nhiên của nước dưới đất có thể khẳng định rằng trong điều kiện tự nhiên, phần lớn vận động của nước dưới đất là thấm tầng và tuân theo định luật Darcy. Chỉ có dòng thấm trong tầng cuội lớn ở vùng lân cận giếng hoặc trong vùng carstơ mới cần kiểm tra khả năng sử dụng định luật thấm phi tuyến.

§3. CÁC PHƯƠNG TRÌNH VI PHÂN VẬN ĐỘNG CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

I. PHƯƠNG TRÌNH LIÊN TỤC

Nước dưới đất vận động liên tục và tuân theo định luật bảo toàn khối lượng, được biểu thị bằng phương trình liên tục. Phương trình liên tục của dòng thấm là phương trình tổng quát vận động của chất lỏng trong môi trường lổ rỗng. Để thiết lập phương trình, chọn hệ toạ độ oxyz, lấy một nguyên tố hình hộp trong môi trường thấm có các cạnh dx, dy, dz song song với các trục toạ độ.



Hình 2.4 Sơ đồ nguyên tố dòng thấm không gian

Thể tích của hộp nguyên tố ký hiệu là V: $V = dxdydz$ (2.8)

Thể tích phần rỗng trong nguyên tố là V_r: $V_r = n.V$ (2.9)

Khối lượng chất lỏng lấp đầy lỗ rỗng trong nguyên tố dòng thấm là *M:*

$$M = \rho n.V \qquad (2.10)$$

Trong các công thức trên, *n* là độ rỗng; ρ là khối lượng riêng của chất lỏng.

Sự thay đổi khối lượng của chất lỏng theo thời gian sau khoảng thời gian *dt* sẽ là:

$$\frac{\partial M}{\partial t}dt = \frac{V\partial(n\rho)}{\partial t}dt \qquad (2.11)$$

Mặt khác khối lượng của chất lỏng chảy vào nguyên tố nghiên cứu theo hướng trục ox trong khoảng thời gian *dt* sẽ bằng: $\rho v_x dydzdt$

Cũng trong khoảng thời gian đó khối lượng chất lỏng chảy ra khỏi nguyên tố sẽ là: $\left[\rho v_x + \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}dx\right]dydzdt$

Như vậy, sự thay đổi khối lượng chất lỏng chảy vào và chảy ra khỏi nguyên tố nghiên cứu sau khoảng thời gian *dt* sẽ là:

$$\left[\rho v_x + \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}dx\right]dydzdt - \rho v_x dydzdt = \frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x}dxdydzdt$$

Tương tự, sự thay đổi khối lượng chất lỏng

theo trục oy: $\frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} dxdydzdt$, theo trục oz: $\frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} dxdydzdt$.

Toàn bộ khối lượng chất lỏng thay đổi trong nguyên tố dòng thấm sau thời gian *dt* sẽ là:

$$\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} dxdydzdt + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} dxdydzdt + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} dxdydzdt =$$

$$\left[\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} \right] V dt = \frac{V \partial(n\rho)}{\partial t} dt \qquad (2.12)$$

Đối với nước dưới đất là nước không áp, có thể bỏ qua sự thay đổi mật độ của nước và sự biến dạng của đất đá theo thời gian, đồng thời đối với chất lỏng đồng nhất mật độ ρ không đổi theo cả ba phương ox, oy, oz có thể đưa ra ngoài dấu vi phân. Như vậy, trong phương trình (2.12) vế phải bằng 0 và phương trình trở thành:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \qquad (2.13)$$

Vì vận động của chất lỏng tuân theo định luật Darcy nên các thành phần vận tốc thấm được biểu diễn bằng các công thức sau:

$v_x = -k_x \frac{\partial H}{\partial x}$; $v_y = -k_y \frac{\partial H}{\partial y}$; $v_z = -k_z \frac{\partial H}{\partial z}$ Thay các giá trị này vào phương trình (2.13) ta có:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(k_z \frac{\partial H}{\partial z} \right) = 0 \qquad (2.14)$$

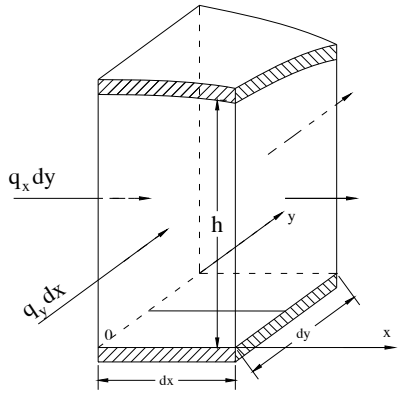
Trong môi trường đồng nhất đẳng hướng $k_x = k_y = k_z = const$ có thể đưa ra ngoài dấu vi phân nên phương trình (2.14) có thể viết lại:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \qquad (2.15)$$

Phương trình (2.15) gọi là phương trình Laplace. Đây là một trong những phương trình quan trọng nhất của vật lý toán.

II.PHƯƠNG TRÌNH DÒNG THẤM NGANG KHÔNG ÁP

Để thiết lập phương trình dòng thấm ngang không áp ta xét một nguyên tố vô cùng bé của môi trường thấm có cạnh dx, dy và chiều cao bằng toàn bộ chiều dày tầng chứa nước.



Hình 2.5 Sơ đồ nguyên tố dòng thấm ngang không áp

Lượng nước chảy vào nguyên tố gồm có:

- theo phương ox: $q_x dy$
- theo phương oy: $q_y dx$
- Lượng nước cung cấp do ngấm từ trên xuống là Wdxdy

Lượng nước chảy ra khỏi nguyên tố gồm có:

- theo phương ox: $q_x dy + \frac{\partial q_x}{\partial x} dxdy$

- theo phương oy: $q_y dx + \frac{\partial q_y}{\partial y} dydx$

Hiệu của tổng lượng nước vào và tổng lượng nước ra chính là sự thay đổi thể tích nước trong nguyên tố nghiên cứu và bằng $\mu \frac{\partial h}{\partial t} dxdy$. Từ đó ta có phương trình:

$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} dxdy - \frac{\partial q_y}{\partial y} dxdy + Wdxdy = \mu \frac{\partial h}{\partial t} dxdy \quad -\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} + W = \mu \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.16)$$

$$\text{Vì} \quad q_x = -k_x h \frac{\partial h}{\partial x}; q_y = -k_y h \frac{\partial h}{\partial y}$$

Phương trình (2.16) có thể viết lại thành:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x h \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y h \frac{\partial h}{\partial y}\right) + W = \mu \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.17)$$

Trong môi trường đồng nhất đẳng hướng, $k_x = k_y = k$, phương trình (2.17) sẽ trở nên đơn giản hơn:

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} + \frac{2W}{k} = \frac{2\mu}{k} . \frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.18)$$

Biến đổi $\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{2h} . \frac{\partial h^2}{\partial t}$; và ký hiệu $U = \frac{1}{2} h^2$, lưu ý rằng $a = \frac{kh}{\mu}$

phương trình (2.18) có thể viết lại đơn giản hơn:

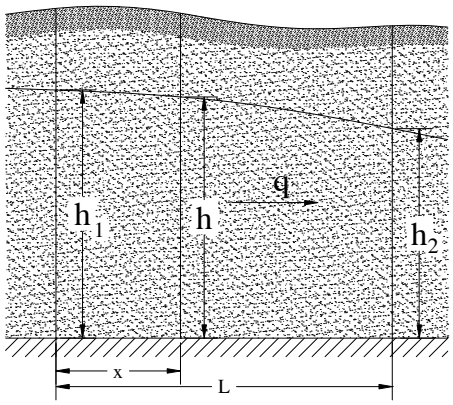
$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 U}{\partial y^2}+\frac{W}{k}=\frac{1}{a}.\frac{\partial U}{\partial t} \qquad (2.19)$$

§4. VẬN ĐỘNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

I. THẤM PHẲNG

A.Nước ngầm – Môi trường thấm đồng nhất

1. Đáy cách nước nằm ngang (hình 2.6)



Hình 2.6 Dòng nước ngầm,
đáy cách nước nằm ngang

Từ bài trên, ta có công thức (2.18):

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2}+\frac{2W}{k}=\frac{2\mu}{k}.\frac{\partial h}{\partial t}$$

Đối với dòng nước ngầm, khi không có nguồn bổ cập tại chỗ (W = 0) và dòng cung cấp không đổi khi đó dòng thấm sẽ vận động với động thái ổn định. Theo định nghĩa ở trên, khi đó $\frac{\partial h}{\partial t}=0$. Dòng thấm phẳng đứng là dòng một chiều, khi đó đại lượng $\frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2}=0$; công thức (2.18) sẽ trở thành:

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2}=0 \qquad (2.20)$$

Giải phương trình này ta có:

$$\frac{\partial h^2}{\partial x}=C_1$$

$$h^2=C_1x+C_2 \qquad (2.21)$$

trong đó C_1, C_2 là các hằng số tích phân được xác định bằng điều kiện biên. Khi $x=0 \rightarrow h=h_1 \rightarrow h_1^2=C_2$; khi $x=L \rightarrow h=h_2 \rightarrow h_2^2=C_1L+h_1^2$, $\Rightarrow C_1=-\frac{h_1^2-h_2^2}{L}$.
Thay các hằng số C_1 và C_2 vào công thức (2.21) ta có công thức xác định chiều dày tầng chứa nước tại một điểm bất kỳ giữa hai điểm xác định trong tầng chứa nước.

$$h^2 = h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L}x \qquad (2.22)$$

$$h = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L}x} \qquad (2.23)$$

Để xác định lưu lượng dòng thấm ta lấy đạo hàm hàm h theo x trong công thức (2.22):

$$2h\frac{dh}{dx} = -\frac{h_1^2 - h_2^2}{L}$$

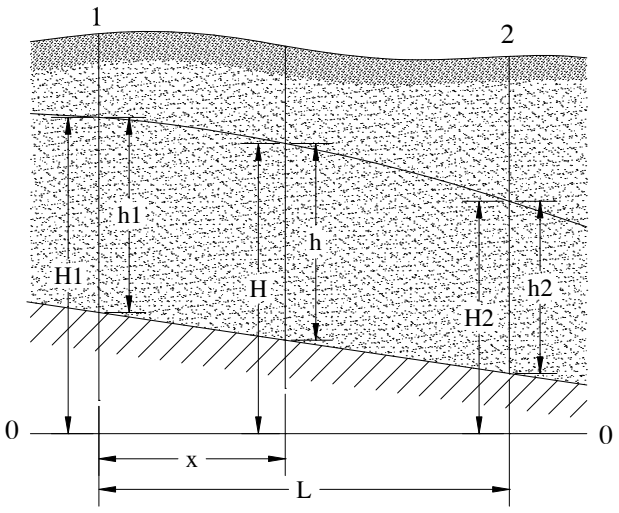
$$-kh\frac{dh}{dx} = k\frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \qquad (2.24)$$

Đại lượng ở vế trái của phương trình (2.24) chính là q, từ đó ta có công thức xác định lưu lượng đơn vị của dòng thấm q:

$$q = k\frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \qquad (2.25)$$

Công thức này còn được gọi là công thức Dupuit.

2. Đáy cách nước nằm nghiêng (hình 2.7)



Hình 2.7 Dòng nước ngầm, đáy cách nước nằm nghiêng

Từ công thức (2.25) có thể viết lại thành:

$$q = k\frac{h_1 + h_2}{2}.\frac{h_1 - h_2}{L} \qquad (2.26)$$

Có thể nhận thấy rằng trong công thức (2.26), đại lượng $\frac{h_1 - h_2}{L}$ là gradient thuỷ lực J và đại lượng $\frac{h_1 + h_2}{2}$ là chiều dày trung bình của tầng chứa nước. Như vậy, công thức (2.26) là công thức định luật Darcy viết dưới dạng trung bình: $q = kJh_{tb}$.

Đối với trường hợp đáy cách nước nằm nghiêng, chiều dày tầng chứa nước h và tung độ của đường mực nước H tại mọi điểm không giống nhau. Vì vậy, theo

nguyên tắc nêu trên, Kamenxki G.N đề nghị công thức tính lưu lượng của dòng thấm cho trường hợp đáy cách nước nằm nghiêng như sau:

$$q = k\frac{h_1 + h_2}{2}.\frac{H_1 - H_2}{L} \qquad (2.27)$$

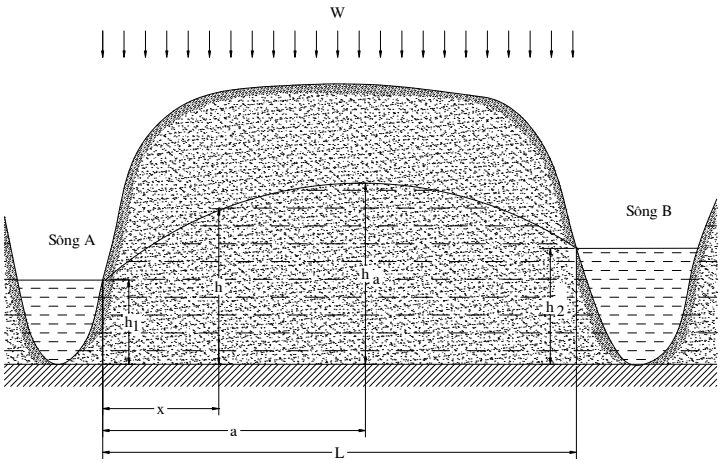
Chú ý rằng công thức này chỉ nên dùng cho trường hợp đáy cách nước nằm nghiêng thuận, nghĩa là nghiêng cùng chiều với đường mực nước. Trong trường hợp nghiêng nghịch, sự thay đổi chiều dày tầng chứa nước theo chiều dòng thấm là rất lớn, cần phải tính lưu lượng theo công thức của Pavlovxki hoặc các tác giả khác phù hợp hơn mà được trình bày trong các sách về động lực học nước dưới đất.

3. Dòng thấm qua khu đất giữa 2 sông, đáy cách nước nằm ngang khi có nước mưa ngấm từ trên xuống cung cấp (hình 2.8)

Từ bài II./3 ta có công thức (2.18) :

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} + \frac{2W}{k} = \frac{2\mu}{k}.\frac{\partial h}{\partial t}$$

Dòng thấm qua khu đất giữa hai sông chảy song song là dòng thấm một chiều, vì vậy, đại lượng $\frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = 0$. Nếu nước mưa cung cấp với cường độ không đổi phân bố đều, khi đó $W = const$ và dòng thấm là ổn định, $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$. Từ đó, công thức (2.18) trở thành:



Hình 2.8 Dòng thấm qua khu đất giữa hai sông có nước mua cung cấp thuường xuyên

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{2W}{k} = 0 \qquad (2.28)$$

Giải phương trình vi phân này ta được:

$$h^2 = -\frac{w}{k}x^2 + C_1 x + C_2 \qquad (2.29)$$

Khi $x=0 \Rightarrow h = h_1$; $x = L \Rightarrow h = h_2$ thay vào phương trình (2.29) giải tìm được C_1 và C_2; thay lại vào phương trình (2.29) ta tìm được phương trình mô tả đường mực nước:

$$h^2 = h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L}x + \frac{W}{k}(L-x)x \qquad (2.30)$$

Để xác định lưu lượng của dòng thấm ta lấy đạo hàm h trong phương trình (2.30) theo x:

$$2h\frac{dh}{dx} = -\frac{h_1^2 - h_2^2}{L} - \frac{2W}{k}\left(\frac{L}{2} - x\right) \qquad (2.31)$$

Mặt khác, dòng thấm trong khu đất giữa hai sông theo định luật Darcy, $q = -kh\frac{dh}{dx}$, biến đổi tiếp phương trình (2.31) chúng ta sẽ nhận được công thức tính lưu lượng qua khu đất giữa hai sông khi có nước mưa cung cấp thường xuyên:

$$q = k\frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} - W\left(\frac{L}{2} - x\right) \qquad (2.32)$$

Khi lượng bổ cập W đủ lớn sẽ hình thành đỉnh phân thuỷ cách gốc toạ độ là a; $q_a=0$ có thể giải tìm ra a:

$$a = \frac{L}{2} - \frac{k\left(h_1^2 - h_2^2\right)}{2WL} \qquad (2.33)$$

Thay giá trị này vào công thức (2.30) giải tìm ra chiều cao mực nước tại đỉnh phân thuỷ:

$$h_a = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L}a + \frac{W}{k}(L-a)a} \qquad (2.34)$$

Bài toán ngược: Khi cần xác định lượng nước mặt ngấm vào đất bổ sung cho nước dưới đất, có thể bố trí một số hố khoan quan trắc mực nước dưới đất để đo một số giá trị h; từ công thức (2.32) có thể giải tìm W:

$$W = k\left[\frac{h^2 - h_1^2}{(L-x)x} + \frac{h_1^2 - h_2^2}{(L-x)L}\right] \qquad (2.35)$$

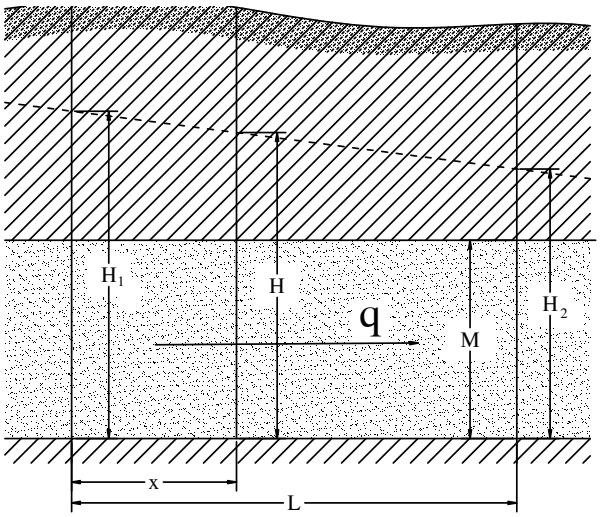
B. Nước có áp – Môi trường thấm đồng nhất

1. Chiều dày tầng chứa nước không đổi

Từ bài toán cơ bản – phương trình liên tục của dòng thấm ta có công thức (2.15) như sau:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0$$

Đối với trường hợp nước có áp dòng thấm phẳng đứng, khi tầng chứa nước nằm ngang có chiều dày không đổi, sẽ biến thành dòng thấm thẳng (dòng thấm đều) và chiều cao đo áp *h* sẽ chính là chiều cao áp lực *H*, vì vậy, công thức (2.15) có thể viết lại thành:



Hình 2.9 Dòng thấm có áp, chiều dày tầng chứa nước không đổi

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = 0 \qquad (2.36)$$

Tương tự như trường hợp nước ngầm, để tìm phương trình biểu thị đường cong áp lực và lưu lượng của dòng thấm ta giải phương trình trên với các điều kiện biên x=0 $\rightarrow$ H = H_1; x=L $\rightarrow$ H=H_2 ta có:

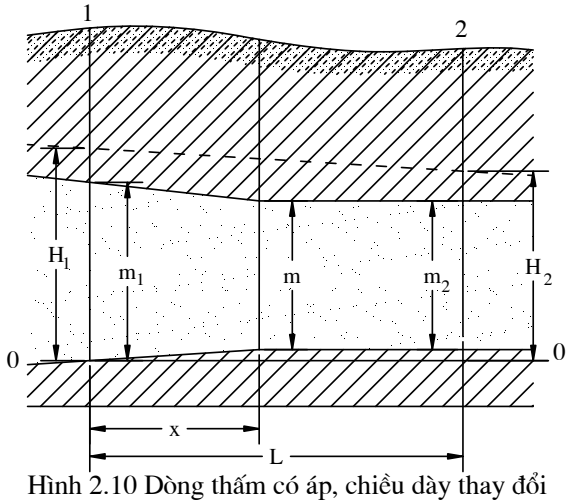
$$H = H_1 + \frac{H_2 - H_1}{L} x \qquad (2.37)$$

$$q = km \frac{H_2 - H_1}{L} \qquad (2.38)$$

Đối với trường hợp nước có áp kẹp giữa hai tầng hoàn toàn không thấm, đường áp lực là một đường thẳng, vì vậy, có thể tính lưu lượng dòng thấm và đường áp lực theo cách đơn giản hơn. Trong biểu thức định luật Darcy (2.1): Q = k.J.F = k.J.B.h, đối với nước có áp chiều dày tầng chứa nước chính bằng *m*; gradient thuỷ lực có thể tính bằng sai phân đơn giản: $J = \frac{\Delta H}{L} = \frac{H_1 - H_2}{L}$. Thay trực tiếp các giá trị này vào chúng ta sẽ nhận được công thức tính lưu lượng (2.38). Để tính cao độ mực áp lực tại một điểm bất kỳ giữa hai điểm xác định, có thể áp dụng định lý Talet sẽ đưa đến công thức (2.37).

2. Chiều dày tầng chứa nước thay đổi

Giả sử chiều dày tầng chứa nước giảm dần như trong hình vẽ 2.10



Hình 2.10 Dòng thấm có áp, chiều dày thay đổi

Lưu lượng dòng thấm qua mặt cắt bất kỳ được xác định theo định luật Darcy:

$$q = k.J.m \qquad (2.39)$$

Trong đó *k* – hệ số thấm; *J*-gradient áp lực; *m* – chiều dày tầng chứa nước.

Theo định lý Talet ta có:

$$m = m_1 - \frac{x}{L}(m_1 - m_2)$$

Thay vào công thức (2.39) ta có:

$$q = -k\left(m_1 - \frac{m_1 - m_2}{L} x\right)\frac{dH}{dx} \qquad (2.40)$$

Phân ly biến số và lấy tích phân từ mặt cắt 1 đến mặt cắt 2 chúng ta nhận được:

$$q = k\frac{m_1 - m_2}{\ln m_1 - \ln m_2}.\frac{H_1 - H_2}{L} \qquad (2.41)$$

Trong trường hợp chiều dày tầng chứa nước tăng dần, bằng cách tương tự chúng ta cũng có thể tìm được phương trình xác định lưu lượng.

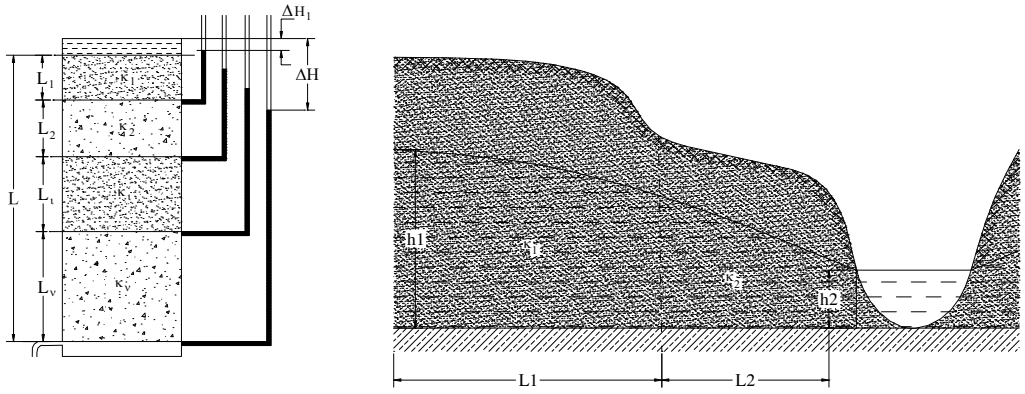
$$q = k\frac{m_2 - m_1}{\ln m_2 - \ln m_1}.\frac{H_1 - H_2}{L} \qquad (2.42)$$

C. Thấm trong môi trường không đồng nhất

Theo định nghĩa ở chương 1,⁄3, mục II, môi trường thấm không đồng nhất là môi trường mà trong đó hệ số thấm thay đổi có quy luật. Xét hai trường hợp đơn giản: 1- tính thấm thay đổi theo chiều dòng thấm và 2- tính thấm thay đổi theo phương vuông góc với chiều dòng thấm (môi trường nhiều lớp).

1. Tính thấm thay đổi theo chiều dòng thấm.

Nguyên tắc tính toán trong trường hợp này là "thay" môi trường thấm không đồng nhất bằng một môi trường thấm đồng nhất với hệ số thấm bằng hệ số thấm trung bình của từng "môi trường con". Để xác định hệ số thấm trung bình ta mô hình hoá môi trường không đồng nhất đó như trong hình 2.11a.



Hình 2.11 Tính thấm thay đổi theo chiều dòng thấm

Khi nước vận động vuông góc với mặt lớp, theo định luật Darcy tốc độ thấm trong mỗi lớp sẽ bằng:

trong lớp 1 $\quad v_1 = k_1 J_1 = k_1 \dfrac{\Delta H_1}{L_1} \quad \Rightarrow \Delta H_1 = v_1 \dfrac{L_1}{k_1}$

trong lớp 2 $\quad v_2 = k_2 J_2 = k_2 \dfrac{\Delta H_2}{L_2} \Rightarrow \Delta H_2 = v_2 \dfrac{L_2}{k_2}$

.....

trong lớp n $\quad v_n = k_n J_n = k_n \dfrac{\Delta H_n}{L_n} \Rightarrow \Delta H_n = v_n \dfrac{L_n}{k_n}$

Bởi vì tổng tổn thất cột nước trong các môi trường con chính bằng tổn thất cột nước khi thấm qua toàn bộ môi trường không đồng nhất đó và vận tốc đi qua từng môi trường con sẽ nhanh chóng điều chỉnh để bằng nhau và bằng vận tốc nhỏ nhất trong số môi trường con nên cộng vế theo vế ta có:

$$\Delta H = \Delta H_1 + \Delta H_2 + ... + \Delta H_n = v\left(\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + ... + \frac{L_n}{k_n}\right)$$

$$v = \frac{\Delta H}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + ... + \frac{L_n}{k_n}} \qquad (2.43)$$

Mặt khác, khi coi môi trường không đồng nhất như một môi trường đồng nhất với hệ số thấm trung bình k_{tb} thì theo định luật thấm Darcy ta có:

$$v = k_{tb}.J = k_{tb}\frac{\Delta H}{L} \qquad (2.44)$$

Vì $L_1+L_2+....+L_n = L$ nên so sánh công thức (2.43) và (2.44) ta có:

$$k_{tb} = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2} + ... + \frac{L_n}{k_n}} \qquad (2.45)$$

Sử dụng công thức hệ số thấm trung bình, ta có thể tính lưu lượng của dòng nước dưới đất trong môi trường không đồng nhất theo các công thức tương ứng:

Đối với dòng nước ngầm: $q = k_{tb}\frac{h_1^2 - h_n^2}{2L}$

Đối với dòng nước có áp: $q = k_{tb}m\frac{H_1 - H_n}{L}$

Trường hợp này thường xảy ra trong các thung lũng sông khi dòng nước ngầm thấm qua các thềm sông để thoát ra sông.

Ví dụ tính toán:

Có một dòng nước dưới đất thấm trong các thềm sông để thoát ra sông. Môi trường thấm đang xét gồm 2 thềm sông với hệ số thấm k_1, k_2 và chiều dài tương ứng L_1 và L_2. Sơ đồ dòng thấm xem hình vẽ 2.11b. Hệ số thấm trung bình của môi trường sẽ là:

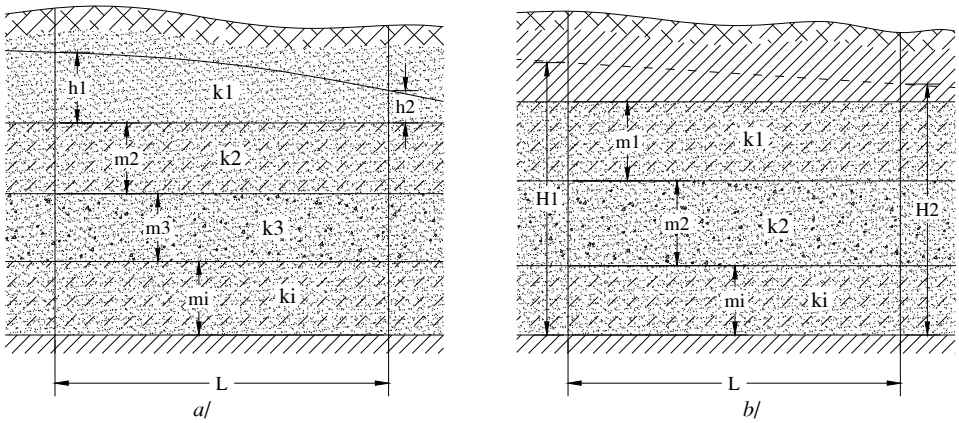
$$k_{tb} = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2}}$$

Lưu lượng của dòng thấm sẽ là:

$$q = k_{tb}\frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} = \frac{L}{\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2}}\frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2\left(\frac{L_1}{k_1} + \frac{L_2}{k_2}\right)}$$

2. Tính thấm thay đổi theo phương vuông góc chiều dòng thấm

Trường hợp này xảy ra khi môi trường thấm gồm nhiều lớp (hình 2.12). Nguyên tắc tính toán cũng như trong trường hợp trên, coi môi trường thấm là đồng nhất với hệ số thấm trung bình. Dòng thấm qua các lớp đều có chung gradient thấm. Để xác định hệ số thấm trung bình ta làm như sau:



Hình 2.12 Dòng thấm trong môi trường nhiều lớp
a/ nước ngầm; b/ nước có áp

Coi dòng thấm trong các lớp là song song tức là bỏ qua hiện tượng thấm xuyên lớp, theo định luật thấm Darcy dòng thấm trong môi trường đó được tính như sau:

$$q = \sum_{i=1}^{n} q_i = \left(k_1 h_1 + k_2 h_2 + ... + k_n h_n\right) J \qquad (2.46)$$

Mặt khác $$q = k_{tb} J h \qquad (2.47)$$

trong đó h là chiều dày của lớp tương đương, bằng tổng chiều dày của các lớp h_i. So sánh (2.46) và (2.47) ta có công thức xác định hệ số thấm trung bình:

$$k_{tb} = \frac{k_1 h_1 + k_2 h_2 + ... + k_n h_n}{h} \qquad (2.48)$$

trong đó h là tổng chiều dày của các lớp.

Để tính lưu lượng của dòng thấm trong môi trường không đồng nhất ta thay hệ số thấm trung bình vào công thức tính lưu lượng của môi trường đồng nhất ứng với từng điều kiện bài toán cụ thể. Ở đây chia ra hai trường hợp:

1. Đối với nước có áp.

Lưu lượng của dòng thấm của nước có áp trong môi trường nhiều lớp sẽ được tính bằng cách thay k_{tb} từ công thức (2.48) vào công thức (2.38) với h là tổng chiều dày của các lớp và cũng chính là m, ta được:

$$q = k_{tb} m \frac{H_2 - H_1}{L} = m \frac{k_1 m_1 + k_2 m_2 + ... + k_n m_n}{m} \frac{\left(H_1 - H_2\right)}{L} \qquad (2.49)$$

$$q = \left(k_1 m_1 + k_2 m_2 + ... + k_n m_n\right) \frac{H_1 - H_2}{L} \qquad (2.50)$$

2. Đối với nước ngầm

Trường hợp nước ngầm thấm trong môi trường nhiều lớp, để tính toán chúng ta tách môi trường thấm thành hai phần. Các lớp nằm dưới có chiều dày không đổi gộp thành một phần (một môi trường thấm). Lớp trên cùng tách thành một môi trường riêng do có mặt thoáng của nước, mặt thoáng của nước có độ nghiêng nên chiều dày thay đổi theo chiều dòng thấm. Nước ở trong cả hai môi trường đều vận động do cùng một chênh lệch thế. Vì phần dưới được phủ bởi lớp trên cùng mà dòng thấm trong nó đã được tách riêng nên coi dòng thấm trong trong phần này là dòng thấm có áp. Như vậy, lưu lượng dòng thấm trong toàn bộ mặt cắt sẽ là:

$$q = q_1 + q_2 = k_{tbl} m \frac{h_1 - h_2}{L} + k_1 \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

$$q = \left(k_2 m_2 + k_3 m_3 + ... + k_n m_n\right) \frac{h_1 - h_2}{L} + k_1 \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L}$$

II. DÒNG THẤM TỚI GIẾNG.

1.Một số khái niệm liên quan đến giếng hút nước

Giếng là công trình khoan thẳng đứng vào trong đất, có kết cấu ống lọc với mục đích để hút nước dưới đất. Khi hút nước từ trong giếng mực nước trong giếng hạ xuống tạo chênh lệch cột nước ở trong và ngoài giếng. Nước bắt đầu thấm qua ống lọc vào trong giếng làm cho một phần tầng chứa nước xung quanh ống lọc bị tháo khô. Phần đất xung quanh giếng bị tháo khô có dạng hình phễu gọi là phễu hạ thấp mực nước. Chênh lệch mực nước tĩnh (mực nước dưới đất trước khi hút) và mực nước động (mực nước trong quá trình hút) tại một điểm bất kỳ trong phạm vi của phễu hạ thấp gọi là độ hạ thấp mực nước và thường ký hiệu là *S*. Độ hạ thấp mực nước trong giếng ký hiệu S_0. Thay vì hạ thấp mực nước, đối với giếng nước có áp khi bơm sẽ làm hạ thấp áp lực và tương ứng ta có độ hạ thấp áp lực. Nếu hút nước liên tục với lưu lượng Q không đổi trong khoảng thời gian *t* đủ lớn, phễu hạ thấp mực nước sẽ phát triển rất chậm, bán kính của phễu và độ hạ thấp mực nước trong giếng *S* sẽ tăng chậm đến mức khó nhận thấy và có thể coi là ổn định. Bán kính của phễu hạ thấp ứng với thời điểm đã được coi là ổn định đó gọi là bán kính ảnh hưởng của giếng và ký hiệu là *R*. Phễu hạ thấp chỉ thực sự ổn định khi gặp các điều kiện sau đây:

1. Phễu hạ thấp lan rộng cắt qua dòng thấm trong tầng chứa nước có lưu lượng bằng lưu lượng bơm hút.
2. Phễu hạ thấp lan đến một nguồn nước mặt có lưu lượng thấm bổ cập cho tầng chứa nước bằng lưu lượng hút ra.
3. Có lượng nước mưa ngấm bổ cập trên diện tích bề mặt của phễu đúng bằng lưu lượng nước giếng hút ra.
4. Có lượng nước thẩm lậu từ các tầng chứa nước phía dưới hoặc phía trên của tầng nước đang hút đúng bằng lượng nước được hút ra.

Các giếng có thể làm việc với những điều kiện khác nhau tuỳ thuộc vào mức độ xâm nhập của giếng vào trong tầng chứa nước. Theo điều kiện làm việc người ta chia giếng hút nước ra làm 2 loại:

1. Giếng hoàn chỉnh, khi giếng cắt qua toàn bộ tầng chứa nước và đặt ống lọc trên toàn bộ chiều dày tầng chứa nước. Nói một cách khác, giếng hoàn chỉnh là giếng mà nước có thể thấm vào giếng trên toàn bộ chiều dày tầng chứa nước.

2. Giếng không hoàn chỉnh là giếng mà hoặc là khoan chưa hết tầng chứa nước hoặc đã khoan qua toàn bộ tầng chứa nước nhưng chỉ đặt ống lọc trong một phần của tầng chứa nước.

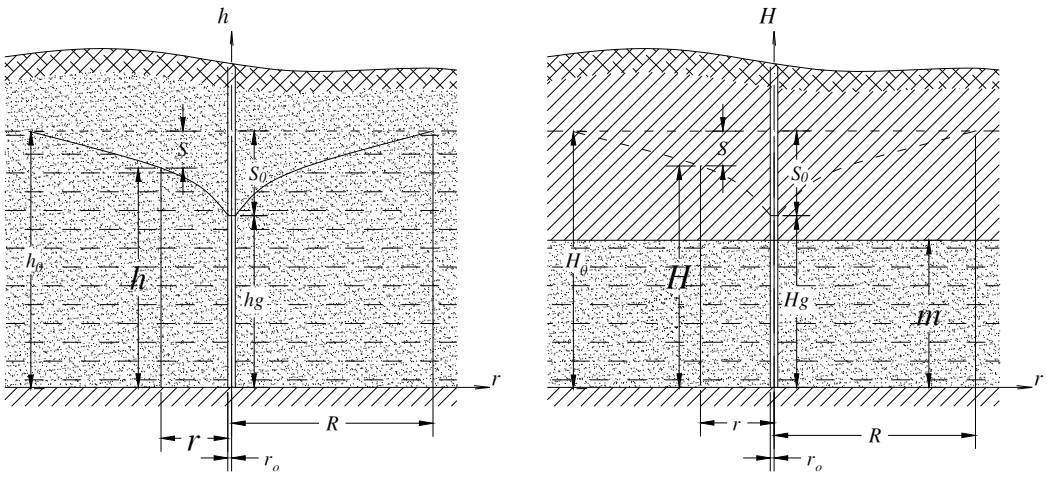
Tuỳ từng điều kiện cụ thể có thể hút nước trong giếng đơn, trong nhóm giếng tương hỗ lẫn nhau. Các giếng có thể bố trí trong tầng chứa nước được coi là vô hạn (không chịu ảnh hưởng của các nguồn nước mặt) hoặc giếng chịu ảnh hưởng trực tiếp của sông, hồ. Giếng đơn là giếng làm việc đơn độc trong tầng chứa nước vô hạn. Giếng tác dụng tương hỗ là nhóm giếng mà trong quá trình làm việc chúng ảnh hưởng lẫn nhau, nói một cách khác, giếng tương hỗ là nhóm giếng mà khoảng cách giữa các giếng a_i nhỏ hơn hai lần bán kính ảnh hưởng của mỗi giếng.

Sau đây chúng ta sẽ xem xét một số trường hợp chủ yếu. Các trường hợp khác có thể tham khảo trong các sách tính toán địa chất thuỷ văn. Các tính toán liên quan đến giếng từ đây về sau dựa trên các giả thiết sau đây:

1. Tầng chứa nước trong phạm vi ảnh hưởng của giếng có hệ số dẫn nước không đổi.
2. Tầng chứa nước đồng nhất
3. Đối với tầng nước ngầm, trước khi bơm chiều dày đới bão hoà là không đổi, đối với tầng nước có áp chiều dày của tầng chứa nước không đổi.
4. Giếng đạt hiệu quả 100%, nghĩa là khi bơm mực nước trong giếng và sát thành giếng phía ngoài bằng nhau.
5. Giếng hoàn chỉnh
6. Mực nước ngầm, mực áp lực trước khi bơm nằm ngang.
7. Nước thấm vào giếng ở trạng thái thấm tầng.

2.Giếng đơn hoàn chỉnh – Môi trường thấm đồng nhất

Khi hút nước từ một giếng khoan hoàn chỉnh trong tầng chứa nước vô hạn, không có ảnh hưởng của dòng chảy tự nhiên (sự thấm trực tiếp nước từ các nguồn nước mặt như sông, hồ,...) khi đó dòng thấm vào giếng là dòng thấm hội tụ, tiết diện thấm sẽ là hình trụ bán kính r có đường tâm là trục của giếng (hình 2.13).



Hình 2.13 Dòng thấm đến giếng
a/ giếng nước ngầm; b/ giếng nước có áp

Theo định luật Darcy, lưu lượng dòng thấm qua tiết diện bất kỳ thấm vào giếng có thể biểu diễn ở dạng tổng quát sau:

$$Q = kJF \qquad (2.1)$$

trong đó: J là gradient thuỷ lực

F là diện tích tiết diện thấm

Đối với giếng nước ngầm, J biểu thị độ dốc của đường mực nước: $J = \frac{dh}{dr}$,

Đối với giếng nước có áp, J biểu thị độ dốc của đường áp lực:

$$J = \frac{dH}{dr}$$

Diện tích tiết diện thấm là diện tích xung quanh của hình trụ.
Đối với giếng nước ngầm: $F=2\pi rh$.
Đối với giếng nước có áp: $F=2\pi rm$

Thay các giá trị J và F vào công thức (2.1) ta có:

Đối với giếng nước có áp: $Q = 2\pi rkm\frac{dH}{dr} = 2\pi rT\frac{dH}{dr}$ (2.51)

Đối với giếng nước ngầm: $Q = 2\pi rkh\frac{dh}{dr} = 2\pi rk\frac{d\left(\frac{h^2}{2}\right)}{dr}$ (2.52)

So sánh hai công thức (2.51) và (2.52) nhận thấy rằng nếu trong các công thức tính ta tiến hành thay thế qua lại giữa các giá trị T $\Leftrightarrow$ k , tương ứng $H \Leftrightarrow \frac{h^2}{2}$ thì vẫn bảo đảm giá trị đúng của công thức.

Áp dụng lợi thế này, chúng ta tiến hành mọi tính toán cho trường hợp giếng nước có áp sau đó có thể dùng phép thay thế để suy ra công thức tính cho trường hợp giếng nước ngầm.

Tiến hành tính lưu lượng hút nước của giếng nước có áp. Từ công thức (2.51) phân ly biến số ta có:

$$Q\frac{dr}{r} = 2\pi rTdH$$

Tích phân biểu thức trên với cận tích phân *r* biến đổi trong khoảng r_0 (bán kính giếng) đến R (bán kính ảnh hưởng), tương ứng H biến đổi trong khoảng H_g (mực nước ở sát thành giếng) đến H_0 (mực nước ở biên ảnh hưởng).

$$Q\int_{r_0}^{R}\frac{dr}{r} = 2\pi T\int_{H_g}^{H_0}dH$$

$$Q = 2\pi T\frac{H_0 - H_g}{\ln\frac{R}{r_0}} = 2\pi T\frac{S_0}{\ln\frac{R}{r_0}} \qquad (2.53)$$

Thực tế R là một đại lượng khó xác định. Để xác định R phải bố trí một loạt giếng khoan quan trắc theo các tuyến kể từ giếng bơm và đo liên tục trong quá trình bơm mà như vậy thì phải mất rất nhiều thời gian và kinh phí. Việc đo chính xác H_g cũng gặp phải những khó khăn do bọt nước sinh ra do nước thấm qua màng lọc bắn tung toé vào thước đo. Bản thân mực nước trong giếng cũng vì vậy mà xáo động. Để tránh tất cả những khó khăn đó người ta bố trí hai hố khoan quan trắc trong phạm vi ảnh hưởng của giếng bơm, đo chính xác mực nước ổn định trong các giếng quan trắc trong quá trình bơm, các khoảng cách r_1, r_2 đến giếng bơm, thay vào cận tích phân tương ứng ta tính được chính xác lưu lượng của giếng bơm hút:

$$Q = 2\pi T\frac{H_2 - H_1}{\ln\frac{r_2}{r_1}}$$

Lưu lượng của giếng nước ngầm có thể xác định được bằng phép thay thế $T \rightarrow k$; $H \rightarrow h^2/2$ nói trên, khi đó ta nhận được công thức:

$$Q = \pi k\frac{h_0^2 - h_g^2}{\ln\frac{R}{r_0}} \qquad (2.54)$$

Tương tự như đối với giếng nước có áp, để tránh phải dùng R và h_g ta dùng số liệu đo trong hai giếng quan trắc:

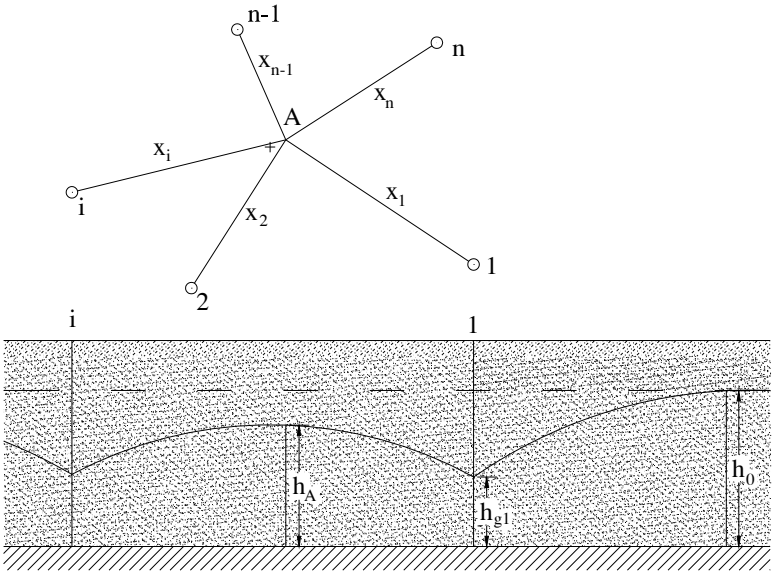
$$Q = \pi k\frac{h_2^2 - h_1^2}{\ln\frac{r_2}{r_1}}$$

3.Giếng tác dụng tương hỗ

Trong thực tế có khi người ta bố trí không chỉ có một giếng hút nước mà cả một nhóm giếng hút nước đồng thời trong một tầng chứa nước. Khi khoảng cách giữa các giếng nhỏ hơn hai lần bán kính ảnh hưởng của mỗi giếng thì các giếng có tác dụng ảnh hưởng lẫn nhau. Trong trường hợp đó gọi là nhóm giếng tác dụng

tương hỗ. Người ta thường lợi dụng sự tác dụng ảnh hưởng lẫn nhau của các giếng làm hạ thấp mực nước giữa các giếng để tháo khô hố móng khi thi công công trình.

Khi làm việc đồng thời, lưu lượng tổng cộng hút ra được từ nhóm giếng tác dụng tương hỗ sẽ nhỏ hơn tổng lưu lượng của các giếng đó khi chúng làm việc đơn lẽ, vì vậy, khi tính toán nhóm giếng không thể đơn thuần lấy tổng số học lưu lượng của các giếng mà phải có phương pháp tính toán riêng. Sau đây là phương pháp Fogaymer giải bài toán này.



Hình 2.14 Nhóm giếng tác dụng tương hỗ

Giả sử có một nhóm *n* giếng có bán kính ảnh hưởng R_1, R_2, ...R_n, bán kính giếng r_1, r_2, ...r_n bố trí quanh điểm A bất kỳ cách điểm A những đoạn x_1, x_2, ...x_n. (hình 2.14). Khi một giếng làm việc, lưu lượng chảy vào giếng được tính theo công thức:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q_i}{\pi k} \ln \frac{R_i}{x_i} \qquad (2.55)$$

Khi các giếng cùng đồng thời làm việc, theo nguyên lý cộng tác dụng (cộng dòng) ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{1}{\pi k} \sum_{i=1}^{n} Q_i \ln \frac{R_i}{x_i}$$

trong đó: h_0 – chiều dày tầng chứa nước khi chưa hút; h_A- chiều dày tầng chứa nước tại điểm A; R_i – bán kính ảnh hưởng của giếng thứ *i*; x_i- khoảng cách từ giếng thứ *i* đến điểm A.

Nếu các giếng có bán kính bằng nhau và cùng hút nước với lưu lượng như nhau, tức là $Q_1=Q_2=,....=Q_n=Q$, khi đó ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \sum_{i=1}^{n} {}_i \ln \frac{R_i}{x_i} \qquad (2.56)$$

Nếu các giếng có bán kính ảnh hưởng như nhau $R_1=R_2=...=R_n=R$, được bố trí trên hình tròn mà điểm A là tâm điểm khi đó $x_1 = x_2 =...= x_n = r_a$ ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{nQ}{\pi k} \ln \frac{R}{r_a} \qquad (2.57)$$

$$nQ = \pi k \frac{h_0^2 - h_A^2}{\ln \frac{R}{r_a}} \qquad (2.58)$$

Nếu ta ký hiệu $nQ = \overline{Q}$, công thức 2.58 sẽ trở thành:

$$\overline{Q} = \pi k \frac{h_0^2 - h_A^2}{\ln \frac{R}{r_a}}$$

Công thức này có dạng công thức tính lưu lượng của một giếng đơn, vì vậy người ta nói rằng nhóm giếng làm việc như một giếng lớn. Tuy nhiên cần phải lưu ý rằng nếu là một giếng lớn thì bán kính ảnh hưởng của giếng lớn phải tính từ tâm của vòng tròn bố trí giếng, tức là $\overline{R} = R + r_a$ và mực nước tại tâm A phải bằng mực nước trong các giếng. Khi đó công thức tính lưu lượng của giếng lớn sẽ là:

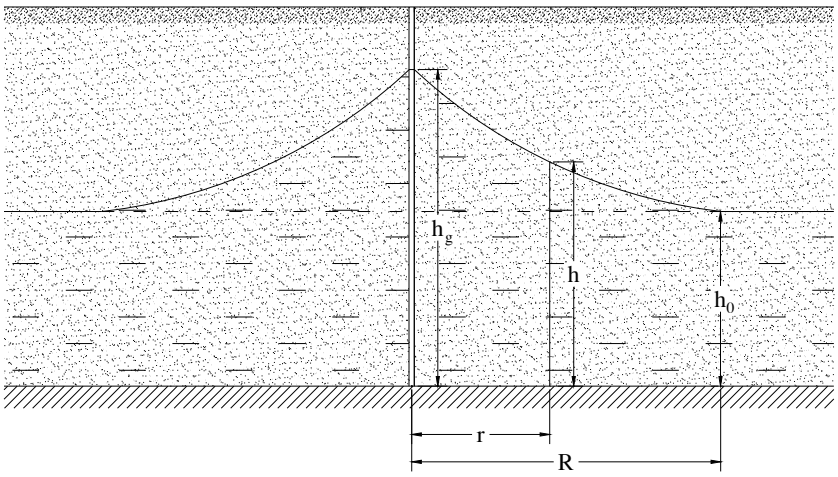
$$\overline{Q} = \pi k \frac{h^2 - h_A^2}{\ln \frac{\overline{R}}{r_a}} = \pi k \frac{h^2 - h_g^2}{\ln \frac{R + r_a}{r_a}} \qquad (2.59)$$

Công thức này có thể sử dụng để tính toán hạ thấp mực nước tháo khô hố móng khi thi công công trình.

4.Giếng đổ nước

Trong thực tế điều tra địa chất thuỷ văn và sử dụng nước dưới đất người ta thấy rằng các tầng chứa nước có khả năng cung cấp một lượng nước khi hút thì đồng thời cũng có khả năng hấp thụ một lượng nước khi đổ nước vào trong chúng. Tính chất hập thụ nước đã được sử dụng để bổ sung nhân tạo trữ lượng nước dưới đất với những vùng nghèo nước; để tàng trữ nước thải công nghiệp cũng như nước thải thành phố,...

Về mặt thuỷ động lực thì sự hấp thụ nước cũng tương tự như sự nhả nước khi bơm hút. Khi đổ nước vào giếng khoan mực nước trong giếng dâng lên cao hơn mặt thoáng của tầng nước ngầm. Do có sự chênh lệch mực nước, nước từ trong giếng sẽ thấm phân tán ra xung quanh và hình thành phễu dâng cao mực nước xung quanh giếng (hình 2.15).



Hình 2.15 Giếng đổ nước

Khi đổ nước với lưu lượng Q không đổi với thời gian đủ dài đạt đến động thái ổn định,bán kính ảnh hưởng của giếng R có thể coi là không đổi. Để tính toán lưu lượng hấp thụ của giếng ta thiết lập hệ trục toạ với trục tung đi qua tâm giếng, trục hoành trùng với đáy cách nước. Từ bài⁄2, theo định luật Darcy ta có công thức (2.1):

$$Q = kJF$$

trong đó: F - diện tích tiết diện thấm: $F = 2\pi rh$. Vì với hệ trục toạ độ đã chọn, khi r tăng thì h giảm nên: $J = -\dfrac{dh}{dr}$. Thay hai đại lượng này vào công thức 2.1 và phân ly biến số ta có:

$$Q\frac{dr}{r} = -2\pi khdh$$

Lấy tích phân phương trình trên với các cận tích phân từ biến đổi trong khoảng r_0 (bán kính giếng) đến R (bán kính ảnh hưởng), tương ứng mực nước biến đổi trong khoảng h_g (mực nước ở sát thành giếng) đến h_0 (mực nước ở biên ảnh hưởng)

$$Q\int_{r_0}^{R}\frac{dr}{r} = -2\pi k\int_{h_g}^{h_0} hdh$$

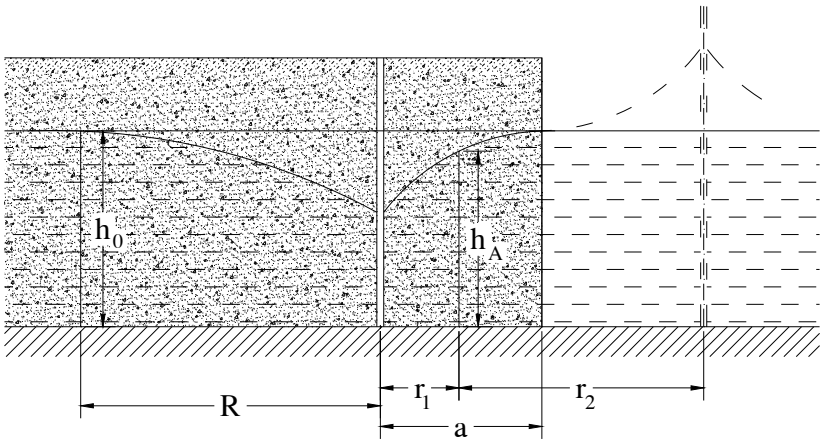
$$Q\ln\frac{R}{r_0} = -\pi k\left(h_0^2 - h_g^2\right)$$

$$Q = -\pi k\frac{h_0^2 - h_g^2}{\ln\dfrac{R}{r_0}} \qquad (2.60)$$

So sánh công thức tính lưu lượng của giếng đổ nước (2.60) và giếng hút nước (2.54) đã xác lập trong mục II.2 ta thấy rằng chúng chỉ khác nhau bởi dấu trừ. Điều đó cho thấy dòng thấm tập trung vào giếng khi hút và thấm toả tia khi đổ nước đều có cùng bản chất – do chênh lệch cột nước. Dấu trừ có ý nghĩa là chỉ hướng của sự vận động. Đối với trường hợp ép nước vào giếng, lưu lượng thấm sẽ khác vì lúc này nước vận động dưới tác dụng của áp lực. Lưu lượng sẽ phụ thuộc vào áp lực ép.

5. Giếng hút nước gần sông

Khi giếng hút nước gần các sông, hồ, các đứt gãy kiến tạo,... tức là khi $R > a$, trong đó a là khoảng cách từ nguồn nước mặt đến giếng, do ảnh hưởng của nguồn nước phong phú mà bán kính ảnh hưởng lan ra đến nguồn nước thì dừng lại trong khi ở phía đối diện thì vẫn tiếp tục phát triển, tạo nên phễu hạ thấp mực nước dạng bất đối xứng (hình 2.16)



Hình 2.16 Giếng hút nước ở gần sông

Để giải bài toán này người ta coi nguồn nước cung cấp như là một giếng cấp nước có cùng bán kính, nằm đối xứng với giếng hút nước qua biên giới của nguồn nước (gọi là giếng ảo). Như vậy, khi làm việc hai giếng sẽ tác dụng ảnh hưởng lẫn nhau. Hai giếng khi làm việc đơn độc thì bán kính ảnh hưởng R sẽ như nhau.

Xét một điểm A bất kỳ nằm trong phạm vi ảnh hưởng của giếng hút nước. Nếu các giếng làm việc đơn độc thì:

- Đối với giếng hút nước:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_1} \qquad (2.61)$$

- Đối với giếng ảo:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{-Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_2} \qquad (2.62)$$

Khi hai giếng đồng thời làm việc thì theo nguyên lý cộng tác dụng ta có:

$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_1} + \frac{-Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r_2} = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{r_2}{r_1} \qquad (2.63).$$

Khi điểm A nằm ở vách giếng thì $r_1 = r_0$; $r_2 = 2a - r_0$; khi đó ta có:

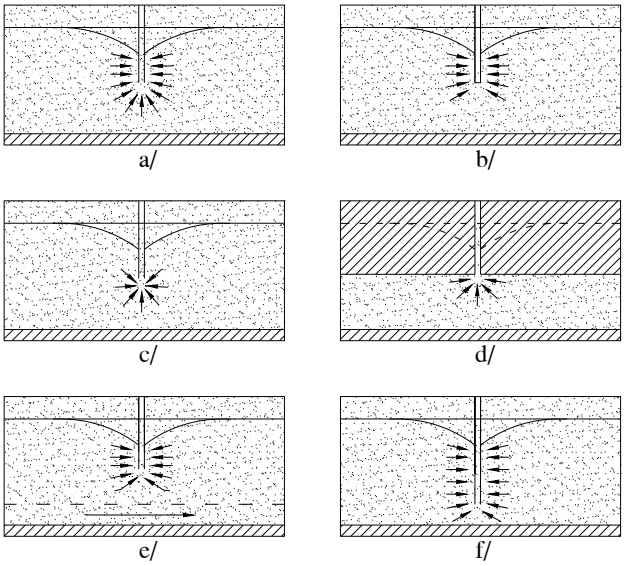
$$h_0^2 - h_A^2 = \frac{Q}{\pi k} \ln \frac{2a - r_0}{r_0} \qquad (2.64)$$

Từ đó ta xác định được lưu lượng của giếng hút nước:

$$Q = \pi k \frac{h_0^2 - h_A^2}{\ln \dfrac{2a - r_0}{r_0}} \qquad (2.65)$$

6. Giếng không hoàn chỉnh

Khi giếng đào không đến đáy cách nước, sự làm việc của giếng phụ thuộc rất nhiều vào kiểu kết cấu của giếng (giếng làm việc cả vách và đáy (a) hoặc chỉ riêng vách (b), riêng đáy (c,d); phụ thuộc vào tương quan giữa chiều dài ống lọc và chiều dày tầng chứa nước (e, f); ống lọc nằm giữa tầng chứa nước và ống lọc tiếp xúc với đáy cách nước,v.v... Đối với trường hợp e/ sẽ chỉ có một phần nước của tầng chứa nước thấm vào giếng, phần còn lại vẫn duy trì hướng dòng thấm ban đầu. Vì phụ thuộc vào nhiều yếu tố như vậy nên cách giải quyết của các trường hợp cũng khác nhau. Có trường hợp xây dựng phương trình và tích phân trực tiếp, có trường hợp đưa vào hiệu số hiệu chỉnh theo giếng hoàn chỉnh,.... Chi tiết về các trường hợp này xem các tài liệu về động lực học nước dưới đất.



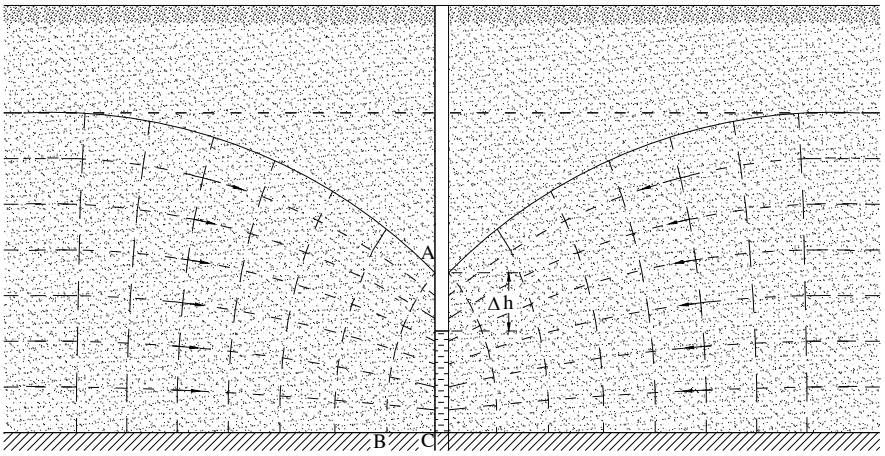
Hình 2.17 Giếng không hoàn chỉnh

7. Bước nhảy trong giếng

Bước nhảy của giếng, ký hiệu Δh, là chênh lệch mực nước ở trong S_{tt} và ngoài sát thành giếng S_{lt}.

$$\Delta h = S_{tt} - S_{lt}$$

Bước nhảy của giếng được chia ra làm 2 loại: bước nhảy nguyên phát và bước nhảy thứ phát. Bước nhảy nguyên phát là bước nhảy sinh ra do bản chất thuỷ lực của dòng thấm mà nếu không có nó thì không tạo dòng thấm qua màng lọc vào giếng. Bản chất của vấn đề bước nhảy nguyên phát đã được Kamenxki G.N giải thích như sau:



Hình 2.18 Bước nhảy trong giếng

Khi hút nước từ trong giếng, dòng thấm vào giếng trong quá trình vận động bị tổn thất thuỷ lực, được biểu thị bởi các mặt đẳng thế khác nhau. Vì phễu hạ thấp mực nước là mặt cong, các mặt đẳng thế vuông góc với bề mặt của mực nước hạ thấp cũng là những mặt cong. Điểm A là điểm bề mặt nước sát thành giếng. Mặt đẳng thế trong cùng là mặt AB. Giả sử trong giếng không có bước nhảy, tức là mực nước trong quá trình hút ở trong và ngoài thành giếng bằng nhau. Như vậy, điểm A cũng thuộc bề mặt nước ở trong giếng hay nói chính xác hơn, điểm A có cùng độ cao với mực nước trong giếng và như vậy, AC cũng là một mặt đẳng thế. AC và AB đều là 2 mặt đẳng thế có cùng giá trị, như vậy giữa chúng không có sự chênh lệch thế. Vậy thì sẽ không có dòng thấm đi qua khối ABC. Vì vậy, giả thiết trên là vô lý. Vấn đề như vậy là đã rõ ràng, muốn có dòng thấm vào giếng thì phải có chênh lệch thế, có nghĩa rằng mực nước ở trong giếng phải thấp hơn ngoài giếng. Máy bơm làm nhiệm vụ duy trì sự chênh lệch này. Khi hút nước, dòng thấm gây ra chênh lệch thế và ngược lại, chênh lệch thế duy trì dòng thấm.

Giá trị bước nhảy nguyên phát có thể tính được theo công thức sau nếu bảo đảm hệ số thấm xuyên của ống lọc lớn hơn hệ số thấm của môi trường và công suất của máy bơm nhỏ hơn năng suất của giếng:

$$V = k\frac{\Delta h}{d} \Rightarrow \Delta h = \frac{Vd}{k}$$

trong đó V – vận tốc của nước qua máy bơm; d – chiều dày thành ống lọc của giếng; k – hệ số thấm xuyên (độ mở) của ống lọc.

Nếu chọn máy bơm và kết cấu ống lọc hợp lý thì bước nhảy nguyên phát thường không lớn.

Bước nhảy thứ phát là bước nhảy phát sinh do thiết kế và thi công giếng không hợp lý. Về thiết kế, có 2 nguyên nhân có thể làm phát sinh bước nhảy thứ phát: một là chọn loại ống lọc, độ mở của ống lọc không hợp lý, hệ số thấm xuyên của ống lọc nhỏ hơn hệ số thấm của môi trường gây tổn thất thuỷ lực; hai là chọn máy bơm không hợp lý, công suất của máy bơm lớn hơn năng suất của giếng tức là khi bơm lượng nước thấm vào không bằng lượng nước mà máy hút ra.

Về thi công cũng có thể có hai nguyên nhân: một là thi công không đúng kỹ thuật làm chặt đất xung quanh giếng; hai là thổi rửa giếng chưa sạch, màng sét bám

trong giếng gây cản trở dòng thấm làm tăng tổn thất thuỷ lực. Thực tế có bước nhảy thứ phát trong giếng xác định được đạt đến vài mét. Một số giếng của hệ thống giếng giảm áp xử lý nền đê Hà Nội khi bơm kiểm tra có bước nhảy trên 4m.

Bước nhảy trong giếng có ảnh hưởng đáng kể khi bơm thí nghiệm xác định các chỉ tiêu của tầng chứa nước cũng như khi tính toán thiết kế giếng.

Khi bơm thí nghiệm để xác định hệ số thấm của tầng chứa nước, người ta lấy các giá trị đo để tính toán. Như vậy, vô hình dung đã coi giếng đó đã đạt hiệu quả 100%, tức là mực nước trong và ngoài giếng bằng nhau. Thực tế do có bước nhảy nên đã làm sai lệch kết quả tính. Vì vậy, khi bơm thí nghiệm, để tránh sai sót này người ta lấy kết quả đo trong các hố quan trắc để tính toán.

Khi thiết kế lưu lượng bơm theo độ hạ thấp mực nước định trước, nếu không xét đến bước nhảy mà coi giếng đạt hiệu quả 100%, thực tế do có bước nhảy mực nước ngoài thành giếng cao hơn giá trị đã định sẽ làm cho lưu lượng giếng thực tế nhỏ hơn giá trị thiết kế.

Để xác định bước nhảy có nhiều phương pháp khác nhau:

1. Phương pháp đo trực tiếp mực nước trong ống vách. Trong quá trình thi công giếng người ta đặt luôn một ống piezometer sát vách giếng để đo mực nước.

2. Phương pháp kinh nghiệm. V.M. Sextacov đề nghị xác định bước nhảy theo công thức sau:

$$\Delta h = \sqrt{\left[0{,}73\log\sqrt{\overline{Q}r} - 0{,}5\right]\overline{Q} + h^2} - h$$

trong đó: $\overline{Q} = \frac{Q}{k}$ gọi là lưu lượng biểu kiến; r – bán kính giếng; h – chiều cao cột nước trong giếng.

Abramov C.K. đưa ra công thức đơn giản hơn:

$$\Delta h = 0{,}01a\sqrt{\frac{QS}{KF}}$$

trong đó a là hệ số phụ thuộc kết cấu ống lọc. Nếu là lọc lưới hoặc lọc sỏi chèn thì lấy bằng 20; các loại khác lấy bằng 7.

F là diện tích làm việc của ống lọc.

Phương pháp kinh nghiệm kém tin cậy vì không thể tính được bước nhảy thứ phát do phụ thuộc vào yếu tố con người.

3. Phương pháp đồ thị. Nội dung của phương pháp đồ thị là dựa vào thuật toán được trình bày cụ thể trong /5, II

§5. VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Vận động không ổn định của nước dưới đất xảy ra khi điều kiện cung cấp và thoát nước thay đổi. Sự thay đổi đó do các nguyên nhân tự nhiên và nhân tạo. Các nguyên nhân tự nhiên như mưa không đều trên diện tích cung cấp của tầng chứa nước; do sự dao động mực nước trong sông,... Các nguyên nhân nhân tạo xảy ra như xây dựng hồ chứa làm dâng mực nước sông; hút nước ngầm, tưới tiêu,...

Vận động không ổn định của nước dưới đất biểu hiện ở sự thay đổi mực nước theo thời gian, hậu quả làm cho gradient áp lực, tốc độ thấm và lưu lượng của dòng thấm thay đổi theo.

Sau đây chúng ta sẽ nghiên cứu vận động không ổn định của nước dưới đất đối với dòng thấm phẳng đứng và đối với dòng thấm đến các giếng khoan.

I. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẤM PHẲNG

Thấm không ổn định đối với dòng thấm phẳng đứng thường xảy ra đối với nước ngầm ở vùng lân cận sông khi mực nước trong sông thay đổi. Trong thuỷ lợi khi xây dựng hồ chứa nước mực nước hồ dâng lên làm cho mực nước ngầm cũng dâng lên theo. Về lâu dài dòng thấm của nước ngầm thoát ra sông sẽ ổn định và khôi phục quan hệ ban đầu như trước khi dâng. Khi dòng thấm đã đạt đến ổn định thì việc xác định sự dâng cao mực nước ngầm khi nước trong hồ dâng lên đến cao trình thiết kế là khá dễ dàng bằng cách giải bài toán dòng thấm ổn định. Tuy nhiên, trong những năm đầu mới đưa vào sử dụng, dòng thấm đó là không ổn định, sự dâng cao mực nước ngầm lân cận hồ chứa phụ thuộc vào thời gian. Trong trường hợp đó có thể xác định đường mực nước nhờ giải bài toán thấm không ổn định sử dụng phương trình vi phân Bussinesq và phương trình sai phân của Kamenxki. Sau đây sẽ nghiên cứu bài toán thấm không ổn định bằng cả hai phương pháp đó.

1. Dạng vi phân của phương trình Boussinesq

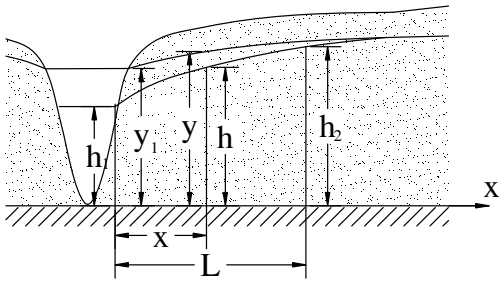
Từ chương 2,⁄3 ta có phương trình cơ bản của dòng thấm (công thức 2.17):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x h\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y h\frac{\partial h}{\partial y}\right)+W=\mu\frac{\partial h}{\partial t}$$

Dòng thấm phẳng đứng là dòng thấm một chiều nên $\frac{\partial h}{\partial y}=0$; ta xét trường hợp không có nước mưa cung cấp (W=0) (hình 2-19), phương trình (2.17) trở thành:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right)=\frac{\mu}{k}\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.66)$$

Đây là phương trình vi phân phi tuyến tính. Biến đổi tiếp ta được:



Hình 2.19 Thấm phẳng không ổn định

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial\frac{h^2}{2}}{\partial x}\right)=\frac{\mu}{k}\frac{\partial h}{\partial t}$$

Nhân 2 vế của phương trình trên với *h* và biến đổi , ta có:

$$\frac{kh}{\mu}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial\frac{h^2}{2}}{\partial x}\right)=\frac{h\partial h}{\partial t}$$

Đưa vào khái niệm chiều dày trung bình, thay *h* bằng h_{tb}

$$\frac{kh_{tb}}{\mu}.\frac{\partial^2}{\partial x^2}\left(\frac{h^2}{2}\right)=\frac{\partial\left(\frac{h^2}{2}\right)}{\partial t} \qquad (2.67)$$

Dùng các ký hiệu: $U=\frac{h^2}{2}$; $a=\frac{kh_{tb}}{\mu}$, phương trình (2.67) trở thành:

$$a\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}=\frac{\partial U}{\partial t} \qquad (2.68)$$

Gọi thời gian kể từ khi mực nước sông bắt đầu dâng là t. Tại thời điểm ngay trước khi mực nước dâng (t=0), dòng thấm của nước dưới đất đang ở trạng thái ổn định, vì vậy, $\frac{\partial U}{\partial t}=0$. Khi nước sông bắt đầu dâng, $\frac{\partial U}{\partial t}\neq 0$. Như vậy, ta có phương trình:

$$a\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}=0 \quad \text{khi } t=0 \qquad (2.69)$$

$$a\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}\neq 0 \text{ khi } \quad t\neq 0 \qquad (2.70)$$

- Xét tại thời điểm trước khi dâng, t=0.

  Giải phương trình (2.69) và trở lại biến cũ, kết quả nhận được:

$$\frac{h^2}{2}=Cx+D \qquad (2.71)$$

Trong đó C và D là các hằng số tích phân phụ thuộc vào điều kiện biên của bài toán.

Tại $x=0 \Rightarrow h=h_1 \Rightarrow \frac{h_1^2}{2}=D$

Tại $x=L \Rightarrow h=h_2 \Rightarrow \frac{h_2^2}{2}=CL+\frac{h_1^2}{2} \Rightarrow C=\frac{h_2^2-h_1^2}{2L}$

Từ đó, phương trình (2.71) được viết lại thành:

$$\frac{h^2}{2}=\frac{h_2^2-h_1^2}{2L}x+\frac{h_1^2}{2} \Rightarrow \quad \frac{h^2}{2}=\frac{q_1}{k}x+\frac{h_1^2}{2} \qquad (2.72)$$

- Khi mực nước sông dâng, t≠0:

$$t\neq 0 \Rightarrow a\frac{\partial^2 U}{\partial x^2}=\frac{\partial U}{\partial t}$$

Phương trình này tương tự phương trình dẫn nhiệt Furiê và lời giải của phương trình này có dạng sau:

$$U(x,t)=C_1\Phi(\lambda)+C_2$$

trong đó, Φ(λ) - tích phân sai số và được biểu diễn bằng biểu thức:

$$\Phi(\lambda)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int e^{-\lambda^2}d\lambda$$

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}$$

Gía trị của hàm Φ(λ) có thể xác định theo đồ thị hoặc bảng chuyên môn.

Trở lại biến cũ ta có:

$$\frac{h^2}{2}(x,t) = C_1\Phi(\lambda) + C_2 \qquad (2.73)$$

Đường cong biểu diễn sự thay đổi mực nước ngầm khi nước sông dâng phải bao cả điều kiện biên, tức là phải thoả mãn đồng thời 2 phương trình (2.69) và (2.70). Để phương trình biểu diễn đường cong mực nước gần với thực tế, người ta dùng phương pháp cộng dòng – cộng hai dòng thấm đồng thời tác dụng, thoả mãn đồng thời hai phương trình (2.69) và (2.70), kết quả nhận được:

$$U(x,t) = C_1\Phi(\lambda) + C_2 + \frac{q_1}{k}x + \frac{h_1^2}{2}$$

Dùng các điều kiện biên giới và điều kiện ban đầu để xác định các hệ số C_1 và C_2 cuối cùng chúng ta nhận được:

$$y_x^2 = h_x^2 + \left(y_1^2 - h_1^2\right)\left[1 - \Phi(\lambda)\right] \qquad (2.74)$$

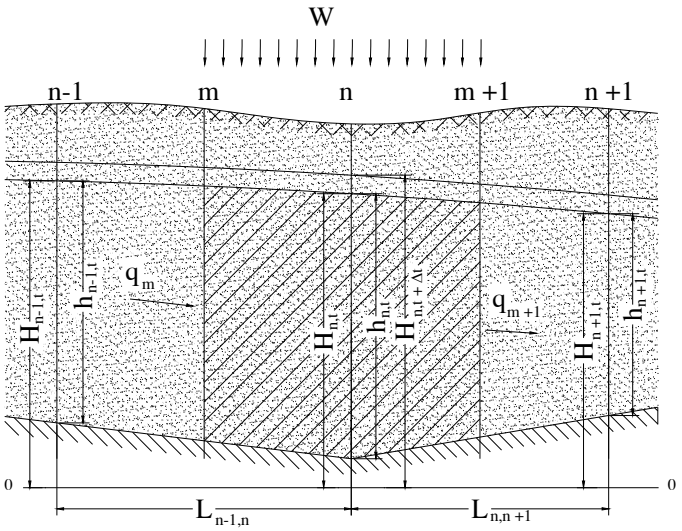
trong đó *y* - tung độ của mực nước sau khi dâng; *h* - tung độ của mực nước trước khi dâng. Các ký hiệu khác xem hình vẽ 2-19.

Bằng công thức (2.74), cho những giá trị x cách mép sông ta xác định được y và vẽ được đường hạ cong mực nước ngầm.

2. Dạng sai phân phương trình Kamenxki

Phương trình dạng sai phân hữu hạn được Kamenxki thành lập năm 1943. Trình tự thành lập như sau:

Chia dòng thấm thành từng phân tố bằng các mặt cắt ký hiệu n-1, n, n+1,... vuông góc dòng thấm. Khoảng cách giữa các mặt cắt là $L_{n-1,n}$, và $L_{n,n+1,...}$Các mặt cắt này nên đi qua các điểm đặc biệt như ranh giới thay đổi độ dốc đáy cách nước, ranh giới thay đổi tính thấm nước của môi trường,...Giữa các mặt cắt trên lập các mặt cắt trung gian m và m+1 (hình 2.20).



Hình 2.20 Dòng thấm phẳng không ổn định theo sơ đồ Kamenxki

Xét một dòng phân tố nằm giữa hai mặt cắt m, m+1. Dòng phân tố này có chiều dài là $\frac{L_{n-1,n} + Ln,n+1}{2}$. Lượng nước chảy vào phân tố là q_m:

$$q_m = k_m \frac{h_{n-1,t} + h_{n,t}}{2} \frac{H_{n-1,t} - H_{n,t}}{L_{n-1,n}} \qquad (2.75)$$

Lượng nước chảy ra khỏi phân tố là q_{m+1}:

$$q_{m+1} = k_{m+1} \frac{h_{n,t} + h_{n+1,t}}{2} \frac{H_{n,t} - H_{n+1,t}}{L_{n,n+1}} \qquad (2.76)$$

Lượng nước ngấm xuống cung cấp cho phân tố là q_t:

$$q_t = W\frac{L_{n-1,n} + L_{n,n+1}}{2} \qquad (2.77)$$

Sau thời gian Δt lượng nước tích luỹ trong phân tố là:

$$\Delta V = (q_m - q_{m+1} + q_t)\Delta t \qquad (2.78)$$

Vì nước không co giãn nên sự thay đổi thể tích nước trong phân tố chính là sự thay đổi chiều cao ΔH

$$\Delta H = H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t}$$

Mặt khác, sự thay đổi lượng nước ΔV cũng có thể tính theo công thức:

$$\Delta V = \left(H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t}\right)\frac{L_{n-1,n} + L_{n,n+1}}{2}\mu \qquad (2.79)$$

Cân bằng hai phương trình (2.78) và (2.79) chúng ta nhận được phương trình cân bằng của dòng nước ngầm trong phân tố:

$$\left(q_m - q_{m+1} + q_t\right)\Delta t = \left(H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t}\right)\frac{L_{n-1,n} + L_{n,n+1}}{2}\mu \qquad (2.80)$$

Trong các công thức trên chỉ số t là thời điểm nước bắt đầu dâng, $t+\Delta t$ là thời điểm cần xác định dự báo mực nước.

Nếu chiều dày của tầng nước ngầm lớn thì có thể lấy bằng chiều dày trung bình:

$$h_{tb} = \frac{h_{n-1,t} + h_{n,t}}{2} = \frac{h_{n,t} + h_{n+1,t}}{2}$$

và nếu khoảng cách giữa các mặt cắt lấy bằng nhau và bằng Δx, môi trường thấm đồng nhất $k_m = k_{m+1} = k$

Khi đó phương trình sai phân có dạng đơn giản hơn:

$$H_{n,t+\Delta t} - H_{n,t} = \frac{2kh_{tb}\Delta t}{\mu(\Delta x)^2}\left[\frac{H_{n-1,t} + H_{n+1,t}}{2} - H_{n,t}\right] + \frac{W}{\mu}\Delta t \qquad (2.81)$$

Kamenxki đề nghị chọn các giá trị Δt và Δx như thế nào đó để $\frac{2kh_{tb}\Delta t}{\mu(\Delta x)^2} = 1$, khi đó phương trình 2.81 có thể viết lại đơn giản hơn.

$$H_{n,t+\Delta t} = \frac{H_{n-1,t} + H_{n+1,t}}{2} + \frac{W}{\mu}\Delta t \qquad (2.82)$$

Bằng phương trình này có thể dự báo cao độ đường mực nước ngầm khi nước sông dâng lên. Cách làm như sau:

1. Xác định vị trí mực nước ngầm ở thời điểm t trước khi nước sông dâng theo phương trình vận động ổn định, vẽ đường cong mực nước.

2. Tính vị trí mới của mực nước sau khoảng thời gian Δt_1 theo công thức 2.82 cho mỗi điểm tương ứng, vẽ đường cong mực nước ứng với thời điểm $t+\Delta t_1$

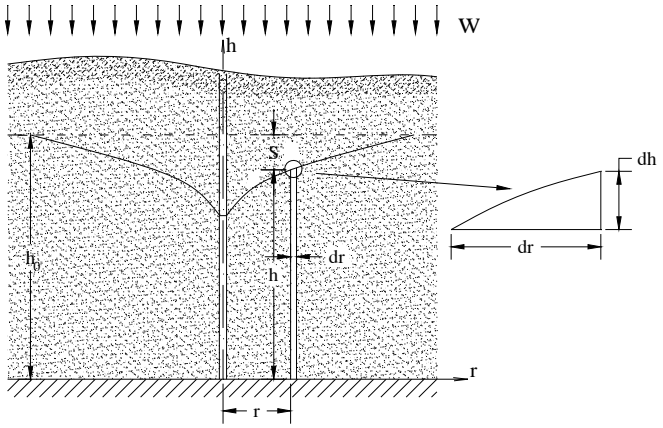
3. Tính vị trí mới của mực nước sau khoảng thời gian Δt_2 và vẽ đường cong mực nước. Khi tính lấy trị số mực nước vừa nhận được ở thời điểm $t+\Delta t_1$ làm giá trị mực nước ban đầu. Cứ như vậy cho mọi thời điểm cần dự báo.

II. PHƯƠNG TRÌNH VẬN ĐỘNG KHÔNG ỔN ĐỊNH CỦA DÒNG THẤM ĐẾN GIẾNG.

1. Thành lập phương trình.

Khi hút nước từ trong giếng, mực nước trong giếng hạ xuống và hình thành dòng thấm từ tầng chứa nước thấm vào giếng. Nếu hút liên tục với lưu lượng không đổi và thời gian đủ dài, độ hạ thấp mực nước trong giếng và bán kính ảnh hưởng của giếng sẽ đạt giá trị không đổi, dòng thấm đã đạt trạng thái ổn định và bài toán đã được giải quyết trong bài 4. Ở giai đoạn đầu khi chưa đạt đến động thái ổn định, độ hạ thấp mực nước và bán kính của phễu hạ thấp mực nước là những đại lượng biến đổi phụ thuộc vào thời gian. Ở đây sẽ nghiên cứu bài toán dòng thấm vào giếng trong giai đoạn động thái chưa ổn định đó. Bỏ qua giai đoạn ban đầu khi nước thấm vào giếng là do dãn nở, ta xem xét bài toán khi nước thấm vào giếng là do sự thoát nước trọng lực từ tầng chứa nước làm hạ thấp mực nước dưới đất xung quanh giếng.

Xét sự cân bằng của nước trong phân tố *dr* (hình 2.21)



Hình 2.21 Sơ đồ dòng thấm không ổn định đến giếng

+ Dòng cung cấp cho nguyên tố theo định luật Darcy bằng:

$$q = 2\pi rkh\frac{\partial h}{\partial r} \qquad (2.83)$$

+ Sự thay đổi lưu lượng trong phân tố *dr* sau thời gian *dt* là *dq*.

$$dq = 2\pi kh\frac{\partial h}{\partial r}dr + 2\pi krd\left(h\frac{\partial h}{\partial r}\right) \qquad (2.84)$$

+ Mặt khác, sự thay đổi lưu lượng *dq* có thể tính theo cách khác:

$$dq = \mu\frac{dV}{dt} = 2\pi rdr\frac{\partial h}{\partial t}\mu \qquad (2.85)$$

+ Sự bổ cập nước từ trên mặt xuống cho phân tố trong khoảng thời gian dt là rất bé có thể bỏ qua.

Cân bằng phương trình (2.84) và (2.85) ta có:

$$2\pi kh\frac{\partial h}{\partial r}dr + 2\pi krd\left(h\frac{\partial h}{\partial r}\right) = 2\pi rdr\frac{\partial h}{\partial t}\mu$$

Rút gọn phương trình trên ta có:

$$k\left[\frac{\partial\left(h\frac{\partial h}{\partial r}\right)}{\partial r} + \frac{1}{r}\left(h\frac{\partial h}{\partial r}\right)\right] = \mu\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (2.86)$$

Đây là phương trình vi phân phi tuyến tính. Để giải được cần tuyến tính hoá. Boussinesq đã tuyến tính hoá bằng cách coi thừa số h là không đổi theo thời gian, bằng h_{tb}, và đưa ra ngoài dấu vi phân:

$$kh_{tb}\left(\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r}\right) = \mu\frac{\partial h}{\partial t}$$

Chia cả hai vế cho μ và lưu ý rằng $\frac{kh_{tb}}{\mu} = a$, phương trình trên sẽ trở thành:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = a\left(\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r}\right) \qquad (2.87)$$

Chú ý: Có thể đi đến phương trình (2.87) một cách nhanh hơn như sau:
Từ bài toán cơ bản "Dòng thấm ngang không áp" ta có công thức (2.17) như sau:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x h\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(k_y h\frac{\partial h}{\partial y}\right) + W = \mu\frac{\partial h}{\partial t}$$

Vì đại lượng trong ngoặc là biểu thức của định luật Darcy $q = khJ$ với $J_x = \frac{\partial h}{\partial x}; J_y = \frac{\partial h}{\partial y}$, và đối với nước ngầm đáy các nước nằm ngang, tại mỗi vị trí *h* vừa là chiều dày tầng chứa nước vừa là đầu nước thuỷ lực, ta có thể trung bình hoá chiều dày tầng chứa nước $h = h_{tb}$. Thay vào phương trình trên và bỏ qua lượng nước mưa cung cấp thường xuyên ta có:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{\mu}{k_{tb}}\frac{\partial h}{\partial t}$$

Bây giờ ta chuyển qua toạ độ cực, thay $x = r\cos\theta$ và $y = r\sin\theta$ và bỏ qua đạo hàm θ ta sẽ được phương trình (2.87)

Phương trình (2.87) là phương trình vi phân đạo hàm riêng, để giải nó ta chuyển về dạng phương trình vi phân thường bằng cách đưa vào biến số mới ξ, lúc này $h = f[\xi(r,t)]$. Vấn đề là phải chọn ξ như thế nào đó để hàm số *h* chỉ còn phụ thuộc ξ, lúc đó phương trình chỉ còn phụ thuộc một biến (phương trình vi phân đạo hàm thường) và có thể giải được. Chúng ta chọn $\xi(r,t) = R(r).T(t) = \frac{r}{\sqrt{t}}$; $\xi_r' = \frac{1}{\sqrt{t}}$; $\xi_t' = \frac{-r}{2t\sqrt{t}}$

Theo quy tắc vi phân hàm số phức chúng ta có:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{dh}{d\xi}.\frac{\partial \xi}{\partial t} = \left(\frac{-r}{2t\sqrt{t}}\right)\frac{dh}{d\xi}$$

$$\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{dh}{d\xi}.\frac{\partial \xi}{\partial r} = \frac{1}{\sqrt{t}}\frac{dh}{d\xi}$$

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} = \frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{\partial h}{\partial r}\right) = \frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{1}{\sqrt{t}}\frac{\partial h}{\partial \xi}\right) = \frac{1}{\sqrt{t}}\frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2}\frac{1}{\sqrt{t}} = \frac{1}{t}\frac{\partial^2 h}{\partial \xi^2}$$

Thay vào phương trình (2.87) và biến đổi ta có:

$$-\frac{\xi}{2}\frac{dh}{d\xi} = a\left(\frac{d^2 h}{d\xi^2} + \frac{1}{\xi}.\frac{dh}{d\xi}\right) \qquad (2.88)$$

Đặt $\frac{dh}{d\xi} = U$, khi đó $\frac{d^2 h}{d\xi^2} = \frac{dU}{d\xi}$ phương trình (2.88) sẽ trở thành:

$$-\frac{\xi U}{2} = a\left(\frac{dU}{d\xi} + \frac{U}{\xi}\right) \Rightarrow \frac{dU}{d\xi} = -U\left(\frac{\xi}{2a} + \frac{1}{\xi}\right)$$

Phân ly biến số và lấy tích phân chúng ta giải được *U*:

$$\frac{dU}{U} = -\frac{\xi d\xi}{2a} - \frac{d\xi}{\xi} \quad \Rightarrow \ln U = -\frac{\xi^2}{4a} - \ln\xi + \ln C_1 \Rightarrow \ln\frac{U\xi}{C_1} = -\frac{\xi^2}{4a}$$

$U = \frac{C_1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}$ .Trở lại hàm *h* ta có: $\frac{dh}{d\xi} = U = \frac{C_1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}} \Rightarrow dh = \frac{C_1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}d\xi$

$$h = C_1\int\frac{1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}d\xi + C_2 \qquad (2.89)$$

Hằng số tích phân C_2 có thể xác định nhờ điều kiên ban đầu. Với *t=0, h=h₀* (mực nước ban đầu khi chưa bơm); ứng với *t=0* ta có $\xi=\infty$ vì $\xi=R.T=\frac{r}{\sqrt{t}}$

$$h_0 = C_1\int\frac{1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}d\xi + C_2 \qquad (2.90)$$

Trừ phương trình (2.90) cho (2.89) ta có:

$$h_0 - h = C_1\int_{r/\sqrt{t}}^{\infty}\frac{1}{\xi}e^{-\frac{\xi^2}{4a}}d\xi \qquad (2.91)$$

Để xác định hằng số C_1 ta xác định lưu lượng Q của giếng theo biểu thức của Darcy:

$Q = 2\pi krh\frac{dh}{dr}\Big|_{r=0}$. Mặt khác, từ (2.89) ta có: $\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{dh}{d\xi}.\frac{\partial\xi}{\partial r} = \frac{C_1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}.\frac{\partial\xi}{\partial r} \Rightarrow$

$$Q = 2\pi krh\frac{C_1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}.\frac{\partial\xi}{\partial r}\Big|_{r=0} \qquad (2.92)$$

Vì $\xi = \frac{r}{\sqrt{t}}; \rightarrow \frac{\partial\xi}{\partial r} = \frac{1}{\sqrt{t}}$, thay vào (2.92) ta có:

$$Q = 2\pi krh\frac{C_1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}.\frac{1}{\sqrt{t}} = 2\pi k\xi h\frac{C_1}{\xi}e^{\frac{-\xi^2}{4a}} = 2\pi khC_1e^{\frac{-\xi^2}{4a}} \qquad (2.93)$$

Xét tại *r=0* $\rightarrow$ $e^{\frac{-\xi^2}{4a}} = 1$

$$Q = 2\pi khC_1 \Rightarrow C_1 = \frac{Q}{2\pi kh} \qquad (2.94)$$

Thay (2.94) vào (2.91) chú ý rằng $h_0 - h = S$, ta có:

$$S = \frac{Q}{2\pi kh}\int_{r/\sqrt{t}}^{\infty}\frac{1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}.d\xi \qquad (2.95).$$

Vì tích phân không lấy được nguyên hàm, để sử dụng công thức (2.95) người ta khai triển tích phân thành chuỗi, đặt $\frac{\xi^2}{4a} = \frac{r^2}{4at} = u$

$$\int_{r/\sqrt{t}}^{\infty} \frac{1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}d\xi = \frac{1}{2}\int_{u}^{\infty}\frac{e^{-u}du}{u} = \frac{1}{2}\left(-0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2} + \frac{u^3}{3.3} - ...\right)$$

Khi u < 0,05 trong phép khai triển trên có thể chỉ lấy 2 số hạng đầu mà sai số không đáng kể, không quá 2%. Khi đó ta có:

$$\int_{r/\sqrt{t}}^{\infty} \frac{1}{\xi}.e^{-\frac{\xi^2}{4a}}d\xi = \frac{1}{2}\left(\ln e^{-0,5572} - \ln u\right) = \frac{1}{2}\left(\ln\frac{1}{ue^{0.5772}}\right) = \frac{1}{2}\ln\frac{4at}{r^2e^{0,5772}}$$

Thay vào công thức (2.95) ta nhận được phương trình của dòng thấm đến giếng động thái không ổn định:

$$S = \frac{Q}{4\pi kh}\ln\frac{2,25at}{r^2} \qquad (2.96).$$

Chú ý rằng $a = \frac{kh}{\mu}$, phương trình (2.96) có thể viết lại:

$$S = \frac{Q}{4\pi kh}\ln\frac{2,25kht}{r^2\mu} \qquad (2.97)$$

Phương trình (2.96) và (2.97) được sử dụng rộng rãi trong thực tế.

Một số chú ý:

- Từ phương trình vi phân phi tuyến tính (2.83) Bagorov – Verigin tuyến tính hoá theo một cách khác:

$$k\left[\frac{\partial\left(h\frac{\partial h}{\partial r}\right)}{\partial r} + \frac{1}{r}\left(h\frac{\partial h}{\partial r}\right)\right] = \mu\frac{\partial h}{\partial t} \rightarrow k\left[\frac{\partial^2\left(\frac{h^2}{2}\right)}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial\left(\frac{h^2}{2}\right)}{\partial r}\right] = \frac{\mu}{h}\frac{\partial\left(\frac{h^2}{2}\right)}{\partial t}$$

Giá trị h ngoài dấu vi phân có thể coi là h_{tb} để biến đổi đưa về hệ số truyền mực nước a; $a = \frac{kh_{tb}}{\mu}$ ta có:

$$\frac{\partial\left(\frac{h^2}{2}\right)}{\partial t} = a\left[\frac{\partial^2\left(\frac{h^2}{2}\right)}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial\left(\frac{h^2}{2}\right)}{\partial r}\right]$$

Phương trình này có dạng giống phương trình (2.87) tuy nhiên hàm số lúc này không phải là h mà là $h^2/2$, vì vậy, khi giải ra sẽ cho công thức khác (2.96) và (2.97).

- Một số tác giả đã giải bài toán này có xét đến giai đoạn đầu thấm do dãn nở, thấm bổ sung từ khí quyển và đưa ra các lời giải khác nhau.

Bạn đọc có thể xem trong các sách chuyên khảo.

2. Một số ứng dụng thực tế của phương trình

a/ Xác định các chỉ tiêu của tầng chứa nước theo kết quả bơm thí nghiệm

Trong mọi tính toán liên quan đến nước ngầm cần phải biết các chỉ tiêu của tầng chứa nước. Các chỉ tiêu này có thể xác định bằng nhiều cách. Một trong các cách đáng tin cậy nhất là bơm thí nghiệm.

- Xác định hệ số dẫn nước *T* theo biểu đồ *S = f(lgt)*.

Từ kết quả đo mực nước trong một giếng quan trắc vẽ biểu đồ *S=f(lgt)*.

Trên biểu đồ *S=f(lgt)* xác định hai thời điểm t_1, t_2 sao cho $t_2=10t_1$, đo ΔS

Từ công thức (2.96) chuyển qua logarit cơ số 10 ta có:

$$S_1 = \frac{2,3Q}{4\pi T}\lg\frac{2,25a}{r^2} - \frac{2,3Q}{4\pi T}\lg t_1$$

$$S_2 = \frac{2,3Q}{4\pi T}\lg\frac{2,25a}{r^2} - \frac{2,3Q}{4\pi T}\lg t_2$$

$$\Delta S = \frac{2,3Q}{4\pi T} \qquad (2.98)$$

Từ đó ta xác định được độ dẫn nước T: $T = \frac{2,3Q}{4\pi\Delta S}$

- Xác định hệ số dẫn nước theo biểu đồ *S = f(lgr)*

Bố trí hai giếng quan trắc trong phạm vi ảnh hưởng của giếng, cách giếng hút r_1 và r_2 sao cho $r_2 = 10r_1$, độ hạ thấp mực nước đo được trong khi bơm là S_1 và S_2

Từ công thức (2.96) có thể viết lại:

$$S_1 = \frac{2,3Q}{4\pi T}\lg 2,25at - \frac{2,3Q}{2\pi T}\lg r_1$$

$$S_2 = \frac{2,3Q}{4\pi T}\lg 2,25at - \frac{2,3Q}{2\pi T}\lg r_2$$

$$\Delta S = \frac{2,3Q}{2\pi T} \qquad (2.99)$$

$$T = \frac{2,3Q}{2\pi\Delta S}$$

- Xác định hệ số nhả nước μ.

Trên biểu đồ *S = f(lgt)* kéo dài đường thẳng cho đến khi cắt trục *lgt* tại giá trị t_0, ứng với nó *S = 0*. Rõ ràng trong biểu thức (2.97) đại lượng $\frac{Q}{4\pi T} \neq 0$, vậy *S = 0* chỉ khi số hạng dưới log bằng 1, vì vậy: $\frac{2,25Tt_0}{r^2\mu} = 1 \rightarrow \mu = \frac{2,25Tt_0}{r^2}$

- Xác định hệ số truyền áp *a*:

Từ giá trị t_0 xác định được ở bước trên, theo công thức (2.96) ta có : $\frac{2,25at_0}{r^2} = 1$. Từ đó ta có $a = \frac{r^2}{2,25t_0}$

b/ Xác định bước nhảy trong giếng

Từ 4, II ta biết rằng bước nhảy trong giếng được xác định theo công thức:

$$\Delta h = S_{tt} - S_{lt}$$

trong đó S_{tt}- độ hạ thấp thực tế đo được trong giếng hút

S_{lt}- độ hạ thấp lý thuyết, xác định được bằng một số phương pháp dưới đây:

a/ Phương pháp đồ thị:

Từ phương trình (2.96) có thể viết lại dưới dạng sau:

$$S = \frac{Q}{4\pi kh}\ln 2,25at - \frac{Q}{2\pi kh}\ln r = A + B\lg r$$

Như vậy, để xác định S_{lt} có thể thực hiện các bước như sau:

- Từ kết quả đo mực nước trong ít nhất 3 giếng quan trắc, vẽ biểu đồ *S=f(lgr)*
- Kéo dài đường thẳng thu được đến sát vách giếng hút ta sẽ đo được đoạn S_{lt} tương ứng với $r = r_{giếng}$.

b/ Phương pháp đồ thị suy diễn:

Khi chỉ có một giếng quan trắc, không thể vẽ được biểu đồ *S=f(lgr)*. Để vẽ được, ta có thể suy diễn từ kết quả quan trắc của một giếng.

So sánh (2.99) và (2.98) ta thấy ΔS xác định theo r về độ lớn, gấp đôi xác định theo t. Như vậy trên cơ sở này, từ kết quả quan trắc chỉ trong một giếng vẫn có thể vẽ được biểu đồ *S=f(lgr),* cách làm như sau:

1- Vẽ biểu đồ *S=f(lgt)*

2- Xác định ΔS ứng với hai thời điểm t_1 và t_2 sao cho $t_2 = 10t_1$

3- Vẽ hệ trục toạ độ *S* theo *lgr*

4- Trên hệ trục đó xác định điểm A có hoành độ bằng khoảng cách giữa giếng quan trắc và giếng hút, tung độ bằng độ hạ thấp mực nước đo được trong giếng quan trắc.

5- Vẽ đường thẳng đi qua A với độ dốc ΔS gấp đôi ΔS xác định được ở bước 2, ta thu được biểu đồ $S = f(lgr)$

6- Kéo dài đường thẳng đến sát vách giếng hút

7- Đo tung độ của điểm giao chính là S_{lt}.

c/ Phương pháp giải tích:

-Từ các kết quả đo mực nước trong các giếng quan trắc, tính toán và xác định được các thông số *a, T* như đã trình bày trong mục 1.

- Thay các thông số thu được vào công thức (2.96) ứng với r bằng bán kính giếng sẽ xác định được S_{lt}.

c/ Đánh giá hiệu quả giếng

Hiệu quả giếng là tỷ số giữa độ hạ thấp mực nước ở ngoài sát thành giếng và độ hạ thấp mực nước trong giếng, tính theo tỷ lệ phần trăm.

$$\eta = \frac{S_{lt}}{S_{tt}}.100\%$$

Trong đó S_{lt} - độ hạ thấp mực nước ở ngoài, sát thành giếng;
S_{tt} - độ hạ thấp mực nước trong giếng.

Khái niệm "hiệu quả giếng" giúp chúng ta đánh giá được giếng đó được thiết kế và thi công như thế nào. Nếu một giếng được thiết kế hợp lý và thi công hoàn hảo, nó sẽ không gây tổn thất thuỷ lực và không phát sinh bước nhảy thứ phát. Như vậy, S_{lt} sẽ gần xấp xỉ S_{tt} và giá trị η sẽ gần bằng 100%. Ngược lại, η càng thấp do giếng gây tổn thất thuỷ lực càng lớn. Điều đó chứng tỏ chất lượng thiết kế và thi công giếng càng kém. Chính vì vậy, hiệu quả giếng η là chỉ số dùng để đánh giá chất lượng thiết kế và thi công giếng. Khi đã tính được bước nhảy trong giếng, ta có thể tính được hiệu quả giếng theo công thức trên.

Câu hỏi và bài tập

1. Chỉ số Reynolds giới hạn giữa thấm tầng và thấm rối của nước dưới đất phụ thuộc vào những yếu tố nào? Vì sao giới hạn đó thấp hơn nhiều so với của nước mặt?

2. Người ta tính được lưu lượng của dòng thấm qua nền đê trên chiều dài đê 150m là 7m^3/ngđ. Hỏi, lưu lượng đơn vị (lưu lượng trên 1m chiều dài đê) của dòng thấm đó bằng bao nhiêu lít/phút?

3. Định luật Darcy là định luật lý thuyết hay định luật thực nghiệm? Phạm vi áp dụng của định luật này?

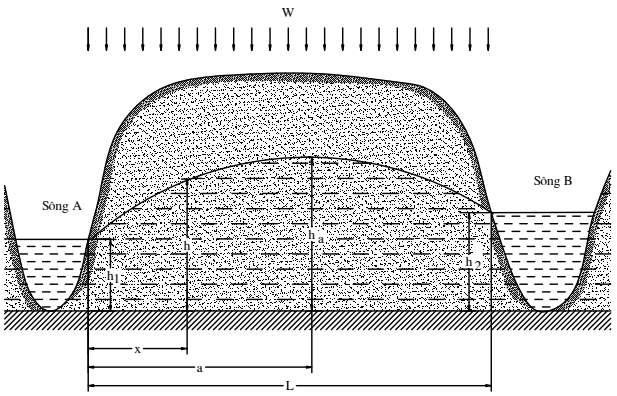
4. Yêu cầu thiết lập phương trình liên tục của dòng thấm và phương trình dòng thấm ngang không áp.

5. Thế nào là dòng thấm phẳng đứng? Lấy ví dụ thực tế trường hợp nào có thể là dòng thấm phẳng đứng?

6. Có hai hố khoan hoàn chỉnh bố trí dọc theo chiều dòng thấm vào trong lớp cát đồng nhất bão hoà nước có hệ số thấm k=50m/ngđ. Dưới lớp cát là một lớp sét cách nước nằm ngang có cao trình mái lớp là +5. Mực nước đo được trong hố khoan 1 ở độ sâu 7m, trong hố khoan 2 ở độ sâu 10m. Hai hố khoan cách nhau 500m. Cao trình miệng hố khoan 1 là +32; hố khoan 2 là +33.

   a. Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm trên?
   b. Với số liệu đã cho, tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó?
   c. Lập phương trình tính chiều cao mực nước tại một điểm bất kỳ trong phạm vi hai hố khoan trên?
   d. Tính vận tốc thực của dòng thấm tại vị trí cách hố khoan 1 100m về phía hố khoan 2, cho biết lớp cát có hệ số rỗng bằng 40%.

7. Có hai hố khoan hoàn chỉnh bố trí dọc theo chiều dòng thấm vào trong một lớp cát chứa nước ngầm có hệ số thấm k=65m/ngđ. Đáy lớp cát là một lớp sét không thấm nước. Hố khoan 1 sâu 30m, mực nước ngầm đo được cách mặt đất 3m. Hố khoan 2 sâu 32m, mực nước ngầm đo được cách mặt đất 4,5m. Hai hố khoan cách nhau 600m. Mặt đất coi như nằm ngang. Tính lưu lượng đơn vị của dòng ngàm đó?



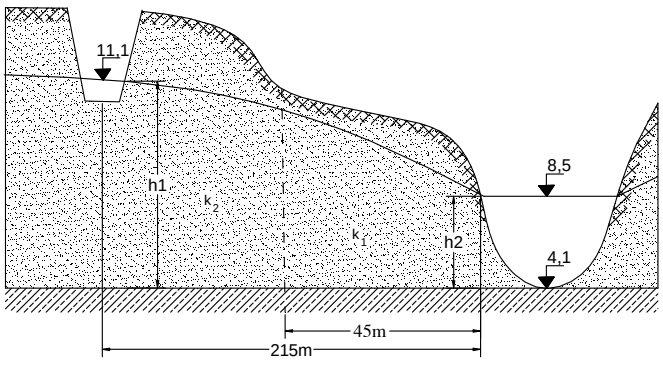
8. Có hai sông A và B chảy song song nhau, cách nhau 2000m như trong hình vẽ bên. Tại mặt cắt I-I vuông góc dòng chảy, mực nước đo được trong sông A không đổi ở cao trình +40, tương ứng trong sông B là +45. Khu đất giữa hai sông là đất cát pha đồng nhất có hệ số thấm k=10m/ngđ, được nước mặt cung cấp đều, thường xuyên với cường độ W=0,005m/ngđ. Đáy cách nước là lớp sét nằm ngang ở cao trình +5.

a. Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng của dòng thấm trên?
b. Với số liệu đã cho tính lưu lượng của dòng thấm đó?
c. Xác định vị trí đỉnh phân thuỷ và chiều cao mực nước tại đỉnh phân thuỷ (nếu có)?

9. Có một lớp cát đồng nhất bão hoà nước có chiều dày không đổi 10m, kẹp giữa hai lớp sét không thấm nước nằm ngang. Lớp sét không thấm nước phía trên có chiều dày 20m. Người ta khoan hai hố khoan quan trắc cách nhau 500m dọc theo chiều dòng thấm vào trong lớp cát đó để theo dõi vận động của dòng thấm. Trong hố khoan 1 mực nước ổn định đo được cách miệng hố khoan 5m; tương ứng trong hố khoan 2 là 7m. Lớp cát có hệ số thấm k=50m/ngđ.

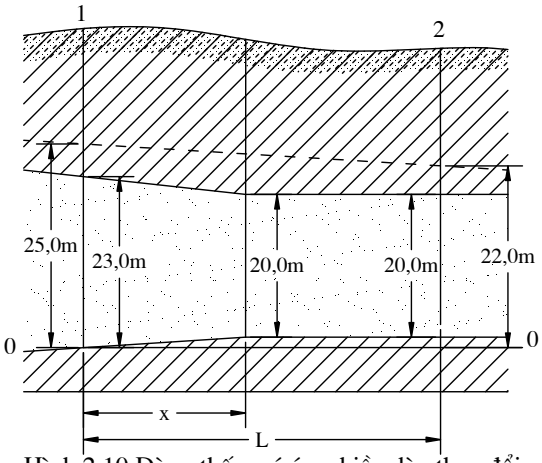
a. Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm nói trên?
b. Với số liệu đã cho, tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó ?
c. Tính chiều cao áp lực tại mặt cắt giữa hai hố khoan?

10. Có một dòng ngầm thấm qua 2 thềm sông từ kênh về sông như hình vẽ.

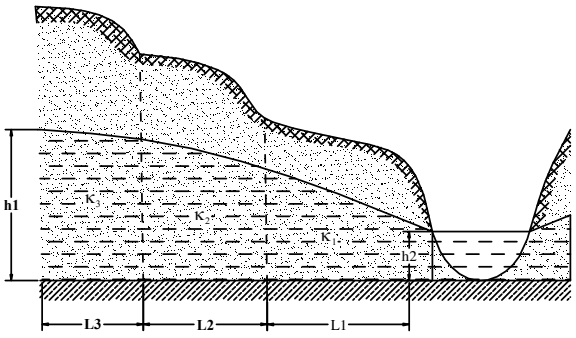


Thềm bậc I là bồi tích trẻ có chiều rộng l_1= 45m và hệ số thấm K_1=40m/ngđ. Kênh đào trên thềm bậc II cách sông 215m. Thềm bậc II cấu tạo từ bồi tích cổ hơn có hệ số thấm K_2=15 m/ngđ. Cao trình mực nước ngầm ở kênh là 11,1; ở sông là 8,5. Cao trình đáy cách nước là 4,1. Xác định lưu lượng và vẽ đường cong mực nước của dòng ngầm đó.

11. Có một dòng thấm trong tầng cát chứa nước có áp chiều dày thay đổi dọc theo chiều dòng thấm như trong hình vẽ bên. Tầng cát có hệ số thấm K = 50m/ngđ. Tại hai mặt cắt cách nhau 800m chiều dày tầng chứa nước, chiều cao áp lực được cho trên hình vẽ. Tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó.



Hình 2.10 Dòng thấm có áp, chiều dày thay đổi



12. Có một dòng nước ngầm thấm qua 3 thềm sông để thoát ra sông. Ba thềm sông có các thông số về hệ số thấm và chiều rộng theo thứ tự từ trẻ đến già lần lượt là K_1, K_2, K_3 và L_1, L_2, L_3. Mực nước tại thềm bậc III là h_1, tại mép sông là h_2. Cho biết các giá trị đó như sau:(xem hình vẽ).

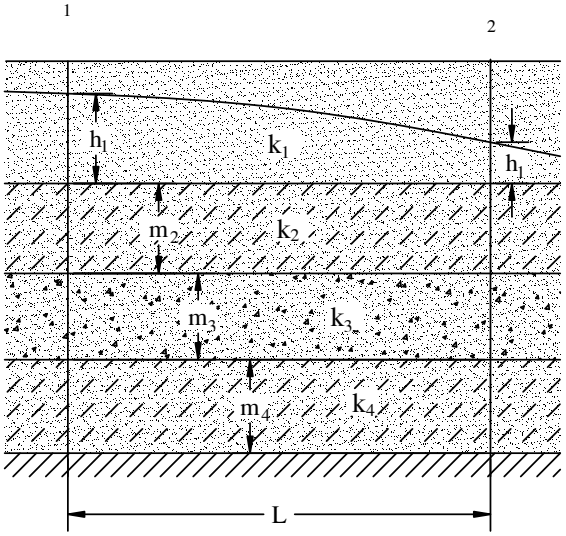
$K_1 = 50$m/ngđ; $K_2 = 40$m/ngđ; $K_3 = 30$m/ngđ

$L_1 = 25$m, $L_2 = 20$m, $L_3 = 15$m

$h_1 = 17$m, $h_2 = 12$m

Tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm đó, giả thiết dòng thấm theo phương vuông góc với sông.

13. Người ta khoan hai hố khoan bố trí dọc theo chiều dòng thấm để quan trắc nước dưới đất. Hai hố khoan phát hiện thấy địa tầng các lớp như sau: Trên mặt là lớp cát mịn có hệ số thấm $K_1 = 40$m/ngđ. Lớp 2 là cát pha có hệ số thấm $K_2 = 10$m/ngđ. Lớp 3 là cát hạt trung có hệ số thấm $K_3 = 60$m/ngđ. Lớp 4 là cát pha có hệ số thấm $K_4 = 15$m/ngđ. Dưới cùng là lớp sét không thấm nước nằm ngang. Các lớp cát, cát pha có chiều dày không đổi theo thứ tự từ trên xuống là 7,0; 6,0; 5,5; 6,5m. Mực nước ngầm trong hố khoan 1 cách mặt đất 2,0m, trong hố khoan 2 cách mặt đất 4,0m. Mặt đất coi như nằm ngang. Tính lưu lượng đơn vị của dòng thấm từ mặt cắt qua hố khoan 1 sang hố khoan 2.



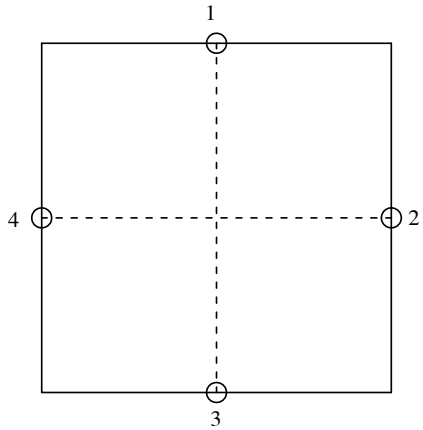
14. Người ta hút nước từ một giếng đơn hoàn chỉnh trong tầng cát chứa nước ngầm. Tầng cát đồng nhất nằm ngang có hệ số thấm k=50m/ngđ, chiều dày chứa nước 30m. Giếng có đường kính 200mm. Khi hút đạt đến động thái ổn định mực nước ngầm hạ thấp 5m.

1/ Thiết lập công thức tổng quát tính lưu lượng ổn định của giếng nói trên.

2/ Với số liệu đã cho tính lưu lượng của giếng.

3/ Xác định độ hạ thấp mực nước tại vị trí cách giếng 25m (bán kính ảnh hưởng tính theo công thức kinh nghiệm $R = 2S\sqrt{HK}$)

15. Để tháo khô hố móng phục vụ thi công người ta bố trí 4 giếng khoan hoàn chỉnh ở xung quanh một hố móng hình vuông mỗi cạnh 8m như hình vẽ. Tầng đất mà hố móng đào vào là cát pha đồng nhất có hệ số thấm $K = 10m/ngd$ và có chiều dày 12m. Các giếng có đường kính 300mm, được hút liên tục với lưu lượng như nhau đạt đến động thái ổn định. Mực nước ngầm ổn định trước khi bơm sâu cách mặt đất 0,8m, làm ngập hố móng 1,3m. Tính lưu lượng cần hút ở mỗi giếng Q để bảo đảm tháo khô hố móng, biết rằng nếu chỉ hút một giếng với cùng lưu lượng Q đó khi đạt đến ổn định thì mực nước trong giếng hút hạ thấp 2,3m so với mực nước ban đầu.



Hình cho bài tập 15

16. Người ta bơm hút nước thí nghiệm từ một hố khoan hoàn chỉnh và theo dõi độ hạ thấp mực nước trong 4 giếng liên tiếp nhau nằm cùng một phía kể từ giếng bơm hút. Khoảng cách từ giếng hút đến các giếng quan trắc lần lượt là 30,1; 60,1; 89,9; 119,9m. Giếng được bơm liên tục trong thời gian 3 giờ với lưu lượng 7,0 l/s. Tại thời điểm kết thúc bơm mực nước đo được trong các giếng kể từ giếng hút lần lượt là 1,19; 0,072; 0,043; 0,033; 0,022m. Yêu cầu:

a. Xác định bước nhảy trong giếng
b. Đánh giá hiệu quả của giếng theo phương pháp đồ thị
c. Xác định các chỉ tiêu *T, a, μ.* của tầng chứa nước

CHƯƠNG 3

CHẤT LƯỢNG NƯỚC VÀ SỰ Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT

§1. TÍNH CHẤT VẬT LÝ CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Tính chất vật lý của nước dưới đất gồm có: nhiệt độ, độ trong suốt, màu, mùi, vị, tỷ trọng, tính nhớt, tính dẫn điện, tính phóng xạ.

1. Nhiệt độ của nước biến đổi trong phạm vi rất lớn thùy thuộc cấu trúc địa chất địa chất thuỷ văn, lịch sử phát triển địa chất, điều kiện địa lý tự nhiên và động thái của nguồn cung cấp. Ở Việt Nam nhiệt độ của nước dưới đất thường biến đổi trong phạm vi 18-20^o đến 26-28^{o}C. Ở các vùng có hoạt động núi lửa trẻ và hiện đại hoặc nước dưới đất ở độ sâu lớn đi lên, nhiệt độ có thể trên 100^{o}C. Nước có nhiệt độ từ 35-37^{o}C là loại nước có giá trị nhất dùng để chữa bệnh (tắm), do có nhiệt độ gần với thân nhiệt.

2. Độ trong suốt của nước dưới đất tùy thuộc lượng khoáng chất hòa tan trong nước, hàm lượng các hỗn hợp cơ học, các chất hữu cơ và các chất keo. Theo mức độ trong suốt chia ra: 1. trong suốt; 2. hơi đục; 3. đục; 4. rất đục. Độ trong suốt của nước được xác định bằng cách đổ đầy nước vào một ống nghiệm không màu có đáy bằng, cao 30-40cm rồi nhìn từ trên miệng ống nghiệm xuống, so sánh với dung tích chuẩn bằng nước cất.

3. Màu của nước dưới đất tùy thuộc thành phần hóa học, các tạp chất có mặt. Phần lớn nước dưới đất không màu, nước cứng có màu phớt xanh da trời, các muối oxit sắt và hydro sunfua làm cho nước có màu xanh da trời phớt lục, các hợp chất humic hữu cơ làm cho nước nhuốm màu phớt vàng, các phân tử lơ lửng làm cho nước màu phớt xám.

4. Mùi. Nước dưới đất thường không có mùi. Mùi thường liên quan hoạt động của các vi khuẩn phân hủy các chất hữu cơ: hiđrô sunfua làm cho nước có mùi trứng thối, nước tù đọng trong các giếng gia cố bằng gỗ có mùi thiu ôi khó chịu, nước đầm lầy có mùi "đầm lầy" đặc biệt.

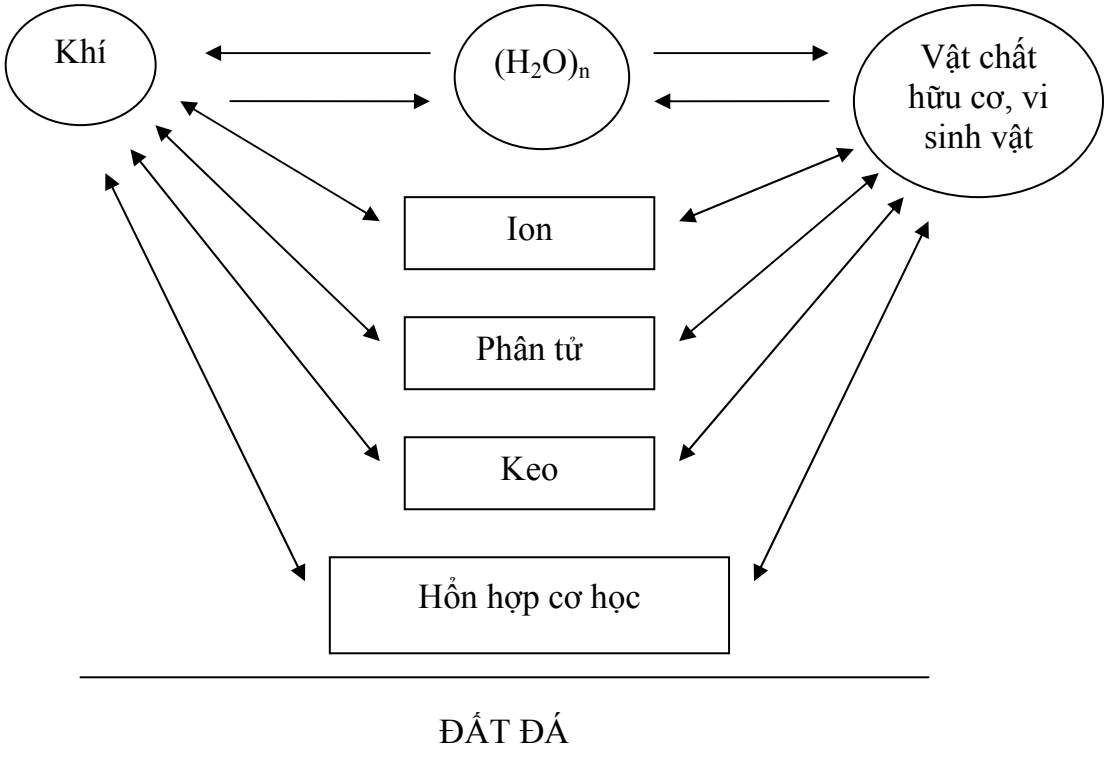
5. *Vị* của nước dưới đất là do các hợp chất muối khoáng hòa tan, các khí và tạp chất có mặt trong nước. Nước có chứa bicacbonat canxi và magiê và cả khí cacbonic thì có vị dễ chịu; phần lớn các chất hữu cơ làm cho nước có vị ngọt; vị mặn do có mặt lượng clorua natri đáng kể; vị đắng do có sunfat magiê và natri, vị gỉ sắt do chứa các ion sắt.

6. *Tỷ trọng* của nước xác định bằng tỷ số giữa trọng lượng với thể tích của nước trong điều kiện nhiệt độ nhất định. Tỷ trọng của nước bằng 1 tương ứng tỷ trọng của nước cất ở nhiệt độ 4^{o}C. Tỷ trọng của nước phụ thuộc vào nhiệt độ, lượng muối và khí hòa tan, các phần tử lơ lửng. Tỷ trọng của nước thay đổi từ 1,0 đến 1,4g/cm^3.

§2. THÀNH PHẦN CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Nước dưới đất là một hệ thống hóa lý rất phức tạp, luôn biến đổi tùy thuộc vào thành phần, mức độ, hoạt tính của các hợp phần tham gia vào trong nước và các điều kiện nhiệt động học. Phức hợp muối - ion của nước dưới đất bao gồm các nguyên tố chính, các nguyên tố vi lượng, các nguyên tố phóng xạ. Ngoài ra còn

chứa các hợp chất hữu cơ và các vi sinh vật, các khí hòa tan trong nước cũng như các chất keo và hỗn hợp cơ học (hình 3.1).



Hình 3.1. Sơ đồ nước thiên nhiên

I.THÀNH PHẦN MUỐI - ION CỦA NƯỚC DƯỚI ĐẤT

1.Các cách biểu diễn kết quả phân tích thành phần hoá học của nước

Để nghiên cứu thành phần của nước dưới đất người ta thường tiến hành phân tích thành phần hoá học của nước. Kết quả phân tích thường được biểu diễn bằng một trong các cách: trọng lượng ion, đương lượng ion và phần trăm đượng lượng.

Cách biểu diễn thường dùng phổ biến nhất là khối lượng ion. Bằng cách này, kết quả phân tích được tính bằng gam hay miligam trong một lít nước (g/l; mg/l) đối với nước nhạt và nước lợ. Đối với nước mặn dưới đất thường biểu diễn theo gam trong một kilôgam hay một trăm gam nước.

Đương lượng ion là cách biểu diễn mà cho chúng ta biết được tính chất của nước và hiểu rõ mối quan hệ giữa các ion trong mỗi kết quả phân tích cụ thể. Để chuyển miligam/lit của một ion thành miligam đương lượng/lit cần lấy số miligam/lit chia cho đương lượng của ion đó. Đương lượng ion là tỷ số giữa nguyên tử lượng và hoá trị của nguyên tố. Ví dụ, kết quả phân tích một mẫu nước cho thấy khối lượng của ion canxi là 5 mlg/lit. Đương lượng ion của canxi là 40,08/2=20,04; như vậy, miligam đương lượng của ion canxi là: 5:20,04 = 0,25 mgđl/lit.

Để có khái niệm về quan hệ giữa các ion và so sánh các loại nước có độ khoáng hoá khác nhau, người ta chuyển dạng biểu diễn theo các miligam đương lượng thành phần trăm miligam đương lượng, nghĩa là tỷ số phần trăm của một ion nào đó so với tổng cation và anion có trong nước.

2.Thành phần các nguyên tố chính của nước dưới đất

Khác với nước mặt, do tiếp xúc trực tiếp với đất đá nên nước dưới đất là một dung dịch hóa học rất phức tạp, chứa hầu hết các nguyên tố có trong vỏ quả đất. Tuy nhiên, các nguyên tố và ion đóng vai trò chủ yếu chỉ khoảng 10 loại, đó là: Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, CO_3^{2-}, Ca^{+2}, Mg^{+2}, Na^+, K^+, NH_4^+, H^+.

Ion clo (Cl^-) thường chứa một lượng ít trong vỏ trái đất. Clorua là hợp phần cơ bản chỉ tồn tại trong các khoáng vật của đá macma và biến chất: mica, hoblen, opxidian, ... Nguồn cung cấp ion clo chủ yếu từ các khí núi lửa, các bồn biển cổ, sự hòa tan các muối mỏ,... Do độ hòa tan của các muối clorua khá cao nên chỉ trầm đọng khi đóng băng và khi bốc hơi. Các ion clo ít có khả năng trao đổi ion hấp thụ và tác dụng lên các yếu tố sinh vật nên nó là thành phần tương đối ổn định trong nước dưới đất.

Ion sunfat (SO_4^{2-}) tương đối phổ biến trong nước dưới đất, đặc biệt trong nước khoáng hóa yếu. Ion sunfat có thể được tích tụ trong nước do sự hòa tan thạch cao và anhidrit, sự oxy hóa các hợp chất lưu quỳnh (pririt, ..) và các khoáng vật sunfat khác. Ion sunfat nguồn gốc sinh vật không bền vững khi có mặt oxy tự do và trong điều kiện thích hợp thường xảy ra quá trình khử oxy để cho sunfua hydro.

Ion bicacbonat (HCO_3^-) và cacbonat (CO_3^{2-}). Các ion này, đặc biệt là HCO_3^- phổ biến có mặt trong nước nhạt và nước hơi mặn với hàm lượng không cao.

Ion bicacbonat có trong nước dưới đất là do đá vôi, đolomit, sét vôi bị rữa lửa bởi nước có chứa khí CO_2:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$
$$MgCO_3 + CO_2 + H_2O \leftrightarrow Mg^{2+} + 2HCO_3^-$$

Ion cacbonat rất ít khi tồn tại trong nước dưới đất hoặc chỉ có lượng nhỏ so với ion HCO_3^-.

Ion natri (Na^+) phổ biến rộng rãi trong nước dưới đất đặc biệt trong các phức hệ chứa nước dưới sâu và là cation phổ biến nhất. Nguồn cung cấp natri trong nước dưới đất là nước biển và đại dương, quá trình phong hóa của đá xâm nhập, sự hòa tan các tinh thể muối phân tán trong đất, các phản ứng trao đổi ion.

Ion kali (K^+) ít gặp trong nước dưới đất dù muối kali có độ hòa tan lớn. Nguyên nhân là do kali tham gia vào quá trình tạo khoáng vật thứ sinh, bị đất sét hay các thực vật hấp thụ. Nguồn ion kali của nước dưới đất là do quá trình phong hóa các đá xâm nhập và các khoáng vật có chứa kali hoặc do hòa tan các muối kali.

Ion magiê (Mg^{2+}) thường có hàm lượng không lớn trong nước dưới đất. Magiê có mặt chủ yếu liên quan với nước biển hoặc khí quyển, do các khoáng vật chứa magiê bị phân hủy hay đôlômit rữa lũa.

Ion canxi (Ca^{2+}) gặp trong nước dưới đất với độ khoáng hóa khác nhau. Trong nước nhạt và nước khoáng hóa cao ion canxi thường tạo nên các hợp chất với ion cacbonat (nước bicacbonat) hoặc ion sunfat (nước sunfat) và trong các loại nước muối nồng độ cao - với ion clo. Ion canxi đi vào trong nước dưới đất do quá trình phong hóa các đá xâm nhập, đặc biệt là sự rữa lũa của đá vôi, đôlômit, thạch cao, anhydrit.

Ca^{2+} và Mg^{2+} trong nước làm cho nước có tính cứng, gây ra sự đóng cặn cacbonat trong nồi hơi, ấm nước. Tổng lượng Ca^{2+} và Mg^{2+} có trong nước là tổng độ cứng. Phần Ca^{2+} và Mg^{2+} bị kết tủa khi đun sôi nước gọi là độ cứng tạm thời. Phần Ca^{2+} và Mg^{2+} không bị kết tủa khi đun sôi gọi là độ cứng vĩnh viễn. Theo O.A.Alekin có thể chia nước dưới đất theo độ cứng như sau:

nước rất mềm	< 1,5	mgđl
nước mềm	1,5 – 3	mgđl
nước hơi mềm	3 – 6	mgđl
nước cứng	6 – 9	mgđl
nước rất cứng	> 9	mgđl

trong đó 1mg đương lượng tương đương 20,04mg/lCa^{2+} hay 12,16mg/Mg^{2+}.

Ion hyđrô (H^+) chủ yếu do nước và các axit phân ly ra: $H_2O = H^+ + OH^-$

Ion H^+ trong nước làm cho nước có tính axit, nồng độ H^+ được biểu thị bằng độ pH ($pH = -lg[H^+]$). Theo giá trị pH, chia nước dưới đất làm 5 loại:

nước có tính axit mạnh	pH < 5
nước có tính axit	pH = 5-7
nước trung tính	pH = 7
nước có tính kiềm	pH = 7-9
nước có tính kiềm mạnh	pH > 9

Đại bộ phận nước dưới đất có tính kiềm yếu và trung tính. Chỉ trong những vùng có khoáng sản kim loại nước mới thông thường có tính axit.

Ion nitrit (NO_2^-) phân bố khá rộng rãi trong nước mặt, nước dưới đất nhưng thường chỉ một lượng rất nhỏ. Hàm lượng axit nitrit trong nước dưới đất cao là do các quá trình oxy hóa các hợp chất amoniắc, sự phân hủy các chất hữu cơ hay do khử các natriat để thành nitrit. Sự oxy hoá các hợp chất amoniắc thường do các hoạt động của vi khuẩn nitrit gây nên. Lượng ion NO_2^- lớn hơn chứng tỏ các vi khuẩn sinh bệnh (dịch tả, thương hàn, ..) có trong nước.

Ion nitrat (NO_3^-) có trong nước dưới đất do các vật chất hữu cơ chứa nitơ bị oxy hóa hoàn toàn. Các muối nitrat có hàm lượng rất nhỏ trong nước dưới đất và không gây hại đến cơ thể con người nhưng khi có mặt thường kèm theo các ion nitrit và amôn nên vẫn phải khống chế hàm lượng NO_3^- khi sử dụng.

Ion amôn (NH_4^+) thành tạo do quá trình sinh hóa với sự tham gia của vi khuẩn khử nitrit trong các điều kiện hiếm khí. Sự có mặt ion amôn có nguồn gốc hữu cơ chứng tỏ có sự phân hủy các chất hữu cơ có chứa nitơ và đó là dấu hiệu nhiễm bẩn của nước.

Silic do độ hòa tan thấp, nên tuy là nguyên tố phổ biến nhất trong vỏ trái đất nhưng có hàm lượng trong nước nhỏ, thường ở dạng oxit silic và axit silic.

Sắt. Trong vỏ Quả đất sắt khá phổ biến, chứa nhiều trong các khoáng vật như piroxen, amfibon, manhêtit, pirit, biotit, granat... Khi bị phong hóa chúng sẽ giải phóng một lượng sắt khá lớn thường chuyển thành các oxit sắt hòa tan yếu và vững bền. Trong nước dưới đất các hợp chất sắt thường tồn tại dưới dạng protoxit (Fe^{2+}) hoặc oxit (Fe^{3+}). Các hợp chất của protoxit sắt trong nước không bền vững, khi gặp

oxy sẽ bị oxy hóa tạo thành hydroxit sắt ở dạng keo trong nước. Các hợp chất chứa sắt trong nước làm cho nước có vị tanh khó chịu.

Nhôm tuy phổ biến trong vỏ trái đất nhưng có hàm lượng nhỏ trong nước là do khả năng di chuyển yếu trong nước dưới đất.

3. Thành phần các nguyên tố vi lượng của nước dưới đất

Các nguyên tố vi lượng là các nguyên tố hóa học hay các hợp chất của chúng chứa trong nước dưới đất với hàm lượng nhỏ hơn 10mg/l. Các nguyên tố vi lượng thường không quyết định kiểu hoá học của nước, nhưng nó ảnh hưởng rất lớn đến các tính chất đặc trưng cho thành phần của nước. Mặc dù chiếm lượng rất nhỏ nhưng chúng có ảnh hưởng lớn đến sự diễn biến của các quá trình sinh học.

Các nguyên tố vi lượng bao gồm các nguyên tố Li, B, F, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, Sr, Mo, I, Ba, Pb v. v...

Các nguyên tố vi lượng như I, F, Zn, Cu, Co, B,.. có ảnh hưởng lớn đến hoạt động của người, động và thực vật. Trong một số vùng do thiếu hay thừa một số nguyên tố vi lượng trong nước và đất đã gây một số bệnh cho người, ví dụ, bệnh bướu cổ do thiếu iốt trong cơ thể.

Hàm lượng các nguyên tố vi lượng như I, Br, B, Li, .. trong nước dưới đất cao có thể khai thác như một nguyên liệu khoáng sản.

Các nguyên tố phóng xạ. Những nguyên tố phóng xạ chủ yếu gồm U, Rn, Ra và một số đồng vị phóng xạ như K^{40}, H^3, C^{14}. Chúng thường có lượng rất nhỏ trong nước.

4. Độ khoáng hóa của nước

Độ khoáng hóa của nước là tổng hàm lượng các chất khoáng phát hiện được khi phân tích hóa học nước. Còn lượng cặn khô đặc trưng cho hàm lượng các muối khoáng không bay hơi hòa tan trong nước và một phần các hợp chất hữu cơ.

Độ khoáng hóa có thể tính theo lượng cặn khô khi đốt nóng nước ở nhiệt độ 105-110^oC. Lượng cặn khô biểu thị bằng mg/l hay g/l. Lượng cặn khô xác định được thường khác tổng độ khoáng hoá tính toán do một số chất khí bay hơi khi nung và do thành phần các chất hữu cơ ở trong nước.

Để tránh hiện tượng hydrat hóa làm cho hàm lượng cặn khô tăng lên, khi lượng ion magiê, sunfat, clo có nhiều trong nước thì thường cho thêm một ít sôđa (Na_2CO_3) đã sấy ở nhiệt độ 180^oC, các muối clorua, sunfat canxi, magiê khi đó sẽ chuyển thành cacbonat làm cho cặn khô không có hiện tượng ngậm nước.

Độ khoáng hóa của nước là một chỉ tiêu quan trọng để phân loại nước dưới đất, vì khi độ khoáng hóa thay đổi, thành phần hóa học của chúng cũng thay đổi theo. Dựa theo độ khoáng hóa có thể phân loại nước thành các nhóm sau:

1. Siêu nhạt	<0,2	g/l
2. Nhạt	0,2-1	g/l
3. Lợ	1-3	g/l
4. Hơi mặn	3-10	g/l
5. Mặn	10-35	g/l
6. Muối	> 35	g/l

5. Biểu diễn các kết quả phân tích hóa học nước:

1. Công thức Kurlov

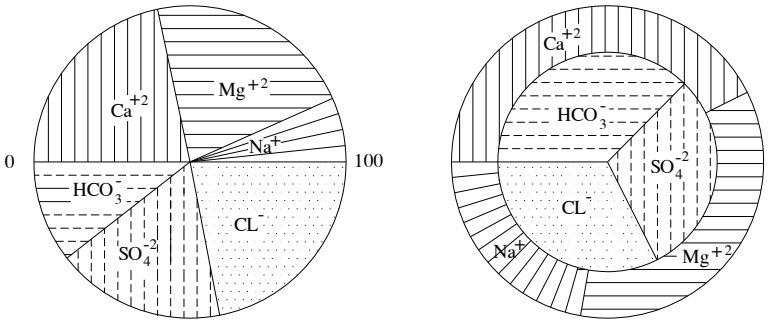
Công thức Kurlov biểu diễn dưới dạng một phân số: tử số ghi hàm lượng các ion âm (anion) bằng % mgđl/l theo thứ tự giảm dần, mẫu số - các ion dương (cation), cũng theo thứ tự như vậy đối với các ion có hàm lượng lớn hơn 10% mgđl/l. Phía trước phân số, từ phải sang trái ghi độ khoáng hóa M(g/l), các thành phần đặc biệt (khí, các nguyên tố vi lượng) bằng g/l. Phía sau phân số ghi lần lượt nhiệt độ (T), độ pH và lưu lượng nước (m^3/ngày). Ví dụ:

$$\mathrm{HBO}^{2}_{0,001}\mathrm{CO}^{2}_{1,9}\mathrm{M}_{2,5}\,\frac{HCO^{3}_{59}SO^{4}_{29}Cl_{12}}{Ca_{60}Mg_{25}Na_{14}}\,T_{14}\,pH_{6,8}Q_{300}$$

Tên gọi nước theo thành phần có hàm lượng lớn hơn 25% mgđl/l theo thứ tự từ lớn đến bé, từ các anion đến cation. Tên nước ở ví dụ trên là bicacbonat sunfat canxi manhê.

2. Đồ thị vòng tròn Tolxtikhin (hình 3.2)

Bán kính vòng tròn biểu thị độ khoáng hóa, các anion và cation tính bằng % mgđl; anion biểu diễn ở nửa vòng tròn dưới còn cation nửa vòng tròn trên. Thứ tự biểu diễn với cation là Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+} còn anion là HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}. Đôi khi biểu diễn thành hai vòng tròn, vòng ngoài là cation, vòng trong là anion (theo chiều kim đồng hồ).

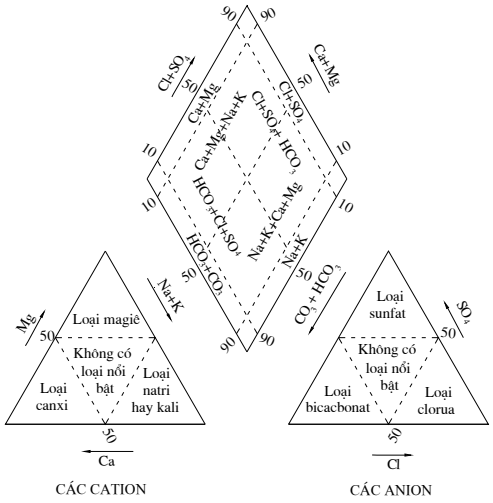


Hình 3.2 Đồ thị Tolxtikhil

3. Biểu đồ Piper

Các ion chính trong nước tự nhiên gồm có Na^{+}, K^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+} và Cl^{-}, CO_3^{2-}, HCO_3^{-} và SO_4^{2-}. Nếu gộp hai cation K^{+} và Na^{+} vào một thì ta có 3 nhóm cation. Tương tự nếu ta gộp hai anion HCO_3^{-} và CO_3^{2-} thì có 3 nhóm anion. Dùng 2 biểu đồ tam giác ta có thể biểu thị phần trăm của mỗi cation hay anion (hình 3.3). Sau khi xác định được các điểm biểu thị số phần trăm nồng độ của cation và anion trên

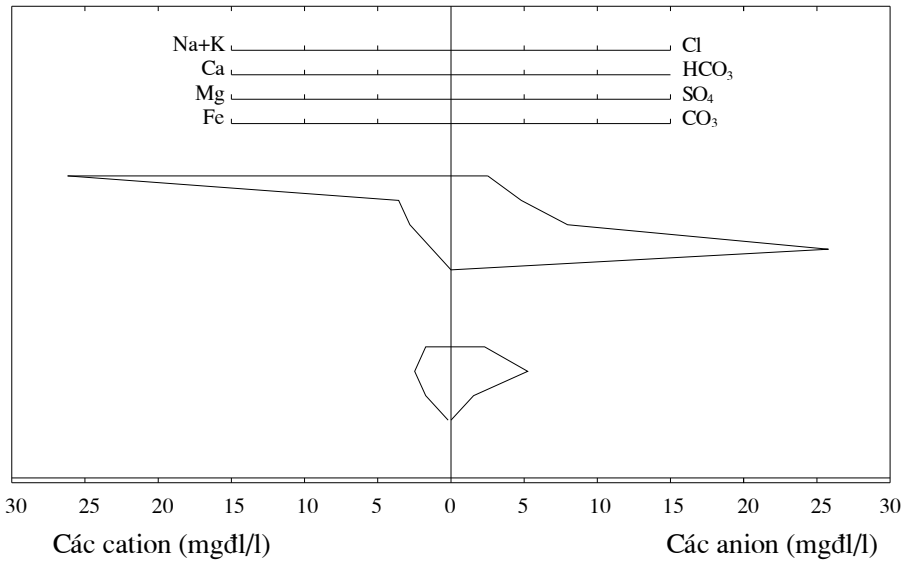
hai biểu đồ tam giác, chiếu song song với các trục Mg và SO_4 lên trường hình thoi. Điểm giao nhau của chúng biểu thị thành phần của nước.



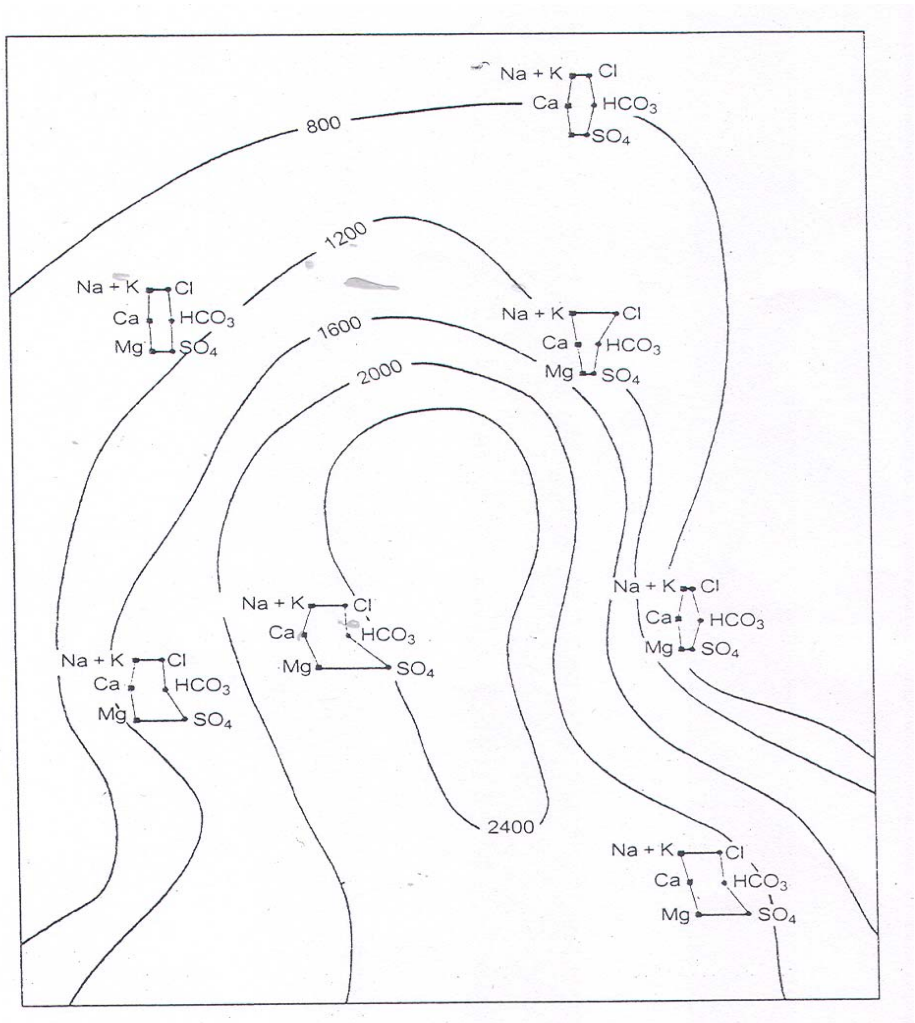
Hình 3.3 Biểu đồ Piper

4. Biểu đồ Stiff

Biểu đồ Stiff được biểu diễn thông qua một hệ trục với 4 trục nằm ngang, có chiều tăng về hai phía, biểu diễn thành phần của các cation ở bên trái và các anion ở bên phải và một trục thẳng đứng đi qua giá trị 0 của các trục nằm ngang. Trục thẳng đứng không tỷ lệ, chỉ để xác định giá trị 0 của các trục nằm ngang. Thành phần của các cation và anion thể hiện bằng mgđl/l, được nối với nhau tạo nên một đa giác khép kín (hình 3.4). Trục nằm ngang dưới cùng cho sắt và cacbonat thì tùy chọn vì trong nhiều loại nước, chúng gần bằng không. Biểu đồ Stiff tiện lợi khi so sánh nhanh bằng mắt các loại nước, vùng đa giác càng rộng thì nồng độ các ion càng khác xa nhiều. Hình 3.4b trình bày các biểu đồ Stiff thể hiện trên bản đồ thuỷ địa hoá của một vùng.



Hình 3.4 Biểu đồ Stiff



Hình 3.5 Bản đồ thuỷ địa hoá, biểu diễn bằng biểu đồ Stiff.

II. CÁC KHÍ HÒA TAN TRONG NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Các khí phổ biến nhất trong nước dưới đất là oxy (O_2), cacbonic (CO_2), sunfua hydrro (H_2S), hydro (H_2), mêtan (CH_4), cacbua hyđrô nặng, nitơ (N_2) và các khí hiếm. Các khí này tồn tại dưới dạng hòa tan hay tự do. Khi áp suất giảm, khí hòa tan dễ chuyển sang dạng tự do.

Oxy (O_2) chủ yếu có nguồn gốc khí quyển, một phần được thoát từ thực vật trong quá trình quang hợp. Trong nước dưới đất, oxy ở dạng phân tử hòa tan với hàm lượng 0-15mg/l. Hàm lượng oxy giảm dần theo chiều sâu.

Cacbonic (CO_2) ở dạng khí cacbonic tự do trong nước do nước hấp thụ từ không khí của khí quyển hoặc do các quá trình sinh hóa xảy ra trong các lớp đất đá, tách ra trong quá trình núi lửa hoạt động và biến chất. Khi hàm lượng khí CO_2 tự do lớn hơn hàm lượng cân bằng thì nước có tính ăn mòn cacbonat dẫn đến phá hủy đất đá, bê tông và bê tông cốt thép.

Sunfua hydrro (H_2S) tồn tại trong nước dưới đất dưới dạng khí H_2S, ion hydro sunfit HS^- và sunfua S^{2-}. Sunfua hydrô được tích tụ trong nước dưới đất là do quá trình khử sunfat trong môi trường clorua hydro với sự tham gia của các vi khuẩn hiếm khí, khử sunfat hoặc trong điều kiện nhiệt độ và áp suất cao (nhiệt biến chất).

Thông thường hàm lượng sunfua hydro thấp trong nước dưới đất ít khi vượt quá 50mg/l; ở các mỏ dầu, hàm lượng của chúng có thể đạt đến 1000-2000 mg/l.

Hydro (H_2) ở trong nước dưới đất được hình thành do quá trình phân ly nước, do phân hủy các chất hữu cơ hoặc thuỷ phân các muối kim loại nặng (sunfat sắt, đồng, nhôm, ...) trong đới oxy hóa các quạng sunfua.

Mêtan (CH_4) và cacbua hydro nặng trong nước dưới đất được thành tạo do kết quả của quá trình sinh hoá khi phân huỷ các chất hữu cơ, chủ yếu trong các mỏ dầu, các bồn chứa than; ngoài ra còn gặp trong các đầm lầy, bể than bùn. Hàm lượng CH_4 trong nước dưới đất có thể đạt tới 50cm^3/l.

Nitơ và các khí hiếm (hêli, neon, argon, kripton và xenon) đều là những khí trơ.

III.CÁC CHẤT HỮU CƠ VÀ VI SINH VẬT TRONG NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Các chất hữu cơ trong nước dưới đất rất đa dạng, phụ thuộc vào thế giới sinh vật của vùng. Các chất hữu cơ cần chú ý gồm có: các axit humic, bitum, fenon, các axit béo, naptenat, cacbon hữu cơ, nitơ hữu cơ ... Nguồn cung cấp các chất hữu cơ cho nước dưới đất là nước mưa, khí quyển, nước mặt, thổ nhưỡng, nước biển, bùn biển, đất đá các vỉa dầu, than, than bùn, ... Trong nước nằm nông thường gặp các chất hữu cơ có nguồn gốc động vật và sản phẩm phân hủy thực vật. Chúng thường là các hợp chất humic phức tạp dưới dạng các dung dịch keo làm cho nước có màu phớt vàng. Nước này không gây tác hại đến cơ thể con người nhưng do có mùi vị khó chịu nên không cho phép dùng để ăn uống. Nước dưới đất giàu các chất hữu cơ không dùng trong các nồi hơi.

Các vi sinh vật trong nước dưới đất thường là các vi khuẩn đơn bào hoặc đa bào (hiếm hơn). Các vi khuẩn này tham gia tích cực vào thành phần hóa học của nước, tác dụng lên các hợp chất hữu cơ và vô cơ. Một số vi khuẩn không gây tác hại, một số khác lại gây bệnh cho người.

Các ví dụ tính toán

***Ví dụ 1*:** Kết quả phân tích thành phần hóa học của mẫu nước cho các giá trị (bằng mg/l): Na^+=78, K^+=9, Ca^{2+}=89, Mg^{2+}=24, Fe^{2+}=0,2, Cl^-=125, SO_4^{2-}=83, NO_3^-=5, HCO_3^-=276, CO_3^{2-}=0. Tổng độ khoáng hóa M=10g/l, nhiệt độ nước T°C=30°C. Viết công thức Kurlov và gọi tên nước đó.

Bài giải

Tính %mgđl của mẫu nước và ghi vào bảng.

Cation	Nội dung tính			Anion	Nội dung tính		
	mg/l	mg.đl/l	%đl		mg/l	mg.đl/l	%đl
Na^+	78	3,39	34	Cl^-	125	3,53	36
K^+	9	0,23	2	SO_4^-	83	1,73	17
Ca^{2+}	89	4,44	44	NO_3^-	5	0,08	1
Mg^{2+}	24	1,97	20	HCO_3^-	276	4,52	46
Fe^{2+}	0,2	0,01	-	CO_3^{2-}	0	-	-
Tổng số	200,0	10,04	100	Tổng số	48,9	9,86	100

Công thức Kurlov của mẫu nước đó là:

$$M_{10}\frac{HCO^3_{46}Cl_{36}SO^4_{17}}{Ca_{44}Na_{34}Mg_{20}}T_{30}$$

Đó là loại nước bicacbonat clorua canxi natri magiê

Ví dụ 2. Viết công thức Kurlov và gọi tên nước theo kết quả phân tích thành phần hóa học nước dưới của hai mẫu nước sau:

Mẫu nước A: M=1,5g/l, nhiệt độ 22°C, CO_2 tự do = 0,5mg/l, thành phần các ion theo % mgđl là Ca^{2+}=58%, Mg^{2+}=25,6%, Na^+=14,9%, HCO_3^-=54%, SO_4^{2-}=37,5%, Cl^-=15,4%.

Mẫu nước B: M=13,8g/l, nhiệt độ 18°C, thành phần các ion theo % mgđl là Mg^{2+}=25%, Na^+=53%, HCO_3^-=9,3%, SO_4^{2-}=19,5%, Cl^-=69,5%.

Bải giải

Công thức Kurlov:

- cho mẫu nước A: $CO^2_{0,5}M_{1,5}\frac{HCO^3_{54}SO^4_{37,5}Cl_{15,4}}{Ca_{58}Mg_{25,6}Na_{14,9}}T_{22^oC}$

Tên mẫu nước: "Bicacbonat sunfat canxi magie"

- cho mẫu nước B: $M_{13,85}\frac{Cl_{69,5}SO^4_{19,5}}{Na_{53}Mg_{25}Ca_{20,1}}T_{18^oC}$

Tên nước: Clorua natri magiê

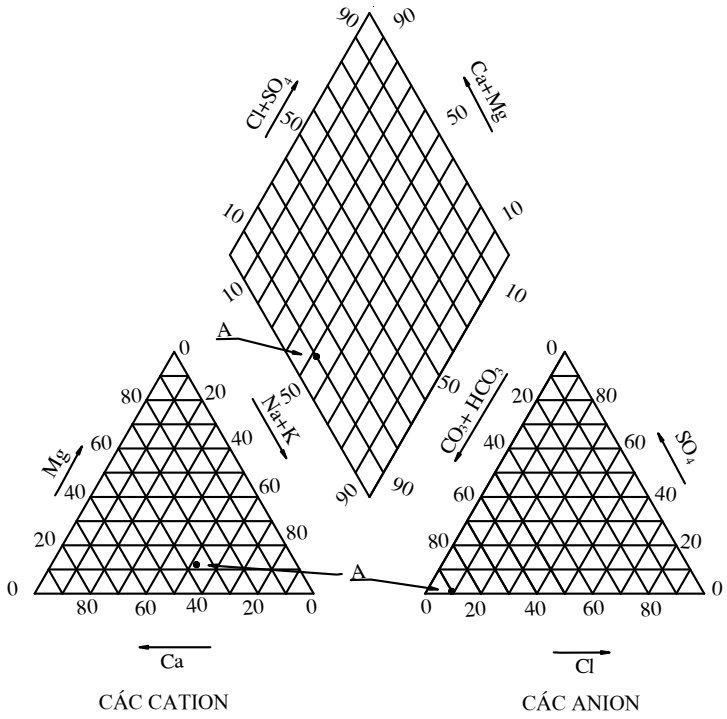
Ví dụ 3. Hãy biểu diễn các kết quả phân tích nước sau trên biểu đồ tam giác Piper.

	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-

mg/l	23	4,7	35	4,7	171	0	1,0	9,5
mgđl/l	1,15	0,39	1,52	0,12	2,80	0	0,02	0,27

Bài giải: Tính phần trăm mgđl của mỗi nhóm cation và anion theo phần trăm tổng

Cation	mgđl/l	%đl	Anion	mgđl/l	%đl
Ca^{+}	1,15	36	Cl^{-}	0,27	9
Mg^{2+}	0,39	12	SO_4^{-}	0,02	1
$Na^{+}+K^{+}$	1,64	52	$CO_3^{2-}+HCO_3^{-}$	2,80	90
Tổng	3,18	100	Tổng	3,09	100



Hình 3.6 Biểu đồ Piper

Do sai số khi phân tích và các thành phần phụ không được báo cáo nên đương lượng tổng các cation và anion không phải lúc nào bằng nhau.

Từ các kết quả tính lượng phần trăm đương lượng của mỗi nhóm ion, trên biểu đồ biểu thị thành phần hoá học của nước (hình 3.3) chiếu theo các trục tương ứng chúng ta xác định được điểm A . Điểm A được đánh dấu trên biểu đồ.

§3. CÁC TIÊU CHUẨN ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC

I.TIÊU CHUẨN CHẤT LƯỢNG NƯỚC CHO MỤC ĐÍCH ĂN UỐNG VÀ SINH HOẠT

Khi đánh giá chất lượng nước cho mục đích ăn uống và sinh hoạt thường đánh giá theo các yêu cầu sau:

- Nước không chứa các nguyên tố độc hại với hàm lượng quá mức có thể gây tác hại đối với sức khỏe con người;
- Nước không chứa các vi khuẩn gây bệnh;
- Nước gây cảm giác dễ chịu khi sử dụng;
- Thành phần nước không ảnh hưởng xấu đến sức khỏe con người và không chứa các thành phần nhiễm bẩn quá quy định.

Nước có độ khoáng hóa nhỏ quá hay lớn quá đều không có lợi, vì vậy tùy theo điều kiện của mỗi quốc gia, người ta quy định tiêu chuẩn chất lượng nước tối

ưu đối với sức khỏe của con người. Ở Mỹ và một số nước Châu Phi quy định độ tổng khoáng hóa nước dùng cho ăn uống không quá 0,5g/l, ở Liên Bang Nga cho phép tới 1,5g/l, UNESCO quy định nhỏ hơn 1,5g/l. Ở nước ta, tiêu chuẩn nước sạch dùng cho sinh hoạt (không dùng cho mục đích ăn uống) được Bộ Y tế quy định theo Quyết định số 09/2005/QĐ-BYT như sau:

TIÊU CHUẨN VỆ SINH NƯỚC SẠCH

(Ban hành kèm theo Quyết định số 09/2005/QĐ-BYT

TT	Tên chỉ tiêu	Đơn vị tính	Giới hạn tối đa	Phương pháp thử	Mức độ kiểm tra
I. Chỉ tiêu cảm quan và thành phần vô cơ					
1	Màu sắc	TCU	15	TCVN 6187 -1996 (ISO 7887 -1985)	I
2	Mùi vị		Không có mùi vị lạ	Cảm quan	I
3	Độ đục	NTU	5	TCVN 6184 -1996	I
4	pH		6,0-8,5	TCVN 6194 - 1996	I
5	Độ cứng	mg/l	350	TCVN 6224 -1996	I
6	Amoni (tính theo NH_4^+)	mg/l	3	TCVN 5988 -1995 (ISO 5664 -1984)	I
7	Nitrat (tính theo NO_3^-)	mg/l	50	TCVN 6180 -1996 (ISO 7890 -1988)	I
8	Nitrit (tính theo NO_2^-)	mg/l	3	TCVN 6178 -1996 (ISO 6777 -1984)	I
9	Clorua	mg/l	300	TCVN 6194 -1996 (ISO 9297 -1989)	I
10	Asen	mg/l	0,05	TCVN 6182-1996 (ISO 6595-1982)	I
11	Sắt	mg/l	0,5	TCVN 6177 -1996 (ISO 6332 -1988)	I
12	Độ ô-xy hoá theo $KMn0_4$	mg/l	4	Thường quy kỹ thuật của Viện Y học lao động và Vệ sinh môi trường	I
13	Tổng số chất rắn hoà tan (TDS)	mg/l	1200	TCVN 6053 -1995 (ISO 9696 -1992)	II
14	Đồng	mg/l	2	TCVN 6193-1996 (ISO 8288 -1986)	II
15	Xianua	mg/l	0,07	TCVN 6181 -1996 (ISO 6703 -1984)	II
16	Florua	mg/l	1,5	TCVN 6195-1996 (ISO 10359 -1992)	II
17	Chì	mg/l	0,01	TCVN 6193 -1996 (ISO 8286 -1986)	II
18	Mangan	mg/l	0,5	TCVN 6002 -1995 (ISO	II

				6333 -1986)	
19	Thuỷ ngân	mg/l	0,001	TCVN 5991 -1995 (ISO 5666/1 -1983 ISO 5666/3 -1989)	II
20	Kẽm	mg/l	3	TCVN 6193 -1996 (ISO 8288 -1989)	II
II. Vi sinh vật					
21	Coliform tổng số	vi khuẩn /100ml	50	TCVN 6187 - 1996 (ISO 9308 - 1990)	I
22	E. coli hoặc Coliform chịu nhiệt	vi khuẩn /100ml	0	TCVN 6187 - 1996 (ISO 9308 -1990)	I

Nước dùng cho mục đích ăn uống được Bộ Y tế quy định theo quyết định số 1329/2002/BYT/QĐ:

TIÊU CHUẨN VỆ SINH NƯỚC ĂN UỐNG

(Ban hành kèm theo Quyết định của Bộ trưởng Bộ Y Tế số 13292002/BYT/QĐ

TT	Tên chỉ tiêu	Đơn vị tính	Giới hạn tối đa	Phương pháp thử	Mức độ giám sát
I. Chỉ tiêu cảm quan và thành phần vô cơ					
1	Màu sắc	TCU	15	TCVN 6185 -1996 (ISO 7887 -1985)	A
2	Mùi vị		Không có mùi vị lạ	Cảm quan	A
3	Độ đục	NTU	2	TCVN 6184 -1996 (ISO 7027 -1990)	A
4	pH		6,5-8,5	AOAC hoặc SMEWW	A
5	Độ cứng	mg/l	300	TCVN 6224 -1996	A
6	Tổng chất rắn hoà tan (TDS)	mg/l	1000	TCVN 6053-1995 (ISO 9696 -1992)	B
7	Nhôm	mg/l	0,2	ISO 12020-1997	B
8	Amoni (tính theo NH_4^+)	mg/l	1,5	TCVN 5988 -1995 (ISO 5664 -1984)	B
9	Antimon	mg/l	0,005	AOAC hoặc SMEWW	C
10	Asen	mg/l	0,01	TCVN 6182-1996 ISO 6595-1982	B
11	Bari	mg/l	0,7	AOAC hoặc SMEWW	C
12	Bo, tính chung cho cả Borat và Axit boric	mg/l	0,3	ISO 9390-1990	C

13	Cadimi	mg/l	0,003	TCVN 6197-1996 ISO 5961-1994	C
14	Clorua	mg/l	250	TCVN 6194 -1996 (ISO 9297 -1989)	A
15	Crom	mg/l	0,05	TCVN 6222-1996 ISO 9174-1990	C
16	Đồng	mg/l	2	TCVN 8288-1986 (ISO 6193 -1996)	C
17	Xianua	mg/l	0,07	TCVN 6181 -1996 (ISO 6703 -1984)	C
18	Florua	mg/l	0,7-1,5	TCVN 6195-1996 (ISO 10359 -1992)	B
19	HydroSunfua	mg/l	0,05	TCVN 10530-1992	B
20	Sắt	mg/l	0,5	TCVN 6177 -1996 (ISO 6332 -1988)	A
21	Chì	mg/l	0,01	TCVN 6193 -1996 (ISO 8286 -1986)	B
22	Mangan	mg/l	0,5	TCVN 6002 -1995 (ISO 6333 -1986)	A
23	Thuỷ ngân	mg/l	0,001	TCVN 5991 -1995 (ISO 5666/1 - 5666/3 -1983)	B
24	Molybden	mg/l	0,07	AOAC hoặc SMEWW	C
25	Niken	mg/l	0,02	TCVN 6180-1996 ISO 8288-1986	C
26	Nitrat	mg/l	50	TCVN 6180 -1996 (ISO 7890 -1988)	A
27	Nitrit	mg/l	3	TCVN 6178 -1996 (ISO 6777 -1984)	A
28	Selen	mg/l	0,01	TCVN 6183-1996 ISO 9964-1-1993	C
29	Natri	mg/l	200	TCVN 6196-1996 ISO 9964-1-1993	B
30	Sunphat	mg/l	250	TCVN 6200-1996 ISO 9280-1990	A
31	Kẽm	mg/l	3	TCVN 6193 -1996 (ISO 8288 -1989)	C
32	Độ ô-xy hoá	mg/l	2	Chuẩn độ bằng KMnO4	A

Chú ý rằng các tiêu chuẩn vệ sinh về nước thường được thay đổi theo thời gian theo hướng nâng cao yêu cầu để nhằm mục đích nâng cao chất lượng cuộc sống.

II.ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC TƯỚI

Khi đánh giá mức độ phù hợp của chất lượng nước dùng để tưới cần xem xét các nhân tố sau: tổng độ khoáng hóa, thành phần muối, tỷ lệ một số loại muối trong nước, bản chất và thành phần thổ nhưỡng và lớp dưới thổ nhưỡng, địa hình vùng tưới, vị trí của mực nước ngầm, lượng nước để tưới và phương pháp tưới, loại thực vật và khí hậu của vùng.

Cần lưu ý là phần lớn các chất tan trong nước tưới được giữ lại trong lớp thổ nhưỡng. Để duy trì độ màu mỡ của thổ nhưỡng thì lượng muối bị giữ lại này phải được lấy đi bằng rửa nhạt trên mặt hoặc chuyển xuống nước ngầm ở phía dưới. Nếu mực nước ngầm dâng lên quá cao thì muối thoát xuống nước ngầm có nguy cơ vận chuyển trở lại lên mặt đất do mao dẫn. Vùng thoát nước tự nhiên hay nhân tạo có thể sử dụng nước lợ để tưới (M có thể tới 5÷7 g/l), vùng thường xuyên được rửa nhạt cũng có thể dùng nước lợ để tưới, lượng muối tồn tại trong đất sẽ được nước mưa hòa tan và mang đi. Theo V.A Kôvđa khi hàm lượng muối có hại trong đất lên đến 1,5 ÷ 1,7% thì đa số cây trồng không phát triển và không mọc mầm. Các nước ở Trung Cận Đông, Bắc Phi thường xuyên dùng nước lợ để tưới, ở Mỹ và Isarel còn thử nghiệm dùng nước biển để tưới. Khi tổng độ khoáng hóa của nước lên tới 5 ÷ 7 g/l thì lượng nước tưới nên vượt quá yêu cầu 15 ÷ 20%.

Khả năng chịu muối của thực vật khác nhau. Người ta chia thực vật ra các loại có mức chịu đựng khác nhau để có thể sử dụng nước tưới có hàm lượng muối khác nhau:

- Kém chịu đựng: chanh, đào, mơ, mận, bưởi, cam, lê, táo; đỗ xanh, cần tây, củ cải, đậu các loại.

- Chịu đựng trung bình: dưa đỏ, chà là, vải, lựu; dưa chuột, bí xanh, cà rốt, khoai tây, sup lơ, bắp cải, cà chua, ngô, lúa, thầu dầu, ...

- Chịu đựng tốt: dừa, măng tây, củ cải đường, bông, cói, ...

Hiện nay, để đánh giá chất lượng nước tưới, thường dùng các chỉ số sau:

+ Tổng độ khoáng hóa. Thường dùng nước có độ khoáng hóa không quá 1÷1,5g/l để tưới. Khi hàm lượng muối từ 1,5÷3g/l cần phải phân tích thành phần các muối hòa tan. Tiêu chuẩn giới hạn của nhiều nước là 5g/l.

+ Thành phần muối. Muối natri là muối có hại nhất cho cây trồng. Mức độ tác hại các muối natri (theo tỷ số trọng lượng):

Na_2SO_4: NaCl: Na_2CO_3 = 1: 3: 10.

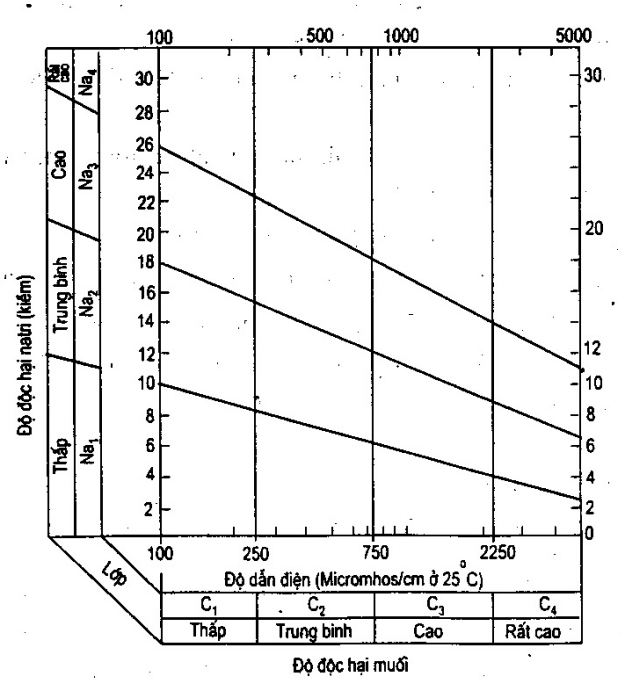
Đối với thổ nhưỡng thoát nước tốt, giới hạn hàm lượng muối natri như sau: Na_2CO_3 - 1000mg/l, NaCl - 2000 mg/l, Na_2SO_4 - 5000 mg/l. Khi có măt đồng thời các muối này thì tiêu chuẩn giới hạn cho từng loại muối phải giảm xuống. Nếu hàm lượng xô đa trong nước cao, người ta cho thêm thạch cao vào để biến Na_2CO_3 thành muối Na_2SO_4 ít hại hơn.

Các hợp chất nitơ, phophat, kali không có hại đối với cây trồng, mà còn tăng độ màu mỡ của đất. Bo là nguyên tố vi lượng đối với cây trồng, tuy nhiên khi hàm lượng Bo vượt quá yêu cầu của cây trồng thì sẽ có hại. Hàm lượng Bo cho phép đối với thực vật chịu Bo kém, trung bình và tốt tương ứng là 1,0; 2,0 và 3,0 mg/l.

Bảng 3.1 Công thức tính hệ số tưới

Thành phần hóa học của nước	Công thức tính hệ số tưới K_a
Có mặt clorua natri. Hàm lượng Na^+ nhỏ hơn hàm lượng Cl^-	$K_a = \frac{288}{5rCl^-}$
Có mặt clorua và sunfat natri. Hàm lượng Na^+ lớn hơn Cl^- nhưng nhỏ hơn tổng hàm lượng các axit mạnh	$K_a = \frac{288}{rNa^+ + 4rCl^-}$
Có mặt clorua, sunfat và cacbonat natri. Hàm lượng Na^+ lớn hơn hàm lượng ion của các axit mạnh	$K_a = \frac{288}{10rNa^+ - 5rCl^- - 9rSO_4^{-2}}$

Theo tài liệu phân tích hóa học nước, có thể đánh giá chất lượng nước theo hệ số tưới K_a (theo Priklonski V.A). Hệ số tưới được biểu thị bằng chiều cao cột nước (tính bằng insơ, 1 inse bằng 2,54cm), khi cột nước này bốc hơi thì để lại lượng kiềm đủ lớn làm cho thổ nhưỡng trở nên có hại tới chiều sâu 1,2m đối với đa số cây trồng. Hệ số tưới có thể tính theo công thức kinh nghiệm cho các loại nước có thành phần hóa học khác nhau (bảng 3.2). Hàm lượng ion tính theo mgđ/l.



Hình 3.7. Biểu đồ đánh giá chất lượng nước phục vụ cho tưới

Theo giá trị K_a nước tưới rất tốt khi lớn hơn 18 ÷ 6, đạt yêu cầu 5,9 ÷ 1,2 và không đạt yêu cầu < 1,2

Ở Mỹ thường sử dụng tỷ lệ hấp thụ natri (SAR):

$$SAR = \frac{rNa^+}{\sqrt{\left(rCa^{2+} + rMg^{2+}\right)/2}}$$

Hàm lượng các ion tính theo mg đ/l.

Biểu đồ đánh giá chất lượng nước theo SAR để phục vụ nông nghiệp ở trong hình 3.7. Chất lượng nước đánh giá theo tiêu chuẩn SAR thấp hơn so với tiêu chuẩn hệ số tưới. Ở Ấn Độ, nưới tưới có độ khoáng hóa dưới 1g/l được coi là tốt, 1÷3 g/l là ít thích hợp, 3÷7g/l là không thích hợp. ở Anh, nước không thích hợp khi độ tổng khoáng hóa trên 1,6 g/l, còn ở Mỹ là trên 2,0 g/l.

III. ĐÁNH GIÁ CHẤT LƯỢNG NƯỚC CHO MỤC ĐÍCH XÂY DỰNG

Đối với bê tông của các kết cấu bê tông và bê tông ít cốt thép, khả năng xâm thực khử kiềm, xâm thực axit nói chung, xâm thực cacbonic, xâm thực magiê, xâm thực sunfat của nước phụ thuộc vào loại công trình (chịu áp lực hay không chịu áp lực), điều kiện môi trường xung quanh bê tông và kích thước của kết cấu mà có các tiêu chuẩn xâm thực khác nhau như ở trong bảng 3.2. Nước được coi là có tính xâm thực nếu trị số ứng với các loại xâm thực nào đó sai khác (lớn hơn, hoặc nhỏ hơn) các trị số ghi trong bảng 3.2. Các giá trị a và b trong bảng 3.2 được xác định theo bảng 3.3.

Các tiêu chuẩn xâm thực sunfat của môi trường nước đối với bê tông của các kết cấu bê tông và bêtông ít cốt thép chế tạo bằng ximăng pooclăng và ximăng pooclăng puzơlan chống sunfat cũng như ximăng pooclăng xỉ, nước được coi có tính xâm thực nếu lượng ngậm ion SO_4^{2-}, tính bằng mg/l, vượt quá các trị số ghi trong bảng 3.4 (không phụ thuộc vào lượng ngậm ion Cl^-).

Thứ tự	Loại xâm thực của môi trường nước	Công trình không chịu áp									Công trình chịu áp			Ghi chú
		Điều kiện của môi trường xung quanh bê tông									Không phụ thuộc vào điều kiện của môi trường xung quanh bê tông			
		Nguồn nước lộ thiên hoặc đất có hệ số thấm lớn hơn 10m/ngày + đêm			Đất có hệ số thấm bao gồm từ 10 đến 0,1m/ngày + đêm			Đất có hệ số thấm nhỏ hơn 0,1m/ngày + đêm						
		Kích thước nhỏ nhất của kết cấu (bề dày) tính bằng mét												
		Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	
1	Độ kiềm bicacbonat (xâm thực khử kiềm) tính bằng mg đương lượng/l (hoặc độ) nhỏ hơn	1,5 (4°)	0,7 (2°)	Không quy định	0,7 (2°)	Không quy định	Không quy định	Không quy định			2 (6°)	1 (3°)	Không quy định	Trị số tiêu chuẩn tương ứng với ximăng poocläng và ximăng poocläng chống sunfat. Độ kiềm bicacbonat đối với ximăng poocläng puzơlan và ximăng poocläng xỉ không quy định
2	Chỉ số pH (xâm thực axit nói chung) bé hơn	6,5	6,2	5,7	6	5,5	5	4,5	4	4		6,5		Đối với tất cả các loại ximăng
3	Lượng ngậm axit cacbonic tự do (xâm thực cacbonic) tính bằng mg/l, lớn hơn	a[Ca⁺⁺] + + b + 20	a[Ca⁺⁺]+ +b + 20	a[Ca⁺⁺]+ +b + 40	a[Ca⁺⁺]+ +b + 20	a[Ca⁺⁺]+ +b + 40	Không quy định	Không quy định			a[Ca⁺⁺]+ b	a[Ca⁺⁺]+ b + 20		Như trên
4	Lượng ngậm muối Magê (xâm thực Magê) tính đổi ra ion Mg^{++}, tính bằng mg/l, có xét đến lượng ngậm ion. $-[SO_4^{--}]$ tính bằng mg/l, lớn hơn	4.000 - $[SO_4^{--}]$			5.000 - $[SO_4^{--}]$			6.000 - $[SO_4^{--}]$			4.000 - $[SO_4^{--}]$			

Thứ tự	Loại xâm thực của môi trường nước	Công trình không chịu áp									Công trình chịu áp			Ghi chú
		Điều kiện của môi trường xung quanh bê tông									Không phụ thuộc vào điều kiện của môi trường xung quanh bê tông			
		Nguồn nước lộ thiên hoặc đất có hệ số thấm lớn hơn 10m/ngày + đêm			Đất có hệ số thấm bao gồm từ 10 đến 0,1m/ngày + đêm			Đất có hệ số thấm nhỏ hơn 0,1m/ngày + đêm						
		Kích thước nhỏ nhất của kết cấu (bề dày) tính bằng mét												
		Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	Nhỏ hơn 0,5	Từ 0,5 đến 2,5	Lớn hơn 2,5	
	Trong mọi trường hợp khi lượng, ngậm ion $Mg^{"}$ lớn hơn...	1.500	2.000	2.500	2.000	2.500	3.000	3.000	3.500	4.000	1.500	2.000	2.5000	Trị số tiêu chuẩn xâm thực ứng với ximăng poocläng không chống sunfat và ximăng poocläng puzolan; đồng thời cũng ứng với ximăng poocläng xỉ. Đối với ximăng poocläng, ximăng poocläng puzolan chống sunfat và ximăng poocläng xỉ có khả năng chống sunfat cao theo số liệu thí nghiệm tương ứng, các tiêu chuẩn xâm thực được tra trong bảng 1.5.
5	Lượng ngậm sunfat (xâm thực sunfat), tính đổi ra ion $[SO_4^{"}]$, tính bằng mg/l													
	- Khi lượng ngậm ion Cl' nhỏ hơn 1.000 mg/l, lớn hơn	300	400	500	300	400	500	500	400	500	250	300	400	
	- Khi lượng ngậm ion Cl' lớn hơn 1.000 mg/l, lớn hơn	150 + + 0,15Cl'	200 + + 0,15Cl	250 + + 0,15Cl'	150 + + 0,15Cl'	250 + + 0,15Cl'	300 + + 0,15Cl	150 + + 0,15Cl'	250 + + 0,15Cl'	300 + + 0,15Cl'	100 + 0,15Cl'	150 + + 0,15Cl'	250 + + 0,15Cl'	
	Trong tất cả các trường hợp khi lượng ngậm ion $[SO_4^{"}]$ lớn hơn	1.000	1.200	1.500	1.000	1.200	1.500	1.000	1.200	1.500	1.000	1.100	1.200	

Ghi chú: *Như ghi chú ở cuối bảng*

Bảng 3.4 Các trị số a và b

Độ kiềm bicacbonat		Tổng lượng ngậm các ion CL' và SO'' (mg/l)											
Tính bằng độ	Tính bằng mg đương lượng/l	0-200		201-400		401-600		601-800		801-1000		>1000	
		a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
3	1,0	0,00	15										
4	1,4	0,01	16	0,01	17	0,01	17	0	17	0	17	0	17
5	1,8	0,04	17	0,04	18	0,03	17	0,02	18	0,02	18	0,02	18
6	2,1	0,07	19	0,06	19	0,05	18	0,04	18	0,04	18	0,04	18
7	2,5	0,10	21	0,08	20	0,07	19	0,06	18	0,06	18	0,05	18
8	2,9	0,13	23	0,11	21	0,09	19	0,08	18	0,07	18	0,07	18
9	3,2	0,16	25	0,14	22	0,11	20	0,10	19	0,09	18	0,08	16
10	3,6	0,20	27	0,17	23	0,14	21	0,12	19	0,11	18	0,10	18
11	4,0	0,24	29	0,20	24	0,16	22	0,15	20	0,13	19	0,12	19
12	4,3	0,28	32	0,24	26	0,19	23	0,17	21	0,16	20	0,14	20
13	4,7	0,32	34	0,28	27	0,22	24	0,20	22	0,19	21	0,17	21
14	5,0	0,36	36	0,32	29	0,25	26	0,23	23	0,22	22	0,19	22
15	5,4	0,40	38	0,36	30	0,29	27	0,26	24	0,24	23	0,22	23
16	5,7	0,44	41	0,40	32	0,32	28	0,29	25	0,27	21	0,25	24
17	6,1	0,48	43	0,44	34	0,36	30	0,33	26	0,30	25	0,28	25
18	6,4	0,54	46	0,47	37	0,40	32	0,36	28	0,33	27	0,31	27
19	6,8	0,61	48	0,51	39	0,44	33	0,40	30	0,37	29	0,34	28
20	7,1	0,67	51	0,55	41	0,48	35	0,44	31	0,44	30	0,38	29
21	7,5	0,74	53	0,60	43	0,53	37	0,48	33	0,46	31	0,41	31
22	7,8	0,81	55	0,65	45	0,58	38	0,53	34	0,49	33	0,44	32
23	8,2	0,88	58	0,70	47	0,63	40	0,58	35	0,53	34	0,48	33
24	8,6	0,96	60	0,76	49	0,68	42	0,63	37	0,57	36	0,52	35
25	9,0	1,04	63	0,81	51	0,73	44	0,67	39	0,61	38	0,56	37

Bảng 3.5

Điều kiện của môi trường xung quanh bê tông	Kích thước nhỏ nhất (chiều dày) của kết cấu (m)	Lượng ngậm ion SO^{-2}_4 (mg/l)			
		Công trình không chịu áp		Công trình chịu áp	
		Xi măng poocläng chống sunfat	Xi măng puzlan, poocläng xỉ chống sunfat	Xi măng poocläng chống sunfat	Xi măng puzlan, poocläng xỉ chống sunfat
Nguồn nước lộ thiên hoặc đất có hệ số thấm lớn hơn 10 m/ngđ	Nhỏ hơn 0,5	3.000	4.000	2.500	3.500
	Từ 0,5 đến 2,5	3.500	4.500	3.000	4.000
	Lớn hơn 3,5	4.000	5.000	3.500	4.500
Đất có hệ số thấm từ 10 đến	Nhỏ hơn 0,5	3.500	4.500	3.000	4.000
	Từ 0,5 đến 2,5	4.000	5.000	3.500	4.500

0,1 m/ngđ	Lớn hơn 3,5	4.500	5.500	4.000	5.000
Đất có hệ số thấm nhỏ hơn 0,1 m/ngđ	Nhỏ hơn 0,5	4.000	5.000	3.500	4.500
	Từ 0,5 đến 2,5	4.500	5.500	4.000	5.000
	Lớn hơn 3,5	5.000	6.000	4.500	5.500

§4. SỰ Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT

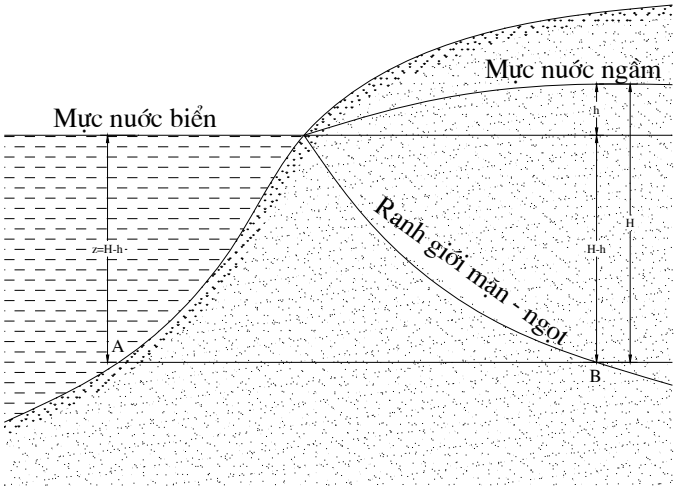
I. SỰ NHIỄM MẶN

Ở chương 1, §6, mục 4 đã nói, trong các vùng đồng bằng ven biển hoặc thậm chí ở vùng hải đảo vẫn tìm thấy nước dưới đất là nước ngọt để khai thác sử dụng. Ở các vùng đó tầng nước ngọt nằm trên tầng nước mặn và giữa chúng tồn tại ranh giới mặn – ngọt. Ranh giới mặn – ngọt biến đổi phụ thuộc vào các yếu tố tự nhiên (sự thay đổi dòng cung cấp, lượng nước mưa ngấm xuống,…) và nhân tạo (lượng nước hút ra khi khai thác).

Ranh giới mặn – ngọt có thể xác định theo hai phương pháp, đó là phương pháp dựa vào nguyên lý cân bằng thuỷ tĩnh của Ghybel – Herzberg và phương pháp xét bài toán thuỷ động. Sau đây chúng ta xác định ranh giới mặn ngọt theo cả hai phương pháp đó.

1.Xác định ranh giới mặn–ngọt theo nguyên lý cân bằng thuỷ tĩnh của Ghybel – Herzberg

Giả sử tầng nước ngọt nằm trên tầng nước mặn không vận động, tồn tại ranh giới mặn - ngọt giữa tầng nước mặn và nước ngọt (bỏ qua đới khuyếch tán).



Hình 3.8 Sơ đồ xác định ranh giới mặn - ngọt theo nguyên lý Ghybel-Herzberg

Lấy điểm A ở độ sâu z dưới mặt nước biển (hình 3.8). Áp lực thủy tĩnh ở điểm A sẽ bằng:

$$P_A = (H - h)\rho_m g \qquad (3.1)$$

Ở điểm B trong lục địa trên đường ranh giới mặn – ngọt ở cùng độ sâu, áp lực thủy tĩnh do nước ngọt gây ra sẽ bằng:

$$P_B = Hg\rho_n \qquad (3.2)$$

Theo nguyên lý Ghybel – Herzberg $P_A = P_B$, do đó:

$$(H - h)\rho_m g = Hg\rho_n \quad (3.3)$$

trong đó: ρ_m, ρ_n - mật độ của nước mặn và nước ngọt;

g - gia tốc trọng trường.

Từ các phương trình trên, chúng ta nhận được:

$$z = H - h = h\frac{\rho_n}{\rho_m - \rho_n} = G.h \quad (3.4)$$

Nếu lấy ρ_m = 1,025 g/cm^3; ρ_n = 1,000 g/cm^3 thì H = 40h; H-h = 40h.

Như vậy, muốn xác định được ranh giới mặn-ngọt ta chỉ việc xác định chiều cao mực nước *h*. Việc xác định này đơn giản bằng các hố khoan nông.

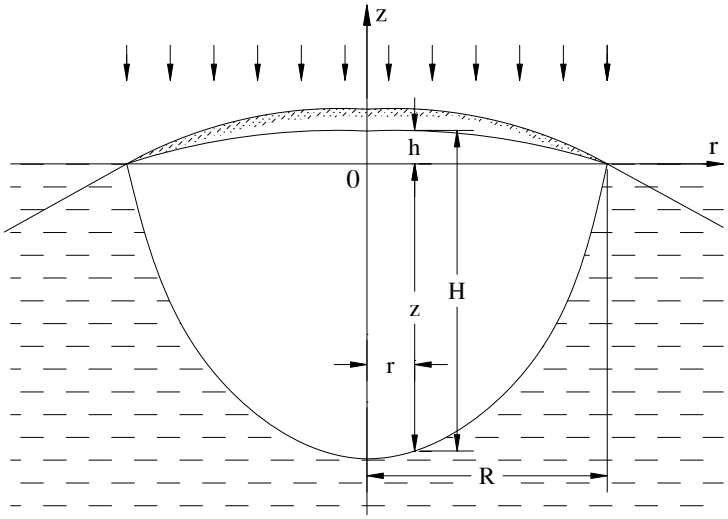
Phương pháp này áp dụng cho cả hai trường hợp: xác định ranh giới mặn – ngọt ở vùng hải đảo và vùng đồng bằng ven biển.

2.Xác định ranh giới mặn – ngọt theo bài toán thuỷ động.

Phương pháp xác định ranh giới mặn – ngọt theo nguyên lý cân bằng thuỷ tĩnh nêu trên cho kết quả không chính xác, biểu hiện rõ nhất là ở khu vực đường bờ. Theo phương pháp đó, ranh giới mặn – ngọt phải giao với mực nước ngầm tại đúng vị trí đường bờ, tuy nhiên thực tế ranh giới mặn – ngọt phát triển ra tận ngoài khơi, tại điểm cách đường bờ một đoạn là x_0. Điều đó là do dòng nước dưới đất chuyển động theo hướng từ đất liền ra biển đẩy nước mặn ra xa. Khoảng cách x_0 càng xa khi lưu tốc của dòng chuyển động càng lớn. Sau đây chúng ta xem xét một cách cụ thể.

a/ Trường hợp cho hải đảo.

Giả sử hòn đảo có dạng hình tròn bán kính R, được cung cấp bởi lượng mưa thấm bổ cập thường xuyên cho nước ngầm là W (hình 3.9).



Hình 3.9 Sơ đồ xác định ranh giới mặn-ngọt cho hải đảo

Theo định luật Darcy, lưu lượng của dòng ngầm thoát ra phía biển là:

$$Q = -2\pi kr(z + h)\frac{dh}{dr} \quad (3.5)$$

trong đó *k* là hệ số thấm; *h* là chiều cao của nước ngọt trên mực nước biển; z là độ sâu của ranh giới nước ngọt kể từ mực nước biển; $z = H - h$.

Mặt khác, lưu lượng cũng có thể tính theo công thức:

$$Q = \pi r^2 W \qquad (3.6)$$

Cân bằng 2 phương trình trên ta có:

$$-2\pi kr(z+h)\frac{dh}{dr} = \pi r^2 W \qquad (3.7)$$

Từ công thức (3.4) ta lại có: $dh = \frac{dz}{G}$; thay vào phương trình trên và biến đổi thu được:

$$-zdz = \frac{WG^2}{2k(1+G)} rdr \qquad (3.8)$$

Tích phân phương trình trên trong khoảng r÷R ta thu được công thức tính độ sâu ranh giới mặn – ngọt:

$$z^2 = \frac{WG^2\left(R^2 - r^2\right)}{2k(1+G)} \qquad (3.9)$$

Vì trong phương trình (3.7) có hai hàm h và z đều cùng biến đổi theo r không thể giải được nên đã sử dụng quan hệ (3.4) để chuyển về một hàm, hơn nữa, khi lấy tích phân xác định phương trình (3.8) ta đã gán cho nó điều kiện $r \to R$ thì $z \to 0$, vì vậy, theo kết quả tính toán này mực nước ngầm và ranh giới mặn ngọt vẫn giao nhau tại đúng vị trí đường bờ. Sự khác nhau về ranh giới mặn - ngọt xác định theo phương pháp này so với phương pháp cân bằng thuỷ tĩnh nếu có chỉ còn ở phần trên đảo.

b/ Trường hợp cho vùng đồng bằng ven biển.

Năm 1964 Glover đã giải bài toán này theo một cách khác và đưa ra công thức xác định ranh giới mặn – ngọt như sau:

$$z^2 = \left(\frac{G.q}{k}\right)^2 + \frac{2Gqx}{k} \qquad (3.10)$$

ở đây: *q* - lượng tiêu thoát từ tầng chứa nước tại bờ biển trên một đơn vị chiều rộng; *k* - hệ số thấm của tầng chứa nước.

Với kết quả này ranh giới mặn – ngọt không giao nhau tại vị trí đường bờ mà cách bờ một đoạn x_0 ra phía biển.

Chiều rộng bề mặt thoát nước kể từ đường bờ x_o xác định theo công thức:

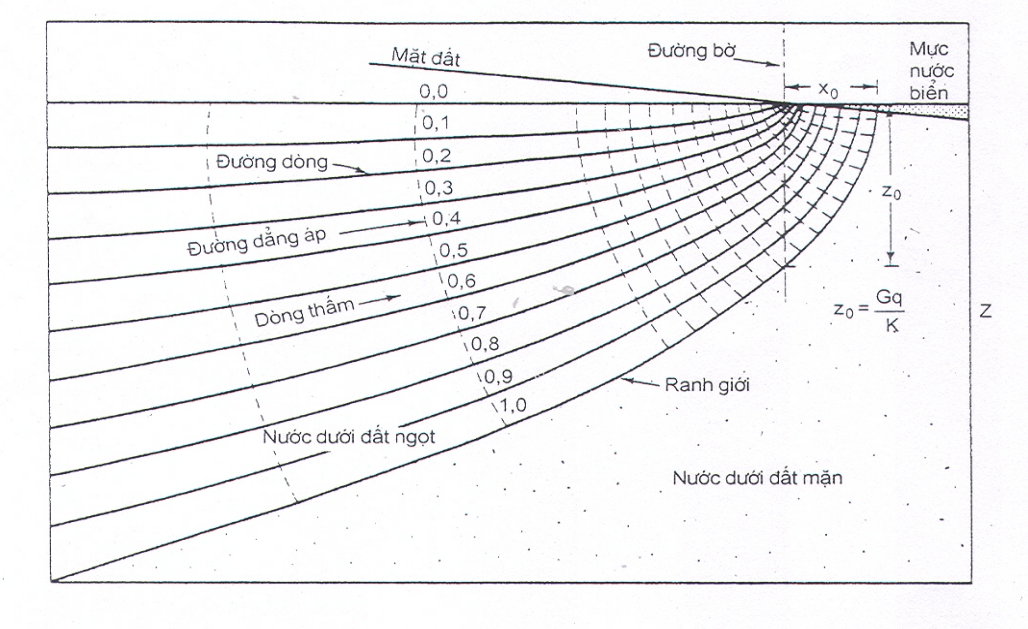
$$|x_0| = \frac{G.q}{2k} \qquad (3.11)$$

Và chiều cao mực nước ngầm tại khoảng cách *x* từ bờ biển:

$$h = \sqrt{\left(\frac{q}{k}\right)^2 + \frac{2qx}{Gk}} \qquad (3.12)$$

Tại vị trí đường bờ, độ sâu ranh giới mặn – ngọt z_0 là:

$$z_0 = \frac{Gq}{k}$$



Hình 3.10. Sơ đồ quan hệ giữa nước nhạt và nước mặn ở bờ biển.

Từ các công thức (3.11), (3.12) ta thấy rằng độ sâu ranh giới mặn - ngọt phụ thuộc vào lượng nước thấm bổ cập (đối với trường hợp hải đảo) và lưu lượng dòng nước ngầm. Khi lưu lượng giảm độ sâu ranh giới sẽ giảm. Chính vì vậy, khi ta khai thác nước ngọt từ giếng khoan, ranh giới mặn – ngọt sẽ tiến dần đến hố khoan. Vấn đề là phải thiết kế lưu lượng khai thác sao cho ranh giới chỉ tiến đến một mức độ nào đó thì cố định, tức là tạo được một sự cân bằng mới.

3. Xác định lưu lượng đơn vị của dòng nước ngọt

Khi thiết kế khai thác nước dưới đất trong vùng ven biển và hải đảo, lưu lượng khai thác được chọn như sau:

$$Q_{kt} = \alpha.Q_{tn}$$

trong đó α là hệ số sử dụng nguồn nước ($\alpha<1$).

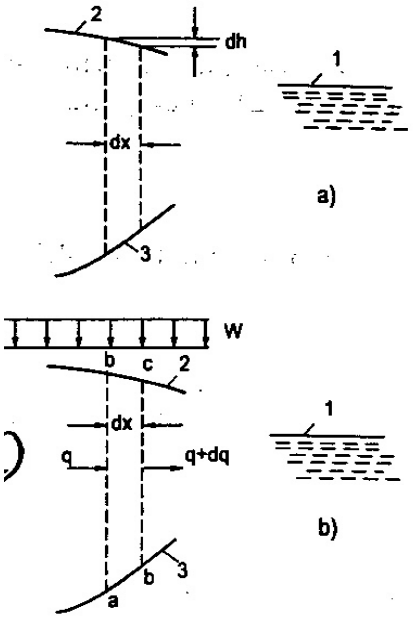
Phải chọn α bảo đảm sao cho tạo được cân bằng mới mà không làm cho giếng bị nhiễm mặn. Để phục vụ cho việc thiết kế, tính toán lưu lượng tự nhiên Q_{tn} có thể sử dụng phương pháp Girinxki N.N. để xác định lưu lượng tự nhiên đơn vị q.

Girinxki N.N (1948) đã đưa ra các công thức tính toán để xác định lưu lượng của dòng nước ngầm. Khi thành lập các phương trình này, Girinxki đã dùng các giả thiết sau:

- Ranh giới mặn – ngọt là đường cong (không xét đới hỗn hợp do khuyếch tán).

- Thành phần vận tốc thấm theo phương thẳng đứng và lực mao dẫn không đáng kể; dòng nước dưới đất coi là dòng phẳng 1 chiều, tầng chứa nước đồng nhất.

a) Xác định lưu lượng dòng nước ngầm ven bờ biển không xét đến lượng nước thấm bổ cập.



Hình 3.11. Sơ đồ tính toán của Girinxki. 1. Mực nước biển; 2. Bề mặt tự do của nước ngọt; 3. Ranh giới giữa nước ngọt lục địa và nước biển

Lấy hai mặt cắt thẳng đứng cách nhau một đoạn dx (hình 3.11) theo định luật Đacxi,

$$q = -kH\frac{dh}{dx} \qquad (3.13)$$

trong đó *dh*- tổn thất áp lực giữa các mặt cắt, *H* – chiều dày tầng chứa nước ngọt. Vì khi *x* biến đổi cả *h* và *H* đều cùng biến đổi. Để có thể giải được bài toán cần phải khử một hàm. Chấp nhận sai số, sử dụng quan hệ thuỷ tĩnh theo nguyên lý Ghybel – Herzberg, thay giá trị *H* từ công thức (3.4) vào công thức (3.13) ta có:

$$q = -k\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_n}.h\frac{dh}{dx} \qquad (3.14)$$

Tách biến số và tích phân từ mặt cắt 1 đến mặt cắt 2 cuối cùng ta nhận được:

$$q = k\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_n}.\frac{h_1^2 - h_2^2}{2L} \qquad (3.15)$$

Khi mặt cắt 2 ở vị trí đường mực nước biển thì h_2=0, ta sẽ có:

$$q = k\frac{\rho_m}{\rho_m - \rho_n}.\frac{h_1^2}{2L} \qquad (3.16)$$

ở đây L - khoảng cách từ đường mực nước biển đến điểm nghiên cứu.

Như vậy, chỉ bằng một hố khoan nông ta có thể xác định được lưu lượng của dòng nước ngọt ở dưới đất.

b/ *Xác định lưu lượng dòng nước ngầm vùng ven biển khi có mưa ngấm xuống*

Từ chương 2, /3, mục II khi xác định phương trình vi phân cơ bản của dòng thấm ngang không áp ta đi đến công thức (2.16):

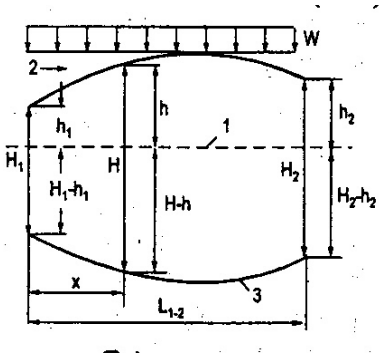
$$-\frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} + W = \mu\frac{\partial h}{\partial t}$$

Vì dòng thấm của nước dưới đất ở đảo là dòng thấm một chiều hướng từ tâm đảo ra đường bờ nên thành phần $\frac{dq_y}{dx} = 0$; vì dòng ổn định nên $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$ và $q_x = -kH\frac{dh}{dx}$; nên công thức trên có thể viết lại:

$$k\frac{\partial\left(H\dfrac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x}+W=0$$

(3.17)

Sử dụng công thức (3.4) để đưa về cùng một hàm ta có:



Hình 3.12

$$k\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_n}\frac{\partial\left(h\dfrac{\partial h}{\partial x}\right)}{\partial x}+W=0 \qquad (3.18)$$

$$\frac{k}{2}\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_n}\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2}+W=0$$

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2}=-\frac{2}{k}\frac{\rho_m-\rho_n}{\rho_m}W$$

$$h^2=-\frac{\rho_m-\rho_n}{k\rho_m}Wx^2+C_1x+C_2 \qquad (3.19)$$

Dùng điều kiện biên để khử các hằng số tích phân và biến đổi ta đi đến công thức:

$$h^2=h_1^2+\frac{h_2^2-h_1^2}{L}x-\frac{1}{k}\frac{\rho_m-\rho_n}{\rho_m}Wx(L-x)$$

(3.20)

Đây là công thức tính chiều cao mực nước ngầm ngọt so với mực nước biển.

Lấy đạo hàm phương trình trên và biến đổi ta có:

$$-kh\frac{dh}{dx}=k\frac{h_1^2-h_2^2}{2L}+\frac{\rho_m-\rho_n}{\rho_m}W\left(\frac{L}{2}-x\right)$$

Thay *h* ngoài dấu vi phân ở vế trái bằng *H* từ công thức (3.4) ta có:

$$-kH\frac{dh}{dx}=k\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_n}\frac{h_1^2-h_2^2}{2L}+W\left(\frac{L}{2}-x\right) \qquad (3.21)$$

Vế phải của phương trình chính là q, vì vậy, ta có công thức tính lưu lượng của dòng nước ngầm ngọt ở vùng ven biển:

$$q=k\frac{\rho_m}{\rho_m-\rho_n}\frac{h_1^2-h_2^2}{2L}+W\left(\frac{L}{2}-x\right)$$

(3.22)

II. CÁC Ô NHIỄM NƯỚC DƯỚI ĐẤT KHÁC

Một trong những vấn đề nóng bỏng của thời đại chúng ta là bảo vệ môi trường trong đó có môi trường nước. Những vấn đề chống nhiễm bẩn của nước (nước mặt và nước dưới đất) đang được chú ý đặc biệt.

Sự nhiễm bẩn nước dưới đất là sự thay đổi chất lượng của nước (các tính chất vật lý, thành phần hóa học và các tính chất sinh học) làm nước đó không thể sử dụng được nữa. Nồng độ cho phép giới hạn của một thành phần nào đó và độ tổng

khoáng hóa của nước là tiêu chuẩn đánh giá mức độ nhiễm bẩn của nước thiên nhiên.

Sự nhiễm bẩn của nước dưới đất phụ thuộc vào những nhân tố sau: nguồn nhiễm bẩn (nước thải công nghiệp, sinh hoạt, bãi rác, ...) cường độ khai thác nước dưới đất, điều kiện địa chất thủy văn của tầng chứa nước.

Nghiên cứu sự ô nhiễm nước dưới đất để từ đó có biện pháp bảo vệ lâu dài tài nguyên nước dưới đất là rất cần thiết.

1.Các nguồn gây ô nhiễm

Nguồn ô nhiễm nước dưới đất rất đa dạng, phụ thuộc vào điều kiện tự nhiên, xã hội của một vùng và có thể thay đổi theo quá trình phát triển kinh tế của vùng đó. Sau đây chúng ta xem xét các nguồn gây ô nhiễm chính.

a) Hầm cầu tự hoại và hố ga

Nhiều vùng nông thôn và ngoại vi thành phố thường dùng hầm cầu tự hoại thay thế cho "nhà vệ sinh khô" truyền thống trước đây. Hàng ngày một lượng nước lớn chảy qua hầm cầu tự hoại thấm xuống đất. Trong hầm cầu tự hoại diễn ra quá trình phân hủy kỵ khí các chất hữu cơ. Chất thải lỏng thoát ra từ hầm cầu tự hoại thấm qua đới thông khí tới mực nước ngầm và lan toả, xâm nhập vào các giếng gia đình. Nước thải hầm cầu tự hoại chứa nhiều vi khuẩn và vi rút, nó là yếu tố chính gây bệnh lây nhiễm như viêm gan vi rút, thương hàn, viêm ruột, dạ dày ...

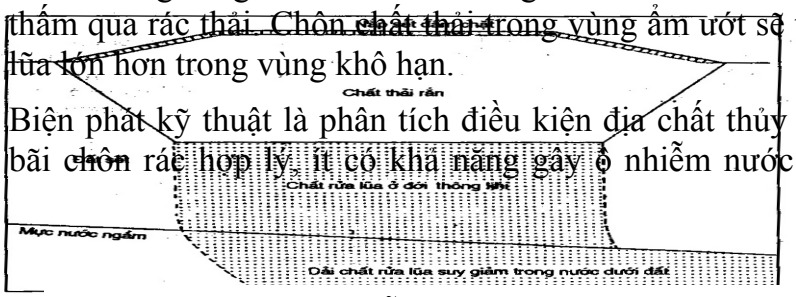
Các hầm cầu tự hoại có thể làm ô nhiễm nước dưới đất trong các vùng:

- Có mật độ dân số cao
- Lớp đất thấm nước trên đá gốc quá mỏng
- Đất có tính thấm tốt như sỏi, sạn, cát
- Mực nước ngầm nông. Trong các vùng có các điều kiện như trên không được dùng hầm cầu tự hoại mà phải có một giải pháp kỹ thuật khác để xử lý chất thải.

b) Bãi chứa rác thải

Chôn vùi trong đất là cách xử lý phổ biến nhất đối với rác thải thành phố, bùn từ các công trình xử lý nước thải và nước thải công nghiệp. Các chất thải phóng xạ, độc hại và nguy hiểm cũng được xử lý bằng chôn vùi trong đất. Nước mưa thấm qua chất thải, hòa tan với chất lỏng có trong chất thải và rữa lũa các hợp chất tạo ra một chất lỏng rữa lũa. Chất lỏng này có thể ngấm từ bể chứa xuống tới mực nước ngầm gây ra ô nhiễm nước ngầm. Nếu chất thải chôn vùi dưới mực nước ngầm, nước ngầm chuyển động có thể rữa lũa các hộp chất từ chất thải càng làm ô nhiễm nguồn nước ngầm nhanh hơn.

Khi dung dịch rữa lũa từ bãi rác hòa trộn với nước dưới đất sẽ hình thành một dải ô nhiễm lan rộng theo hướng chảy của nước dưới đất. Càng đi xa khỏi nguồn ô nhiễm, nồng độ chất ô nhiễm giảm do phân tán thủy động nhưng diện ô nhiễm càng rộng. Thể tích chất lỏng rữa lũa sinh ra là một hàm của lượng nước thấm qua rác thải. Chôn chất thải trong vùng ẩm ướt sẽ tạo ra thể tích chất lỏng rữa lũa lớn hơn trong vùng khô hạn.



Hình 3.13 Sự ô nhiễm do bãi chứa rác thải

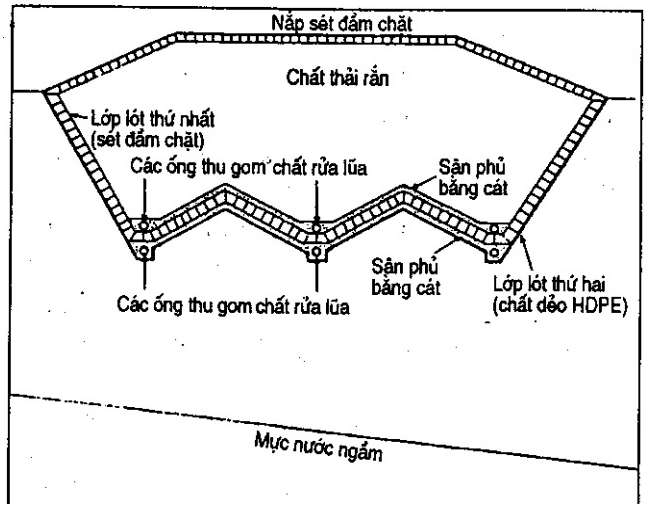
Biện pháp kỹ thuật là phân tích điều kiện địa chất thủy văn cẩn thận để chọn vị trí bãi chôn rác hợp lý, ít có khả năng gây ô nhiễm nước dưới đất nhất. Các bãi rác

được thiết kế sao cho giảm tối thiểu sự hình thành chất lỏng rữa lũa cũng như lượng chất lỏng rữa lũa thoát đi từ bãi. Chất lỏng rữa lũa có thể được thu gom và xử lý.

Khi thiết kế xây dựng bãi chôn rác thải tuỳ từng điều kiện cụ thể có thể chọn một trong hai kiểu bãi chôn rác thải sau đây:

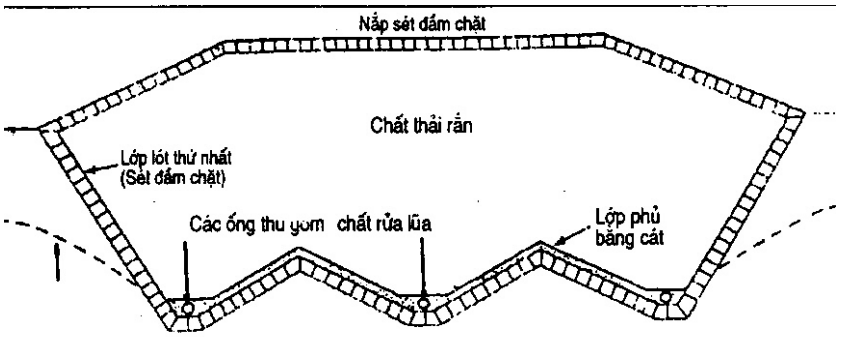
- Bãi chôn rác thải mà sự ô nhiễm giảm tự nhiên. Bãi chôn rác mà sự ô nhiễm giảm tự nhiên là bãi chứa rác dựa hoàn toàn vào các quá trình tự nhiên để làm suy giảm mọi sự hình thành chất lỏng rữa lũa. Những vùng mà nền đất cấu tạo chủ yếu từ đất sét, mực nước ngầm sâu thích hợp cho kiểu bãi này. Khi xây dựng bãi chứa rác trong những vùng đó, chất lỏng rửa lũa thấm qua đới thông khí dày, một mặt do sét có tính thấm nhỏ nên thấm chậm, mặt khác sẽ bị suy giảm nồng độ chất ô nhiễm do quá trình hấp phụ. Đất sét có khả năng hấp phụ các chất ô nhiễm từ chất lỏng rữa lũa rất tốt. Thêm vào đó, dùng đất sét sẵn có phủ lên bãi chứa rác và đầm chặt sẽ hạn chế rất nhiều sự hình thành chất lỏng rữa lũa.

- Bãi chôn rác có thu hồi, xử lý chất lỏng rữa lũa. Ở những vùng không có điều kiện thuận lợi như trên thì thường phải xây dựng các bãi chôn rác thải có lớp lót ở đáy (hình 3.14). Người ta thiết kế ở đáy của bãi những lớp lót sao cho thu hồi được chất lỏng rữa lũa tạo ra để hạn chế sự ô nhiễm nước ngầm. Các lớp lót làm bằng đất sét đầm chặt, dày 0,9÷3m, có hệ số thấm nhỏ hơn 10^{-7} cm/s hoặc màng chất tổng hợp như HDPE. Có một hệ thống thu gom chất lỏng rữa lũa bao gồm lớp phủ bằng cát hay sạn sỏi với các đường ống thoát nước được khoan lỗ nằm trên lớp lót. Đáy lớp lót dốc về phía vùng thấm cho phép. Chất lỏng rữa lũa tiêu thoát qua hệ thống thu gom đến một bể chứa hay hố ga rồi đến nơi xử lý. Hệ thống lớp lót bằng đất sét có thể thu gom 70% đến 80% chất lỏng rữa lũa tạo ra. Phần còn lại sẽ ngấm qua lớp lót. Một lớp lót kép và hệ thống thu gom chất rữa lũa thứ hai nằm dưới (có thể là màng nhựa hay lớp sét) để thu hồi nốt phần còn lại đó.



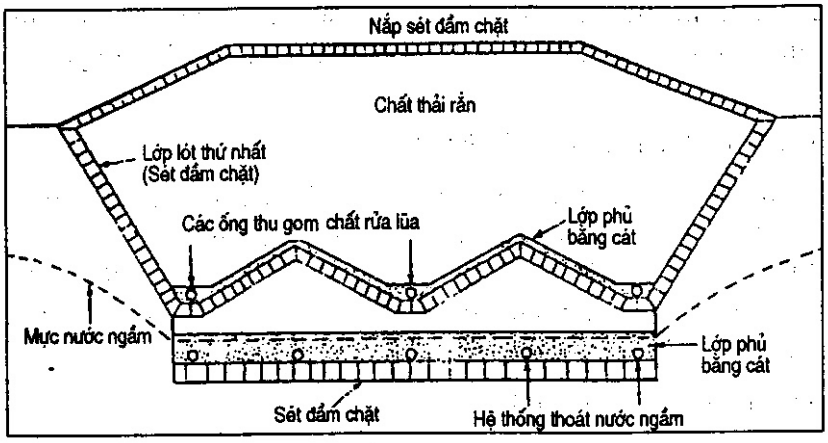
Hình 3.14. Bãi chôn rác có lớp lót kép thu gom chất lỏng rữa lũa

Trong các khu vực mực nước ngầm cao và đất thấm kém (10^{-6} cm/s) có thể đặt hố rác ở đới bão hòa (hình 3.15). Lớp lót ở đáy và vách hố làm bằng đất sét đầm chặt để giảm lượng nước ngầm vào hố. Bố trí hệ thống thu gom chất lỏng rữa lũa lẫn nước ngầm vào hố.



Hình 3.15. Bãi chôn rác trong đới bão hòa

Để hạn chế lượng nước bị ô nhiễm phải xử lý, trong những vùng có mực nước ngầm cao người ta đặt các thiết bị thoát nước ngầm dưới lớp lót (hình 3.16) để hạ thấp mực nước ngầm xuống dưới lớp lót, không cho thấm vào hố chôn rác. Một hệ thống thu gom chất rữa lũa được đặt ở phía trên lớp lót. Nước thoát từ các thiết bị thoát nước ngầm phải được giám định để xem có bị ảnh hưởng do chất lỏng rữa lũa thoát qua lớp lót không. Nếu có thì phải xử lý trước khi tiến hành thoát nước.



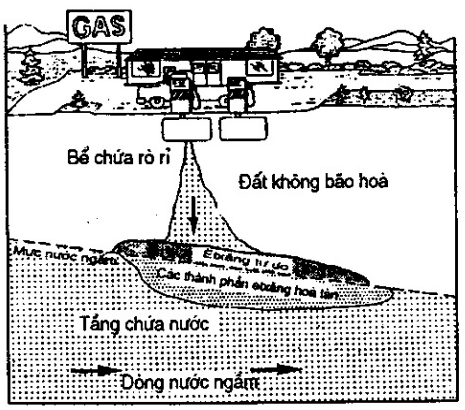
Hình 3.16. Bãi chôn rác có hệ thống thoát nước ngầm

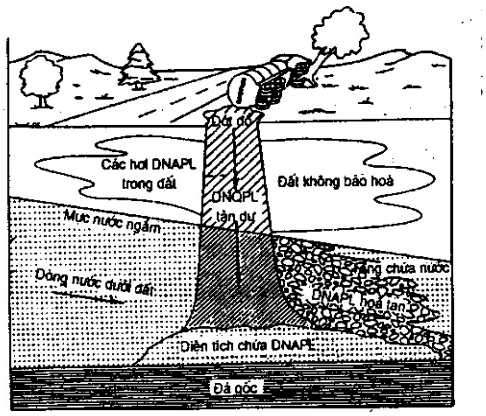
c) Đổ tràn hóa chất và rò rỉ từ bể ngầm

Sự ô nhiễm nước dưới đất bởi các chất vô cơ và hữu cơ khác nhau còn có thể do đổ tràn hóa chất xảy ra do tai nạn giao thông khi vận chuyển hoặc do rò rỉ từ các bể chứa. Các hóa chất di chuyển qua đất với tốc độ không giống nhau tạo các dải ô nhiễm phức tạp.

nước thì sẽ cũng chảy với nước dưới đất

Tuy tỷ trọ
nướ 7 chất
chú





Hình 3.17. Các chất lỏng hữu cơ như xăng không tan trong nước và nhẹ hơn nước có xu hướng nổi trên mực nước ngầm khi bị đổ rớt

Hình 3.18. Các chất lỏng hữu cơ như trichlroethylene chỉ hòa tan ít trong nước và nặng hơn nước, có thể lắng chìm xuống đáy tầng chứa nước khi bị đổ rớt

d) Công nghiệp khai thác

Việc khai thác và chế biến quặng kim loại và than là một nguồn ô nhiễm cho cả nước mặt và nước dưới đất. Việc khai thác và nghiền quặng phơi bày lớp phủ và đá thải cho quá trình ôxy hoá. Ôxy hoá pirit - một khoáng vật phổ biến, sẽ tạo ra axít sunfuric. Nước thoát ra từ các bãi vật liệu thải và quặng thải làm cho nước mặt, nước dưới đất có độ pH thấp. Nước có pH thấp thoát qua vật liệu và quặng thải có thể rữa lũa kim loại nặng, canxi, magiê, natri và sunfat hòa tan. Công nghiệp khai thác và chế biến uran, thori có thể phóng thích các chất đồng vị phóng xạ vào khí quyển, nước mặt, nước dưới đất.

Ở vùng than Quảng Ninh, nước ngầm, nước mặt đều bị ô nhiễm bởi than. Trong quá trình khai thác và vận chuyển, than rơi vãi bị nghiền nát thành bụi do xe chạy tung vào không khí sau đó hoà vào nước mưa làm ô nhiễm nước ngầm và nước mặt.

e) Các nguồn gây ô nhiễm nước dưới đất khác

Các nguồn gây ô nhiễm nước dưới đất khác bao gồm nước thải sinh hoạt, nước thải của các nhà máy, các khu công nghiệp, nghĩa địa và các bãi chôn súc vật, các hoạt động nông nghiệp, các muối làm tan băng đường quốc lộ,...

2. Cơ chế ô nhiễm

Trong nghiên cứu ô nhiễm nước dưới đất sự hiểu biết lý thuyết cơ bản về chuyển động của các chất hòa tan trong nước dưới đất là rất cần thiết. Đó là một quá trình rất phức tạp và có thể biểu thị bằng toán học.

Có hai quá trình cơ bản khống chế sự vận chuyển các chất hòa tan:

+ Khuyếch tán – là quá trình mà ion cũng như phân tử hòa tan trong nước chuyển động từ vùng có nồng độ cao hơn đến vùng có nồng độ thấp hơn.

+ Cuốn theo – là quá trình nước dưới đất vận động mang theo chất hòa tan, làm cho các chất hoà tan lan toả.

a) Sự khuyếch tán

Sự khuyếch tán của một chất hòa tan trong nước được mô tả bằng các định luật Fick.

Định luật Fick thứ nhất mô tả dòng chất hòa tan trong điều kiện động thái ổn định:

$$F = -D\frac{dC}{dx} \qquad (3.23)$$

ở đây: F – dòng khối của chất hòa tan cho đơn vị diện tích trong đơn vị thời gian;

D – hệ số khuyếch tán (diện tích/thời gian);

C – nồng độ hòa tan (khối lượng/thể tích);

$\frac{dC}{dx}$ - gradien nồng độ (khối lượng/thể tích/khoảng cách).

Dấu âm thể hiện sự chuyển động từ nơi có nồng độ cao hơn tới nơi có nồng độ thấp hơn. Với các cation và anion chính trong nước, D có phạm vi từ 1 x 10^{-9} đến 2 x 10^{-9} m^2/s.

Trong điều kiện động thái không ổn định, tức là nồng độ chất ô nhiễm thay đổi theo thời gian, có thể áp dụng định luật Fick thứ hai:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \qquad (3.24)$$

ở đây: $\frac{\partial C}{\partial t}$ - thay đổi nồng độ theo thời gian.

Cả hai định luật trên mô tả sự khuyếch tán trong môi trường chất lỏng của dòng một chiều.

Trong môi trường lỗ rỗng, sự khuyếch tán không diễn ra nhanh như ở trong môi trường nước vì các ion phải đi theo các đường đi dài hơn, ngoài ra sự khuyếch tán chỉ xảy ra trong các lỗ rỗng mở, do vậy phải dùng hệ số khuyếch tán hiệu quả D^*:

$$D^* = W.D \qquad (3.25)$$

ở đây: W – hệ số kinh nghiệm, được xác định bằng thực nghiệm trong phòng thí nghiệm; W = 0,5 đến 0,01 với các nhóm chất không bị hấp phụ trên bề mặt khoáng.

Lưu ý rằng khi nước dưới đất không chảy, sự khuyếch tán các chất hòa tan vẫn xảy ra.

b) Sự cuốn theo

Như đã định nghĩa ở trên, sự cuốn theo là quá trình nước dưới đất vận động mang theo các chất hoà tan. Như vậy, tốc độ lan truyền của chất hoà tan bằng tốc độ thấm và được xác định bằng định luật Đarcy:

$$v_x = \frac{k}{n_e}\frac{dh}{dl} \qquad (3.26)$$

ở đây: v_x – tốc độ thấm trung bình; k – hệ số thấm; n_e - đỗ rỗng hiệu quả; $\frac{dh}{dl}$ - gradien thủy lực.

§ 5. BẢO VỆ VÀ PHỤC HỒI CHẤT LƯỢNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Một khi nước dưới đất đã bị ô nhiễm thì phải mất nhiều năm sau khi loại trừ nguồn ô nhiễm, các quá trình tự nhiên mới khử được chất ô nhiễm khỏi tầng chứa nước. Vì vậy, chúng ta phải can thiệp để nhanh chóng khôi phục chất lượng của nước dưới đất. Phục hồi chất lượng nước dưới đất là áp dụng các giải pháp để trả lại chất lượng của nước như trạng thái ban đầu khi chưa bị ô nhiễm. Phục hồi chất lượng nước được thực hiện qua hai bước, đó là khống chế nguồn ô nhiễm và xử lý dải ô nhiễm.

I. CÁC BIỆN PHÁP KHỐNG CHẾ NGUỒN Ô NHIỄM

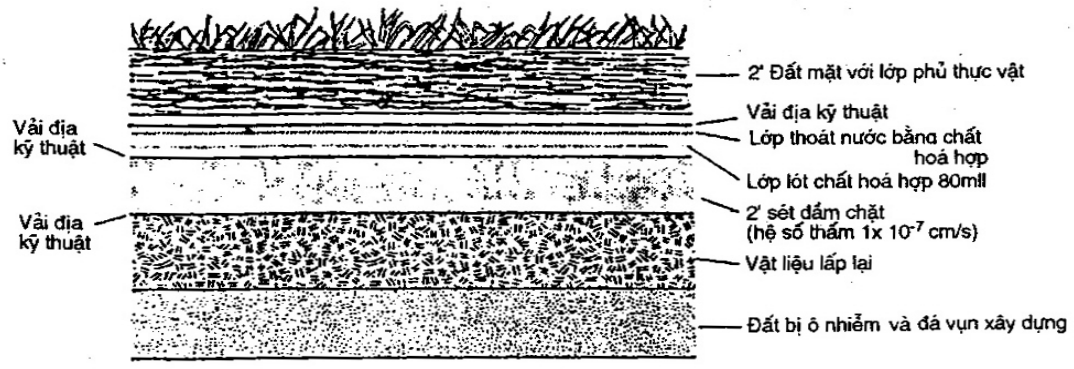
Khống chế nguồn ô nhiễm là áp dụng các giải pháp nhằm mục đích cách ly nguồn ô nhiễm, loại trừ khả năng chất ô nhiễm lan toả trên diện rộng. Để đạt được mục đích đó có thể áp dụng các biện pháp sau đây:

1/ Đào và di chuyển nguồn ô nhiễm đi. Đây là biện pháp đơn giản nhất nhưng không phải lúc nào cũng thực hiện được vì nhiều lý do như khối chất ô nhiễm lớn, điều kiện đào bỏ không cho phép,…

2/ Xử lý nước mặt. Như đã phân tích ở bài §4, II, mục 1, do nước mưa thấm qua nguồn gây ô nhiễm tạo chất lỏng rữa lũa thấm xuống gây ô nhiễm nước dưới đất nên để hạn chế khả năng lây lan, một trong các biện pháp hữu hiệu là không cho nước mặt thấm qua nguồn ô nhiễm bằng hệ thống tiêu thoát hoặc làm các lớp chống thấm che phủ trên nguồn gây ô nhiễm. Lớp che phủ có thể làm bằng đất sét đầm chặt, màng chất dẻo tổng hợp, bê tông, atphan, ... hình 3.19 cho thấy một nắp phủ nhiều lớp. Biện pháp xử lý nước mặt rất hiệu quả đối với trường hợp khi nguồn gây ô nhiễm nằm trên mực nước ngầm. Trong trường hợp này, khi che phủ tốt, nước mặt không thấm qua thì chất ô nhiễm không có điều kiện đạt đến mực nước ngầm để lan toả gây ô nhiễm trên diện rộng.

Hình 3.19. Kết cấu nắp phủ nhiều lớp thấm kém

3/ Xử lý nước ngầm. Đối với trường hợp các nguồn gây ô nhiễm nằm dưới mực nước ngầm, xử lý nước ngầm sẽ là biện pháp hiệu quả hơn. Các biện pháp xử lý nước ngầm gồm có:



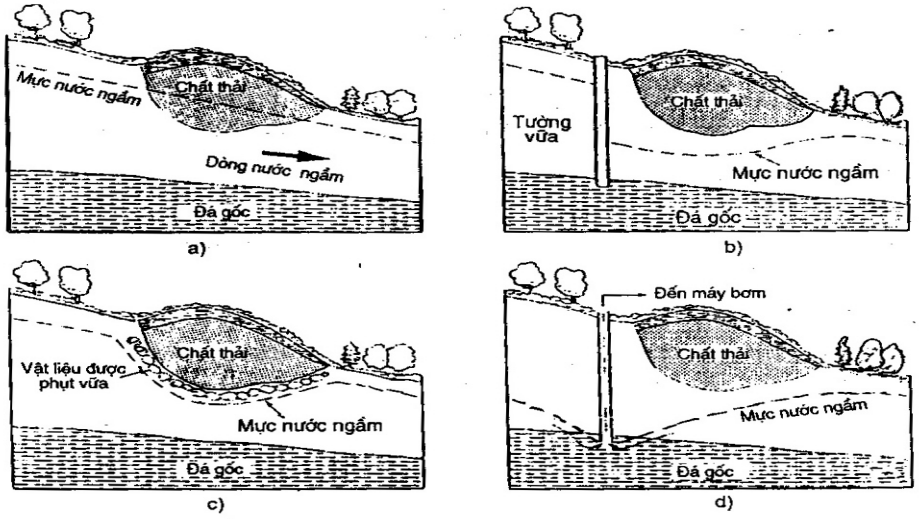
- Làm tường chống thấm trước nguồn gây ô nhiễm. Tường chống thấm có thể là tường hào đất sét, khoan phụt vữa, tường cừ (hình 3.20b). Tường chống thấm có tác dụng ngăn không cho nước ngầm thấm qua nguồn ô nhiễm gây ô nghiễm trên diện rộng.
- Khoan phụt tạo lớp chắn rò rỉ ở đáy và hai bên thành của nguồn gây ô nhiễm (hình 3.20c). Giải pháp này thường được dùng khi nguồn ô nhiễm ngập không sâu dưới mực nước ngầm.
- Bơm hút nước hạ thấp mực nước ngầm thấp hơn nguồn gây ô nhiễm (hình 3.20d). Giải pháp này thường chỉ áp dụng tạm thời để chờ xử lý dải ô nhiễm vì rằng không thể duy trì bơm hút nước lâu dài, sẽ rất tốn kém về kinh phí.

II. CÁC BIỆN PHÁP XỬ LÝ DẢI Ô NHIỄM

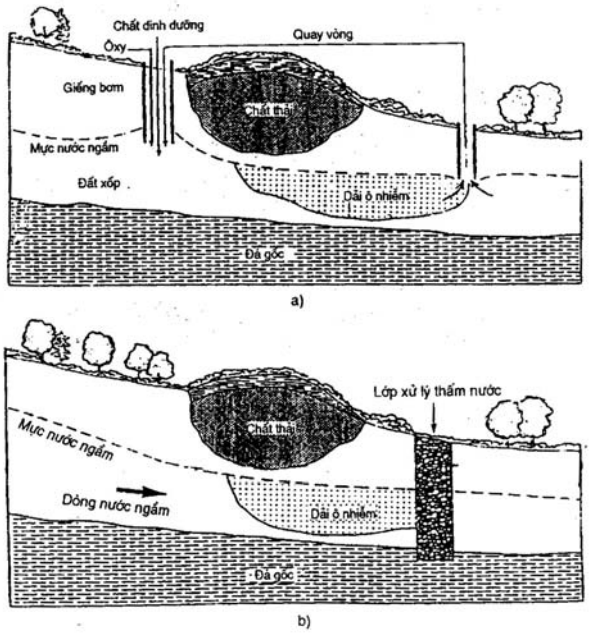
Sau khi đã cách ly nguồn ô nhiễm thì nhiệm vụ còn lại là xử lý nước dưới đất đã bị ô nhiễm để phục hồi chất lượng của chúng. Có thể áp dụng các biện pháp sau đây:

1/ Phục hồi tự nhiên.

Sau khi đã khống chế nguồn ô nhiễm có thể không áp dụng bất cứ một biện pháp xử lý nào mà để cho các quá trình tự nhiên làm phục hồi chất lượng nước. Do sự bổ sung tự nhiên, nước đã bị ô nhiễm sẽ bị rửa trôi dần khỏi tầng chứa nước. Tuy nhiên, quá trình đó sẽ rất lâu dài, thậm chí có thể hàng chục đến hàng trăm năm mới có thể khôi phục hoàn toàn.



Hình 3.20. Các phương pháp khống chế nguồn ô nhiễm.



Hình 3.21. Các phương pháp xử lý tại chỗ.

2/ Xử lý dải ô nhiễm tại chỗ bằng hóa học hay sinh học:

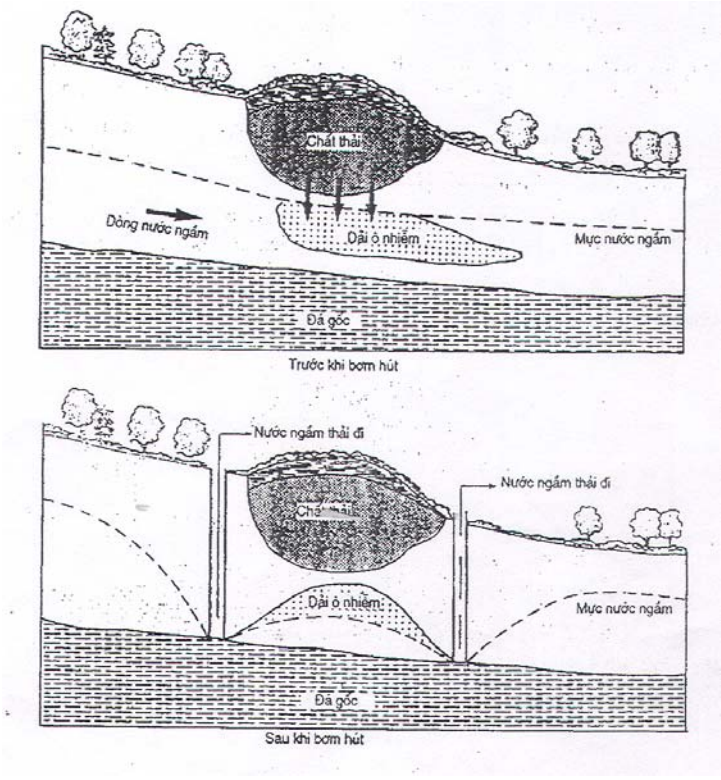
- Bơm các chất dinh dưỡng và oxy vào tầng chứa nước để thúc đẩy quá trình biến đổi sinh học (hình 3.21a). Các chất này theo dòng thấm đi

qua dải ô nhiễm gây ra các phản ứng hoá học hoặc các quá trình sinh học làm loại bỏ chất ô nhiễm.

- Đặt một lớp xử lý thấm nước trên đường di chuyển của dải ô nhiễm để tạo điều kiện cho các dạng xử lý tiếp xúc như trao đổi ion hay trung hòa (hình 3.21b). Dòng chất lỏng của dải ô nhiễm khi thấm qua lớp xử lý thấm sẽ được "lọc sạch" trước khi tiếp tục hành trình của nó ở trong đất.

3/ Dùng giếng hút để loại bỏ nước bị ô nhiễm (hình 3.22).

Nước hút ra sẽ được xử lý trước khi trả lại lòng đất. Các biện pháp xử lý có thể là cho bay hơi vào khí quyển trong một tháp khử khí, hấp thụ trên than hoạt tính và xử lý sinh học. Khi thiết kế hệ thống giếng hút phải tính toán sao cho vừa bắt được dải ô nhiễm nhưng đồng thời vừa phải lấy đi càng ít nước không bị ô nhiễm càng tốt.



Hình 3.22. Dùng giếng hút nước để loại bỏ nước ô nhiễm

III. CÁC BIỆN PHÁP BẢO VỆ CHẤT LƯỢNG NƯỚC

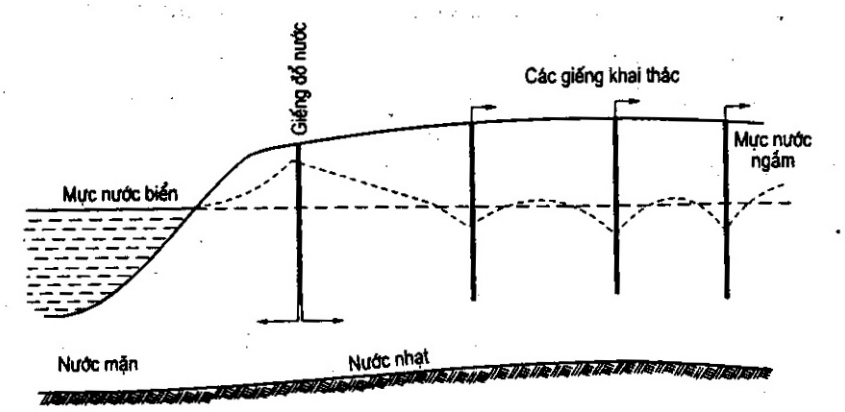
Một trong các vấn đề quan trọng nhất của việc quản lý nước dưới đất là bảo vệ chất lượng nước ở tầng chứa nước. Một khi tầng chứa nước đã bị ô nhiễm thì phải mất rất nhiều thời gian và tiền của mới có thể khôi phục được chất lượng nước, vì vậy, phải có các biện pháp bảo vệ tầng chứa nước không bị ô nhiễm.

Một khía cạnh quan trọng để ngăn chặn ô nhiễm nước dưới đất là xác định được miền cung cấp của tầng chứa nước. Cần giám sát chặt chẽ các nguồn có khả năng ô nhiễm ở khu vực này. Giám sát các giếng bỏ hoang, cần lấp lại các giếng này để không tạo điều kiện cho chất ô nhiễm xâm nhập vào tầng chứa nước. Hiện nay ở Hà Nội tầng chứa nước qp (tầng đang khai thác) đang bị ô nhiễm do các hố khoan

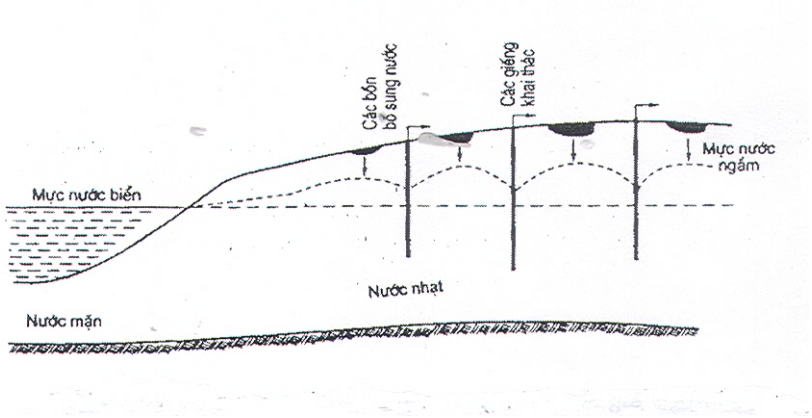
khảo sát địa chất công trình cho xây dựng nhà cao tầng không được hoành triệt, tạo điều kiện cho các nguồn ô nhiễm xâm nhập sâu vào tầng chứa nước.

Để bảo vệ tầng chứa nước chống nhiễm mặn có thể ngăn chặn bằng cách quy định khoảng cách và lưu lượng hút của các giếng. Mục tiêu nhằm tránh tạo ra một gradien thủy lực nghiêng từ đới nước bị ô nhiễm về phía bãi giếng. Nếu tầng chứa nước nhạt nằm trên nước mặn, lưu lượng bơm phải nhỏ để tránh hút nước mặn từ bên dưới, hình thành phễu ngược.

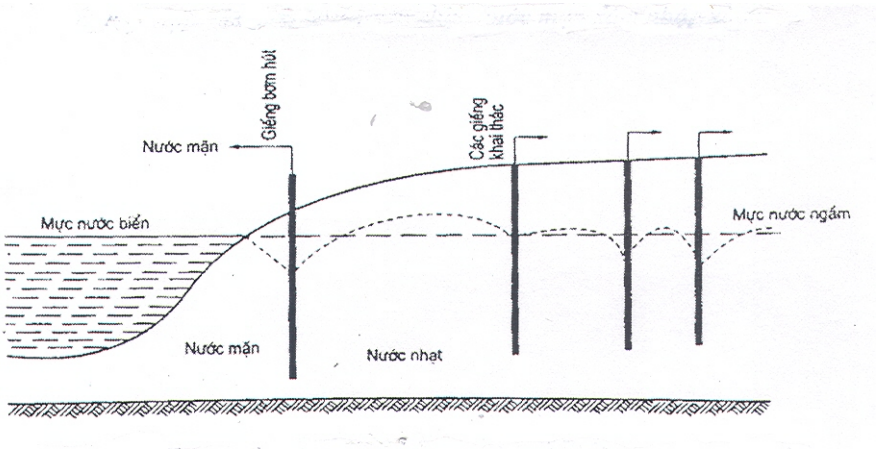
Có thể dùng các giếng bơm ép để tạo một gờ áp lực ngăn chặn nước biển xâm lấn ở tầng chứa nước không áp ven biển (hình 3.23) hoặc bổ sung nước nhân tạo trong vùng các giếng khai thác tạo mực nước ngầm ở trên mực nước biển nhằm ngăn chặn nước mặn xâm nhập vào (hình 3.24), hay dùng các giếng bơm hút tại bờ biển để tạo máng sụt ở mực nước ngầm (hình 3.25) – máng sụt hoạt động như một dải chắn nước mặn xâm nhập xa hơn.



Hình 3.23. Bổ sung nước nhân tạo bằng giếng đổ hoặc ép nước ở một tầng chứa nước không áp ven biển. Nước bổ sung nhân tạo duy trì mực nước ngầm ở trên mực nước biển để ngăn chặn nước mặn xâm nhập vào.



Hình 3.24. Bổ sung nước nhân tạo bằng các bồn nước ở một tầng chứa nước không áp ven biển. Nước bổ sung nhân tạo duy trì mực nước ngầm ở trên mực nước biển để ngăn chặn nước mặn xâm nhập vào



Hình 3.25. Dùng giếng hút ở phía bờ để tạo máng sụt mực nước ngầm ngăn chặn nước mặn xâm nhập vào giếng khai thác.

Câu hỏi, bài tập:

1. Kết quả phân tích thành phần hóa học của một mẫu nước cho trong bảng sau:

Thành phần, mg/l	Nồng độ	Thành phần, mg/l	Nồng độ
Na^+	70	Cl^-	121
K^+	10	SO_4^{-2}	85
Ca^{2+}	82	NO_3^-	7
Mg^{2+}	26	HCO_3^-	262
Fe^{2+}	0,2	CO_3^{-2}	0
Tổng độ khoáng hoá, mg/l	10000	Nhiệt độ	30^0

   a. Biểu diễn kết quả trên dưới dạng công thức Kurlov, đồ thị vòng tròn Tolxtikhin, biểu đồ Piper và biểu đồ Stiff.

   b. Nhận xét ưu và nhược điểm của mỗi cách biểu diễn

2. Kết quả khảo sát của hai hố khoan bố trí theo tuyến vuông góc với bờ, cách bờ biển 80 và 100m cho thấy cao độ mực nước ngầm theo thứ tự là 3 và 4m. Tuy nhiên, biểu ghi chép kết quả có ghi chú rằng số đọc cao độ mực nước ngầm trong hố khoan ở gần bờ biển hơn có thể có nhầm lẫn. Tầng đất đồng nhất có hệ số thấm K = 15m/ngđ. Khối lượng riêng của nước mặn và nước ngọt lần lượt là 1,025 và 1,00 g/cm^3.

   a. Xác định ranh giới mặn - ngọt tại hai vị trí trên theo nguyên lý cân bằng Ghybel – Herzberg

   b. Xác định ranh giới mặn - ngọt theo bài toán thuỷ động. So sánh hai kết quả và cho nhận xét.

   c. Về mùa mưa khi có nước mưa cung cấp thường xuyên người ta đo được mực nước ngầm ổn định trong 2hố khoan dâng cao

0,5m. Xác định ranh giới mặn - ngọt theo bài toán thuỷ động khi cường độ nước mưa cung cấp w = 0,005 m/ngđ.

3. Phân biệt khống chế nguồn ô nhiễm và xử lý giải ô nhiễm và nêu các giải pháp tương ứng.

CHƯƠNG 4: KHẢO SÁT, NGHIÊN CỨU NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Nước dưới đất là một tài nguyên thiên nhiên trong vỏ quả đất. Khác với khoáng sản rắn chỉ phân bố từng vùng độc lập, nước dưới đất có thể gặp bất cứ chỗ nào. Tuy nhiên, để có thể khai thác nước dưới đất với khối lượng lớn và lâu dài, chất lượng tốt thì không phải chỗ nào cũng có thể thực hiện được. Vì vậy, cần phải tiến hành khảo sát địa chất thủy văn. Khảo sát địa chất thuỷ văn là tìm kiếm, thăm dò các mỏ nước đạt yêu cầu về trữ lượng và chất lượng. Công tác thăm dò mỏ nước dưới đất bao gồm các dạng công tác khảo sát chủ yếu được trình bày dưới đây.

§1. CÁC CÔNG TÁC THĂM DÒ ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN

I. ĐO VẼ ĐỊA CHẤT THỦY VĂN

1. Khái niệm

Đo vẽ địa chất thủy văn là tiến hành thu thập các tài liệu về nước dưới đất tại các điểm lộ địa chất thủy văn trong các hành trình đã định trước. Tại các điểm lộ này, cần quan sát, mô tả nghiên cứu và thu thập thông tin về nước dưới đất. Các điểm lộ nước dưới đất có thể là:

- Các mạch nước chảy ra
- Các giếng và lỗ khoan thăm dò trước đây.

- Các công trình thu nước dưới đất đang hoặc không còn hoạt động
- Các dòng và vũng nước mặt
- Các hiện tượng địa chất do hoạt động của nước dưới đất gây ra.

Ngoài ra trong quá trình đo vẽ địa chất thủy văn cũng cần quan tâm đến đất đá chứa nước, địa mạo, thực vật, ... vì chúng quyết định đến sự tồn tại các mỏ nước.

Nội dung đo vẽ và ghi chép tại các điểm lộ bao gồm: số liệu điểm lộ, vị trí, hình thức xuất lộ, độ cao chỗ xuất lộ mạch nước, độ sâu mực nước dưới đất tại các giếng, hố khoan, cấu trúc địa chất, đặc trưng tầng chứa nước, lưu lượng, lấy mẫu nước để phân tích thành phần hóa học, thành phần khí, động thái và qui mô sử dụng, ...

Công tác đo vẽ địa chất thuỷ văn thường do các kỹ sư địa chất thuỷ văn thực hiện, thông thường là đi bộ theo các hành trình, ngoài ra có thể sử dụng các phương tiện khác mà cho phép tiếp cận được các điểm lộ phân bố trên toàn bộ khu vực đo vẽ.

Hiện nay ngoài cách thức đo vẽ theo các tuyến hành trình, còn có thể đo vẽ địa chất thủy văn bằng cách chụp ảnh bằng máy bay hay vệ tinh (viễn thám). Nước dưới đất thường tập trung trong các đới nứt nẻ của đá. Trên ảnh hàng không, ảnh vệ tinh, có thể xác định được các vệt khe nứt - dạng tuyến tự nhiên theo độ màu thay đổi của đất đá, sự thẳng hàng của các kiểu thực vật, các đoạn sông hay thung lũng thẳng, chỗ sụt lún mặt đất theo tuyến, ...

Khối lượng công tác đo vẽ ĐCTV phụ thuộc vào mức độ phức tạp điều kiện tự nhiên của lãnh thổ đo vẽ, mức độ nghiên cứu, mức độ lộ của đá gốc, của mạch nước và tỷ lệ đo vẽ. Khối lượng công tác đo vẽ được thể hiện ở số lượng các công trình khoan đào, số điểm khảo sát và số km hành trình.

Kết thúc công tác đo vẽ kỹ sư địa chất thuỷ văn chỉnh lý các kết quả thu thập được, mang lên bản đồ kết hợp với các kết quả khảo sát của các phương pháp khác để lập nên bản đồ địa chất thuỷ văn.

2. Bản đồ địa chất thủy văn

Các kết quả đo vẽ địa chất thủy văn và của các công tác khác trong qúa trình điều tra địa chất thủy văn được chỉnh lý và lập thành bản đồ địa chất thủy văn. Trên bản đồ địa chất thủy văn thể hiện sự phân bố các tầng (hoặc phức hệ) chứa nước có ghi tuổi địa chất, diện tích cung cấp và thoát nước, các vỉa nước xuất lộ trên mặt, lượng và chất nước, độ khoáng hoá của nước đối với tầng chứa nước thứ nhất kể từ mặt đất. Đối với trường hợp trong cùng một vùng có nhiều tầng chứa nước được nghiên cứu, để khỏi làm rối bản đồ người ta thành lập những bản đồ phụ cho các tầng chứa nước đó.

Tầng nước dưới đất được thể hiện bằng các đường thuỷ đẳng cao (đối với nước ngầm), thuỷ đẳng áp (đối với nước có áp). Thành phần hoá học của nước được thể hiện bằng các biểu đồ quạt tại vị trí các điểm lộ nghiên cứu nước (các hố khoan, các mạch rỉ, các giếng,...). Độ giàu nước được thể hiện bằng các con số ở các điểm lộ nước, ví dụ, lưu lượng lớn nhất, tỷ lưu lượng của giếng,...

Ngoài các thông tin nêu trên, trên bản đồ địa chất thuỷ văn còn cần phải phản ánh các yếu tố địa hình, địa chất... có liên quan với địa chất thủy văn và có ảnh hưởng đến quy luật hình thành và phân bố của nước dưới đất.

Theo tỷ lệ người ta chia bản đồ địa chất thủy văn ra làm các loại: bản đồ địa chất thuỷ văn khái quát, bản đồ địa chất thủy văn khu vực và bản đồ địa chất thủy văn tỉ mỉ. Theo ý nghĩa sử dụng chia làm 2 loại: bản đồ địa chất thủy văn tổng hợp và bản đồ địa chất thủy văn chuyên môn.

Bản đồ địa chất thủy văn khái quát (1:100000 – 1:500000 đôi khi 1:200000) và bản đồ địa chất thủy văn khu vực (1:200000 – 1: 100000, đôi khi 1:50000) thường là bản đồ địa chất thủy văn tổng hợp. Nó phản ánh đặc điểm địa chất, địa chất thủy văn trên toàn bộ lãnh thổ hoặc một phần lãnh thổ của cả nước và nhằm những mục đích chung. Để thành lập, dùng bản đồ địa chất cùng tỷ lệ đã được chỉnh lý và tinh giảm đến mức cần thiết theo yêu cầu của bản đồ địa chất thủy văn làm nền và đưa các yếu tố của nước dưới đất lên bản đồ: diện tích phân bố các tầng và phức hệ chứa nước, các lớp cách nước cùng tuổi địa chất của chúng, diện tích các miền cung cấp, dòng chảy và thoát nước dưới đất, chiều sâu thế nằm của các tầng, phức hệ chứa nước và các lớp cách nước, hướng vận động của nước dưới đất; các điểm lộ của nước dưới đất; số lượng và chất lượng nước dưới đất.

Bản đồ địa chất thủy văn tỷ mỷ (1:25000 và lớn hơn) thường là bản đồ địa chất thủy văn chuyên môn, trên đó có thể tổng hợp phản ánh các yếu tố địa chất thủy văn hoặc chỉ phản ảnh một số đặc điểm nào đó của nước dưới đất theo yêu cầu sử dụng chuyên môn của bản đồ.

Ở vùng lớp phủ Đệ Tứ phát triển thì ngoài bản đồ địa chất thủy văn đối với đá gốc trước Đệ Tứ, còn lập bản đồ địa chất thủy văn riêng đối với lớp phủ Đệ tứ.

Cùng với bản đồ địa chất thủy văn còn thành lập các mặt cắt địa chất thủy văn để phản ảnh sự biến đổi các đặc trưng địa chất thủy văn theo chiều sâu ở tuyến cắt nào đó. Các mặt cắt chọn theo phương vận động chủ yếu của nước dưới đất; cắt từ miền cung cấp đến miền thoát nước của tầng hay phức hệ chứa nước chủ yếu hay theo phương cắt qua nhiều đơn vị chứa nước của vùng nghiên cứu.

Để tránh rườm rà, đôi khi cần lập ra các bản đồ phù trợ cùng tỷ lệ để phản ánh riêng biệt một số yếu tố nào đó của nước dưới đất: bản đồ thủy đẳng cao, thủy đẳng áp, bản đồ thủy hóa, bản đồ về mức độ phong phú nước, bản đồ phân vùng địa chất thủy văn,..

II.PHƯƠNG PHÁP THĂM DÒ ĐỊA VẬT LÝ.

Phương pháp thăm dò địa vật lý là dựa trên sự nghiên cứu các trường vật lý và các quá trình vật lý khác nhau phân bố theo không gian của vỏ quả đất để thu thập các thông tin về nước dưới đất. Đặc trưng trạng thái và cường độ của các trường vật lý phụ thuộc vào tính chất của đất đá trong sự liên quan chặt chẽ đến nước dưới đất; sự khác biệt về thành phần, tính chất các lớp đất đá chứa nước càng nhiều thì sự khác nhau theo tham số vật lý nào đó (mật độ, điện trở,...) của chúng càng lớn và ranh giới địa chất càng dễ phân biệt. Các trường nghiên cứu có thể là trường thiên nhiên tồn tại trên vỏ quả đất hoặc hình thành bằng phương pháp nhân tạo (trường dao động đàn hồi khi va chạm, nổ,...).

Phương pháp thăm dò địa vật lý có thể tiến hành trên mặt đất, trên máy bay, trong giếng khoan. Các phương pháp thăm dò địa vật lý gồm có: thăm dò điện, thăm dò địa chấn; thăm dò nhiệt, thăm dò từ, thăm dò trọng lực, thăm dò phóng xạ, thăm dò rada, thăm dò siêu âm. Trong số các phương pháp trên, trong địa chất thuỷ văn phổ biến nhất là thăm dò điện và thăm dò địa chấn. Sau đây sẽ trình bày tóm lược hai phương pháp thăm dò đó.

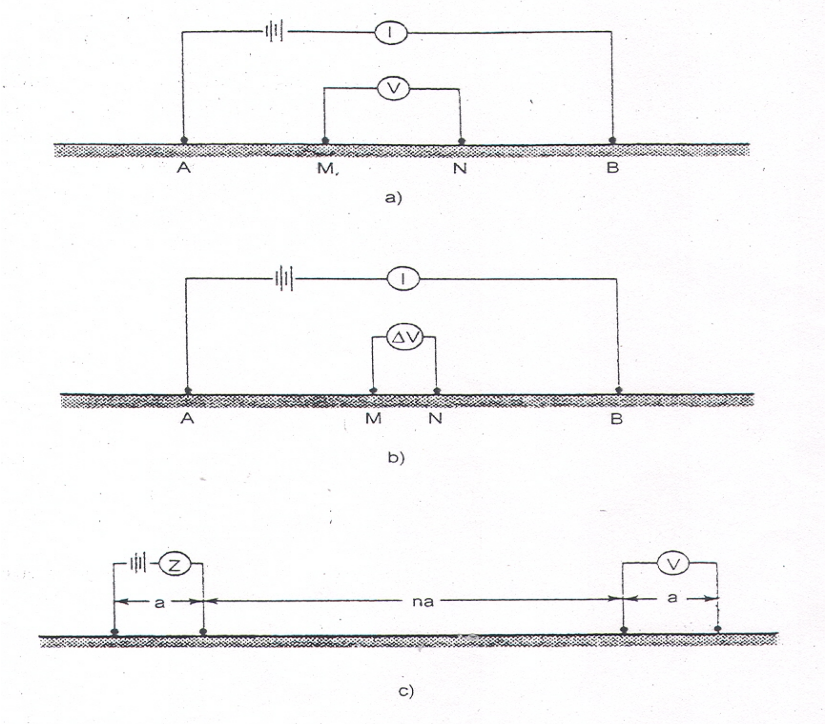
1.Phương pháp thăm dò điện.

Cơ sở để áp dụng có kết quả thăm dò điện là sự phân dị đất đá theo khả năng truyền điện, được đặc trưng bằng các tham số: điện trở suất, hằng số cách điện, độ phân cực kích thích, trường phân cực tự nhiên. Dựa vào loại điện trường và kỹ thuật tiến hành có các phương pháp đo điện cơ bản sau: dòng điện một chiều; dòng điện xoay chiều tần số thấp, tần số trung, tần số cao, trường không ổn định,..

Trong số các phương pháp thăm dò địa vật lý điện sử dụng rộng rãi nhất là phương pháp đo điện trở suất và đo độ truyền dẫn điện từ trường.

Cơ sở của phương pháp đo điện trở suất là định luật Ôm. Dòng điện một chiều hay dòng điện xoay chiều tần số rất thấp hoặc dòng điện ắc quy được phát trực tiếp qua hai điện cực kim loại vào trong đất. Điện thế trong đất được đo giữa hai điện cực kim loại khác cũng đóng vào trong đất. Do đã biết dòng điện chạy qua đất (I) và hiệu điện thế giữa hai điện cực (ΔV) dựa vào định luật Ôm có thể tính điện trở suất của vật liệu đất giữa hai điện cực. Vì vật liệu không bao giờ đồng nhất và truyền điện thẳng đứng nên giá trị tìm được chỉ là điện trở suất biểu kiến $\overline{R}$.

Các điện cực có thể bố trí theo kiểu cách đều Wenner ($\overline{AM} = \overline{MN} = \overline{NB}$), kiểu Schlumberger ($\overline{AB}$ bằng hay lớn hơn 5 lần $\overline{MN}$) hay bố trí theo cặp, trong đó khoảng cách giữa các điện cực trong một cặp là a và khoảng cách giữa các cặp là *na*



(hình 4.1).

Hình 4.1: a) kiểu bố trí cách đều Wenner; b) kiểu bố trí Schlumberger; c) Kiểu bố trí theo cặp.

Giá trị điện trở suất biểu kiến $\overline{R}$ được xác định tương ứng cho các kiểu bố trí như sau:

Kiểu cách đều Wenner: $\overline{R} = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$

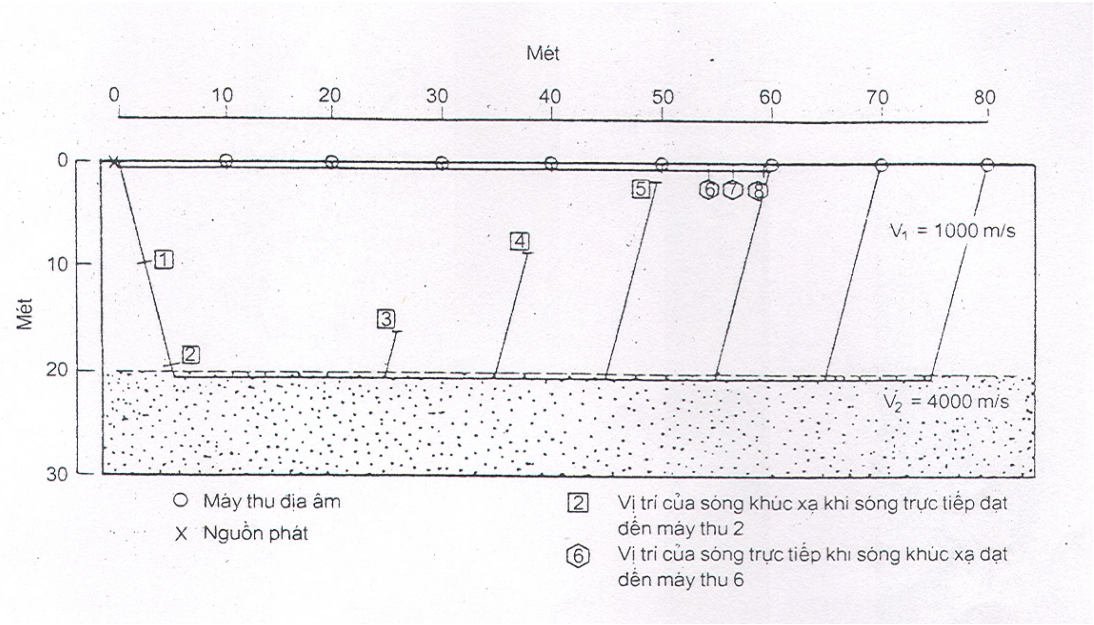
Kiểu bố trí Schlumberger: $\overline{R} = \pi \frac{\left(\frac{\overline{AB}}{2}\right)^2 - \left(\frac{\overline{MN}}{2}\right)^2}{\overline{MN}} \frac{\Delta V}{I}$

Kiểu bố trí theo cặp: $\overline{R} = n(n+1)(n+2)a \frac{\Delta V}{I}$

Từ kết quả đo điện trở suất biểu kiến, thiết bị sẽ diễn giải kết quả để xác định các thông tin địa chất và địa chất thuỷ văn. Phương pháp đo điện trở suất được sử dụng hữu hiệu để nhận biết các đứt gãy kiến tạo, lòng sông bị chôn vùi và vùng nước mặn tiếp xúc với nước ngọt ở dưới đất.

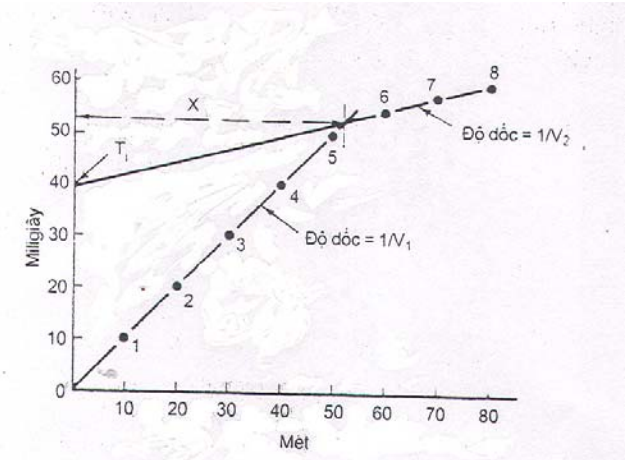
2.Phương pháp thăm dò địa chấn

Các phương pháp thăm dò dùng sóng địa chấn nhân tạo truyền trong đất được sử dụng rộng rãi để xác định độ sâu và độ nghiêng của đá gốc, độ sâu mực nước ngầm và trong một số trường hợp, xác định sơ bộ thành phần thạch học. Dưới đây sẽ trình bày một ứng dụng của phương pháp thăm dò địa chấn để xác định chiều dày lớp vật liệu hạt rời phủ trên đá gốc bằng phương pháp địa chấn khúc xạ.



Hình 4.2 Đường truyền của sóng khúc xạ và sóng trực tiếp. Sóng trực tiếp đạt đến 5 máy thu đầu trước sóng khúc xạ nhưng từ máy thu thứ sáu thì sóng khúc xạ đến trước. Các chữ số nằm trong ký hiệu chỉ khoảng cách truyền theo các đường sóng

Nguồn phát sóng địa chấn có thể là khối thuốc nổ nhỏ nhồi trong một hố khoan nông hay một cú đập búa tạ trên tấm thép nằm trên mặt đất. Sóng địa chấn được thu nhận bởi các máy thu đặt trên mặt đất thành tuyến kéo dài từ nguồn phát. Khi phát nổ, sóng địa chấn lan truyền trong đất đến các máy thu dưới dạng sóng trực tiếp và sóng khúc xạ. Sóng trực tiếp là sóng bề mặt, truyền thẳng từ nguồn phát đến các nguồn thu. Sóng khúc xạ là sóng lan truyền vào trong đất, khi gặp các ranh giới thì khúc xạ mới đến các máy thu. Khi lớp dưới là vật liệu chặt hơn lớp trên sóng sẽ truyền trong nó với vận tốc nhanh hơn sóng trực tiếp ở lớp trên, vì vậy, các nguồn thu ở gần nguồn phát sẽ nhận được sóng trực tiếp trước (vì quảng đường truyền ngắn hơn) nhưng bắt đầu từ nguồn thu thứ *i* nào đó sẽ tiếp nhận được sóng khúc xạ trước (hình 4.2). Căn cứ thời điểm phát sóng, thời điểm nguồn thu tiếp nhận được sóng đến trước và khoảng cách của các nguồn thu đến nguồn phát sóng sẽ xác định được vận tốc truyền của các loại sóng.



Hình 4-3: Đồ thị khoảng cách-thời gian đến của sóng địa chấn đối với môi trường 2 lớp. Các chữ số ký hiệu các máy thu

Lập đồ thị quan hệ giữa thời gian sóng đầu tiên đến máy thu với khoảng cách từ nguồn phát đến máy thu. Kéo dài đồ thị của đoạn sóng khúc xạ cắt trục tung tại điểm có giá trị T_i (gọi là thời gian chặn), chiều dày của lớp đất phía trên có thể tính theo một trong hai công thức dưới đây:

$$z_1 = \frac{Ti_1}{2}\frac{V_1.V_2}{\sqrt{V_2^{\,2} - V_1^2}} \qquad (4.1)$$

hay

$$z_1 = \frac{X_1}{2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_1 + V_2}} \qquad (4.2)$$

Ngoài trường hợp mô hình 2 lớp nêu trên, người ta đã lập được công thức tính chiều dày các lớp đất cho mô hình nhiều lớp.

III.KHOAN ĐÀO THĂM DÒ

Khoan thăm dò là biện pháp khảo sát phổ biến nhất và có tầm quan trọng đặc biệt khi nghiên cứu sự biến đổi các điều kiện địa chất và địa chất thuỷ văn theo độ sâu: các lớp đất đá, nước dưới đất, hiện tượng địa chất vật lý,...

Tuỳ thuộc vào giai đoạn thăm dò lỗ khoan địa chất thuỷ văn được chia ra các loại sau: a/ lỗ khoan tìm kiếm; b/ lỗ khoan thăm dò; c/ thăm dò khai thác; d/ lỗ khoan quan trắc.

Lỗ khoan tìm kiếm được khoan trong giai đoạn tìm kiếm nước dưới đất. Mục đích của khoan là để nghiên cứu mặt cắt địa chất - địa chất thuỷ văn tổng hợp, để phân chia và nghiên cứu định tính, định lượng các tầng chứa nước được khoan qua.

Lỗ khoan thăm dò được khoan trong quá trình thăm dò những đơn vị chứa nước triển vọng đã được vạch ra trong giai đoạn tìm kiếm để nghiên cứu thành phần thạch học, chiều sâu, chiều dày và những đặc trưng về số lượng và chất lượng của những đơn vị chứa nước kể trên.

Lỗ khoan thăm dò - khai thác được thực hiện trong giai đoạn thăm dò tỷ mỷ và được bố trí tại những nơi dự định đặt các lỗ khoan khai thác khi mặt cắt địa chất và độ phong phú nước của đất đá tại những vị trí đó đã xác định một cách tin cậy trong những giai đoạn nghiên cứu trước. Các lỗ khoan này sau khi phê chuẩn trữ lượng sẽ được giữ lại làm giếng khai thác nước.

Lỗ khoan quan trắc nhằm mục đích quan trắc dài ngày động thái của nước hoặc quan trắc mực nước trong quá trình bơm thí nghiệm.

Cấu trúc lỗ khoan địa chất thuỷ văn phụ thuộc vào mục đích sử dụng của chúng và phải bảo đảm các yêu cầu sau: 1/ tiến hành khoan có hiệu quả và an toàn; 2/ bảo đảm cho phép nghiên cứu mọi tầng chứa nước khoan qua, khi cần thiết cho phép cách lý tốt giữa các tầng chứa nước; 3/ cho phép sử dụng dễ dàng dụng cụ đo và thiết bị bơm trong lỗ khoan; 4/ ổn định và bền vững trong mục đích sử dụng; 5/ bảo đảm sửa chữa được dễ dàng. Trừ các lỗ khoan thăm dò – khai thác và lỗ khoan quan trắc, các hố khoan còn lại sau khi hoàn thành nhiệm vụ khảo sát cần phải được lấp lại.

Trong quá trình khoan thăm dò địa chất thuỷ văn phải:

- theo dõi và mô tả các mẫu đất đá, tình trạng dung dịch khoan
- đo mực nước xuất hiện và mực nước ổn định
- theo dõi tốc độ khoan và những hiện tượng, sự cố xảy ra, đánh dấu các độ sâu mất dung dịch, độ sâu xuất hiện nước dâng, thay đổi tính chất của dung dịch,...

Tùy theo giai đoạn khảo sát và mức độ phức tạp về điều kiện địa chất thuỷ văn mà mạng lưới thăm dò, cự ly, độ sâu, số lượng công trình thăm dò có thể thay đổi. Trong địa chất thuỷ văn, các hố khoan thăm dò sau khi dùng để nghiên cứu thành phần, tính chất đất đá của tầng chứa nước, chúng được dùng để thí nghiệm địa chất thuỷ văn hiện trường như hút nước, đổ nước, ép nước.

IV.THÍ NGHIỆM ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN HIỆN TRƯỜNG

Thí nghiệm địa chất thuỷ văn hiện trường là các phương pháp thí nghiệm trong hố khoan, hố đào nhằm xác định các thông số của tầng chứa nước. Các thí nghiệm địa chất thuỷ văn hiện trường bao gồm hút nước, ép nước, đổ nước trong hố khoan. Thí nghiệm đổ nước để xác định hệ số thấm k; thí nghiệm hút nước nhằm xác định các thông số k, T, a, μ; thí nghiệm ép nước để xác định lưu lượng hấp thụ q, hệ số thấm k. Chi tiết về các phương pháp này có thể tham khảo trong các tài liệu "Phương pháp điều tra địa chất thuỷ văn" của Klimentôv P.P, tiêu chuẩn ngành 14TCN 83:2001 "Quy trình xác định tính thấm nước của đất đá bằng phương pháp thí nghiệm ép nước, đổ nước trong hố khoan",...Ở đây chỉ trình bày phương pháp hút nước – là phương pháp chủ yếu trong địa chất thuỷ văn.

Thí nghiệm hút nước là phương pháp tin cậy nhất để xác định các thông số tính toán địa chất thủy văn cơ bản của tầng chứa nước. Nó được áp dụng rộng rãi trong nghiên cứu địa chất thuỷ văn phục vụ cung cấp nước và cả khi điều tra địa chất thủy văn cho các lĩnh vực khác. Thực chất thí nghiệm hút nước là dùng các

thiết bị bơm hút nước ra từ các giếng khoan. Dựa vào lưu lượng hút ra, kích thước phễu hạ thấp mực nước, đường kính giếng và chiều dày của tầng chứa nước có thể tính các thông số địa chất thủy văn theo các công thức thủy động lực.

Thời gian kéo dài hút nước được xác định bởi mục đích hút nước và điều kiện địa chất thủy văn (tính thấm, mức độ đồng nhất, tính chất thủy lực ..). Rõ ràng tốt nhất nên thí nghiệm đến khi vận động của nước đến lỗ khoan đạt đến động thái ổn định (điều kiện này nhanh chóng đạt được khi lỗ khoan hút nước ở gần sông hay trong lớp chứa nước rất phong phú nước). Tuy nhiên, trong nhiều trường hợp để đạt được ổn định phải hút rất lâu dài gây tốn kém nên thường người ta chỉ thí nghiệm với động thái không ổn định.

Khi hút nước với 2 hoặc 3 trị số hạ thấp mực nước thì nên bắt đầu từ trị số nhỏ đến lớn. Riêng với tầng chứa nước là đá nứt nẻ, carst hóa có nhiều vật chất lấp nhét và khoan bằng dung dịch sét thì ngược lại, nên hút từ S_{max} đến S_{min} nhằm rửa sạch vật chất lấp nhét và dung dịch sét trong các khe nứt ở gần lỗ khoan.

Trong quá trình bơm hút nước đo lưu lượng và mực nước hạ thấp theo thời gian. Đồng thời với quan trắc lưu lượng và mực nước tại tất cả các lỗ khoan, cần đo nhiệt độ nước và nhiệt độ khí, lấy mẫu nước để phân tích thành phần hóa học nước, phân tích vi trùng.

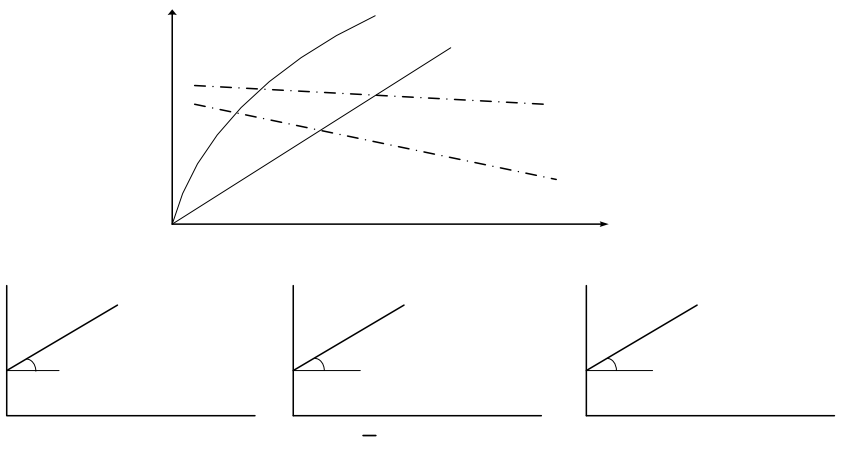
Từ các kết quả đo tiến hành chỉnh lý và tính toán các thông số địa chất thủy văn. Lập biểu đồ biến đổi lưu lượng, mực nước theo thời gian, tức là các đồ thị quan hệ Q=f(s) và q=f(s) để xác lập phương trình đường công lưu lượng (hình 4.4). Nếu đồ thị Q=f(s) là thẳng thì phương trình đường cong lưu lượng Q = q.S. Nếu đồ thị Q=f(s) là cong thì lập tiếp đồ thị bổ sung:

$S_0 = \frac{S}{Q} = f(Q)$, nếu là thẳng dạng phương trình sẽ là: $S=aQ+bQ^2$ (4.3)

lgQ=f(lgS), nếu là thẳng dạng phương trình là: $Q = q\sqrt[m]{S}$ (4.4)

Q=f(lgS), nếu là thẳng dạng phương trình là Q=a+blgS (4.5);

a,b,m,q là các hệ số của đường cong lưu lượng xác định bằng đồ thị hoặc bằng phương pháp bình phương nhỏ nhất. Ở Việt Nam thường chỉ tiến hành hút nước với 2 đến 3 trị số hạ thấp mực nước nên cách duy nhất tìm thông số của phương trình đường cong là phương pháp đồ giải (hình 4.4). Các đường cong lưu lượng xác định được bằng thí nghiệm hút nước sẽ giúp cho các nhà thiết kế lựa chọn lưu lượng khai thác hợp lý bảo đảm không làm suy thoái nguồn nước.



Hình 4.4: Đường cong lưu lượng Q=f(s); q=f(s).

Thí nghiệm hút nước, ngoài mục đích xác định đường cong lưu lượng nêu trên, còn để xác định các chỉ tiêu đặc trưng của tầng chứa nước *k, T, μ, a*. Cách tính các chỉ tiêu này theo kết quả thí nghiệm hút nước với động thái không ổn định xem chương 2,/5, II.

§2. CÁC GIAI ĐOẠN THĂM DÒ ĐỊA CHẤT THUỶ VĂN

Khảo sát địa chất thủy văn tiến hành nhằm bảo đảm lựa chọn hợp lý nguồn nước cấp và vị trí để xây dựng nhà máy nước, đưa ra cơ sở chắc chắn để đánh giá và dự báo điều kiện làm việc của nhà máy nước tương lai trong suốt thời gian khai thác về tất cả các mặt và có được số liệu cần thiết để thiết kế xây dựng nhà máy nước.

Thường có các giai đoạn khảo sát nhau: tìm kiếm, thăm dò sơ bộ, thăm dò tỷ mỷ và thăm dò khai thác. Phụ thuộc lượng nước yêu cầu, mức độ phức tạp của điều kiện địa chất thủy văn và mức độ nghiên cứu có thể kết hợp một vài giai đoạn thành một giai đoạn hoặc bỏ qua một số giai đoạn, tuy nhiên phải có cơ sở luận chứng rõ ràng cho việc thực hiện đó.

I.GIAI ĐOẠN TÌM KIẾM

Giai đoạn tìm kiếm là làm sáng tỏ sơ bộ điều kiện địa chất thủy văn, quy luật hình thành và phân bố nước dưới đất toàn vùng để lựa chọn các khoảnh tiềm năng để tiến hành thăm dò sơ bộ. Công tác tìm kiếm có tác dụng tốt ở vùng có mức độ nghiên cứu địa chất thủy văn chưa đầy đủ, khi số liệu đã có không đủ cơ sở để phân chia các khoảnh có triển vọng khai thác nước dưới đất.

Bước quan trọng nhất của công tác tìm kiếm là thu thập tài liệu, tổng hợp và phân tích các tài liệu địa chất - địa chất thủy văn để đánh giá mức độ nghiên cứu của khu vực. Với các vùng có mức độ nghiên cứu tốt về địa chất thủy văn thì đôi khi nhiệm vụ tìm kiếm có thể chỉ bằng công tác phân tích tài liệu trong phòng, còn trong các trường hợp khác, sau khi phân tích định hướng tài liệu đã có, nhiệm vụ tìm kiếm có thể giảm bớt một phần.

Ở những vùng có mức độ nghiên cứu địa chất - địa chất thủy văn chưa đầy đủ, công tác tìm kiếm bao gồm đo vẽ địa chất thủy văn hoặc đo vẽ địa chất - địa chất thủy văn tổng hợp tỷ lệ 1:250.000 – 1: 50.000 (chủ yếu là 1: 50.000), khoan các lỗ khoan tìm kiếm, địa vật lý lỗ khoan, bơm thử, phân tích nước và đất đá, theo dõi và phân tích điều kiện làm việc của nhà máy nước đang hoạt động trong vùng, thu thập tài liệu địa chất thủy văn, khí tượng thủy văn, đo đạc thủy văn, tiến hành công tác trắc địa, ... Diện tích tìm kiếm thường bố trí gần đối tượng sử dụng nước, nếu không có nguồn nước dưới đất ở gần thì chọn vùng tìm kiếm ở xa hơn.

Các lỗ khoan tìm kiếm nước và nghiên cứu cấu trúc địa chất nên bố trí thành tuyến vuông góc với phương cấu trúc, vị trí của chúng phụ thuộc vào tài liệu đo vẽ và thăm dò địa vật lý mặt đất. Với vùng có lớp phủ dày thì chủ yếu dựa vào công tác địa vật lý và khoan, kết hợp với hút nước thử.

Công tác tìm kiếm cho các số liệu đủ để phân chia các tầng chứa nước và các khoảnh có triển vọng cho công tác thăm dò sơ bộ, đưa ra các dự báo về trữ lượng khai thác trong mỗi khoảnh, xác định tính kinh tế và trình tự khai thác trong mỗi khoảnh, xác định tính kinh tế và trình tự các công tác tiếp theo.

II.THĂM DÒ SƠ BỘ

Thăm dò sơ bộ là nghiên cứu, xác định các đặc điểm cơ bản về điều kiện địa chất - địa chất thủy văn của tầng chứa nước; xác định và sơ bộ đánh giá các nguồn hình thành trữ lượng khai thác, các thông số địa chất thủy văn tính toán, điều kiện vệ sinh và kinh tế kỹ thuật của việc khai thác nước, tổng trữ lượng nước (trữ lượng động, trữ lượng tĩnh) và trữ lượng khai thác. Đánh giá trữ lượng theo các cấp C_1, C_2 đôi khi B, trong phạm vi một hoặc một vài khoảnh triển vọng để khai thác.

Đo vẽ địa chất thủy văn thường ở tỷ lệ 1:25.000 được tiến hành khi điều kiện tự nhiên phức tạp, các tầng chứa nước nghiên cứu nằm không sâu nhằm làm sáng tỏ điều kiện phân bố, điều kiện cấp và thoát nước, các điều kiện và nhân tố làm ô nhiễm nước. Tài liệu đo vẽ tổng thể và tài liệu địa vật lý theo diện tích làm sáng tỏ vị trí các tuyến hố khoan hoặc hố khoan đơn. Với các mỏ nước khác nhau khoảng cách các tuyến thăm dò từ 1,0 đến 5,0km, khoảng cách các lỗ khoan trên tuyến 0,5 – 3km.

Các lỗ khoan thăm dò ngoài nhiệm vụ lấy mẫu đất đá và để đo địa vật lý nhằm nghiên cứu địa chất và phân tầng địa chất thủy văn còn được sử dụng để hút nước thử, lấy mẫu nước (phân tích hóa học đơn giản và toàn diện, phân tích các chất độc hại và đánh giá điều kiện vệ sinh). Tiến hành các nghiên cứu về điều kiện cấp nước của tầng chứa nước, quan hệ thủy lực với nước mặt, giữa các tầng chứa nước với nhau, điều kiện thủy lực học và vệ sinh của các khoảnh.

Kết quả của công tác thăm dò sơ bộ là đánh giá được trữ lượng khai thác nước dưới đất của các khoảnh triển vọng, trữ lượng khai thác theo các cấp công nghiệp, so sánh điều kiện thủy động lực, vệ sinh và kinh tế kỹ thuật việc khai thác nước ở từng khoảnh và lập luận để tiến hành thăm dò tỷ mỷ.

III.THĂM DÒ TỶ MỶ

Thăm dò tỷ mỷ nhằm lập luận cơ sở thiết kế xây dựng nhà máy nước tương lai, đánh giá trữ lượng khai thác nước theo các sơ đồ hợp lý của nhà máy nước thiết kế theo các cấp trữ lượng, luận chứng cơ sở để huy động vốn thiết kế và xây dựng nhà máy nước. Thăm dò tỷ mỷ chỉ tiến hành khi có đơn đặt hàng (của các cơ sở sử dụng nước), có sự đồng ý của Cục Quản lý nước, các cơ quan địa phương và trung ương về vệ sinh và bảo vệ môi trường, Vị trí các diện tích thăm dò tỷ mỷ, được tiến hành trên các khoảnh mà thăm dò sơ bộ đã chỉ ra, có xét đến chất và lượng của cơ sở sử dụng nước, các yêu cầu của cơ sở sở hữu đất đai, có sự tư vấn của cơ quan thiết kế nhà máy nước và sự đồng ý của các cấp chính quyền địa phương (Sở Khoa học và Công nghệ, Sở Nhà đất và chính quyền địa phương).

Ở các khoảnh bố trí nhà máy nước, thu được các tài liệu tin cậy để đánh giá trữ lượng khai thác nước dưới đất ở cấp cao (A+B) theo yêu cầu và tài liệu để thiết kế nhà máy nước mới hay mở rộng nhà máy nước đang hoạt động.

Tổ hợp công tác trong giai đoạn tỷ mỷ gồm: khoan các lỗ khoan thăm dò, thăm dò – khai thác, quan trắc; tiến hành thí nghiệm hút nước (đơn và chùm), khai thác thử, đo vật lý lỗ khoan, quan trắc động thái nước dưới đất và nước mặt, đo đạc thủy văn và trắc địa, khảo sát chuyên môn khoảnh khai thác, nghiên cứu các chỉ tiêu kinh tế – kỹ thuật.

Vị trí các hố khoan thăm dò – khai thác (thường dùng để hút nước thí nghiệm – khai thác thử) và cấu trúc của chúng phải đảm bảo sự sử dụng tiếp theo như là một

trong những lỗ khoan khai thác của nhà máy nước. Các lỗ khoan thăm dò và quan sát chuyển thành lỗ khoan quan trắc động thái nước dưới đất trong quá trình khai thác. Hút nước tự nhiên được tiến hành ở tất cả các lỗ khoan thăm dò, thăm dò khai thác chủ yếu trên bãi giếng.

Kết quả thăm dò tỷ mỷ phải đảm bảo chính xác hóa điều kiện và nguồn hình thành trữ lượng khai thác nước dưới đất, sơ đồ bố trí các lỗ khoan khai thác, các lỗ khoan dự trữ, các lỗ khoan quan trắc, đánh giá trữ lượng cấp cao và lập luận cơ sở dự báo điều kiện làm việc của nhà máy nước tương lai (động thái, lưu lượng các lỗ khoan, sự thay đổi mực nước và chất lượng nước, các chỉ số kinh tế – kỹ thuật của hoạt động nhà máy nước). Kết quả thăm dò tỷ mỷ phải được sử dụng để lập báo cáo tổng kết theo yêu cầu của Hội đồng trữ lượng, kết quả các công tác đã thực hiện và đánh giá trữ lượng khai thác theo các cấp công nghiệp (A+B) và cấp triển vọng (C_1, C_2). Thăm dò tỷ mỷ được xem là kết thúc khi Hội đồng trữ lượng hoặc các cơ quan địa phương và trung ương có thẩm quyền duyệt trữ lượng khai thác nước dưới đất.

IV.THĂM DÒ KHAI THÁC

Thăm dò khai thác nhằm mục đích bảo đảm giám sát thích đáng về mặt địa chất thủy văn việc xây dựng các nhà máy nước, lập luận chế độ và phương pháp khai thác hợp lý hơn, chính xác hóa điều kiện địa chất thủy văn mỏ nước dưới đất ở khoảnh khai thác, đánh giá lại trữ lượng khai thác nước dưới đất, lập luận về điều kiện mở rộng, phát triển tiếp theo của nhà máy nước và biện pháp bảo vệ nước dưới đất khỏi bị khô kiệt và nhiễm bẩn.

Nghiên cứu địa chất thủy văn giai đoạn này bắt đầu từ việc thu thập tài liệu địa chất thủy văn chuyên môn và thí nghiệm trong thời gian thi công các lỗ khoan khai thác nước và các lỗ khoan quan trắc động thái đến việc tiến hành tổ hợp các nghiên cứu cần thiết để kiểm tra và điều khiển liên tục chế độ hoạt động của nhà máy nước trong suốt thời gian khai thác. Tổ hợp công tác trong giai đoạn này bao gồm: quan trắc có hệ thống động thái nước mặt và nước dưới đất, chế độ khai thác các lỗ khoan nhà máy nước (thay đổi mực nước, thành phần hóa học của tầng nước khai thác và các tầng nước liên quan, lưu lượng các lỗ khoan). Quá trình tiêu hao trữ lượng; tiến hành thí nghiệm thấm (đặc biệt khi mở rộng diện tích hoặc tăng công suất nhà máy nước), lấy mẫu nước để nghiên cứu và kiểm tra; Khi cần thì phải khoan thêm các lỗ khoan thăm dò và quan trắc bổ sung, tiến hành công tác trắc địa đo đạc thủy văn, công tác thí nghiệm để bổ sung nhân tạo trữ lượng nước dưới đất, áp dụng các biện pháp tăng công suất các lỗ khoan nhà máy nước.

Với các nhà máy nước đang hoạt động thì kiểm tra hoạt động và chế độ khai thác từng lỗ khoan khai thác, chính xác hóa điều kiện địa chất thủy văn, đánh giá lại trữ lượng khai thác ở cấp cao hơn, giải quyết hữu hiệu nhiệm vụ mở rộng nhà máy nước, biện pháp bổ sung nhân tạo trữ lượng nước dưới đất và bảo vệ nước dưới đất khỏi bị nhiễm bẩn.

§3. MỎ NƯỚC DƯỚI ĐẤT

I. KHÁI NIỆM MỎ NƯỚC

Mỏ nước dưới đất được hiểu là những phần trên cùng của vỏ quả đất mà trong phạm vi của nó dưới tác động của các nhân tố tự nhiên hay nhân tạo diễn ra sự tích tụ nước dưới đất với khối lượng và chất lượng đảm bảo để sử dụng chúng một

cách hợp lý trong nền kinh tế quốc dân. Mỏ nước dưới đất có thể là mỏ nước khoáng, mỏ nước nóng và mỏ nước ngọt. Trong chương trình cấp thoát nước chúng ta quan tâm các mỏ nước ngọt.

Quy mô của một mỏ nước ngọt có thể rất khác nhau. Nó có thể là mỏ nước nằm trong các cấu trúc địa chất lớn – các bồn chứa nước actêzi hoặc các mỏ nước nhỏ trong phạm vi một đới đứt gãy kiến tạo hay một lưu vực nước ngầm của một con sông nhỏ,...

II. PHÂN CHIA NHÓM MỎ NƯỚC DƯỚI ĐẤT THEO ĐIỀU KIỆN ĐỊA CHẤT THỦY VĂN

Nhóm I: Những mỏ có điều kiện địa chất thủy văn đơn giản. Nước dưới đất tàng trữ trong các lớp chứa nước có thế nằm ổn định, chiều dày ít biến đổi, đất đá đồng nhất. Đánh giá chính xác các nguồn hình thành trữ lượng khai thác nước dưới đất trong quá trình thăm dò cũng như tính toán có căn cứ sự thay đổi chất lượng nước trong quá trình khai thác.

Nhóm II: Những mỏ có điều kiện địa chất thủy văn phức tạp. Nước tồn tại trong các lớp chứa nước có thế nằm tương đối ổn định, chiều dày biến đổi hoặc không đồng nhất về tính thấm (nứt nẻ hay cách thức không đồng đều). Một phần nguồn hình thành trữ lượng khai thác được nghiên cứu chính xác trong quá trình thăm dò, còn một phần là áng chừng. Xác định gần đúng bằng tính toán sự thay đổi chất lượng nước có thể xảy ra trong quá trình khai thác.

Nhóm III: Những mỏ có điều kiện địa chất thủy văn rất phức tạp. Các tầng chứa nước rất không đồng nhất về tính toán, có diện phân bố cục bộ, hoặc trong những nơi có chiều dầy thay đổi và bị phức tạp bởi các phá hủy kiến tạo. Xác định gần đúng các nguồn hình thành trữ lượng khai thác trong quá trình thăm dò và chỉ xác định sơ bộ sự thay đổi chất lượng nước có thể xẩy ra.

§4. TRỮ LƯỢNG NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Trữ lượng nước dưới đất của một vùng là tổng lượng nước dưới đất có ở vùng đó xét theo một khía cạnh nào đó. Khi nghiên cứu nước dưới đất với mục đích khai thác sử dụng người ta chia trữ lượng nước dưới đất thành hai loại:

I.TRỮ LƯỢNG THIÊN NHIÊN

Trữ lượng thiên nhiên của nước dưới đất là tổng toàn bộ lượng nước dưới đất của một vùng. Dưới góc độ thuỷ động học, trữ lượng thiên nhiên được chia ra trữ lượng tĩnh và trữ lượng động.

1) Trữ lượng tĩnh Q_T:

Trữ lượng tĩnh là thể tích nước trọng lực có trong tầng chứa nước, được xác định theo công thức:

$$Q_T = \mu V \qquad (4.6)$$

trong đó: μ - hệ số nhả nước của đất đá, V- thể tích đất đá bão hoà nước.

2) Trữ lượng động $Q_đ$:

Trữ lượng động là lượng nước chảy qua tiết diện dòng thấm trong môt đơn vị thời gian hay lượng nước cung cấp hàng năm của tầng chứa nước. Trữ lượng động của nước dưới đất được xác định theo các phương pháp sau đây:

- Theo lượng nước mưa ngấm xuống:

$$Q_đ = 10\ \alpha\ NF \quad (4.7)$$

ở đây: $Q_đ$ - trữ lượng động được bổ xung hàng năm do nước mưa ngấm xuống, m^3/năm;

α - hệ số ngấm, % lượng mưa;

N- lượng mưa hàng năm;

F- vùng cung cấp cho nước dưới đất, km^2.

- Theo biến đổi lưu lượng sông được nước dưới đất cung cấp:

Phương pháp này tiến hành vào mùa khô, khi đó về cơ bản sông được nước dưới đất cung cấp.

$$q_đ = \frac{q_2 - q_1}{L} \quad (4.8)$$

ở đây: $q_đ$ – trữ lượng động của nước dưới đất cho dòng thấm dọc theo bờ có bề rộng là đơn vị, l/s.m;

q_2 – lưu lượng sông được nước dưới đất cung cấp ở tuyến hạ lưu, l/s;

q_1 – lưu lượng sông được nước dưới đất cung cấp ở tuyến thượng lưu, l/s;

L- khoảng cách giữa hai tuyến, m.

- Theo hệ số thấm, bề dày và độ dốc gradien của dòng thấm:

$$Q_đ = k.J.h_{tb}B \quad (4.9)$$

ở đây: k- hệ số thấm của tầng chứa nước, m/ngđ;

h_{tb}- bề dày trung bình dòng thấm, m;

B- bề rộng dòng thấm, m;

J- độ dốc thuỷ lực của dòng thấm.

II.TRỮ LƯỢNG KHAI THÁC

Trữ lượng khai thác nước dưới đất là khối lượng nước dưới đất được khai thác hợp lý về mặt kinh tế kỹ thuật với chế độ khai thác cho trước xác định, có chất lượng phù hợp với yêu cầu trong suốt thời gian tính toán sử dụng nước. Trữ lượng khai thác chiếm chỉ một phần của trữ lượng thiên nhiên.

Tùy thuộc mức độ nghiên cứu và mức độ tin cậy của việc xác định của chỉ số trên, người ta chia ra 4 cấp trữ lượng khai thác nước dưới đất: A, B, C_1 và C_2 (Bảng 4.1). Do thăm dò tỷ mỷ, trữ lượng khai thác cấp A và cấp B gọi là cấp công nghiệp và trên cơ sở của cấp này cho phép thiết kế và xây dựng nhà máy nước, còn trữ lượng cấp C_1 và C_2 xác định theo công tác tìm kiếm và thăm dò sơ bộ, được gọi là cấp triển vọng và dùng để quy hoạch triển vọng khai thác nước dưới đất.

Thông thường khi yêu cầu dùng nước nhỏ hơn nhiều so với trữ lượng thiên nhiên của tầng chứa nước thì không cần xét đến trữ lượng thiên nhiên. Tuy nhiên, trong trường hợp tầng chứa nước không có nguồn cung cấp thì trị số trữ lượng thiên nhiên sẽ có ý nghĩa rất lớn, và bất kỳ trường hợp nào không nên để cạn mất phần trữ lượng tĩnh nằm dưới mực nước ngầm thấp nhất. Trong trường hợp thật cần thiết phải sử dụng một phần trữ lượng kiệt thì cần có tính toán kỹ hơn.

Bảng 4.1: Các cấp trữ lượng khai thác nước dưới đất

Cấp trữ	Mức độ thăm dò và nghiên cứu	Cơ sở để tính trữ lượng

lượng		
A	Sáng tỏ hoàn toàn về : - điều kiện thế nằm, cấu trúc địa chất, giá trị mực nước, mực áp lực của tầng chứa nước, tính thấm của đất đá chứa nước. - điều kiện cung cấp của tầng chứa nước - khả năng phục hồi trữ lượng khai thác - quan hệ nước dưới đất của tầng nghiên cứu với nước mặt, nước của các tầng chứa nước khác. - khả năng sử dụng nước có chất lượng theo yêu cầu trong suốt thời gian sử dụng nước.	- tài liệu các lỗ khoan, hút nước thí nghiệm, hút nước khai thác thử hoặc lưu lượng của các nhà máy nước (trường hợp mở rộng hoặc nâng công suất nhà máy nước đang hoạt động) - phân tích thành phần hóa học nước dưới đất bảo đảm đạt chất lượng theo yêu cầu.
B	Sáng tỏ những đặc điểm chủ yếu về: - điều kiện thế nằm, cấu trúc địa chất và điều kiện cấp nước của các tầng chứa nước - quan hệ nước dưới đất vùng nghiên cứu với nước mặt và nước các tầng chứa nước khác - xác định gần đúng nguồn trữ lượng thiên nhiên hình thành nên trữ lượng khai thác - khả năng sử dụng nước có chất lượng theo mục đích đã định	+ các lỗ khoan thăm dò để hút nước thí nghiệm đơn và các lỗ khoan dùng để tính trữ lượng cấp A. + theo tổng lưu lượng thực hút của các lỗ khoan đơn hút nước thí nghiệm ở các thời điểm khác nhau có tính đến sự tương hỗ giữa chúng + theo tổng lưu lượng tính toán của các lỗ khoan dùng để lập luận trữ lượng cấp A với giá trị hạ thấp mực nước ngoại suy lớn hơn thực tế (để tính cấp A) có tính đến sự tương hỗ giữa chúng + theo công suất tính toán của nhà máy nước khai thác bằng các lỗ khoan thăm dò với trị số hạ thấp mực nước lớn hơn trị số hạ thấp mực nước thực tế hoặc đưa vào tính toán các lỗ khoan thiết kế bổ sung mà chúng có thể được bố trí theo sơ đồ khai thác đã được chấp thuận trên diện tích khoảnh khai thác
C_1	sáng tỏ những đặc tính chung về: - cấu trúc địa chất, điều kiện thế nằm, sự phân bố của các tầng chứa nước. - chất lượng nước ở mức độ đảm bảo giải quyết sơ bộ vấn đề về khả năng sử dụng chúng theo nhiệm vụ đặt ra	- điều kiện địa chất thủy văn, tài liệu hút nước thử từ các lỗ khoan thăm dò – tìm kiếm cho các mục đích khác nhau và nguồn trữ lượng thiên nhiên (trữ lượng động) mà chúng có thể là nguồn phục hồi trữ lượng khai thác nước dưới đất + theo giá trị lưu lượng của dòng ngầm tự nhiên, cân bằng nước và trữ lượng tĩnh của các tầng chứa nước đang xem xét, có tính đến các nguồn khác có khả năng phục hồi trữ lượng khai thác mà trong quá trình khai thác sẽ trở thành nguồn cung cấp nước dưới đất cho nhà

		máy nước. + sự tương tự giữa diện tích nghiên cứu với khoảng đã được nghiên cứu kỹ để thiết kế nhà máy hoặc các khoảng đã có nhà máy nước hoạt động theo tỷ công suất trên đơn vị diện tích hoặc tỷ công suất theo chiều rộng mặt cắt dòng ngầm + ngoại suy tính toán địa chất thủy văn với trữ lượng cấp cao (A, B)
C_2	- số liệu chung nhất về địa chất và địa chất thủy văn - chất lượng nước dưới đất xác định theo kết quả phân tích mẫu ở các vị trí khác nhau của tầng hoặc bằng cách so sánh tương tự với các khoảng đã được thăm dò của tầng chứa nước đó	- điều kiện địa chất thủy văn cụ thể, từ các giá trị trữ lượng động và tĩnh của cân bằng nước, so sánh tương tự địa chất thủy văn với các diện tích đã được nghiên cứu kỹ hơn và ngoại suy từ trữ lượng cấp cao hơn. - sử dụng tài liệu hút nước thử, thí nghiệm hoặc khai thác của bất cứ công trình nào có trong vùng nghiên cứu (lỗ khoan, mỏ, giếng, nhà máy nước ...) và các nguồn lộ liên quan tầng chứa nước cần nghiên cứu.

Trữ lượng khai thác có thể ước tính bằng cách so sánh tương tự với các giếng làm việc tốt trong điều kiện địa chất và địa chất thủy văn tương tự.

III.CÁC PHƯƠNG PHÁP ĐÁNH GIÁ TRỮ LƯỢNG KHAI THÁC NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Đánh giá trữ lượng khai thác nước dưới đất nhằm thu thập những tài liệu, số liệu chứng minh cho khả năng khai thác nước dưới đất với lưu lượng và chất lượng đảm bảo yêu cầu trong thời gian tính toán khoảng 25 – 30 năm (thường lấy 27 năm = 10^4 ngđ cho dễ tính) hoặc dài hơn. Dự báo được độ giảm hay vị trí mực nước động trong các lỗ khoan của nhà máy nước. Có bốn phương pháp đánh giá trữ lượng khai thác nước dưới đất chủ yếu: phương pháp thủy động lực, phương pháp thủy lực, phương pháp cân bằng và phương pháp tương tự địa chất thủy văn.

a) Phương pháp thủy động lực: sử dụng các công thức từ các phương trình toán lý và thủy động phù hợp sơ đồ tính mô phỏng điều kiện thực tế.

Chúng được giải bằng phương pháp giải tính, đồ thị hoặc mô hình có sử dụng máy tính điện tử. Phương pháp này có khả năng dự báo sự thay đổi mực nước động trong lỗ khoan khai thác theo thời gian.

Xét đến sự cân bằng nước và khả năng phục hồi trữ lượng trong điều kiện tự nhiên và điều kiện khai thác.

Nhược điểm của phương pháp này là phải trung bình hóa số liệu về tính thấm, đơn giản hoá điều kiện thực tế khi lập sơ đồ tính, không có khả năng xét đến quá trình thay đổi của môi trường, bỏ qua nhiều yếu tố ảnh hưởng đến trữ lượng khai thác nên số liệu dự báo nhiều khi không sát thực tế.

b) Phương pháp thủy lực: sử dụng và ngoại suy các hàm số thực nghiệm thu được trong quá trình thí nghiệm thấm. Thường áp dụng hữu hiệu trong những điều kiện địa chất thủy văn phức tạp như đá nứt nẻ và cactơ hóa, đới phá hủy kiến tạo, đất đá bở rời cấu tạo phức tạp và tính thấm không đồng nhất.

Bằng các phương trình thực nghiệm thể hiện được sự vận động phức tạp của nước dưới đất do tác động của nhiều yếu tố (tính thấm, điều kiện vận động, cung cấp và thoát nước,...), dự báo sự biến đổi mực nước, lưu lượng và ảnh hưởng do can nhiễu giữa các lỗ khoan,...

Nhược điểm cơ bản nhất là không dự báo được mực nước thay đổi theo thời gian và khả năng phục hồi trữ lượng khai thác nước dưới đất. Khối lượng công tác thí nghiệm tương đối lớn (tiến hành dài ngày với nhiều đợt hạ thấp mực nước ...) nên cần kết hợp với phương pháp cân bằng và phương pháp thủy động lực.

c) Phương pháp cân bằng: dựa trên cơ sở cân bằng nước vùng nghiên cứu nên cho phép đảm bảo phục hồi trữ lượng khai thác nước dưới đất trong điều kiện dòng ngầm có kích thước hạn chế.

Trữ lượng khai thác Q_{kt} được xác định theo công thức sau:

$$Q_{kt} = \alpha_1 Q_{tn} + \alpha_2 \frac{V_{tn}}{t} + \alpha_3 Q_{nt} + \alpha_4 \frac{V_{nt}}{t} + Q_{bx} \qquad (4.10)$$

trong đó: Q_{tn} và Q_{nt}- nguồn trữ lượng động thiên nhiên và nhân tạo;
V_{tn} và V_{nt}- trữ lượng tĩnh tự nhiên và nhân tạo được sử dụng trong thời gian khai thác t;
Q_{bx}- nguồn trữ lượng bổ xung trong thời gian nhà máy nước hoạt động;
α_1, α_2, α_3, α_4- các hệ số sử dụng nguồn trữ lượng thiên nhiên và nhân tạo tương ứng.

Khi $Q_{kt}<Q_{tn}+Q_{nt}+Q_{bx}$, vận động của nước dưới đất tới các lỗ khoan của nhà máy nước nhanh chóng đạt trạng thái ổn định. Khi không có nguồn bổ sung nhân tạo (Q_{nt} =0, V_{nt} =0, Q_{bx}=0), trữ lượng khai thác chủ yếu hình thành từ nguồn trữ lượng động tự nhiên Q_{tn} và trữ lượng tĩnh tự nhiên V_{tn}. Khi đó nếu $Q_{kt} > Q_{tn}$, nước vận động đến các lỗ khoan nhà máy luôn ở trạng thái không ổn định (do trữ lượng tĩnh tự nhiên luôn bị giảm) và nhà máy chỉ hoạt động theo chế độ khai thác định kỳ.

d) Phương pháp tương tự địa chất thủy văn: chứng minh về sự tương tự giữa điều kiện tự nhiên và sử dụng nước của vùng đã được nghiên cứu kỹ hay đang khai thác nước với vùng phải khảo sát.

Mức độ tương tự có thể hoàn toàn hay từng phần về: nguồn hình thành, trữ lượng khai thác, điều kiện tàng trữ nước, cấu trúc địa chất, thành phần đất đá chứa nước, điều kiện cấp nước,... Dùng các hệ số thể hiện sự khác nhau giữa hai vùng. Phương pháp này khá hữu hiệu khi so sánh với vùng đang được khai thác, sử dụng nước dưới đất.

Trong các điều kiện địa chất thủy văn phức tạp, cần sử dụng tổng hợp một vài phương pháp đánh giá trữ lượng, điều này giúp cho việc xác định các công tác khảo sát, nghiên cứu cần tiến hành để có được các số liệu đầy đủ ban đầu cho việc đánh giá trữ lượng.

IV.QUẢN LÝ NƯỚC DƯỚI ĐẤT

Công tác quản lý nước dưới đất bao gồm đề ra chế độ khai thác hợp lý cũng như áp dụng các biện pháp làm tăng trữ lượng của nước dưới đất, nâng cao năng suất giếng khai thác nước.

1. Bổ sung nhân tạo

Bổ sung nhân tạo trữ lượng nước dưới đất là dùng biện pháp kỹ thuật để chuyển một lượng nước nhạt trên mặt thành nước dưới đất. Việc bổ sung nhân tạo rất cần thiết ở các vùng khai thác nước mãnh liệt, trữ lượng tự nhiên đang bị cạn dần cũng như các vùng không có mỏ nước có trữ lượng công nghiệp. Chuyển nước mặt thành nước dưới đất, sau đó khai thác có nhiều ưu điểm hơn khi sử dụng tiếp nước mặt: nước được lọc trong hơn, phần lớn vi trùng bị chết do thay đổi môi trường sống, thành phần gây bẩn được đất đá hấp phụ.

Để bổ sung nhân tạo trữ lượng nước dưới đất có thể dùng công trình chuyển nước nhạt vào tầng chứa nước, công trình khai thác nước và công trình phù trợ cho việc chuyển nước mặt đến vị trí bổ sung trữ lượng, xử lý nước cấp.

Công trình chuyển nước mặt nhạt vào tầng chứa nước còn gọi là công trình thấm. Chúng có thể ở dạng hở - các mương, các hồ và dạng kín - lỗ khoan, giếng, galeri hoặc lỗ khoan nằm ngang. Công trình hở được xây dựng ở các vùng có tầng chứa nước không bị phủ hay có lớp cách nước phủ khá mỏng. Có thể đào hoặc đắp thành mương, hồ, ao sao cho có đáy thấm nước và mực nước ở cao hơn mực nước ngầm hay mực áp lực. Nước trong hồ, mương chỉ thấm qua đáy mà không thấm qua bờ. Các công trình thấm kín là các lỗ khoan ép nước hay hấp thụ nước được dùng để bổ sung nước cho các tầng chứa nước có áp nằm sâu hơn. Dùng máy bơm để ép nước hay cho nước tự chảy vào các lỗ khoan.

Công trình khai thác nước và công trình phù trợ về cơ bản giống như các công trình thường sử dụng để khai thác nước dưới đất và nước mặt.

Việc cho nước tràn bề mặt bằng cách đắp các đập thấp chắn ngang các dòng tạm thời thoát ra từ các dãy núi có thể làm mực nước dưới đất dâng cao trên một vùng rộng lớn. Biện pháp này tiến hành khi vùng có lớp đất trên mặt có tính thấm nước, mực nước ngầm ở sâu, mặt đất bằng phẳng và tầng chứa nước được bổ sung có khả năng chuyển nước đủ lớn để chuyển nước ra khỏi vùng lan truyền. Tưới cũng là một dạng bổ sung nhân tạo khi nước tưới vượt quá yêu cầu của cây cối. Nước thải từ các bể tự hoại có thể ngấm qua đới không bão hòa và bổ sung cho nước dưới đất.

Bằng cách bổ sung nhân tạo, ta có thể cải tạo tầng chứa nước lợ rất phổ biến ở các đồng bằng châu thổ nước ta thành các mỏ nước nhạt.

2. Sử dụng kết hợp nước mặt và nước dưới đất

Trong các hệ sông suối - tầng chứa nước, rõ ràng không hợp lý nếu chia tách riêng hoạt động quản lý nước mặt và nước dưới đất. Nước có thể thấm từ sông vào tầng chứa nước hoặc từ tầng chứa nước vào sông nên việc quản lý nước dưới đất và nước mặt cho các cơ quan riêng biệt sẽ có thể làm cạn kiệt tổng nguồn nước do sử dụng quá mức. Khi lượng cầu vượt quá lượng cung thì đòi hỏi quản lý nước dưới đất và nước mặt như là các thành phần của một hệ thống nhất, có quan hệ qua lại cực kỳ quan trọng. Việc bơm hút quá mức các tầng chứa nước ở gần sông thì làm giảm lượng nước bổ sung bình thường của hệ tầng chứa nước. Hiệu quả tích lũy của

nhiều nguồn bơm hút nước giếng có thể làm sụt giảm nguồn nước tổng. Hoàn cảnh xấu thêm nếu việc hút nước dưới đất dẫn đến giảm dòng nước mặt.

Từ những nhận thức trên rõ ràng phải thống nhất việc quản lý sử dụng tổng hợp nguồn nước nói chung. Phải có một mô hình quản lý thống nhất, tối ưu. Ở nước ta trước đây việc quản lý tài nguyên nước thuộc Bộ Nông nghiệp và phát triển Nông thôn. Từ năm 2003 thành lập Bộ Tài nguyên và Môi trường, vấn đề quản lý về mặt Nhà nước tài nguyên nước được chuyển sang đó trong khi việc xây dựng khai thác sử dụng tài nguyên nước mặt vẫn là chức năng của Bộ Nông nghiệp và phát triển Nông thôn. Vì vậy, việc thống nhất quản lý tài nguyên nước, sử dụng kết hợp nước mặt và nước dưới đất gặp những khó khăn nhất định.

3. Quản lý nhà nước việc khai thác nước dưới đất

Nước dưới đất là tài nguyên quốc gia. Để bảo đảm phát triển bền vững tài nguyên nước dưới đất cần phải có một thiết chế chặt chẽ về mặt nhà nước trong việc quản lý khai thác nước dưới đất. Quản lý chặt chẽ khai thác nước dưới đất sẽ hạn chế việc khai thác bừa bãi làm suy giảm trữ lượng và chất lượng nước dưới đất. Trong khi chúng ta chưa có điều kiện kinh tế, kỹ thuật để bổ sung nhân tạo nguồn nước dưới đất hoặc khai thác và trữ nước theo chu kỳ thì càng phải tăng cường quản lý việc khai thác nước dưới đất. Ở Việt Nam hiện nay đã thực hiện việc đăng ký và cấp phép khai thác nước dưới đất, tuy nhiên chỉ mới ở quy mô lớn, cho các doanh nghiệp khai thác công nghiệp. Đối với việc khai thác quy mô nhỏ, cho các giếng đơn lẽ, các giếng gia đình thì chưa thể quản lý xuể. Đó là một bức xúc cần phải được giải quyết sớm.

§5. MÔ HÌNH HOÁ NƯỚC DƯỚI ĐẤT

I.KHÁI NIỆM MÔ HÌNH NƯỚC DƯỚI ĐẤT

1. Giới thiệu

Nước dưới đất có thể được nghiên cứu trực tiếp bằng các công trình thăm dò, bằng các phương pháp nghiên cứu thực nghiệm ở hiện trường như đã trình bày ở các chương trên. Tuy nhiên, nước dưới đất cũng có thể được nghiên cứu một cách gián tiếp bằng phương pháp mô hình hoá. Mô hình hoá là một phương pháp hiện đại, giải quyết được nhiều vấn đề mà các phương pháp nghiên cứu trực tiếp đối tượng không thể giải quyết được. Mô hình hóa quá trình thấm giữ vai trò rất quan trọng trong nghiên cứu và tính toán quá trình thấm của nước dưới đất vì nó cho phép xét đến và đưa vào bài toán những hoàn cảnh điều kiện tự nhiên và kỹ thuật phức tạp khi giải các bài toán thấm. Nếu như trước đây mô hình hoá chỉ được dùng để nghiên cứu một vài trường hợp đơn giản của dòng thấm tự nhiên hoặc để kiểm nghiệm một vài kết quả của phương pháp tính toán thấm, thì ngày nay được coi là một trong những phương pháp tin cậy nhất được áp dụng rộng rãi trong hầu hết các lĩnh vực tính toán địa chất thủy văn. Mô hình hoá có thể giải các bài toán dòng thấm trong đới thông khí, dòng dịch chuyển khuyếch tán vật chất hay nhiệt độ dưới đất, có thể giải các bài toán thuận để dự báo sự biến đổi của áp lực và lưu lượng của dòng thấm, hay bài toán ngược để xác định các điều kiện biên và các thông số địa chất thủy văn của môi trường thấm; có thể giải các bài toán thấm đến công trình cụ thể nào đó hoặc bài toán thấm khu vực với sự tác dụng tổng hợp của hệ thống công trình và các nhân tố tự nhiên khác.

Thực chất của phương pháp mô hình hoá là mô phỏng dòng thấm bằng những mô hình toán học hoặc mô hình vật lý dựa vào sự tương tự về toán học hoặc về mặt vật lý giữa quá trình thấm và các quá trình vật lý khác.

Khi nghiên cứu một hệ dòng nước dưới đất, ta còn triển khai một mô hình nhận thức, chẳng hạn có thể mô tả một hệ nước dưới đất đang tồn tại trong trầm tích cát và sỏi sạn, trên mặt đá gốc bằng phẳng. Với mô hình này thì không thể mô tả đầy đủ được tất cả các chi tiết rất nhỏ của hệ thực. Tuy nhiên, các mô hình nhận thức giúp ta hiểu được hành vi của hệ thấm.

Các mô hình nhận thức thì tĩnh, chỉ mô tả được điều kiện hiện thời của hệ thấm. Để dự đoán các hành vi trong tương lai, cần sử dụng một số mô hình động học: mô hình tỷ lệ vật lý, mô hình tương tự và mô hình toán học.

2. Các loại mô hình động học

Để nghiên cứu nước dưới đất hiện có thể áp dụng các loại mô hình sau đây:

1. Mô hình thực hay còn gọi là mô hình tỷ lệ tức là nghiên cứu bằng chính đối tượng đó nhưng trên mô hình thu nhỏ, chẳng hạn cho nước thấm trong bể chứa cát. Một trong những vấn đề quan trọng khi nghiên cứu bằng mô hình tỷ lệ là phải xác định tỷ lệ mô hình hợp lý để từ kết quả thu được trong mô hình có thể suy ra thực tế mà không làm "biến dạng" bản chất của vấn đề. Khi nghiên cứu quá trình thấm của nước dưới đất bằng mô hình tỷ lệ cần phải xác định các hệ số tỷ lệ sau đây:

- Hệ số tỷ lệ kích thước K_L:

$$K_L = \frac{L_{nh}}{L_{mh}}$$

- Hệ số tỷ lệ vận tốc K_v:

$$K_v = \frac{V_{nh}}{V_{mh}}$$

- Hệ số tỷ lệ thời gian K_t:

$$K_T = \left(\frac{M_{nh}}{t_{nh}}\right) \Big/ \left(\frac{M_{mh}}{t_{mh}}\right)$$

Trong các công thức trên L_{nh}, V_{nh}, M_{nh}, t_{nh} tương ứng là kích thước, vận tốc, khối lượng nước, thời gian của nguyên hình (đối tượng thực); L_{mh}, V_{mh}, M_{mh}, t_{mh} tương ứng là kích thước, vận tốc, khối lượng nước, thời gian trong mô hình.

Phải chọn các hệ số tỷ lệ nói trên một cách hợp lý. Nếu các hệ số tỷ lệ quá chênh lệch có thể làm biến dạng dòng thấm, không phản ánh đúng quá trình thực tế sẽ xảy ra trong tự nhiên.

2. Mô hình tương tự. Mô hình tương tự là dùng một loại vật liệu khác thay thế đưa vào mô hình để nghiên cứu đối tượng dựa vào sự tương tự của các quá trình vật lý xảy ra trong chúng. Tuỳ theo loại vật liệu sử dụng người ta chia ra làm hai loại mô hình tương tự:

a) Mô hình điện. Sự vận động của nước dưới đất xảy ra dưới tác dụng của chênh lệch áp lực hoặc cột nước cũng tương tự như sự truyền điện xảy ra dưới tác dụng của hiệu điện thế. Trong vật lý, sự dẫn điện tuân theo định luật Ohm:

$$I = g.U$$

trong đó I – cường độ dòng điện; g - độ dẫn điện (conductance), g = 1/R; R - điện trở; U- hiệu điện thế.

Trong địa chất thuỷ văn, sự vận động của nước dưới đất tuân theo định luật Darcy:

$$V = kJ$$

trong đó V – vận tốc; k – hệ số thấm; J - độ dốc thuỷ lực

Rõ ràng giữa trường điện và trường vận động của nước dưới đất có sự tương tự. Sự tương tự này là cơ sở để xây dựng các mô hình điện dùng để nghiên cứu nước dưới đất. Cường độ dòng điện trong mô hình biểu thị vận tốc của dòng thấm trong nguyên hình. Hiệu điện thế trong mô hình tương ứng thế thủy lực, còn độ dẫn điện tương tự hệ số thấm của môi trường. Trên cơ sở sự tương tự cơ bản này người ta tổ hợp các thiết bị điện để tạo nên các mô hình mô phỏng các bài toán thấm phức tạp trong tự nhiên. Vật liệu dẫn điện dùng trong mô hình để nghiên cứu có thể là dung dịch, giấy dẫn điện hoặc các hệ thống tụ điện và điện trở.

Cũng như đối với mô hình thực, khi xây dựng mô hình tương tự điện phải xác định các hệ số tỷ lệ hợp lý để mô hình phản ánh đúng quá trình trong tự nhiên cần nghiên cứu. Các hệ số đó là:

$$K_1 = \frac{M}{q}; \quad K_2 = \frac{h}{E}; \quad K_3 = \frac{Q}{I}$$

trong các công thức trên:
M – thể tích nước, m^3
h – cột nước, m
Q – lưu lượng nước, m^3/ngđ
q - điện tích, coulomb
E - điện thế, volt
I – cường độ dòng điện, amp.

b) Mô hình chất lỏng nhớt (mô hình Hele - Shaw). Mô hình chất lỏng nhớt là mô hình tương tự mà thay vì nghiên cứu trực tiếp vật liệu nước người ta dùng một chất lỏng nhớt, ví dụ glicerin hoặc dầu. Người ta đặt hai tấm kính dựng đứng song song nhau cách nhau một khoảng là *b*, hai đầu được gắn thùng đựng chất lỏng. Môi trường thấm được thay bằng các quả cầu thuỷ tinh đường kính bằng nhau. Tạo chênh lệch thế để chất lỏng vận động trong môi trường đó. Loại mô hình này áp dụng tốt để nghiên cứu sự vận động của các chất lỏng có trọng lượng riêng khác nhau, ví dụ như trong trường hợp nhiễm mặn ở vùng bờ biển hoặc sự tiêm nhập nước thải vào trong tầng chứa nước. Hệ số tỷ lệ cần xác định trong trường hợp này là hệ số tỷ lệ vận tốc K_v và hệ số tỷ lệ chiều dài K_L:

$$K_V = \frac{V_{nh}}{V_{mh}}; \; K_L = \frac{L_{nh}}{L_{mh}}$$

trong đó: V_{nh}- vận tốc của nước; $V_{nh} = \frac{\rho_n . gk}{\mu_n} \frac{dh}{dx}$

V_{mh} – vận tốc của chất lỏng nhớt trong mô hình. $V_{mh} = \frac{b^2 \rho_{mh} g}{12 \mu_{mh}} . \frac{dh}{dx}$

L_{nh} - chiều dài dòng thấm trong nguyên hình

L_{mh} - chiều dài dòng thấm trong mô hình

ρ_n, ρ_{mh}, μ_n, μ_{mh} – mật độ và độ nhớt của nước và của chất lỏng nhớt.

g – gia tốc trọng trường

k – hệ số thấm của nước trong nguyên hình.

dh/dx - độ dốc thuỷ lực.

3. Mô hình toán. Mô hình toán là sự mô tả một quá trình thực đã được khái quát hoá bằng các biểu thức toán học. Nguyên lý chung của các mô hình toán nước dưới đất là dựa vào quy luật chứa và chảy. Bằng các phương pháp giải tích, phương pháp sai phân hữu hạn, phần tử hữu hạn và lý thuyết thống kê giải tìm nghiệm của các phương trình toán đó. Mô hình toán giải bằng phương pháp giải tích được gọi là luôn là mô hình giải tích. Mô hình toán được giải bằng phương pháp sai phân hữu hạn hoặc phần tử hữu hạn gọi là mô hình số.

Để giải mô hình giải tích, ta cần biết các điều kiện ban đầu và điều kiện biên của bài toán thấm. Các điều kiện này cần đơn giản đủ để có thể giải trực tiếp phương trình thấm. Các mô hình giải tích đã được phát triển để mô phỏng dòng thấm tới giếng và sông suối, dòng nhiệt và dòng vận chuyển khối.

Các mô hình giải tích có thể giải nhanh chóng, chính xác và không tốn kém trên một máy tính tay hay máy vi tính nhỏ có lập trình. Chỉ cần một số lượng tối thiểu số liệu vì tất cả các khu vực thuộc một thông số đều được cho cùng một giá trị (một giá trị hệ số thấm trung bình cho một tầng chứa nước). Lý thuyết giếng ảo được dùng khi bài toán liên quan với một biên hay trường hợp nhiều giếng.

Đối với trường hợp khi các điều kiện biên phức tạp hoặc các thông số biến đổi thì không thể giải được bằng phương pháp giải tích. Trong trường hợp đó có thể dùng phương pháp sai phân hữu hạn hoặc phần tử hữu hạn. Các phương trình được sắp xếp lại trong một số dạng đại số như các xấp xỉ số và lời giải nhận được cũng là những giá trị gần đúng. Các phương trình phổ biến nhất ở dạng ma trận và được giải trên một máy tính xử lý số. Cũng vì vậy, các phương pháp này gọi là phương pháp số và các mô hình này được gọi là mô hình số như đã nói ở trên. Các mô hình số là một trong những phát triển quan trọng nhất của địa chất thủy văn 15 năm gần đây. Vì vậy, sau đây sẽ đề cập kỹ hơn về mô hình số.

Mô hình thống kê của dòng thấm là mô hình toán được lập dựa trên lý thuyết thống kê. Chúng đã được dùng để xác định các trường cột nước và vận tốc cũng như các bài toán về vận chuyển khối các chất hoà tan. Trong các trường hợp khi đối tượng nghiên cứu không xác lập được bằng phương trình lý thuyết thì bằng các số liệu quan trắc có thể xác lập bằng phương pháp xử lý thống kê.

3. Các áp dụng của mô hình nước dưới đất

Các mô hình nước dưới đất được áp dụng cho bốn loại bài toán sau đây: dòng nước dưới đất, dòng vận chuyển chất hòa tan, dòng nhiệt và biến dạng tầng chứa nước.

Các mô hình số bắt đầu với phương trình cơ bản của dòng nước dưới đất. Nó được giải để tìm sự phân bố cột nước trong tầng chứa nước. Các mô hình vận chuyển chất hòa tan có thêm một phương trình về sự biến đổi nồng độ hóa học trong nước dưới đất. Các phương trình vận chuyển nhiệt sử dụng một phương trình về sự truyền nhiệt trong tầng chứa nước. Các mô hình biến dạng tầng chứa nước kết hợp

phương trình thấm với các phương trình khác mô tả các biến đổi cấu trúc vật lý của tầng chứa nước với các thay đổi về cột nước của tầng chứa nước.

Có hai loại mô hình: các mô hình liên quan với dòng thấm qua môi trường lỗ rỗng (tầng cát, sỏi...) và các mô hình liên quan dòng thấm qua môi trường nứt nẻ (đá kết tinh nứt nẻ ...). Các mô hình cho dòng thấm có hai hay nhiều chất lỏng không thể trộn lẫn và cho cả dòng thấm bão hòa và không bão hòa.

Các mô hình dòng thấm nước dưới đất được dùng để nghiên cứu dòng thấm ổn định khu vực trong các hệ tầng chứa nước, sự biến đổi cột nước thủy lực do các biến đổi về lưu lượng chảy đi và chảy đến; các biến đổi cột nước ở gần một bãi giếng, hệ giếng tiêu nước, giếng bơm ép nước hay các bồn thấm và các tương tác nước mặt - nước dưới đất.

Các mô hình vận chuyển chất hòa tan được dùng khi nghiên cứu sự xâm nhập của nước biển, chuyển động rữa lũa từ khu chôn rác thải và các vị trí xử lý chất thải khác, các dải ô nhiễm từ các hố thấm, chuyển động của các chất phóng xạ từ các điểm chôn chất thải phóng xạ, chuyển động của thuốc trừ dịch hại từ các cánh đồng nông nghiệp và các dạng ô nhiễm nước dưới đất khác.

Các mô hình vận chuyển nhiệt dược dùng để phân tích tác động nhiệt do trữ chất thải mức độ phóng xạ cao, do trữ năng lượng nhiệt trong các tầng chứa nước và do tác động bơm nhiệt từ nước dưới đất. Lún sụt mặt đất do bơm hút nước dưới đất được nghiên cứu bằng các mô hình biến dạng.

II. CÁC MÔ HÌNH SỐ

1. Mô hình sai phân hữu hạn.

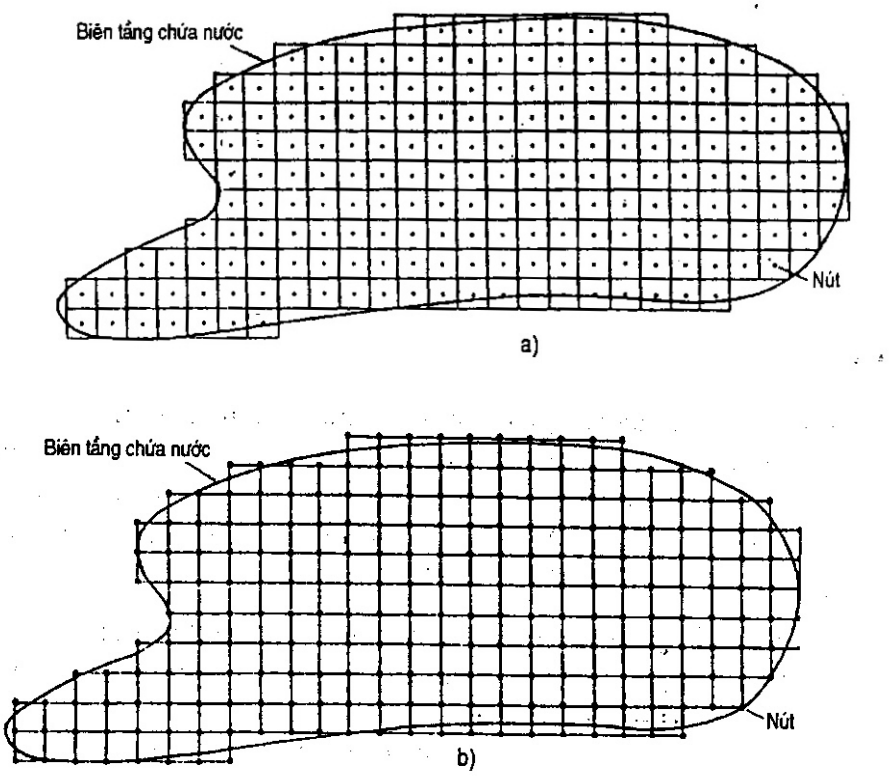
Mô hình sai phân hữu hạn có thể áp dụng cho rất nhiều bài toán khác nhau trong địa chất thuỷ văn. Ở đây, để minh hoạ cho việc giải thích bản chất của phương pháp sai phân hữu hạn ta chọn bài toán cơ bản là phương trình dòng thấm ngang không áp. Ở chương 2, §3, II ta đã xác lập được phương trình tổng quát dòng thấm ngang không áp cho trường hợp động thái không ổn định (công thức 2.17):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x h\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y h\frac{\partial h}{\partial y}\right)+W=\mu\frac{\partial h}{\partial t}$$

Đối với trường hợp dòng thấm ổn định phương trình sẽ trở thành:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(k_x h\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(k_y h\frac{\partial h}{\partial y}\right)+W=0 \quad (4.11)$$

Đây là phương trình vi phân đạo hàm riêng hai biến không thể giải được bằng phương pháp giải tích, vì vậy, trong chương 2 chúng ta đã đơn giản hoá, đưa về bài toán một hướng và môi trường thấm đồng nhất (K=const) để giải tức là ta chỉ giải được cho các trường hợp đặc biệt. Ở đây chúng ta áp dụng phương pháp sai phân hữu hạn để giải luôn bài toán tổng quát này.

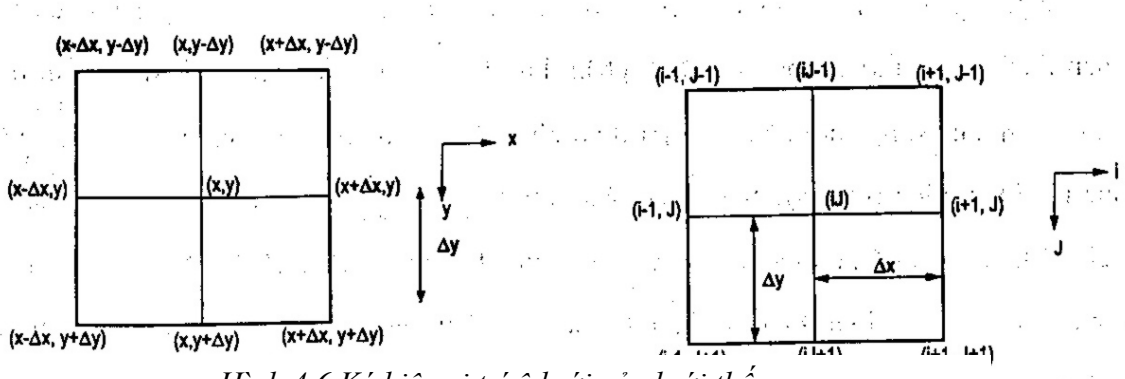


Hình 4.5 Lưới sai phân hữu hạn của một miền thấm
a) lưới tâm ô lưới; b) lưới tâm mắt lưới

Để tìm lời giải cho phương trình liên tục nêu trên ta chia miền thấm thành lưới gọi là lưới sai phân hữu hạn. Trong mỗi ô lưới môi trường được coi là đồng nhất, nghĩa là trong ô đó các thông số được coi là không đổi. Tại mỗi ô lưới được viết một phương trình dạng (4.11) với các ẩn số là chiều cao mực nước *h* tại các điểm nút của ô đó. Điểm nút có thể là tâm của mỗi ô hoặc là điểm giao của các đường lưới. Khi điểm nút nằm ở tâm ô lưới thì lưới đó gọi là lưới tâm ô lưới (hình 4.5a) còn trường hợp kia gọi là lưới tâm mắt lưới (hình 4.5b). Việc chọn loại lưới nào phụ thuộc vào các điều kiện biên. Lưới tâm ô lưới rất hữu hiệu khi lưu lượng xác định qua một biên, còn lưới tâm mắt lưới thích hợp nhất cho các trường hợp mà cột nước được xác định tại biên.

Vị trí các nút trong lưới được thể hiện bằng các ký hiệu riêng. Hình 4.6a cho thấy lưới sai phân hữu hạn, định tâm theo (x, y). Các điểm kề cận trên lưới đặt cách khoảng Δx về phía phải hay trái và khoảng Δy về phía trên hay dưới; x là dương về phía phải và y hướng xuống là dương.

bi
xu



Hình 4.6 Ký hiệu vị trí ô lưới của lưới thấm.
a) vị trí của ô trong lưới thấm; b) ký hiệu máy tính cho ô lưới

Cột bên trái cột i là i -1 và bên phải cột i là i +1. Với *n* ô lưới sẽ có *n* phương trình có chứa ẩn số *h* tại điểm nút của ô. Các phương trình này được viết dưới dạng sai phân như sau:

$$\frac{(h_{i-1,j} - 2h_{i,j} + h_{i+1,j})}{(\Delta x)^2} + \frac{(h_{i,j-1} - 2h_{i,j} + h_{i,j+1})}{(\Delta y)^2} = -\frac{W}{T} \quad (4.12)$$

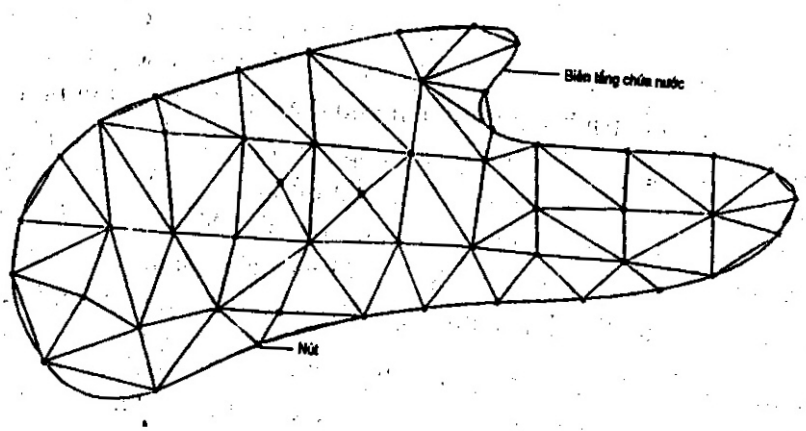
trong đó: Δx và Δy - khoảng cách giữa các nút theo hướng x và y;
W - lượng nước thấm bổ cập đơn vị;
T - hệ số dẫn nước của tầng chứa nước

Như vậy bằng cách này chúng ta đã thay môi trường liên tục được mô tả bằng một phương trình thành tập hợp *n* môi trường con với hệ *n* phương trình khác nhau, điều đó có nghĩa rằng chúng ta đã *rời rạc hoá* môi trường thấm. Phương trình vi phân đã được thay bằng phương trình đại số. Việc giải nó không còn khó khăn ngoại trừ khối lượng lớn vì số phương trình rất lớn.

Phương trình sai phân hữu hạn được giải bằng phương pháp lặp. Dựa trên cơ sở các giá trị cột nước đã biết ở biên cộng với các dự đoán ban đầu, phương trình (4.12) được giải cho mỗi nút trên cơ sở các giá trị tại bốn nút bao quanh. Một chương trình máy tính sẽ chạy tìm lời giải theo các bước sai phân hữu hạn, sao cho đối với mỗi nút, không kể nút thứ nhất và nút cuối cùng, sẽ có một số nút kề nhau giá trị cột nước được dựa trên giả thiết ban đầu trong khi các nút kề nhau còn lại, giá trị cột nước đã được tính lại bằng phương trình (4.12). Một khi cột nước tại mỗi nút đã được tính lại, ta xác định hiệu số giữa các cột nước giả thiết ban đầu và tính lại. Quá trình lặp tiếp diễn cho đến khi hiệu số lớn nhất trong các giá trị cột nước ở mỗi phép lặp so với ở phép lặp tiếp sau nhỏ hơn một số giá trị định trước được xem là tiêu chuẩn hội tụ. Khi lời giải đã hội tụ thì phương trình đã được giải. Lời giải là gần đúng vì tiêu chuẩn hội tụ là một giá trị hữu hạn nào đó. Giá trị này càng nhỏ thì số phép lặp càng lớn và vì thế thời gian cần để đạt lời giải càng lâu. Cần cân nhắc một hoàn cảnh thực tế giữa độ chính xác của lời giải và khoảng thời gian máy tính tiêu phí để đạt nó.

2. Mô hình phần tử hữu hạn

Mô hình phần tử hữu hạn là một cách tiếp cận khác của mô hình số của dòng nước dưới đất. Tầng chứa nước được chia thành các ô đa giác, có thể là tam giác. Hình 4.7 cho thấy các phần tử hữu hạn của một tầng chứa nước đã được mô hình hóa. Các tam giác giao nhau tại các nút, đó là các điểm mà các giá trị chưa biết như cột nước sẽ được tính toán. Giá trị cột nước bên trong mỗi phần tử được xác định bằng cách nội suy các điểm nút.



Hình 4.7 Lưới phần tử hữu hạn cho một tầng chứa nước

Cơ sở toán học cho phương pháp phần tử hữu hạn phức tạp hơn nhiều so với phương pháp sai phân hữu hạn. Hầu hết các lời giải phần tử hữu hạn dựa trên phương pháp của Galekin. Nếu như trong phương pháp sai phân hữu hạn bằng thủ thuật toán thay phương trình vi phân đạo hàm riêng bởi hệ các phương trình sai phân để giải thì trong phương pháp phần tử hữu hạn thay vì phải giải phương trình vi phân sẽ giải tìm các tích phân.

Các mô hình phần tử hữu hạn tỏ ra có một số ưu việc hơn so với mô hình sai phân hữu hạn khi các bài toán có một biên di chuyển, chẳng hạn như khi mực nước ngầm dao động, di chuyển chất thải. Mô hình phần tử hữu hạn còn có ưu điểm là linh hoạt hơn trong mô phỏng dạng hình học của hệ tầng chứa nước so với phương pháp sai phân hữu hạn và yêu cầu số nút ít hơn.

3.Hiệu chỉnh và kiểm tra mô hình

Khi xây dựng mô hình số, một trong những bước quan trọng là kiểm tra và hiệu chỉnh mô hình để đánh giá mô hình đưa ra có phù hợp thực tế hay không trước khi áp dụng để giải các bài toán thực tế.

a) Hiệu chỉnh mô hình

Hiệu chỉnh mô hình thực chất là giải bài toán ngược. Một mô hình được hiệu chỉnh bước đầu bằng cách lấy các giá trị ban đầu của các thông số mô hình và giải theo mô hình để xem nó tái hiện một số điều kiện đã biết của tầng chứa nước đúng đến mức nào. Hầu hết các mô hình ban đầu được hiệu chỉnh đối với cột nước dưới đất ở trạng thái ổn định. Cần có một bản đồ mực nước ngầm hay mặt thủy đẳng áp cho loại hiệu chỉnh này. Vì số liệu này biết chính xác hơn sự phân bố các thông số của tầng chứa nước hoặc lượng bổ sung nước, nên các giá trị về thông số tầng chứa nước và sự bổ sung nước được thay đổi cho tới khi mô hình tái hiện gần đúng các điều kiện mực nước ngầm hay mặt thủy đẳng áp đã biết.

b) Kiểm tra mô hình

Một khi mô hình đã lập xong, cần kiểm tra mô hình vì thường đạt được cùng một kết quả khi thay đổi đồng thời 2 thông số. Việc kiểm tra tiến hành bằng cách so sánh với các trường hợp đã biết. Ví dụ khi hút nước từ giếng, nếu đã biết mực nước theo thời gian cùng vị trí và lưu lượng bơm của các giếng thì kiểm tra mô hình xem nó có tái hiện những biến đổi mực nước đã biết hay không bằng cách đưa vào các diễn biến lấy nước đã biết. Nếu điều đã biết không tái hiện với độ chính xác mong muốn thì phải thay đổi các thông số mô hình để hiệu chỉnh lại mô hình bằng nhóm các thông số mô hình mới, rồi tiến hành kiểm tra lại, thử tự lặp lại cho tới khi đạt yêu cầu.

Quá trình hiệu chỉnh và kiểm tra mô hình đòi hỏi nhiều thay đổi số liệu trong các thông số lập mô hình. Các mô hình số có thể tính lại dễ dàng với các số liệu mới. Đó là lý do chủ yếu khiến các mô hình số hầu như đang thay thế toàn bộ các dạng mô hình khác. Sự tăng nhanh của công suất máy tính và sự giảm giá thành các máy vi tính đã đặt ra khả năng giải các mô hình số một cách ít tốn kém và dễ dàng.

III.CÁC MÔ HÌNH THÔNG DỤNG HIỆN NAY

Phần lớn các mô hình máy tính được phát triển từ các cơ quan nghiên cứu hơn là từ các nhà địa chất thủy văn chuyên nghiệp. Việc sử dụng các mô hình đã công bố, do đã được "chỉnh lại những sai sót" nên sẽ cho các kết quả chính xác trong điều kiện thực tế phù hợp, trong thời gian nhanh chóng và chi phí thấp. Các kết quả áp dụng sẽ dễ được thừa nhận do mô hình đã được sử dụng rộng rãi, hơn là dùng một chương trình mô hình tuy đã được phát triển nhưng hoàn toàn mới. Điều này có thể rất quan trọng nếu các kết quả mô hình được dùng để chỉ đạo hay giải quyết tranh chấp. Dưới đây trình bầy một số mô hình thông dụng hiện nay.

1. Mô hình Mc Donald và Harbaugh (MODFLOW) (Mc Donald & Harbaugh, 1984) là mô hình sai phân hữu hạn cực kỳ đa năng cho dòng nước dưới đất. Đó là mô hình dòng thấm ba hướng và các lớp có thể là nước ngầm, nước có áp hay kết hợp cả hai. Mô hình mô phỏng sự bổ sung nước, thoát - bốc hơi nước, bổ sung nước khu vực, dòng thấm tới giếng, dòng thấm tới thiết bị tiêu nước và dòng thấm qua đáy sông. Nó được lập từ một loạt các môđun riêng rẽ, độc lập; người dùng sẽ chọn các môđun cần cho hệ riêng đang được nghiên cứu và có thể chọn các phương pháp giải khác nhau.

Chương trình được viết bằng FORTRAN nên cần có một số kiến thức về ngôn ngữ này để dùng format các dữ liệu đưa vào mô hình. Mô hình sử dụng đơn giản và có sẵn các đĩa mềm để dùng trong một máy tính IBM tương thích. Cần bộ nhớ truy nhập ngẫu nhiên ít nhất là 250K, nhưng được 640K thì tốt hơn. Tốc độ giải sẽ tăng nhanh nếu máy tính có một bộ đồng xử lý toán học (một chíp máy tính được cắm thêm vào bảng chính của máy tính).

2. Mô hình Konikow và Bredehoeft (MOC) (Konikow & Bredehoeft, 1978) là mô hình vận chuyển chất hòa tan được dùng rộng rãi. Nó dựa trên một lưới sai phân hữu hạn và dùng phương pháp đường đặc trưng cho chất hòa tan. Là mô hình hai hướng có thể tích các thay đổi của nồng độ theo thời gian gây ra do tác dụng mang theo, khuyếch tán thủy động và hỗn hợp.

Chương trình MOC đã được cải tiến để đưa vào các tác dụng phân hủy phóng xạ, hút thấm cân bằng và trao đổi ion. Chương này cũng được ghi trên đĩa mềm để dùng trên máy vi tính IBM tương thích. Cần có bộ nhớ toàn bộ là 640K. Đã có một bộ xử lý trước hỗ trợ cho việc cài đặt chương trình và nhật số liệu.

3. Mô hình vận chuyển bão hòa - không bão hòa (SUTRA) (Voss 1984) là mô hình phần tử hữu hạn mô phỏng sự chuyển động chất lỏng và sự chuyển các chất hòa tan do phân hủy hoặc vận chuyển năng lượng trong điều kiện bão hòa hoặc không bão hòa. Trong kiểu vận chuyển chất hòa tan, nó có thể bị hấp phụ vào môi trường rỗng cũng như bị phân hủy hay sản sinh. Ngoài ra mô hình có thể mô phỏng dòng chất lỏng có trọng lượng riêng biến đổi như nước biển hay nước rửa lũa. Nó có

thể mô phỏng kiểu vận chuyển nhiệt như sự dẫn nhiệt ở dưới đất, các hồ chứa địa nhiệt và độ trữ nhiệt trong các tầng chứa nước.

4. Mô hình RNDWALK là một mô hình khác về vận chuyển chất hòa tan được sử dụng rộng rãi. Đó là mô hình lần theo dấu vết hạt, trong đó chương trình máy tính sẽ chuyển các hạt biểu thị chất ô nhiễm theo phương ngang, rồi sau đó khuyếch tán chúng theo một phân bố chuẩn để xét đến sự khuyếch tán.

5. Mô hình SEEP/W là sản phẩm phần mềm phần tử hữu hạn dùng để phân tích dòng thấm của nước dưới đất, sự tiêu tan áp lực nước lỗ rỗng dư và bài toán cố kết. Mô hình sử dụng cho từ bài toán thấm ổn định bão hòa đơn giản cho tới các bài toán thấm không ổn định bão hòa - không bão hòa phức tạp.

6. Mô hình CTRAN/W là sản phần phần mềm phần tử hữu hạn dùng để mô hình hóa sự di chuyển chất ô nhiễm. CTRAN/W có thể dùng phân tích các bài toán đơn giản như theo dõi các hạt di chuyển do nước vận động cho tới các vấn đề phức tạp liên quan quá trình khuyếch tán, phân tán, hấp phụ và phân hủy phóng xạ.

Các mô hình SEEP/W và CTRAN/W nằm trong phần mềm GEO-SLOPE do Công ty địa kỹ thuật Quốc tế GEO-SLOPE International phát hành 1997 nhằm giải quyết các bài toán địa kỹ thuật và địa kỹ thuật môi trường, hiện được sử dụng rộng rãi ở nước ta cũng như nhiều nước trên thế giới (Mỹ, Canada, Anh,...)

Câu hỏi, bài tập

1. Mục đích, nội dung của các giai đoạn thăm dò địa chất thuỷ văn?
2. Thế nào là trữ lượng khai thác nước dưới đất? các cấp trữ lượng khai thác?
3. Vì sao trước khi sử dụng các mô hình số phải qua bước kiểm tra hiệu chỉnh mô hình? Cách hiệu chỉnh mô hình?